

Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern

Von Günther Frasl *)

Mit 1 Tafel (XXV) und 4 Abb. im Text

Inhalt

Zusammenfassung	324
Vorwort und Einführung	324
Die bisherige Entwicklung der Stratigraphie	329
Die neue Seriengliederung	341
I. Die jüngeren Serien	
Serie C: Die „Wustkogelserie“ — (? permisch-skythisch)	343
Serie D: Die Karbonatgesteine der Trias	349
Serie E: Die Bündnerschiefer-Serie	353
Die Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer	354
Die Dolomitbreccien	357
Die Quarzite	359
Die jungen schwarzen Phyllite (= Rauriser Phyllite)	361
Zur Abtrennung einer eigenen „Schwarzkopffolge“	367
Die hellen Chloritoidschiefer der „Brennkogeldecke“	368
Die Bündnerschiefergneise	369
Dolomite	372
Radiolarit und ? Aptychenkalk	374
Die mesozoischen Ophiolithe	374
Die Prasinite, Grünschiefer und Gabbroamphibolite	376
Die eklogitischen Gesteine	382
Serpentine	384
Die Grundzüge der Schichtfolge im Mesozoikum des Glocknergebietes	386
Überblick über die mesozoische Schichtfolge des Fuscher- und Seidlwinkl- Rauriser-Tales	392
Die Bündnerschieferserie im Liegenden der Seidlwinkl-Trias	392
Die Seidlwinkl-Trias	394
Die Bündnerschieferserie im Hangenden der Seidlwinkl-Trias	395
Die Fuscher Schieferhülle	398
Die Existenzfrage einer eigenen „Sandstein-Brecciendecke“	401
Das Mesozoikum im übrigen Gebiet der mittleren Hohen Tauern	403
II. Die älteren, vormesozoischen Serien	
Serie A: Altkristalline Gesteine	407
Serie B: Die „Habachserie“ — eine paläozoische Geosynklinalbildung	411
Die alten schwarzen Phyllite (= Habachphyllite) und ihre Ein- lagerungen	412
Muskowitquarzite und Paragneise sowie Hellglimmerschiefer und Disthenglimmerschiefer	417
Kalkmarmor	418
Die metamorph gewordenen sauren Vulkanite samt den Por- phyrmaterialschiefern	421
Die metamorphen intermediären Magmatite	426
Die Metabasite	432
Serpentin, Peridotit und Pyroxenit	438
Sonstige, vorläufig der Habachserie zugerechnete Gesteine	441
Zur Altersfrage der Habachserie	442
Zusammenfassung der Seriengliederung	445
Zur Frage der Nordgrenze und der Südgrenze der Schieferhülle	448
Einführende Bemerkungen zum inneren Bau der mittleren Hohen Tauern	454
Literaturverzeichnis	466
Bemerkungen zu den Karten auf Tafel XXV	471

*) Adresse: Doz. Dr. G. Frasl, Hochschule f. Bodenkultur, Wien XVIII, Gregor Mendel-Straße 33.

Zusammenfassung

Es wird auf Grund der Übersicht über eine Reihe von schönen Vorarbeiten und auf Grund von jahrelangen eigenen Untersuchungen eine verbesserte Gliederung der bisher noch immer fossilreineren Schieferhülle der mittleren Hohen Tauern vorgelegt, wobei fünf stratigraphische Serien aufgestellt wurden, deren Umfang aus den Verbandsverhältnissen recht klar hervorgeht. Während das Alter der beiden ältesten Serien noch recht ungewiß ist, ist bei den jüngeren Serien bereits eine ungefähre Zuordnung zu gewissen Formationen möglich. Folgende Serien werden nun unterschieden:

- A. Zweitstufiges „Altkristallin“.
- B. Habachserie; eine Schwarzschiefer-Ophiolith-Serie mit z. T. saureren Effusivgesteinen — hauptsächlich Altpaläozoikum?
- C. Wustkogelserie; grünliche Schiefer-, Arkosegneis- und Quarzserie — z. T. Perm?, Skyth.
- D. Triadische Karbonatgesteinsserie;
- E. Bündnerschieferserie mit Ophiolithen; sie enthält große Mengen schwarzer Phyllite neben Kalkphylliten (Kalkglimmerschiefern), Quarziten, Dolomitbreccien u. a. —? oberste Trias, Jura, Kreide?

Im Zuge der Seriengliederung wird auch auf einige schwach metamorphe Gesteinsarten besonders hingewiesen, deren Ausgangsmaterial geologisch interessant ist und die bisher noch gar nicht oder zu wenig beachtet worden sind: so z. B. besonders auf die stratigraphisch bedeutsamen Derivate saurer Vulkanite; auf ehemals intermediäre Vulkanite — wobei in einem Beispiel noch die ursprünglichen Blasen Hohlräume abgebildet sind —; auf grobophitische Diabasschiefer in der Habachserie und grobophitische, splitisierte Diabase, die zur Bündnerschieferserie gerechnet werden; schließlich auch auf Arkosegneise der Wustkogelserie und Arkosegneise der Bündnerschieferserie.

Schon die vorgelegte Seriengliederung, die eine spätere Verfeinerung zuläßt, führt zu einem Kartenbild, welches besonders durch das geschlossene Auftreten von Mesozoikum in der Glocknerdepression von den bisher gewohnten Vorstellungen absticht, welche dort eine ganz starke Verschupung von Mesozoikum mit Paläozoikum annahmen. Daß dementsprechend auch in der Auffassung über den Baustil sowie in der Deckengliederung der mittleren Hohen Tauern gewisse grundsätzliche Änderungen notwendig sind, wird in einem Anhang begründet.

Vorwort und Einführung

Im Gesteinsuntergrund der ganzen Hohen Tauern wird dem Zentralgneis (Granit- und Granodiorit-Gneis) traditionsgemäß die sogenannte Schieferhülle, also die Summe aller übrigen Gesteine, gegenübergestellt, und diese sind epi- bis mesozonal metamorph. Die Altersgliederung dieser somit völlig ungenetisch definierten Schieferhülle ist das Thema der hier vorliegenden Abhandlung, wobei in diesem Fall entsprechend dem Schwerpunkt der eigenen Untersuchungen nur der Mittelabschnitt der Hohen Tauern behandelt werden soll, also der Raum zwischen dem Gerlospaß oder dem Krimmler Achenal im Westen und der Linie Rauristal—Seidlwinktal—Heiligenblut im Osten. Dieser Raum ist in Ost—West-Richtung

etwa 60 km lang und hat eine Breite von etwa 30 km, denn soviel Abstand ist zwischen dem Salzachtal im Norden und der anschließenden Matreier Zone im Süden. Da mir davon die Nordabdachung der Hohen Tauern weitaus besser bekannt ist, steht sie immer im Vordergrund der Betrachtung, doch konnten die dort gewonnenen Erfahrungen über die Seriengliederung auch auf das kleinere Gebiet der Südabdachung angewandt werden.

In den solchermaßen abgegrenzten mittleren Hohen Tauern befindet sich nicht nur der höchste Berg der Hohen Tauern, der Großglockner; auch durch die Großglockner-Hochalpenstraße und die gigantischen Kraftwerksanlagen des Kapruner Tales sind sie weit über die Grenzen unseres Landes bekannt. — Die mittleren Hohen Tauern besitzen aber auch einen Markstein in der Entwicklung der Alpengeologie, die „Geologische Karte des Großglocknergebietes“ aus dem Jahre 1935 und dazu die monographische Beschreibung des Baumaterials dieser Berge (1939), beide von H. P. Cornelius und E. Clar *). Auch sonst ist in den mittleren Hohen Tauern in geologischer Hinsicht sehr intensiv geforscht worden, worüber der historische Abschnitt referiert.

Und nun, rund zwei Jahrzehnte nach dem Erscheinen der zitierten wegweisenden Darstellung über das Baumaterial des Großglocknergebietes, ist es endlich so weit, daß eine stratigraphische Seriengliederung aufgestellt werden kann, die für das ganze Gebiet der mittleren Hohen Tauern Geltung besitzt. Es ist auch endlich möglich, auf Grund der verschiedenen Detailstudien eine geologische Übersichtskarte über die ganzen mittleren Hohen Tauern im Maßstab 1:100.000 herauszubringen. Diese Karte faßt die Vielfalt der auftretenden Gesteine unter Abzug ihrer alpidischen Metamorphose zu geologischen Serien zusammen, wobei in einer Serie alle Gesteine vereinigt sind — ob Sedimentite oder Magmatite, ob Effusiva oder Intrusiva — die z. B. innerhalb einer Ära der Geosynklinalbildung oder etwa einer hauptsächlich kontinentalen Epoche entstanden sind. Nur bei der sogenannten „alkristallinen“ Serie wurde die höhere und allem Dafürhalten nach recht alte, jedenfalls voralpidische Metamorphose als wesentliches Serienmerkmal gewählt. Während z. B. die „Geologische Karte des Großglocknergebietes“ von Cornelius und Clar die einzelne Gesteinsart, wie z. B. den Prasinit, möglichst genau von jeder anderen Gesteinsart, wie dem Epidotamphibolit, dem Gabbroamphibolit, einem injizierten Prasinit oder Serpentin usw. abgrenzt, jedoch z. B. vor- und nachtriadische Quarzite in einer einzigen Signatur vereinigt, obwohl die Möglichkeit der altersmäßigen Zweiteilung der Quarzite bereits damals erkannt wurde — während also der bleibende Wert der Glocknerkarte besonders in seinem petrographischen Einteilungsprinzip verankert ist, wird hier einmal die andere Seite der Geologie in den Vordergrund der Betrachtung gestellt: die stratigraphische Serie. Beide Arten von Darstellungen, die mehr petrographische und die mehr stratigraphische geologische Karte haben nebeneinander ihren Sinn und ihre Daseinsberechtigung, und man braucht die petrographische Karte ebenso als Grundlage für eine zusammenfassende Seriengliederung, wie von dieser stratigraphischen Seriengliederung dann die weitere tektonische Gliederung

*) Im folgenden werden die gemeinsamen Arbeiten von Cornelius und Clar in den Literaturhinweisen meist kurz als (C. u. C.) zitiert.

in Decken und Schuppen und damit ein großer Teil unserer Vorstellungen vom hiesigen Gebirgsbau abhängt.

Eine genaue Beschreibung der einzelnen Gesteine ist in den meisten Fällen nicht mehr notwendig gewesen, da auf die bereits vorhandenen Beschreibungen verwiesen werden konnte, in erster Linie auf die Glocknermonographie von Cornelius und Clar. Bei manchen Gesteinstypen konnte aber erst jetzt durch eine forcierte Suche nach Relikten der Schleier der Metamorphose so weit gelüftet werden, daß ihre Herkunft deutlich ablesbar ist, und diese Fälle, die in der Regel auch stratigraphisch sehr von Bedeutung sind, wurden etwas näher beleuchtet. Dazu gehören jene Grünschiefer, die z. B. nachweisbar aus ophitischen Diabasen oder aber aus ebensolchen Spiliten hervorgegangen sind. Dazu gehören auch die heute metamorph vorliegenden sauren Effusiva, die z. T. in Form von tuffitischen Einstreuungen auftreten und oft nur schwer erkennbar, aber auf jeden Fall maßgebend für die stratigraphische Einordnung der sie begleitenden Gesteine in eine vortriadische Serie sind. Dazu gehören schließlich auch die nun in den mittleren Hohen Tauern erstmalig erkannten, metamorph gewordenen intermediären Vulkanite, die serienmäßig u. a. mit gewissen sauren Vulkaniten zusammenhängen — und schließlich wurden auch Arkosegneise in zweierlei Serien u. a. m. beschrieben.

Noch immer ist in den mittleren Hohen Tauern kein einziges näher bestimmtes Fossil in jenen Gesteinen gefunden worden, die mit Sicherheit zur Schieferhülle gerechnet werden können. Erst in den Randzonen, deren genaue Abgrenzung und tektonische Bedeutung derzeit noch diskutiert wird, sind vereinzelte Fossilfunde geglückt. So ist also die stratigraphische Gliederung der eigentlichen Schieferhülle noch immer von der Beobachtung des inneren Serienzusammenhanges und von Vergleichen dieser Serien mit ähnlichen und im Alter bereits besser fixierten Serien der Alpen abhängig.

Eines der ersten Ziele der hiesigen geologischen Forschung war es deshalb, den Schleier der Metamorphose zu durchschauen und so weit als nur möglich das Ausgangssubstrat zu erkennen. Ausgehend von dem am niedrigsten metamorphen Gebietsteilen wurde sodann nach den Zusammenhängen eines jeden Gesteins mit benachbarten, andersartigen gesucht, z. B. nach den Anzeichen primärer Übergänge oder nach klaren Altersbeziehungen durch die sedimentäre Einstreuung von Trümmern des einen Gesteins in das andere oder nach regelmäßigen Einlagerungen von stratigraphischem Leitwert, wie von Gips, Lyditen oder sauren Effusiven. In Fortführung früherer derartiger Bemühungen konnte gerade durch die Beachtung solcher im Gebiet der mittleren Hohen Tauern selbst beobachtbaren Zusammenhänge eine neue stratigraphische Seriengliederung aufgestellt werden, wonach sich erfreulicherweise ergab, daß die auf diese Weise gefundenen Serien vielfach über die bisherigen Vorstellungen hinaus mit bekannten, außerhalb der Hohen Tauern befindlichen Gesteinsserien übereinstimmen.

Als stratigraphische Serie wurde dabei jeweils eine Reihe von ehemaligen Sediment- und eventuell auch Eruptivgesteinen bezeichnet, die unter sich engere genetische und daher auch altersmäßige Bindungen besitzen als zur nächsten Serie, wobei die Grenze zwischen zwei Serien im allgemeinen durch einen Umschwung in der Entstehungsgeschichte begründet ist — etwa durch den Wandel von marinen zu kontinentalen Ablagerun-

gen oder von einer vorzüglich chemisch-organogenen Karbonatgesteinsbildung zu mächtigen tonig-sandigen Ablagerungen mit Gerölleinstreuungen und ophiolithischem Magmatismus. Die einzelne Serie hat dabei ein Ausmaß, das sich am besten mit der Bündnerschieferserie der Schweizer Alpen oder der Magdalensbergserie Kärntens vergleichen läßt, d. h. eine solche Serie kann sich noch über die Zeit einer einzelnen Formation hinaus erstrecken. Der Umfang der einzelnen Serie und die Altersreihung der fünf aufgestellten Serien war aus den Beobachtungen im Untersuchungsbereich recht gut zu erschließen, dagegen gibt es noch große Schwierigkeiten bei dem Versuch, die Serien an die sonst übliche Formationsgliederung genauer anzuschließen. So besteht in keinem einzigen Fall ein Grund zu der Annahme, daß sich der Beginn oder das Ende der Entstehung einer solchen in den mittleren Hohen Tauern erkannten Serie genau mit einer Formationsgrenze deckt. Das hat uns auch veranlaßt, vorläufig nur eine Seriengliederung vorzulegen, und es wird wohl noch geraume Zeit dauern, bis hier die naturgegebene Seriengliederung einmal durch eine durchgehende Formations- und Stufengliederung abgelöst wird, soweit das bei der vorliegenden Fossilleere überhaupt jemals der Fall sein wird.

Die stratigraphische Seriengliederung selbst ist übrigens auf jeden Fall noch einer Verfeinerung zugänglich. Man kann z. B. eine einzelne Serie in Abteilungen aufspalten, sobald man durch weitere Forschungen Anhaltspunkte dafür hat. Besonders wichtig ist aber folgendes: man kann bereits auf Grund der Serieneinteilung in stratigraphischer Hinsicht mit den verschiedenen fest umrissenen und mit einem Sammelnamen belegten Gesteinsfolgen operieren, auch wenn man darin noch keine Fossilien gefunden hat und auch wenn man sich über die Lage der Formationsgrenzen innerhalb derselben Gesteinsfolge noch so recht im ungewissen ist.

Nur am Rande der in den Vordergrund gerückten stratigraphischen Seriengliederung wurde auch die tektonische Gliederung der mittleren Hohen Tauern berücksichtigt. Gewiß darf man die bestehende deckentheoretische Einteilung in penninische und ostalpine Körper nicht übersehen, aber sie wurde hier nicht als Voraussetzung für irgendwelche stratigraphische Ableitungen genommen, sondern nur manchmal mit unseren Felderfahrten verglichen, u. zw. besonders im strittigen Grenzgebiet zwischen diesen beiden tektonischen Großeinheiten. Auf Tafel XXV sind die bisher üblichen groß- und lokaltektonischen Abgrenzungen zusammengestellt, wobei dem penninischen Tauerngebiet (Zentralgneise und Schieferhülle) die in Österreich meist als unterostalpin angesehenen Rahmenzonen (Matreier Zone im Süden; Krimmler Trias—Nordrahmenzone—Radstädter Decken im Norden) mit anderer Signatur gegenübergestellt sind. An diese Rahmenzonen schließen sich ganz im Süden das ostalpine Altkristallin und ganz im Norden die zum ostalpinen Deckenkörper gerechnete Quarzphyllitzone und Grauwackenzone an.

Hier soll zwar nur die Schieferhülle einer näheren Betrachtung unterzogen werden. Das geht aber nicht unter strikter Ausschließung jener Gebiete, die bisher als Rahmenzonen abgegrenzt wurden. Es stellte sich nämlich auch jetzt nebenbei wieder heraus, daß an diesen Grenzen noch immer gerüttelt werden kann und daß es zwischen beiden Gebieten oft mehr Verbindendes als Trennendes gibt. Unantastbar fest sind erst die Grenzen gegen das Altkristallin im Süden und gegen die Quarzphyllit- und

Grauwackenzone im Norden. — Zur Frage der Abgrenzung der Schieferhülle gegen die Matreier Zone habe ich nichts Neues beizutragen, dagegen erscheint nun im Norden auf Grund der Übersicht über den ganzen Mittelabschnitt der Hohen Tauern der ursprünglich zusammenhängende Ablagerungsraum der Schieferhülle größer, als bisher vielfach angenommen wurde. Ja, es liegen gute Gründe dafür vor, daß die „Nordrahmenzone“, die H. P. Cornelius in der Nähe der Salzach von der Schieferhülle abtrennte, in Wirklichkeit noch zur Gänze zur Schieferhülle gehört. Es erscheint mir auch sehr zweifelhaft, ob eine eigene „Sandstein-Brecciendecke“ im Sinne E. Braumüllers von der Schieferhülle abgetrennt und der unteren Radstädter Decke gleichgesetzt werden kann, und deshalb müssen auch diese Gebiete in die Betrachtung über die Seriengliederung der Schieferhülle einbezogen werden. — Auch innerhalb der Schieferhülle selbst wurde bei der Zusammenfassung der Gesteinsfolgen zu stratigraphischen Serien zuerst von den bisher üblichen Deckengliederungen abgesehen, damit die Stratigraphie nicht von vornherein mit tektonischen Vorurteilen belastet werde. Aus der neuen Stratigraphie ergab sich dann auch tatsächlich ein in vieler Beziehung verändertes, von weniger Deckengrenzen und Verschuppungen beherrschtes Bild, das gegenüber den bisherigen Auffassungen einem wesentlich ruhigeren Baustil entspricht.

Nun noch einige Worte über die eigenen Untersuchungen im Gelände.

Als Aufnahmskarten standen glücklicherweise bereits in fast allen Gebietsteilen die neuen Blätter der Österreichischen Karte 1 : 25.000 zur Verfügung. Nur in der Nähe des Salzachtales war die behelfsmäßige Verwendung von einigen Sektionen der alten Österreichischen Karte 1 : 25.000 unumgänglich.

Meine ersten Kartierungen betrafen auf Anregung von Prof. L. Kober (Wien) in den Jahren 1947—1949 die Krimmler Gegend; daran schloß sich — dem eigenen Interesse folgend — 1950 eine Untersuchung der Umgebung des Endes der Habachzunge. In den Jahren 1951—1955 und 1957 habe ich dann auf Grund von Kartierungsaufträgen als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt meine Beobachtungen weiter im Osten der mittleren Hohen Tauern fortsetzen können. Dort wurde zuerst der NW-Teil von Blatt Rauris (154) — genauer gesagt nördlich des Tauernhauptkammes und westlich der Linie Rauris—Wörth—Edlenkopf—Krumlkeeskopf — im Maßstab 1 : 25.000 kartiert, wovon ein ganz kleiner Teil auf der Umgebungskarte von Bad Gastein 1956 bereits im Druck erschienen ist. Weitere Kartierungen betrafen die nördlich und westlich an die geologische Karte des Großglocknergebietes von Cornelius und Clar 1935 anschließenden Gebiete, wodurch der Zusammenhang mit den anfänglichen Untersuchungen im Krimmler Raum hergestellt wurde. Für diese Außenaufnahmen standen in den Sommermonaten jeweils ein Teil der vorlesungsfreien Zeit zur Verfügung. — Abgesehen von einer geologischen Studie über die beiden Sulzbachzungen (Frasl 1953 c) und petrographischen Arbeiten, die sich mit einer kleinen Ausnahme hauptsächlich auf die Zentralgneise beziehen, liegen über die Untersuchungsergebnisse bisher nur kurze Aufnahmsberichte gedruckt vor.

Die Grundzüge der nun vorliegenden Seriengliederung wurden aber schon am 11. Feber 1955 in einem Vortrag unter dem Titel: „Zur Strati-

graphie und Tektonik der mittleren Hohen Tauern“ bei der Generalversammlung der Geologischen Gesellschaft in Wien dargelegt, woran sich 14 Tage später ein eigener Diskussionsabend anschloß. Somit war die neue Serienkonzeption in allen wesentlichen Teilen, z. B. auch in bezug auf die durchgeführte Zweiteilung der Massen des Schwarzphyllits (I. in das Hauptgestein einer fest umrissenen vormesozoischen Serie und II. in das Hauptgestein der Bündnerschieferserie) im hiesigen Fachkreis seit 1955 bekannt. Damals wurde auch bereits eine geologische Übersichtskarte im Maßstab 1 : 25.000 vorgelegt, die von Krimml bis Rauris und von Zell am See bis Heiligenblut reichte und die bereits zu dieser Zeit alle wesentlichen Züge der hier beigelegten Tafel XXV aufwies.

Für die Ermöglichung und Förderung der Untersuchungen gebührt mein Dank in gleicher Weise Herrn Prof. Dr. H. Küpper als Direktor der Geologischen Bundesanstalt, der die Außenaufnahmen durch die Erteilung der jährlichen Kartierungsaufträge unterstützte, und auch meinen Vorgesetzten am Institut für Geologie und Bodenkunde der Hochschule für Bodenkultur (Wien). In dieser Eigenschaft waren es nacheinander die Herren Prof. Dr. A. Till, Prof. Dr. J. Fink und seit 1954 Prof. Dr. Ing. H. Franz, die durch die Einräumung einer entsprechenden Kartierungszeit in den vorlesungsfreien Sommermonaten und weitgehend auch im Institut den Fortgang der Untersuchungen förderten. Meine Frau war an den Forschungen im Gelände und auch bei der Ausarbeitung in Wien in solchem Maße beteiligt, daß diese Arbeit bis zu einem gewissen Grade als eine gemeinsame zu bezeichnen ist.

Die bisherige Entwicklung der Stratigraphie der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern

Die Frage nach dem Alter der kristallinen Gesteine der Schieferhülle ist in den mittleren Hohen Tauern erst seit gut hundert Jahren so richtig aktuell geworden, seitdem nämlich B. Studer die ersten Vergleiche mit den Schweizer Alpen angestellt (1848) und K. Peters im Auftrag der damals neugegründeten Geologischen Reichsanstalt im Verein mit M. V. Lipold die nördlichen Tauerntäler großflächig kartiert hat (1853). Die fortgesetzten ernsthaften Bemühungen in dieser Richtung führten aber erst viel später, nämlich in den Dreißigerjahren dieses Jahrhunderts zu jenen Erfolgen, die schließlich den in den letzten Jahren ziemlich allgemein verbreiteten Vorstellungen über das Alter der Schieferhüllengesteine zugrunde lagen.

Es sind durchaus nicht wenige Bemühungen zur Aufklärung geologischer Fragen, die in diese Zeit zwischen die ersten Pioniertage und die Dreißigerjahre fallen. Z. B. konnten Cornelius und Clar 1939 die stattliche Zahl von 55 Veröffentlichungen anführen, die sich vor 1930 auf die Geologie des Gebietes der Großglocknerkarte *) beziehen! Im ganzen Bereich der mittleren Hohen Tauern sind es selbstverständlich weit mehr, und davon sollen hier nur einige ausgewählte angeführt werden, um so mehr, als die ältere Geschichte der Tauernforschung mit besonderer Berücksichtigung der Ent-

*) Vgl. Tafel XXV

wicklung der Stratigraphie ohnehin schon in mehreren neueren Werken vorbildlich zusammengefaßt ist, so in der eben zitierten Glocknermonographie von Cornelius und Clar, dann für die östlich bis ans Rauriser Tal anschließenden Berge in den Zusammenfassungen von Hottinger (1935) sowie Braumüller (1939) und für die Krimmler Gegend von Dietiker (1938). Mit besonderer Einfühlung hat Exner den historischen Abschnitt in den erst letzthin erschienenen Erläuterungen zu Blatt Gastein (1957 a) geschrieben, wobei auch die meisten älteren, für die mittleren Hohen Tauern wichtigen Entwicklungsstadien der stratigraphischen Vorstellungen recht ausführlich verzeichnet sind.

Wesentliche Voraussetzungen für die Kenntnis des Aufbaus der Berge westlich der Linie Stubachtal—Dorfertal, also im Gebiet des Granatspitzkernes und der Venedigerzungen, schuf F. Löwl um die Jahrhundertwende auf Grund weitausgreifender Begehungen. Er sorgte auch für die Verbreitung dieses recht gut fundierten Wissens, u. zw. besonders in einem Führer für den Wiener Internationalen Geologenkongreß im Jahre 1903. 1900 gibt C. Diener die ersten und fast allein gebliebenen, genau bestimmbareren Fossilfunde in diesem Raum bekannt — es sind dies Wirtelalgen aus der Krimmler Trias. Ins Jahr 1903 fällt auch die für die Altersauffassung der ganzen Schieferhülle richtunggebende Reise P. Termiers in die Hohen Tauern, nach welcher er die Theorie aufstellte, die Hohen Tauern seien ein großes tektonisches Fenster, in dem die Gesteine der Schweizer Alpen wieder zum Vorschein kämen. Aus diesem Grunde schätzt er die höhere Schieferhülle entsprechend der Stratigraphie der vergleichbaren Schweizer Berge als mesozoisch ein.

In den folgenden Jahrzehnten nahm Th. Ohnesorge in Anschluß an die nördliche Grauwackenzone auch den ganzen Nordrand der mittleren Hohen Tauern geologisch auf, doch von seinen hiesigen Beobachtungen blieben im wesentlichen nur einige unfertige Manuskriptkarten und ein kleiner Artikel über das Gebiet nördlich Krimml (1929) der Nachwelt erhalten. Seine Aufsammlungen von Fossilresten im Wennis-Veitlehener Kalk westlich der Ortschaft Hollersbach veranlaßten F. Heritsch (1919) zur Mitteilung über wahrscheinlich altpaläozoische Fossilreste (Favositiden u. a.) in der Schieferhülle. Diese Angaben sind aber erst kürzlich durch an derselben Stelle gemachte Fossilfunde von H. Fischer (1955) sehr in Frage gestellt worden.

Von Osten her greifen zu derselben Zeit die Untersuchungen L. Kobers in den Mittelteil der Hohen Tauern herüber. Die Modereckdecke wird z. B. von hier aus in die Literatur eingeführt als die höchste aus Zentralgneis und Schieferhülle bestehende Decke des Pennins der Hohen Tauern. Als paläozoische Anteile der Schieferhülle werden von Kober (1922) Grauwacken, Porphyrdecken und Konglomerate angegeben, mesozoisch seien Quarzite, Dolomite, Kalke, Schiefer usw.

Schon zwei Jahre später brachte R. Staub in seinem „Bau der Alpen“ wie vorher P. Termier wieder rein auf Grund des allerdings meist sehr passenden Vergleichs mit dem stratigraphisch bereits viel besser gegliederten Pennin der Schweizer Alpen eine sehr detaillierte Gliederung der Schieferhülle der Hohen Tauern heraus. Diese lautete, wenn wir oben mit den jüngsten Gesteinen beginnen, folgendermaßen:

7. Penninischer Flysch (Kreide bis Tertiär).
6. Bündnerschiefer-Ophiolitserie mit Liasbreccien, jünger als Trias.
5. Kalkig-dolomitische Trias.
4. Tafeliger Quarzit an der Basis der Trias.
3. Karbonhorizont; wenig metamorphe Graphitquarzite und -schiefer. Sandsteine und Arkosen.
2. Casannaschieferserie: Quarzitischer Schiefer und Glimmerschiefer,
1. Tiefere, stark metamorphe Schieferserie (Biotitschiefer, Granatglimmerschiefer, Chloritoidgesteine) sowie die genannte Goldbergserie (Biotitschiefer, Gabbros, Marmor, Kalksilikatfels).

Daß diese frisch importierte stratigraphische Gliederung nicht gleich von allen Ostalpengeologen als gültig aufgenommen wurde, versteht sich; aber heute kann man wohl sagen, daß sie mehr Beachtung verdient hätte, obwohl die eine Grundfeste davon sich tatsächlich recht bald als widerlegbar erweisen sollte. Staub hatte dabei nämlich regelmäßig den Gehalt an z. B. Granat, Chloritoid, Disthen und Biotit als Anzeiger für ein hohes Alter des betreffenden Gesteines gewertet, während Cornelius und Clar dann die alpidische Bildungsmöglichkeit dieser Mineralien in vielen Fällen nachweisen konnten. (C. u. C. 1939). Zumindest den Gedanken an eine nachtriadische Bündnerschiefer-Ophiolitserie mit Einschluß größerer Bestände von Schwarzphylliten hätte man aber wohlwollender prüfen sollen und schon viel früher übernehmen können. So jedoch haben in den Hohen Tauern bis etwa zum Jahre 1950 fast nur Staubs eigene Schüler diesen Begriff überhaupt, und sogar weitgehend richtig, verwendet.

Besonders wichtig für die allgemeine Anerkennung des mesozoischen Alters eines Teiles der Tauernschieferhülle war schließlich, daß L. Kober die vom Unterostalpin der Radstädter Decken her bekannten, sicher mesozoischen Dolomitbreccien zum erstenmale auch im Inneren der Schieferhülle fand. Das war 1928 bei der Pfandlscharte der Fall, wenige *km* westlich der Scheitelstrecke der Großglocknerstraße. Etwa in derselben Zeit untersuchte L. Kölbl die Granatspitzgruppe, doch weniger die Schieferhülle als den Gneiskern, und um das Jahr 1930 griffen die Arbeiten F. Angels aus dem Altkristallin der Schobergruppe, also vom Süden, auf die mittleren Hohen Tauern über. Sein Name ist besonders mit den Bemühungen um die Abtrennung eines Altkristallin-Anteiles in der südlichen Schieferhülle verbunden.

Damit sind wir bereits bei den Dreißigerjahren angelangt, die als ein Jahrzehnt der ganz besonders intensiven Forschungstätigkeit im Mittelstück der Hohen Tauern außerordentliche Fortschritte der Kartierung, der Gesteinsbeschreibung und z. T. auch der Sicherung und Verfeinerung der Stratigraphie mit sich brachte.

Der Übersichtlichkeit wegen beginnen wir im Westen mit der Skizzierung der wichtigsten Neuerungen. — Revolutionierend wirkte dort die 1932 erschienene, relativ kurze, aber sehr inhaltsreiche Studie über das Nordostende des Großvenedigergebietes von L. Kölbl. In ihr wurde zwar nur wenig Wert auf eine eingehendere Altersgliederung der Schieferhülle gelegt, und auf jeden Fall wurden die diesbezüglichen Ideen Staubs nicht aufgegriffen. Trotzdem hat diese Studie bisher eine ganz hervorragende Rolle

in der Alterseinschätzung großer Teile der nördlichen Hohen Tauern gespielt, denn Kölbl behauptete in dieser Arbeit nicht weniger, als daß der Zentralgneis der nördlichen Venedigerzungen (Sulzbachzungen, Habachzunge) nicht nur die bei Krimml von Westen her an ihn heranreichende Schieferhülle einschließlich der Krimmler Trias („Trias der Neßlinger Wand“) schräg abschneiden und dann auch intrusiv in die Grauwackenzone *) hineingreifen würde, sondern daß sich noch dazu in diesem Gebiet eine tektonische Grenze zwischen dem penninischen Tauernfenster (= Schieferhülle) und seinem ostalpinen Rahmen (= Grauwackenzone) von der Bedeutung einer Fenstergrenze überhaupt nicht nachweisen lasse.

Im Westen von Krimml hat kurz darauf R. Staub einen seiner Schüler eingesetzt, welcher die dort mehrere *km* breite Gesteinsserie zwischen Zentralgneis und Quarzphyllitzone stratigraphisch und tektonisch zu gliedern hatte. Es war dies H. Dietiker, der hier die Staubsche Seriengliederung und auch dessen Deckenschema mit gutem Geschick anwandte. Erwähnenswert ist am ehesten die richtige Ansprache einer eigenen Bündnerschieferserie beim Plattenkogel NW Krimml, die hauptsächlich aus schwarzem Phyllit, Kalkphyllit und Grüngesteinen besteht. Weiße bis grünlichweiße Quarzite, Arkosen und Porphyroide werden von ihm an die permo-skythische Triasbasis gestellt. Der Hochstegenkalk wird als Trias bis Lias eingestuft, und das ganze ältere Material wird ohne besondere Überzeugungskraft in wenig „Karbon“ und viel „Kristallin“ untergeteilt, wobei das letztere recht verschiedenartig ausgebildet sein kann. Dieser angeblich vorkarbo-nische „kristalline“ Anteil der Schieferhülle ist — wie auch bei den anderen Dissertanten Staubs — am meisten revisionsbedürftig. Trotzdem ist die von Dietiker versuchte Gliederung der Schieferhülle in einzelne stratigraphische Serien als für die damaligen Voraussetzungen recht gut gelungen zu bezeichnen. Beachtlich erscheint noch, daß im Gegensatz zum anschließenden Arbeitsgebiet Kölbls in seinem Arbeitsgebiet auf rund 30 *km* Länge die Grenze der Schieferhülle (einschließlich der als „grisonid“ aufgefaßten Krimmler Trias) gegen die Quarzphyllitzone (= Grauwackenzone bei Kölbl) scharf und sicher zu ziehen war.

Grundsätzlich anders als die Arbeitsmethoden von Dietiker und auch Kölbl sind jene von W. Hammer, der zu Mitte der Dreißigerjahre den Tauernnordrand westlich des Stubachtales für die Geologische Bundesanstalt kartierte. Seine Zielsetzung war die Kartenaufnahme auf petrographischer Grundlage, während er sich bei der stratigraphischen und tektonischen Auslegung äußerst zurückhaltend verhielt. Ihm kommt seine große petrographische Erfahrung sehr zugute, wodurch sich die Angaben über die jeweils auftretenden kristallinen Gesteine in den Vordergrund seiner Berichte schieben, und das bringt es hauptsächlich mit sich, daß diese Berichte nicht so rasch veraltet sein werden. In Fortführung der Aufnahmen Ohnesorges vollendet Hammer den südlich der Salzach liegenden Abschnitt des Tauernnordrandes zwischen dem Stubachtal und dem Habachtal für das Blatt Kitzbühel—Zell am See der Geologischen Spezialkarte (1935, 1937). Dabei stellt er nur die Kalk- und Kalkphyllitzüge südlich

*) Mit Kober, Hammer u. a. bezeichnen wir diese in Wirklichkeit nördlich der Salzach anschließende Zone dort genauer als Quarzphyllitzone.

Uttendorf (Enzinger Wand!) und Wilhelmsdorf ins Mesozoikum, einen nicht näher bestimmten Teil der begleitenden Quarzite sieht er als permotriassisch an, und alles andere, mengenmäßig bei weitem Überwiegende wird als vor-mesozoisch angegeben, als ein Teil der „Unteren Schieferhülle“. An dieser Einteilung ist bis heute nur insofern gerüttelt worden, als man wahrscheinlich ein geringeres Alter des Wennis-Veitlehener Kalkzuges und der eng umgrenzten Phyllite in Begleitung der Trias der Enzinger Wand annehmen darf.

A. Hottinger war wiederum ein Dissertant aus der Schule R. Staubs. Er untersuchte viel weiter im Osten hauptsächlich den Raum zwischen Fuscher- und Rauriser (Seidlwinkl-) Tal von der Salzach angefangen bis zum Hauptkamm, und er hat auch den ersten kühnen Versuch unternommen, die Schichtfolge in der Schieferhülle der mittleren Hohen Tauern übersichtlich in einem Idealprofil darzustellen. Er zeichnet folgende zwei Profile (1935, S. 285 und S. 291), wovon das eine, welches die „Schichtserie der Modereckdecke“ charakterisieren soll, für jenen Raum gemünzt ist,

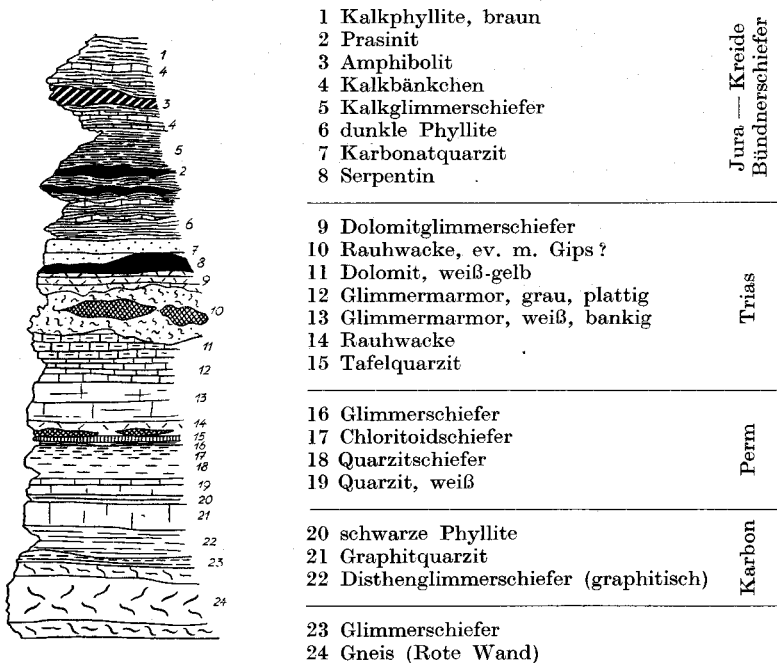


Abb. 1. Schichtserie der Modereckdecke. Nach A. Hottinger 1935.

den Cornelius und Clar etwa zur gleichen Zeit der Seidlwinkldecke, Brennkogeldecke und der Oberen Schieferhülle zusammengenommen zuge-rechnet haben: also für den zentralen Bereich der Tauernkuppel. Das andere Profil Hottingers, auf welchem die „Schichtserie der nördlichen Matreier Zone“ dargestellt ist, entspricht dem nördlich davon bis zur

Salzach anschließenden Gebietsstreifen, den H. P. Cornelius als Nordrahmenzone zu bezeichnen pfligte (vgl. Tafel XXV).

Heute kann man diese Profile in sehr vieler Hinsicht noch immer als gültig ansehen, und wenn man weiß, wie unterschiedlich und unklar hier die Vorstellungen über die Stratigraphie vor den Dreißigerjahren waren,

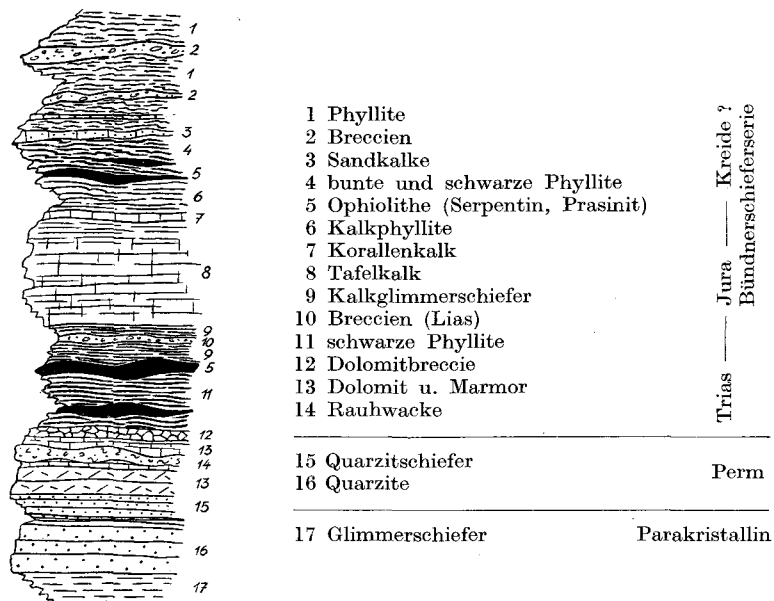


Abb. 2. Schichtserie der nördlichen Matreier Zone. Nach A. Hottinger 1935.

dann muß man dieser Leistung eines Dissertanten hohe Achtung zollen, auch wenn ein Gutteil der Grundgedanken der stratigraphischen Gliederung auf das Konto seines Lehrers zu buchen ist. Der Zeit voraus war jedenfalls die Aufstellung einer mächtigen Bündnerschieferserie in diesem Raum unter Einschluß eines großen Teiles der schwarzen Phyllite; andererseits ergab sich im Zuge der jetzt vorgelegten Seriengliederung eine starke Einschränkung im Umfang der damals als vormesozoisch angesehenen Schichten.

H. P. Cornelius und E. Clar hatten ihre Großglocknerkarte in etwa denselben Jahren aufgenommen wie Hottinger das Gebiet zwischen Fuscher und Rauriser Tal. Sie gingen dabei ihre eigenen Wege und ließen sich auch später in der monographischen Beschreibung des Baumaterials des Glocknergebietes (C. u. C. 1939, besonders S. 271, 239) in ihren Grundgedanken über die Stratigraphie nicht davon beeinflussen, daß Hottinger schon 1935 in seiner Hauptarbeit einen Teil ihres Gebietes beschrieben und nach obigem Schema stratigraphisch gedeutet hatte. Dementsprechend gibt es gar manche Unterschiede in der Alterseinstufung, wie man beim Vergleich ihrer hier abgedruckten Schemata bald erkennt.

Übersicht über die Schichtfolgen der tektonischen Einheiten des Großglocknergebietes nach Cornelius und Clar 1939 (vereinfacht unter Weglassung der Matreier Zone).

	Riffeldecken und Granatspitzhülle	Brennkogel- und Seidlwinkeldecke	Obere Schieferhülle	Nordrahmen
Jura	—	—	—	—
(Rhät. ? und Lias	Kalkglimmerschiefer Breccien	Kalkglimmerschiefer „Knotenschiefer“ Breccien Quarzite z. T. ?	Kalkglimmerschiefer	Kalkschiefer bis Kalkglimmerschiefer Breccien Quarzite z. T. ? Sandsteine und Arkosen
Trias	Dolomit u. Marmor Quarzit z. T.	Dolomit u. Marmor Rauhwanke, Gips Grüne Serizitschiefer Quarzit z. T. Helle Chloritoidschiefer ?	Dolomit	Dolomit u. Marmor. Gips, Rauhwanke, grüne Serizitschiefer Quarzit z. T. Chloritoidschiefer z. T. ?
Perm ?	—	—	—	Bunter Schiefer Porphyroid ?
Paläozoikum wesentl. vorvariszisch	Phyllite bis Glimmerschiefer ? mit schwarzem Quarzit und Prasiniten ?	Dunkle Phyllite Quarzit z. T.	Dunkle Phyllite z. T.	Dunkle Phyllite mit schwarzem Quarzit. Lichte Quarzite z. T. ? Prasinite und Gabbroamphibolit
Vorpaläozoisch	Glimmerschiefer Grungesteine Aplitische Injektion, Orthogneise z. T., Amphibolit und Peridotit ?	—	—	Glimmerschiefer Grungesteine z. T. Amphibolit

Die kartenmäßigen Abgrenzungen der tektonischen Einheiten des Gebietes der Großglocknerkarte wurden zum besseren Verständnis dieser und der folgenden Ausführungen auf Tafel XXV eingetragen, u. zw. in dem rechteckig eingerahmten Gebiet südlich Zell a. See; die Grenzlinien sind dem Erläuterungsheft der Glocknerkarte von Cornelius und Clar entnommen. Cornelius und Clar stellen darin die beiden ostalpinen Rahmenzonen (Matreier Zone, Nordrahmenzone) der Schieferhülle des Tauernfensters gegenüber. Die Schieferhülle wird wieder in den Deckenkörper der „Oberen Schieferhülle“ und die verschiedenen tektonischen Einheiten der „Unteren Schieferhülle“ (Granatspitzkern und -hülle, Riffeldecken, Seidlwinkeldecke, Brennkogeldecke) gegliedert.

Der bemerkenswerteste Unterschied der stratigraphischen Vorstellungen von Cornelius und Clar gegenüber jenen Hottingers ergibt sich daraus, daß die von letzterem zum Mesozoikum gestellten Massen kalkarmer Bünd-

nerschiefer bei Cornelius und Clar unter dem Namen „Dunkle Phyllite“ als die wichtigsten Repräsentanten des Paläozoikums fungieren. Dieser Unterschied wirkt sich bei der tabellarischen Gegenüberstellung der beiden Auffassungen bei weitem nicht so sehr aus wie flächenmäßig auf den Karten oder auch bei der tektonischen Auswertung. Bemerkenswert ist weiter, daß die Ophiolithe hier unter die Kalkglimmerschiefer und mehr neben die Triassedimente gestellt sind, doch ist das im Jahr 1949 noch von Cornelius selbst korrigiert worden: die Ophiolithe wären demnach Jura im weitesten Sinn, fallweise auch bis Unterkreide (1949, S. 551). Das mesozoische Alter wird aber von Cornelius und Clar nur den Ophiolithen der oberen Schieferhülle zugebilligt, den Grüngesteinen aller anderen tektonischen Einheiten hingegen nicht!

Trotz der heute notwendig erscheinenden Änderung der stratigraphischen und tektonischen Gliederung ist jedenfalls die Karte des Großglocknergebietes und der allein erschienene erste Teil der „Geologie des Großglocknergebietes“ von Cornelius und Clar wegen der Genauigkeit der Untersuchung und der sorgfältigen Wiedergabe bei weitem die hervorstechendste Großtat auf dem Gebiet geologischer Forschung und ihrer Darstellung in den Hohen Tauern, und ihr Niveau ist wegen des außergewöhnlichen dafür notwendigen physischen und psychischen Einsatzes in vieler Hinsicht bis heute noch nicht wieder erreicht worden. Die trefflichen Beschreibungen und die durchsichtige Art der Ableitung stratigraphischer und tektonischer Schlüsse erleichtert eine gründliche Einarbeitung in alle hiesigen Probleme und damit auch eine konstruktive Weiterarbeit. Schließlich ist es ja oft so, daß bei der Überfülle der beobachteten Einzelheiten und der zu lösenden Probleme zwar Ansätze für eine bessere Lösung vorhanden sind — wie z. B. die Beobachtung des Überganges von offenbar nachtriadischen Knotenschiefern in Schwarzphyllite, die als paläozoisch angesehen werden (C. u. C. 1939, S. 428) —, daß aber die Auswertung noch unterblieben ist. Dazu kommt freilich, daß sich oft erst dann einfachere Lösungen in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht abzeichnen, sobald ein Überblick über einen wesentlich größeren Raum möglich ist, weil eben in einem engbegrenzten Gebiet kaum jemals sämtliche beweiskräftigen Stellen für die Lösung solch weitreichender Fragen vereinigt sind.

Auf alle Fälle ist die Art der Darstellung des Glocknergebietes durch Cornelius und Clar, gerade weil man dabei nach entsprechender Einarbeitung im selben Raum das Sichergestellte vom Fraglichen gut unterscheiden kann, die günstigste Vorarbeit, die sich der nachfolgende Geologe bei Kartierungen im anschließenden Gebiet und bei der schließlichen Zusammenfassung der Stratigraphie und Tektonik des ganzen umliegenden Raumes nur wünschen kann. Man hat dann, weil die meisten petrographischen Fragen schon gelöst sind, z. B. den Kopf eher für die Beachtung der natürlichen Verknüpfung der Gesteine im Gelände frei und kommt so eher zu einer naturgemäßen Zusammenfassung in Serien. Es kann aber anderseits ein dornenvoller Weg sein, in einem solchen bereits in einer berühmten Arbeit dargestellten Gebiet überhaupt mit einer neuen stratigraphischen und tektonischen Gliederung durchzudringen.

Als E. Braumüller als Schüler von F. E. Sueß in seiner Kartierung im Osten an das Aufnahmegebiet von H. P. Cornelius anschloß und dabei zwischen Fusch und Rauris etwa die nördliche Hälfte des Hottingerschen

Arbeitsgebietes nochmals genauer erfaßte, nahm er sich jedenfalls die Glocknerkarte zum Vorbild und übernahm für die dortige Schieferhülle auch mit geringfügigen Ausnahmen die von Cornelius und Clar vorgeschlagene Stratigraphie, während ihn die Vorarbeit Hottingers hauptsächlich zu Kritik herausforderte. Daher wurde auch das mengenmäßig wichtigste Gestein dieses Gebietes, der von Hottinger zur Bündnerschieferserie gerechnete Schwarzphyllit, als paläozoisch, als Hauptbestandteil der unteren Schieferhülle angesprochen (= „Fuscher Phyllit“ nach Cornelius und Braumüller). Durch diese Auslegung ergibt sich das Bild einer intensiven Verschuppung der unteren Schieferhülle mit den jedenfalls nachtriadischen Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern, die nun als eigene Decke („Obere Schieferhülle“) von oben her in komplizierter Form in der Unteren Schieferhülle stirnen sollen. — Mehr in der Nähe der Salzach scheidet Braumüller eine eigene „Sandstein-Brecciendecke“ aus, die er der Unteren Radstätter Decke tektonisch gleichsetzt. Bei dieser erkennt er das im wesentlichen nachtriadische Alter der vorwiegend feinkörnigen bis grobklastischen Sedimente, und auch da erklärt er die häufige Verknüpfung und Wechsellagerung mit schwarzen Phylliten durch eine Verschuppung der Unteren Radstätter Decke mit dem Paläozoikum der Unteren Schieferhülle. Ja letztere reicht nach dieser Darstellung sogar noch weiter nach Norden und ist dort mit der wieder von oben her stirnenden „Kalkkalkzone“ (Oberen Radstätter Decke) verschuppt. Die Existenz der von Hottinger in der Nähe der Salzach ausgeschiedene Zone von penninischem Flysch läßt sich nach Braumüllers Beobachtungen in keiner Weise bestätigen.

Aus diesen Ergebnissen Braumüllers, dann aus seinen anschließenden Kartierungsergebnissen in der Gegend von Wörth, wo er den Zusammenhang der Schwarzphyllite des Nordens mit dem Schwarzphyllit der inneren Hohen Tauern (Mallnitzer Mulde) unter einer Deckenstirne der Oberen Schieferhülle findet und aus der Arbeitsgemeinschaft mit S. Prey, der von Süden her, also von Heiligenblut und vom Sonnblick her kommend, ihm die Hand reicht, ergibt sich eine neue tektonische Gliederung dieses N—S über die ganzen Hohen Tauern sich erstreckenden Streifens der Schieferhülle (Braumüller und Prey). Diese bis heute gebräuchliche Gliederung des östlichsten Abschnitts der mittleren Hohen Tauern weicht besonders in der Grenzziehung der Schieferhülle gegen den nördlichen ostalpinen Rahmen stark von der Auffassung von Cornelius und Clar ab, und deshalb wurden diese beiden tektonischen Einteilungen, die uns die Orientierung bei der folgenden Besprechung der einzelnen Schichtglieder wegen der Anknüpfung an die bisherigen Vorstellungen wesentlich erleichtern, auch auf der Tafel XXV kartenmäßig nebeneinander gestellt. Dabei wurde das ganze Gebiet östlich der Glocknerkarte und östlich des Fuschertales nach Braumüller und Prey 1943 gegliedert.

Inzwischen setzten E. Clar und besonders H. P. Cornelius ihre Kartierungen auf den übrigen drei Seiten außerhalb der Großglocknerkarte fort, doch sind davon in der Regel nur kurze Aufnahmeberichte sowie meist lückenhafte Manuskriptkarten vorhanden. Die letzteren befinden sich in der Kartensammlung der Geologischen Bundesanstalt, Wien, und waren mir in dankenswerter Weise zugänglich. Die Kartierungen südlich der Salzach zwischen Fuscher- und Stubachtal sind außerdem bereits 1935 für die geologische Karte von Kitzbühel—Zell a. See verwendet worden. Kurze

zusammenfassende Darstellungen aus der Feder von H. P. Cornelius findet man in den unter „1940“ und „1942 e“ zitierten Arbeiten, wobei die zweitgenannte einen guten Überblick über die Granatspitzgruppe vermittelt. Auch auf diesen zwar nicht abgeschlossenen, aber in der Abgrenzung einzelner Gesteinszüge sehr zuverlässigen Grundlagen war später ein Weiterbauen sehr erleichtert. Cornelius selbst war es nicht mehr vergönnt, auch diese weitere Kartierung noch zu Ende zu führen oder wenigstens wesentliche tektonische Konsequenzen z. B. für die Lage des Tauernnordrandes aus den bereits vorhandenen Beobachtungen zu ziehen, was er nach der Erkennung des Untertauchens der Oberen Schieferhülle auf der Westseite des Stubachtales und nach seinen weiteren Beobachtungen bereits hätte wagen können *). Seine Manuskriptkarten aus dem Gebiet zwischen der Großglocknerkarte im Osten und meiner Karte des Gebietes der Sulzbachungen und der Habachzunge (Frasl 1953 c) im Westen waren jedenfalls neben eigenen ergänzenden Begehungen in diesem Raum die wichtigsten Unterlagen für die Zeichnung des betreffenden Teiles der hier beigegebenen Hauptkarte (Tafel XXV).

Mit dem Fortschreiten des zweiten Weltkrieges erlosch zusehends die geologische Forschung in unserem Gebiet; so ist als Ausnahme 1944 von der SE-Seite der Habachzunge das Ergebnis einer engbegrenzten Kartierung von H. P. Cornelius veröffentlicht worden, und die Studie W. Petrascheks über das Bergbauggebiet am Ostende der Habachzunge kam als nächstes erst 1947 heraus.

Nach dieser Unterbrechung der Forschungstätigkeit war zuerst eine Reihe von Schülern L. Kober in den mittleren Hohen Tauern tätig, und zwar sollte als erstes die Frage des Nordrahmens des Tauernfensters gelöst werden (H. Fischer, H. Holzer, G. Frasl; in Tirol anschließend O. Thiele und E. Kupka). Dann hatte W. J. Schmidt die Kartierung der Matreier Zone im Süden der Tauern zur Aufgabe, und schließlich folgten A. Egger und G. Fuchs mit Untersuchungen der Schieferhülle auf der Südseite des Hauptkammes. Bei diesen Arbeiten stand meist die tektonische Zielsetzung im Vordergrund; in Fragen der Stratigraphie hielten sie sich im wesentlichen an die von Kober 1939 skizzierten, z. T. recht anpassungsfähigen Altersvorstellungen, sodaß die Altersgliederung in dem einen Aufnahmegebiet sich wie bei Staub mehr an die Stratigraphie des Schweizer Pennins anschloß, im anderen eher an die von Cornelius und Clar gegebene Altersgliederung der Schieferhülle. Wertvoll war jedenfalls, daß dabei größere Gebiete im Maßstab 1:25.000 kartiert wurden, von denen vorher keine genaueren modernen Karten existierten. Wenn viele Abschnitte davon trotzdem schon wieder einer Revision bedürften, dann liegt das u. a. einmal daran, daß jede neue stratigraphische Erkenntnis, die aus dem einen Aufnahmegebiet gewonnen wird, auch Änderungen in der streichenden Fortsetzung notwendig macht, und zweitens an dem für eine zeitlich begrenzte Dissertationsarbeit in der Hochgebirgsregion oft relativ großen Arbeitsgebiet.

Letzteres ist z. B. bei den Aufnahmen H. Fischers zu bedenken, der das Gebiet zwischen dem Habach und der Stubache vom Salzbachtal bis rund 10 km nach Süden untersuchte. Von seinen Ergebnissen ist schließlich nur ein kleiner Bruchteil veröffentlicht worden (Fischer 1949), und die

*) Man vgl. die Schlüsse von W. Del Negro 1950, S. 225.

dabei zugrunde gelegten stratigraphischen Einstufungen der verschiedenen Gesteine ins Altpaläozoikum oder in viel geringerem Maße in Trias und Perm konnten nun im wesentlichen beibehalten werden. Als Änderungen sind in erster Linie die Ausscheidung eines „Altkristallins“ nach H. P. Cornelius und die Abgrenzung einer kleineren Partie von Bündnerschiefern bei Uttendorf zu nennen.

H. Holzer kartierte im östlich anschließenden Raum, der zwischen der Stubache und dem Dietelsbachtal nahe Kaprun nördlich und westlich der Großglocknerkarte von Cornelius und Clar übrigblieb. Aber auch diesen Raum hatte Cornelius schon größtenteils untersucht und die wichtigsten Gesteine beschrieben (C. u. C. 1939), sodaß Holzer kaum über wesentliche neue Funde berichten konnte und sich daher mehr der Tektonik und Stratigraphie zuwandte. Daher spiegeln sich in seinen kurzen Berichten am ehesten die tastenden Versuche und sukzessiven Fortschritte in diesen Hinsichten ab, wobei außer der Frage nach der Lage der Nordgrenze des Tauernfensters (vgl. Seite 387) besonders das Problem im Vordergrund stand, ob ein Teil oder sogar die ganzen schwarzen Phyllite und damit auch die in sie eingelagerten Gesteine anstatt zum Paläozoikum oder gar zum Altkristallin — wie Cornelius annahm — nicht in Wirklichkeit eher ins Mesozoikum zu stellen seien (Holzer 1949—1953).

Noch bevor die ersten Mitteilungen und Ergebnisse der Schüler Kobers gedruckt waren, erschien die „Geologie von Salzburg“ von W. Del Negro (1949), und diese enthielt eine kritische Sichtung der bis dahin publizierten Studien über die Stratigraphie und Tektonik des Salzburger Anteils an den Hohen Tauern und somit auch über den größten Teil der mittleren Hohen Tauern. Diese Übersicht über die damalige Literatur, aus der Del Negro geschickt das Wichtigste verwendet und die er auf Grund einiger eigener Kontrollbeobachtungen in besonders kritischen Gebieten untermauert hat, gibt wohl am besten die damals von den meisten Ostalpengeologen anerkannte Anschauung über die Stratigraphie der Hohen Tauern wieder, die sich ganz auf die Ergebnisse von Cornelius und Clar stützte und den davon abweichenden Vorstellungen z. B. Hottingers keine wohlwollende Beachtung schenkte. Also findet man kein Wort über die Existenz einer weitgehend phyllitisch ausgebildeten Bündnerschieferserie, sondern die dunklen Phyllite sind allesamt noch beim Paläozoikum eingereiht. Die Quarzite werden als größtenteils paläozoisch und teilweise 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 Strahlsteinschiefer angegeben. Die „Obere Schieferhülle“ besteht nach dieser 1949 sichtlich noch hochaktuellen Einteilung nur aus nachtriadischem Kalkphyllit und Kalkglimmerschiefer mit Dolomitbreccien an der Basis und dazu Prasiniten (Grünschiefern) fraglicher Herkunft *) sowie Epidot- und Gabbroamphibolit, Peridotit und Serpentin samt seinen Begleitgesteinen. Nachtriadische schwarze Phyllite und Quarzite sind also damals noch nicht spruchreif. — Diese Zusammenstellung im Buche

*) Aus Diabas oder rückschreitend aus Amphibolit!

Del Negros gibt ein sehr getreues Abbild der Situation zu Beginn jener Untersuchungen, welche zu der hier vorliegenden neuen Seriengliederung führten und damit zur eindeutigen Abkehr von einer derartigen unnatürlichen Gliederung der Schieferhülle in eine „Untere“ und eine „Obere“ Schieferhülle.

Dieselbe stratigraphische Gliederung nach Cornelius u. Clar aus dem Jahre 1939 finden wir übrigens auch noch 1951, u. zw. hat sie damals S. Prey unverändert in einen Exkursionsführer über die Glocknerstraße übernommen.

Die Zusammenstellung Del Negros hat aber auch heute noch nicht nur einen historischen Wert wegen der Übersicht über die damals anerkannte Altersgliederung der Schieferhülle, sondern sie ist durch ihre kurze Zusammenfassung der Gesteinsfolgen in den einzelnen Tälern auch heute noch ein wertvoller Behelf für die Einführung in die Geologie in den mittleren Hohen Tauern, weil sonst für den Fernerstehenden die diesbezüglichen Notizen in den zahlreichen sich gebietsweise oft überschneidenden Spezialarbeiten fast unübersehbar sind.

Im Gegensatz dazu ist eine andere Zusammenfassung über fast denselben Raum, die etwa gleichzeitig damit erschienen ist, nicht in demselben Maße für die Einführung Fernerstehender geeignet. Gemeint ist der Artikel über die Bausteinverkommen des Ober- und Unterpinzgaues von A. Haiden (1950). Diese Zusammenstellung der Erfahrungen über die dortigen Bausteine aus der Feder des über beträchtliche Lokalkenntnisse verfügenden Leiters der Wildbachverbauung, der in anderen Gebieten auch als Amateurgeologe erfolgreich war, enthält nämlich eine derart anfechtbare Altersgliederung der Schieferhülle, daß Holzer (1951) und Frasl u. Heissel (1953) sich bereits veranlaßt sahen, auf einige der unhaltbaren Angaben hinzuweisen.

Die nun folgenden Jahre waren ganz allgemein hauptsächlich der Sammlung neuer Felderfahrungen gewidmet, und deshalb kamen nur kleinere Berichte über Teilgebiete der mittleren Hohen Tauern heraus, in denen sich aber doch schon wichtige Neuerungen ankündigen. Dazu gehören die jährlichen Aufnahmeberichte über Kartierungen im Gebiet zwischen Rauriser und Felbertal (Frasl 1952 bis 1956), deren stratigraphische Ergebnisse den Neuerungen der anschließend vorgelegten Seriengliederung in erster Linie zugrunde liegen; dann ein Bericht von H. Holzer (1952) über Aufnahmen bei der St.-Pöltener Hütte westlich des Granatspitzkerns, wobei aber stratigraphische Fragen kaum angeschnitten wurden. Bemerkenswert ist die erstmalige Auffindung von Mangananreicherungshorizonten in Verbindung mit Radiolariten in der Schieferhülle, und zwar in Zusammenhang mit den Vorbereitungsarbeiten für den Sperrenbau beim Moserboden im Kapruner Tal. G. Horninger stellt diese Gesteinsbänder in den oberen Jura (1954).

Auch an anderen Stellen wird die geologische Forschung durch die vielen Kraftwerksbauten befruchtet, doch nur bei wenigen derartigen Studien kommt der stratigraphisch Interessierte auf seine Rechnung, so beim Stollenprofil durch das äußere Stubachtal (Bistritschan 1953), bei den Meldungen Horningers über Funde von Gips am Tauernnordrand SW Taxenbach und über ein dunkles Ganggestein im Granatspitzkern (Horninger 1956) und besonders bei den Beobachtungen von K. Bistritschan und E. Braumüller im nördlichen Rauristal (1958). Braumüller legt dabei nämlich die Gründe vor, warum er die dortigen Massen von schwarzen Phylliten von nun an auch nicht mehr als paläozoisch, sondern eher als nachtriadisch ansieht.

Zu nennen wären aus der letzten Zeit noch die neueste, aber in stratigraphischer Hinsicht sehr allgemein und äußerst vorsichtig gehaltene

Einführung zu einer Exkursion über die Glocknerstraße (E. Clar 1953) und dann die Veröffentlichung der Dissertation des Staub-Schülers P. C. Benedict (1952). Dessen Arbeitsgebiet war die Schieferhülle im Süden des Granatspitzkerns zwischen Dorfer Tal und Matreier Tauerntal. Bessere oder sicherere Grundlagen für die Stratigraphie der mittleren Hohen Tauern, als vorher bekannt waren, gehen aus dieser Studie jedoch nicht hervor, ja die darin als wesentliche Neuerung hingestellte und als karbonisch aufgefaßte „Seetörlserie“ im unmittelbaren Hangenden des Zentralgneises des Granatspitzkerns erscheint in der Neubearbeitung des Gebietes durch G. Fuchs (1956) schon wieder in einem anderen Licht. Interessant zu werden versprechen die Funde von Quarzit und Marmor, die in einigen Linsen am Tauernhauptkamm ausgerechnet in Migmatiten der östlichen Grenzregion des Venedigerkerns stecken und welche Fuchs als triadisch ansieht.

Seit dem Jahre 1951 haben schließlich O. Schmidegg und F. Karl ihr gemeinsames Aufnahmegebiet vom Westen her kommend im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt bis zum Hollersbach nach Osten ausgedehnt. Aus den bisherigen kurzen Aufnahmeberichten geht jedoch über ihre dieses Gebiet betreffenden stratigraphischen Ansichten nur wenig hervor, doch scheinen sich keine irgenwie größerflächigen Abweichungen von der von G. Frasl 1949 und 1953 skizzierten Alterseinteilung in mesozoische und vormesozoische Gesteine abzuzeichnen. Der südlich anschließende Kartierungsbereich von Karl und Schmidegg im Umkreis der Venedigerzunge wurde mit Rücksicht auf das Fehlen bisheriger genauerer Karten und auf die in absehbarer Zeit zu erwartenden Veröffentlichungen der neueren Kartierungsergebnisse überhaupt nicht in die anschließend zusammengestellten Betrachtungen über die Seriengliederung der mittleren Hohen Tauern einbezogen, obwohl dadurch die Westgrenze des zu besprechenden Gebietes stark verwinkelt erscheint. — In den letzten Jahren reichen übrigens auch Kartierungen von W. Senarclens-Grancy vom südlichen Altkristallin der Lasörlinggruppe auf das Tauerngebiet randlich herüber.

Daß für die im Anschluß vorzulegende neue Seriengliederung aus der neueren geologischen Literatur über die westlichen und östlichen Hohen Tauern wesentliche Anregungen zu erhalten gewesen wären, ist kaum zu behaupten, denn dafür boten die darüber veröffentlichten Angaben noch zuwenig Anhaltspunkte. Es hat aber den Anschein, als würden die Auffassungen über das Alter der Gesteine in allen drei Teilen der Hohen Tauern immer schöner konvergieren. Auf einige wichtigere Vergleiche mit den beiderseits anschließenden Teilen werde ich dann im weiteren Verlauf der Arbeit an etlichen Stellen hinweisen.

Die neue Seriengliederung

Bereits in der Einleitung wurde kurz dargelegt, was in dieser Abhandlung unter einer stratigraphischen Serie verstanden wird und daß man sich am besten mit einer aus der Beobachtung der Zusammenhänge im Gelände erschließbaren Seriengliederung behilft, solange eine Formations- oder gar Stufengliederung in diesem Raum noch mit derartig vielen Fragezeichen behaftet ist wie heutzutage.

Woran die Zusammenhänge innerhalb einer Serie zu erkennen waren, ist an Hand von zwei Beispielen rasch erklärt. In der paläozoischen Habachserie findet man z. B. in den schwarzen Phylliten stellenweise angehäuft papierdünne weißliche, seltener blaßgrüne Flecken von mehreren *cm* Größe. Diese werden in günstigeren Fällen dicker und die weißen darunter geben sich manchmal sogar noch als bis faustgroße Einstreuungen mit porphyrischem Gefüge und typischen Ergußgesteinseinsprenglingen von Quarz und Feldspat zu erkennen. In diesem Fall ist der genetische Zusammenhang der ursprünglichen bituminösen Tonablagerung und der Einstreuung pyroklastischer Komponenten sicher, und da die anschließenden vulkanogenen Gesteinsmassen ihrerseits in manchen Randbereichen massenhaft dunkle Phyllitfasern enthalten, ist die zeitliche Einheit der Bildung beider Substrate zumindest für die Genauigkeit der hier angestrebten ersten Gliederung genügend belegt. — Ähnlich ist es bei der Bündnerschieferserie, in der man dieselben, z. T. sehr wechselhaften Zusammensetzungen der einzelnen Gesteinslagen findet wie vergleichsweise auch in der Flyschzone des Wienerwaldes; nur daß in den Hohen Tauern die variablen Gemenge von Ton, Kalk und Sand — es sind alle Mischungsglieder in Übergangsstreifen vorhanden — epi- bis beinahe mesozonal metamorph geworden sind. Gerade hierbei ist ein Sammelbegriff notwendig; denn obwohl man die wichtigeren, petrographisch verschiedenen Gesteinszüge auch auf der Karte ausscheiden kann, wäre es hier für die Stratigraphie und Tektonik ebenso sinnlos wie innerhalb z. B. der Kahlenberger Schichten des Wienerwaldes, die alle Meter und Dezimeter vor sich gehenden Veränderungen in der Zusammensetzung bis ins Detail zu verfolgen. Bei einer derartig abwechslungsreichen Sedimentation braucht man auch schon deshalb einen Sammelnamen um die Bedeutung der vielen in einer Karte eingezeichneten, aber in Wirklichkeit oft unscharfen Gesteinsgrenzen z. B. zwischen Bändern von zusammengehörigen Phylliten, Kalkglimmerschiefern oder Quarziten im richtigen Lichte erscheinen zu lassen. Der stratigraphische Wert und ebenso der tektonische Wert solcher Grenzlinien könnte sonst gerade bei der Bündnerschieferserie mit ihren oszillierenden Sedimentationsbedingungen, aber auch bei anderen Serien stark überschätzt werden.

Gewiß gibt es auch unzählige scharfe Grenzen primärer und tektonischer Entstehung (z. B. besonders oft durch Schuppung); aber wenn man hier den Umfang und die Abgrenzung größerer stratigraphischer Einheiten erfassen will, muß man in erster Linie das Verbindende suchen und dann wird man schon sehen, wo zwischen den so gewonnenen größeren primär-genetischen Einheiten keine Verbindungen mehr zu finden sind, und dort liegen dann die Grenzen der Serien.

Aus der Übersicht über die im historischen Teil angeführten bisherigen Auffassungen über die Stratigraphie der Schieferhülle geht hervor, daß man sich am ehesten über die Existenz und die Abgrenzung der Karbonatgesteine der Trias klar und einig wurde. Danach müssen auch die Dolomitbreccien, sobald sie Trümmer aus der Trias enthalten, nachtriadisch sein, was allgemein anerkannt ist. Außerdem ist man sich auch weitgehend einig über das mesozoische Alter der Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer, jedoch schon weniger über das mesozoische Alter der damit verbundenen Ophiolithe. Die stratigraphische Stellung der übrigen, vorwiegend älteren Gesteine wird noch viel unterschiedlicher angegeben. Deshalb wird also

in dieser Studie zuerst mit der Erfassung des Bestandes der jüngeren Serien begonnen, wobei die Karbonatgesteine der Trias die wichtigsten Stützen für eine Einordnung in die Formationsgliederung sind.

Um aber das umfangreiche Material über die Serienbestände und Serienfolge in einer einigermaßen übersichtlichen Aneinanderreihung vorzulegen, wurde darauf verzichtet, von Anfang an streng nach jener Folge vorzugehen, in der man ein Gestein nach dem anderen auf Grund der beobachtbaren Verbandsverhältnisse an die wenigen Angelpunkte der Stratigraphie — d. h. in der Hauptsache an die karbonatische Trias und die aus ihr entstandenen Geröllhorizonte — anhängen und damit einreihen kann. Es wurde also hier mit der Beschreibung der permoskythischen „Wustkogelserie“ begonnen, deren stratigraphische Stellung durch die strenge Bindung an die Basis der Trias gegeben war, und darauf folgt die kurze Charakterisierung der Karbonatgesteinsserie der Trias selbst. Nach dieser wird dann der Inhalt der besonders mächtigen, im wesentlichen nachtriadischen Bündnerschieferserie Stück für Stück abgeleitet. — Erst sobald der Umfang und Inhalt dieser drei jüngeren Serien — welche wahrscheinlich zusammen vom oberen Perm bis in die untere Kreide reichen — dargestellt ist, werden die übrigen, sicher älteren Gesteinsbestände gesichtet und bei diesen wird eine kleinere Partie offenbar altkristalliner, d. h. in einer früheren Orogenese mesozonal umgeprägter Gesteine (Serie A) von den sehr umfangreichen Massen der meist weniger metamorph erscheinenden „Habachserie“ abgetrennt.

Beginnen wir demnach mit der Besprechung der permoskythischen „Wustkogelserie“, auch wenn sie die geringmächtigste und daher unbedeutendste unter allen fünf Serien der Schieferhülle ist.

I. Die jüngeren Serien

Serie C: Die „Wustkogelserie“: geringmächtige, grün-weiße Schieferserie an der Basis der Karbonatgesteine der Trias*)

Die hierher gerechneten Gesteine sind einerseits durch ihre Lagerungsbeziehungen gegenüber der relativ noch am sichersten altersmäßig festlegbaren Karbonatgesteinsserie der Trias (= Serie D) fixiert, indem sie an manchen Profilen (z. B. SE Uttendorf) zwischen dieser und der Serie B (= Habachserie) eingeschaltet sind, sowie auch weil sie in dem mehrere *km* mächtigen, normalen Schichtstoß östlich der Glocknerstraße eindeutig an der Basis der Trias liegen. Andererseits ist die Serie durch die Gesteinsausbildung charakterisiert, die sich in engen Grenzen hält, indem hierzu im wesentlichen nur Quarzite, Arkosegneise und Hellglimmerschiefer gehören, bei denen der grünlichgraue Farbton nur selten einem reinen Weiß Platz macht.

*) Diese Serie wurde nach dem Wustkogel (2507 *m*) im Hintergrund des Seidlwinklales benannt, einem felsigen Bergrücken 2,5 *km* östlich vom Mittertörl der Großglockner-Hochalpenstraße und ebensoweit NE vom Hoctor-Tunnel, also grob genommen etwa 25 *km* S bis SSE von Zell am See. Die obersten Meter des Wustkogels bestehen zwar aus Rauhwaacken, doch unter ihnen ziehen rundherum die quarzitischen und gerade da auch geröllführenden Schiefer der Wustkogelserie durch, welche die obersten Partien dieses N—S verlaufenden Rückens auf etwa 1,5 *km* Länge fast allein aufbauen.

Diese Abgrenzung und Charakterisierung der Wustkogelserie ist für große Teile der mittleren Hohen Tauern neu, denn bisher wurde von Cornelius und Clar ebenso wie von H. Holzer und H. Fischer die Masse der hellen Quarzite einheitlich ausgeschieden und als permotriadisch angesehen, auch wenn wir heute den überwiegenden Anteil davon aus verschiedenen Gründen als zur Serie E (= Bündnerschieferserie) gehörig abtrennen müssen. A. Hottinger hat zwar bereits mit großem Geschick vor-, früh- und nachtriadische Quarzite zu unterscheiden versucht, aber dafür die in Wirklichkeit hierher an die Triasbasis gehörigen Arkosegneise und Glimmerschiefer des Wustkogel-Hirzkar-Zuges als karbonisch oder sogar älter aufgefaßt. Nur in der Auffassung der permotriadischen Quarzite in dem von E. Braumüller 1939 dargestellten Gebiet trat keine Änderung ein.

Trotzdem haben mich nicht die schon außerhalb meines eigentlichen Arbeitsgebietes gelegenen, zuletzt angeführten Permotriastgesteine Braumüllers zur Aufstellung dieser Serie bewogen, sondern ich kam erstmals auf diesen Gedanken im Verlauf der Kartierung der Seidlwinkltrias im hinteren Seidlwinkltal (Frasl 1953 b). Dort hob sich eine grünstichige, praktisch karbonatfreie Schieferserie ab, die zugleich die Basis der mächtigen, weithin flach und normal liegenden Trias als auch den Kern einer riesigen liegenden Falte bildete, welche damit aus (?) Perm, Trias und außen mächtigen Bündnerschiefern bestand (s. S. 394 f.). Diese grünliche Schiefer- und Quarziterie paßte einmal ganz gut zu der Vorstellung, daß sie durch die hier gewohnte, schwache Regionalmetamorphose aus ursprünglich rotem Grödener Sandstein, aus Buntsandstein oder Werfener Schichten entstanden sei. Die hiesige Ausbildung der Serie paßte aber auch gut zu den apfelgrünen Quarziten Radstädter Art, die von verschiedenen Stellen in der Umrahmung des Tauernfensters als permotriadisch angegeben werden. Und sie steht auch durchaus nicht im Widerspruch zu jenen Bildungen, die man derzeit in entsprechenden Teilen der Schweizer Alpen im allgemeinen als permotriadische Quarzite und Schiefer bezeichnet (J. Cadisch 1953). Die Alterseinschätzung der Serie und ihre Abgrenzung bestätigte sich dann bei der Kartierung im Raum des nördlichen Stubach- bis Kaprunertales, wo die als Serie C bezeichnete Gesteinsvergesellschaftung in mehreren Profilen zwischen dem durch Graphitquarzite und saure Effusiva als paläozoisch gekennzeichneten Schwarzphyllit (Habach-Phyllit) einerseits und der Trias-Bündnerschieferabfolge andererseits liegt.

Im hinteren Seidlwinkltal ist eine für die Serie besonders charakteristische Gesteinsart schon von E. Clar prägnant beschrieben worden, nämlich eine glimmerreiche, quarzitishe Arkose S des Labbodens („Läbboden“ bei Clar; C u. C 1939, S. 115). Es ist dem hinzuzufügen, daß hauptsächlich derartige Arkoseschiefer bis mehr plattige Arkosegneise, die in der Karte mit der Signatur der Wustkogelserie eingetragen sind, relativ große Flächen in der Umgebung des Wustkogels aufbauen und von dort W der Weissenbachscharte als etwa 30 m mächtige Basis der Seidlwinkltrias über dem Tauernhauptkamm nach S ziehen.

In den aus dem Ostabfall des Wustkogels stammenden großen Blöcken der darunter liegenden Lokalmoräne sind in den Arkosegneisen auch häufig bis faustgroß werdende, linsenförmig verquetschte Gerölle von hellen Massengesteinen zu finden (Frasl, 1955, S. 23). Zwei Schliffe ergaben eindeutig die Herkunft von Geröllen aus einem relativ groben Quarzporphyr, der auch makroskopisch auf Grund der mehrere Millimeter großen Quarz- und Feldspateinsprenglinge in einigen Proben erkannt werden konnte, sowie

aus einem stark ruptuell deformierten Pegmatit. Dazwischen sind bis über 1 cm groß werdende, zum Teil noch rosa gefärbte Kalifeldspate eingestreut, von denen einer nach dem mikroskopischen Bild wahrscheinlich aus einem Granit stammt. Die grünlichgrauen Hellglimmer dieses geröllführenden Arkosegneises sind stark doppelbrechend bei einem Achsenwinkel von $2V_x = 26^\circ$ (nach Trögers Bestimmungstabellen typisch für Phengit) sowie deutlich pleochroitisch. Dem gleichen auch die im weiteren als Phengite bezeichneten Glimmer der anderen Vorkommen von Quarziten und Schieferen der Wustkogelserie im Seidlwinklatal.

Grünliche, z. T. struppige Phengitschiefer bis plattige, phengitreiche Arkosegneise *) (mit massenhaft reliktschen Kalifeldspaten von 1—2 mm Größe) bilden dann auf der dem Wustkogel im N gegenüberliegenden Flanke des Seidlwinkltales auf rund 2100 m Höhe ein z. T. 150 m mächtig werdendes Schieferband, an dessen Hangendgrenze gegen den Triasmarmor und Dolomit der Hummelwand auch einige m mächtige, rein weiße Quarzite gefunden wurden. Mehr quarzitisch wird auch die Ausbildung desselben Gesteinszuges auf der Baumgartlalm und Hirzkaralm, wo am N-Ende des ganzen Zuges bei „k“ der Kartenbezeichnung „Hirzkaralm“ wieder an der Grenze gegen die karbonatische Trias ein rein weißer Quarzit auftritt.

Diese eindeutige Paragesteinslage wurde von L. Kober (1922 und 1938) in seinen Karten als „Zentralgneis der Modereckdecke“ eingetragen. Es ist dies aber hier kein stark deformierter Granitgneis, und dasselbe gilt auch für die südlich der Weißenbachscharte von Kober als Zentralgneis eingetragene Fortsetzung dieser grünlichen Paragesteinslage, doch mögen dort kleinere Granitgneisreste noch nebenbei auftreten. Etwas ganz Entsprechendes gilt überdies auch für die tiefere Gneislage im Modereckgebiet, die von Kober ebenso als Zentralgneis der Modereckdecke ausgeschieden wurde, nun jedoch im Kapitel „Bündenerschiefergneise“ besprochen werden muß (s. S. 369 f.). Wir werden demnach von der seit Jahrzehnten eingebürgerten Vorstellung abgehen müssen, daß eine „Modereckdecke“ im Sinne einer selbständigen, rund 30 km langen und dabei nur 50—100 m mächtigen, also enorm ausgewalzten Granitgneislamelle (mit etwas zugehöriger Schieferhülle) existiert, wie wir sie aus Kobers Profilen gewohnt sind.

Einen ersten, bisher wenig beachteten Schritt in dieser Richtung hat bereits A. Hottinger 1935 gemacht, als es ihm soeben genannten, höchstwahrscheinlich permotriadischen Paragneis und Schieferzug Wustkogel—Hirzkar nur an ganz wenigen, sehr eng umgrenzten Stellen Gneis (Orthogneis laut S. 265) und das übrige als Parakristallin und Graphitquarzit ausschied, die jedoch permisch, karbonisch oder älter sein konnten. Aber auch da konnten an den angegebenen Lokalitäten bei genauer Nachsuche keine echten Orthogneise wiedergefunden werden. Ebenso ist es nicht möglich, die Eintragung von Orthogneis im Höllbachgraben bei Ferleiten (Hottinger, 1935, S. 265) zu übernehmen. — Hottinger hat auch versucht aus diesem Zusammenhang einige ganz geringmächtige Quarzitbänder als Triasquarzit abzutrennen, doch erscheint es derzeit wohl als verfrüht, anzugeben, wo in dieser Serie die Grenze zwischen Perm und Trias liegt. Hottinger unterschied zwischen einem tafeligen Glimmerquarzit oder Tafelquarzit der basalen Trias, und einer Schichtfolge von weißem, teils massigem, teils schiefrigem Quarzit (Quarzites feuilletés), ferner Glimmerschiefer, Chloritoidschiefer usw., welche als permisch abzutrennen seien (1935, S. 285).

Die östliche Fortsetzung derselben Schiefer-, Arkosegneis- und Quarzitlage ist in ganz entsprechender Lagerung an der Basis der Seidlwinkltrias auch auf der gegenüberliegenden Flanke des Seidlwinkltales vorhanden. Sie ist im felsigen Westabfall des Schaflegerkopfes, des Sagkogels und der unbenannten Spitze P. 2615 als auffallend grünlichweißes Band schon von der Edelweißspitze, dem Aussichtsberg der Großlocknerstraße, sichtbar. Es beginnt im Norden unter dem Rettenkar bei P. 2060 m (vgl. S. 394) und zieht dann nach SE bis fast an den Gipfel des Sagkogels hinauf und über-

*) Schätzungsweise Mineralzusammensetzung eines dieser Arkosegneise im Dünn-schliff: 45 Kalifeldspat, 25 Quarz, 25 Phengit, 5 Karbonat.

quert den Kamm zum Krumltal schließlich östlich der Seen des Gamskarls, wovon es in Richtung auf die Rohmoser-Alm steil nach E abfällt. Die in der Nähe ebenfalls grünlichweiß aussehenden, plattigen Phengitquarzite sind hier meist sehr feinkörnig und dürften einen relativ hohen Feldspatgehalt besitzen. Sie ähneln weniger den horizontmäßig entsprechenden Arkoseschiefern und Quarziten am gegenüberliegenden Hang des Seidlwinkltales als einem Teil der feldspathhaltigen Phengitquarzite des äußeren Stubachtales.

Der also im Seidlwinkltal charakteristisch ausgebildeten Wustkogelserie entsprechen die mehr oder minder feldspathhaltigen Quarzite bis phengitreichen Schiefer beiderseits des nördlichen Stubachtales, die zwischen den Karbonatgesteinen der Trias und dem paläozoischen Schwarzphyllit lagern. Ebenda hat H. Holzer neben anderen Quarziten auch größere Partien von grünlichen „quarzreichen Serizitchloritschiefern“ als permotriadisch eingestuft (Holzer 1949, S. 12).

Wegen der geringeren Metamorphose ist der Phengitschiefer hier gegenüber den vorgenannten Vorkommen im Inneren der Hohen Tauern feinkristalliner und milder, doch ist er auch hier durch die grünlichgrauen Phengite mit kleinem Achsenwinkel charakterisiert.

Es bestand kein Grund, beim Stubachtal noch weitere Gesteinsarten in die Wustkogelserie einzubeziehen; so fehlen auch hier Effusivgesteine, die sonst im Perm recht häufig sind.

Die Eintragung der vorwiegend östlich des Stubachtales bis zum Kaprunental aneinandergereihten Vorkommen der Wustkogelserie in der beigegebenen Karte (Tafel XXV) erfolgte nach den Veröffentlichungen von H. P. Cornelius, H. Fischer u. H. Holzer sowie eigenen Beobachtungen. Daß hier der ursprüngliche Kontakt mit der Trias z. T. gestört ist, wie H. P. Cornelius bemerkt hat (C. u. C. 1939), darf uns bei einer derartigen Auswalzung der Trias, die hier viel, viel weiter gegangen ist als in den besser erhaltenen Profilen des Seidlwinkltales, nicht wundern. Man sieht es ja auch den Karbonatgesteinsvorkommen der Trias an, daß sie nicht nur in wechselndem Maß an Mächtigkeit verloren haben, sondern auch mit der Serie C = Wustkogelserie in Linsen zerrissen wurden. Diese liegen nunmehr ungefähr an einer Linie, nämlich an der Grenzlinie der mesozoischen Serien D+E gegen das geschlossene Verbreitungsgebiet der vormesozoischen Serien A+B.

Es bleibt noch die Frage nach der Zugehörigkeit dieser schon nahe der Salzach liegenden Vorkommen der Wustkogelserie zur Schieferhülle zu besprechen. — Nach H. P. Cornelius liegen die Gesteine inmitten der ostalpinen „Nordrahmenzone“, nach H. Fischer 1947 und H. Holzer 1949 bilden sie die Basis der unterostalpinen Schuppenzone. 1953 ging Holzer dazu über, die Grenze der Schieferhülle aus faziellen Gründen bis an die Salzach zu verlegen, sodaß auch die Permotrias bereits zur Schieferhülle fällt. — Diese letztgenannte Auffassung finden wir nach der heutigen großräumigen Übersicht über die Gesamtsituation in den mittleren und östlichen Hohen Tauern bestätigt, besonders durch die streichenden Verbindungen der hier peripheren Gesteinszüge mit weiter im Osten zentraler gelegenen, aber sonst entsprechenden Gesteinszügen, aber auch durch die faziellen Zusammenhänge im betreffenden Raum (s. S. 450).

Die dritte Anhäufung von Gesteinen der Wustkogelserie befindet sich im Fuscher- und Rauriser Tal wieder nahe der Salzach. Dort wurden auf Grund der Angaben E. Braumüllers die entsprechenden weißen Serizit-quarzite und hellgrünen Serizitschiefer hierhergestellt, die er tektonisch z. T. noch zur Fuscher Schieferhülle, zum anderen Teil aber schon zur unterostalpinen Breccien-Sandsteinzone rechnet. Darin hatte H. P. Cornelius westlich des Fuscher Tales sogar gipsführende Rauhvaccken gefunden, während Rauhvaccken ohne Gips an verschiedenen Stellen damit verbunden sind (Braumüller 1939, S. 102).

Bemerkenswert ist nebenbei ein Versuch von H. P. Cornelius, außer Quarziten auch andere Gesteinsarten ins Perm zu stellen. So hat Cornelius z. B. das permische Alter von bunten Schieferen im Brucker Wald (unmittelbar beim Talboden des Salzachtales) angenommen. Nach seinen Angaben sind dort sehr feinblättrige Schiefer von lichtgrüner und violetter Farbe mit mesozoischen Gesteinen verknüpft, wobei der lichtgrüne Schiefer sehr wahrscheinlich als Porphyroid bezeichnet werden kann. In Verbindung damit wird außerdem grünlichweißer Quarzit und ein grauer, sehr dünnblättriger Schiefer angegeben, alle Gesteine in jeweils nur wenige *m* mächtigen Lagen.

Daß diese bunte, hier nur ganz lokal auftretende Gesteinsfolge tatsächlich ins Perm zu stellen sein mag, wird durch die Veröffentlichungen M. Starks über das Gebiet südlich der Klammkalkzüge zwischen Großarl- und Gasteiner Tal recht wahrscheinlich gemacht. Stark beschrieb nämlich von dort in mehreren ausgezeichneten Studien einen etliche 100 *m* mächtigen Quarzit-Serizitschieferhorizont mit u. a. Porphyr-, Granit- und Schiefergeröllen, mit Lagen von Porphyroiden und Grünschiefern (mit ophitischem und Diabasporphyrit-Reliktgefüge) sowie mit deren Tuffen und Tuffiten. Das Aussehen der apfelgrünen, weißen, grauen, seltener dunkleren oder anders gefärbten (auch gefleckten) Serizitschiefer und Quarzite soll durchaus manchen geschieferten alpinen Verrucanovorkommen, so z. B. einem Verrucano von Ilanz (Graubünden) gleichen. Es erscheint bemerkenswert, daß dieser Serieninhalt auch bezüglich der Vulkanite sehr an das Glarner und Bündener Perm, aber auch jenes von Mitteldeutschland erinnert (J. Cadisch und E. Niggli 1955, S. 44 f., 132), wenn auch Stark hier im Gegensatz zu dort noch keine Spillite und Keratophyre erkannte (Stark 1940, S. 43—44)*).

Ein weiterer Seitenblick auf die östlichen Hohen Tauern zeigt uns, daß Ch. Exner eine Gesteinsverknüpfung, die unserer Serie C entsprechen würde, dort nicht gefunden hat. Die betreffenden Gesteine sind von ihm auf die Ausscheidungen des Triasquarzits (mit fraglicher Beteiligung von Perm) und einer jungpaläozoischen Schieferserie aufgeteilt. Eine Trennung von Triasquarzit und den höchstwahrscheinlich auch dort vorkommenden nachtriadischen Quarziten wurde von Ch. Exner nicht versucht.

Die Ausscheidung der Wustkogelserie in der Gegend von Krimml machte einige Schwierigkeiten, weil ihre Sonderstellung dort zur Zeit meiner Kartierungen im Krimmler Gebiet (1947 bis 1949) noch nicht klar erkannt war, andererseits aber über die in dieser Gegend in den letzten Jahren erfolgten Kartenaufnahmen von O. Schmidegg und F. Karl nur kurze Vorberichte vorliegen. Es ist aber erfreulicherweise hier im Anschlußgebiet gegen die westlichen Hohen Tauern eine sehr gute Übereinstimmung in der derzeitigen Serienabgrenzung festzustellen, denn im anschließenden Gerlosgebiet hat O. Schmidegg (1949) ebenfalls eine „Serie der grünen Quarz-

*) Starks Beschreibung der Gesteinstypen läßt jedoch bei den dort unter Nr. 12 und 13 von Au im Großarlal angeführten Gesteinen den Verdacht aufkeimen, daß diese doch ursprünglich Spillite gewesen sein könnten (Stark 1939, S. 66—68).

Serizitgrauwacken“ beschrieben, innerhalb welcher die Quarzite hauptsächlich im Hangenden auftreten und zugleich der Triasbasis angehören. Schmideggs Altersangabe hierfür lautet: vermutlich Permotrias, vielleicht z. T. auch älter (1949, S. 5 u. 8). Beim Zillertal ist darin an mehreren Stellen Gips gefunden worden.

Eine ähnliche Alterseinstufung der Gesteine dieser Serie finden wir im Gerlosgebiet auch bei H. Dietiker (1938) und O. Thiele (1951), während Th. Ohnesorge (1929) die sogenannten „lichtgrünen Serizitgrauwacken“ beim Gerlospaß eher als nachtriadisch ansah. Eine petrographische Bearbeitung der Serie C im Gerlostal mit besonderer Beachtung der Einstreuungen von saurem Effusivmaterial liegt von F. Karl (1951) vor.

Auf Tafel XXV wurde in der Umgebung von Krimml nur ein einziges Vorkommen von grünen Quarziten und Serizitphylliten als Wustkogelserie ausgeschieden, nämlich in den „Öfen“ SE des Plattenkogels, in Übereinstimmung mit der gleichen Alterseinschätzung durch O. Schmidegg. Demgegenüber wurde die quarzitische Basis der Krimmler Trias (Dietiker) ebenso wie die Trias selbst bereits als zur Rahmenzone gehörig aufgefaßt, und genauso erging es auch den grünlichen Quarziten des östlichen Walder-Wieser-Waldes (zwischen P. 1363 und P. 1166), sowie den schon oben erwähnten „lichtgrünen Serizitgrauwacken“ (Ohnesorge) beim Gerlospaß, denn alle drei Vorkommen von wahrscheinlich permoskythischen Gesteinen sind eng mit der Krimmler Trias verbunden. Unsicher ist es jedoch, ob die kleine Insel von Arkosen, Grauwacken- und Porphyrmaterialschiefern, die im Süden an den Triasdolomit südlich Neukirchen anschließt und die vorläufig zur Habachserie (s. u.) gestellt wurde, nicht vielleicht doch besser an die Wustkogelserie anzuschließen wäre. Dasselbe gilt auch für die Porphyroide vom Schiedhof (Untersulzbach; man vergleiche dazu S. 425).

Aus diesem Überblick kann man schließen, daß sich in den mittleren Hohen Tauern eine inhaltlich eng begrenzte Serie aufstellen läßt, die fast in jedem Vorkommen an die Karbonatgesteine der Trias gebunden ist und stratigraphisch an deren Basis gehört. Sie ist in der Hauptsache aus Sandsteinen, Arkosen und Tonschiefern entstanden, nur vereinzelt geröllführend, und enthält mancherorts in geringen Mengen Rauhwacken und Gips. Charakteristisch ist für diese Schieferserie der grünliche Farbton, also grünlichgrau bis weiß, während die graphitische graue bis schwarze Färbung in sonst ähnlichen Schiefern und Quarziten auf die Zugehörigkeit zu anderen Serien (Habachserie oder Bündnerschieferserie) schließen läßt. Die Masse der Quarzite gehört nach der vorliegenden Einteilung auch gar nicht mehr an die Triasbasis: in Wirklichkeit ist der größte Teil der Quarzite in den mittleren Hohen Tauern vielmehr zur Bündnerschieferserie zu rechnen (s. d.).

Wahrscheinlich liegt hier in der Wustkogelserie die metamorphe Ausbildung einer Schichtfolge vor, welche ursprünglich aus einem kontinentalen Perm von Art des Grödener Sandsteins (mit einer beträchtlichen Beteiligung von umgelagertem Porphyrmaterial) sowie aus einem mit Sicherheit anzunehmenden skythischen Anteil bestand, der entweder in der Buntsandsteinfazies oder in der teilweise tonigeren Fazies der Werfener Schichten ausgebildet war. Kalk und Dolomit aus den Bellerophonschichten ist bisher noch nicht erkannt worden, und dementsprechend ist auch die Grenze zwischen

Perm und Trias ungewiß. Ebenso ist ungewiß, ob die Serie C das gesamte Perm von Anfang an erfaßt oder ob nicht doch auch die Serie B (s. d.) noch bis ins untere Perm reicht.

Serie D: Die Karbonatgesteine der Trias

Die Trias hat sich bisher als einzige Formation im besprochenen Gebiet der mittleren Hohen Tauern als fossilführend erwiesen, und zwar an einigen von der Tauernmetamorphose nur mehr schwach betroffenen Stellen im Grenzgebiet gegen die ostalpine Grauwackenzone. Beide fossilführenden Triasvorkommen können mit mehr oder minder großer Bestimmtheit zum Unterostalpin gestellt werden (s. u.). Trotzdem sie aber ihrer großtektonischen und faziellen Einstufung nach im Grenz- oder Übergangsbereich zwischen der penninischen Schieferhülle und der Hauptentwicklung der ostalpinen Deckenmassen liegen, ist ihre Kenntnis für die stratigraphische Parallelisierung der sonst entsprechenden, aber bisher fossilfreien Gesteinsserie im Inneren der Schieferhülle von großer Bedeutung.

Der eine von diesen Karbonatgesteinszügen, bei dem die Fossilführung schon lange bekannt ist, ist

die Krimmler Trias.

Dort hat C. Diener schon 1900 von seinem ersten Wirtelalgenfund in Kalken der Nesslinger Wand (2 km nördlich von Krimml) berichten können. Diese Kalkalgen wurden 1912 von J. Pia als *Physoporella pauciforata* beschrieben. Bei der Nesslinger Wand und an zwei weiter östlich gelegenen Stellen der Krimmler Trias (gleich westlich des Obersulzbaches sowie 1½ km südlich Neukirchen) habe ich später wieder die gleichen Wirtelalgen gefunden (Frasl 1953 c)*).

Die Krimmler Trias, die von L. Kober ins Unterostalpin gestellt wird, während sie R. Staub und seine Schüler zum Mittelostalpin rechnen, ist im hier beschriebenen Gebiet östlich des Gerlospasses auf eine Länge von etwa 11 km bekannt. Sie hat da ihre Hauptverbreitung zwischen dem Gerlospaß und Sulzau (vgl. G. Dietiker 1938). Im Osten davon sind derzeit nur zwei ganz kleine Vorkommen aufgeschlossen, eines am Untersulzbach gegenüber dem Schiedhof und eines direkt S von Neukirchen am Rande der Salzach-Talebene (Frasl 1949, 1953 c).

Neben hauptsächlich grauen, weißen und gelben, sehr feinkristallinen Kalken und Dolomiten gehören zum Stoffbestand der Krimmler Trias in viel geringerem Ausmaß auch Rauhacken, kleine Gipslinsen und möglicherweise auch karnische oder rhätische phyllitische Gesteine. Permisch-skytische, z. T. feldspatführende Quarzite und quarzitisches Schiefer liegen an ihrer Basis (H. Dietiker 1938, G. Frasl 1953).

Diese anscheinend sehr vollständige, wenn auch noch nicht durchgehend stratigraphisch gegliederte Triasabfolge ist ein vortreffliches und zugleich auch in den mittleren Hohen Tauern das naheliegendste Vergleichsbeispiel für jene Triasvorkommen, die in den inneren Teilen der Schieferhülle liegen. Demgegenüber ist das als nächstes zu nennende Beispiel für solche Vergleichs-

*) Der von A. Haiden 1950 aus der Krimmler Trias angegebene Fund eines Gastropoden von der Art *Turbo solitarius* kann nach der in dankenswerter Weise ermöglichten Besichtigung der Bruchstücke leider nicht bestätigt werden.

zwecke schon bedeutend weniger geeignet. Dieses zweite größere Karbonatgesteinsvorkommen am Nordrand der Schieferhülle, das bisher Triasfossilien geliefert hat, ist

der Wennis-Veitlehener Kalk,

welcher gleich südlich vom Mühlbach (im Salzachtal, zwischen Habach- und Hollersbachtal) liegt. Daraus wurden erst vor wenigen Jahren einige Fossilreste von G. Rosenberg als *Colospongia dubia* bestimmt und der betreffende Teil des Kalkzuges daher zu den Partnachkalken gestellt. Außerdem wurden bei dieser Gelegenheit auch Spuren von Diploporen und Korallen angegeben. Diese Funde H. Fischers (1955) stammen von demselben Platz etwa $1\frac{1}{2}$ km SW des Hollersbaches, an dem schon vorher Th. Ohnesorge und auch G. Frasl Fossilien gefunden hatten *). Es steht jedoch in auffälligem Gegensatz zu der Angabe von Triasfossilien durch Fischer, daß diejenigen Fossilien, die Th. Ohnesorge gefunden hatte, von F. Heritsch 1918 in einer kleinen Studie als Favositiden und Monticuliporiden beschrieben wurden und daß dementsprechend der Wennis-Veitlehener Kalk von Heritsch — wegen der schlechten Erhaltung der Fossilien nur mit Vorbehalt — ins Altpaläozoikum gestellt wurde.

Wie dem auch schließlich und endlich sei, es hat die Festlegung des Alters beim Wennis-Veitlehener Kalk — soweit man heute abschätzen kann — ja doch nur eine eher lokale Bedeutung, nämlich für den geschlossenen Kalkzug selbst (s. u.).

Der Wennis-Veitlehener Kalk wurde zwar auf der beigegebenen tektonischen Übersichtsskizze nach Fischer ins Unterostalpin gestellt, doch möchte ich darauf nicht allzuviel Gewicht legen, denn einmal ist die spezielle Ausbildung der wenigen hier vorkommenden Kalkarten nicht so ohne weiteres der viel bunteren Zusammensetzung der ebenfalls als unterostalpin eingetragenen Krimmler Trias gleichzustellen. Es ist zwar Gips **) (von A. R. Schmidt und H. Fischer) sowie ganz wenig Quarzit in der Begleitung des Kalkmarmors gefunden worden, dagegen fehlen die Massen von Dolomit und Rauhwacken sowie die charakteristischen jüngeren und älteren Begleitgesteine der Krimmler Trias. Die hier vorwiegend auftretenden grauen Kalkmarmore lassen sich aber mit ebenso unspezifisch aussehenden aus den verschiedensten Serien der Ostalpen vergleichen.

*) Der Fundort der von G. Frasl (1953 c) und H. Fischer gefundenen Fossilien kann nach der neuen, 1954 erschienen Österreichischen Karte 1:25.000, Blatt 122/3, wie folgt angegeben werden: Wehrwald SW der Ortschaft Hollersbach, westlich des Vittech-Grabens. Die Fossilien liegen dort — wenn man von Fossilspuren im ausgesprengten Anstehenden absieht — in kleineren Blöcken direkt am eingezeichneten Fahrweg fast in der Hälfte der Strecke zwischen P. 1147 und der kleinen Brücke über den Vittech-Graben. Unter den von mir gefundenen Fossilresten erscheint mir das Auftreten eines hellgrauen Crinoiden-Dolomits am abgesprengten Wegrand erwähnenswert. Er sieht nämlich den von H. P. Cornelius u. B. Plöching (Jahrbuch GBA, Wien, 95, 1952, S. 154) erwähnten Crinoidenbreccien im Gutensteiner Dolomit des Arlsteins bei Abtenau (Lammertal) so weitgehend ähnlich, daß man bei Berücksichtigung der hiesigen Metamorphose an eine Gleichstellung beider Bildungen denken kann. Das Gutensteiner Niveau würde sehr gut zu der Angabe der zeitlich nahestehenden Partnachkalke durch Fischer und Rosenberg passen. — Herrn Dr. Benno Plöching danke ich für die freundliche Vorweisung seiner Vergleichsstücke.

**) Ob dieser Gips sedimentär entstanden und damit für stratigraphische Zwecke verwendbar ist oder ob er genetisch an die dortigen Erzgänge gebunden ist, ist eine noch immer offene Frage.

Außerdem wird der Wenns-Veitlehener Kalk — gleichgültig ob er nun tatsächlich zum unterostalpinen Rahmen oder schon eher zur Schieferhülle gehört — kaum für die Ermöglichung der in dieser Arbeit angestrebten Seriengliederung der Schieferhülle zu brauchen sein, weil man an seinen Grenzen keinen normalstratigraphischen Verband findet. Nach den bisherigen Beschreibungen, die H. Fischer zitiert, ist er auf allen Seiten, die nicht von Schutt verhüllt sind, durch \pm steile Störungsflächen begrenzt. So ist auch die für den Zusammenhang mit der Schieferhülle und besonders für das Verhältnis zum nahen Zentralgneis der nahen Habachzunge in erster Linie maßgebliche Südgrenze des Kalkmarmors z. B. durch Mylonite von bedeutender Mächtigkeit — Fischer gibt an einer Stelle 10 bis 20 m an! — charakterisiert. W. Heissel legte deshalb 1950 hier die „Nordrandstörung“ der Hohen Tauern durch, die er von Wagrein im Osten bis nördlich der Gerlosplatte verfolgt hatte (s. S. 451).

Wenden wir uns nun jenen zumindest der Krimmler Trias altersmäßig entsprechenden Karbonatgesteinsvorkommen zu, die sicher der Schieferhülle angehören!

Hierbei denkt man im allgemeinen in erster Linie an die Kalkmarmore, Dolomite und Rauwacken in Verbindung mit einigen kleinen Gipsvorkommen, die an ihrer Basis von den im vorigen Kapitel erwähnten permisch-skythischen, meist quarzitischen Schiefergesteinen begleitet werden und deren größtes Vorkommen hauptsächlich im Gebiet des Seidlwinkltales liegt. Dasselbe wird auch von der Scheitelstrecke der Großglockner-Hochalpenstraße (Hochtor—Fuschertörl—Edelweiß-Spitze) an mehreren Stellen gequert. Dafür ist von Cornelius und Clar der zumeist verwendete Namen „Seidlwinkltrias“ geprägt worden. S. Prey nennt dieselbe „Hochortrias“ und A. Hottinger sieht hierin das Hauptvorkommen seiner „Moderecktrias“, indem er sie wie L. Kober zur Modereckdecke stellt. Daneben gibt es eine größere Anzahl kleinerer und verstreuter Vorkommen von karbonatischer Trias, welche hauptsächlich aus der geologischen Karte des Großglocknergebietes von H. P. Cornelius und E. Clar herauszulesen waren, oder aber in der Geologischen Karte 1 : 75.000 von Zell am See und weiteren Aufnahmen von Cornelius, Braumüller, Holzer u. a. eingetragen sind und welche nach eigenen Ergänzungen in die beigegebene Karte (Tafel XXV) übernommen werden konnten. Die schönste Beschreibung der Gesteine dieser Karbonatserie der Trias lieferten Cornelius und Clar (1939, bes. S. 120—126).

Es ist zwar bisher noch nicht geglückt in einem dieser Vorkommen innerhalb der Schieferhülle näher bestimmbare Fossilreste nachzuweisen, aber schon E. Clar findet „die Vergesellschaftung von mächtigen Kalken, mächtigen Dolomiten, mächtigen Rauwacken und Gips ohne eine wesentliche Schieferbegleitung so bezeichnend, daß man diese geologische Gruppe billigerweise mit Kober und Hottinger nur in die Trias stellen kann“ (C. u. C., 1939, S. 126). Dieser Einstufung haben sich seither die meisten lokalen und regionalen Bearbeiter im wesentlichen angeschlossen. Nur R. Schwinner wollte noch 1951 (S. 217) ganz allgemein in den Hohen Tauern die Marmore von den triadischen Dolomiten und Rauwacken trennen und in den oberen Jura verlegen. Eine solche Aufteilung der Dolomite und Kalkmarmore auf Trias und Oberjura entspricht jedoch keinesfalls den Gegebenheiten der Natur, denn von der primär-sedimentären

Zusammengehörigkeit dieser beiden Gesteine und ihrer unlösbaren Verbundenheit mit den hier massenhaft auftretenden Rauhacken kann man sich sehr leicht an den verschiedenen prachtvollen Hochgebirgsaufschlüssen der Seidlwinkltrias überzeugen, sei es z. B. gleich E des Hochtors der Großglocknerstraße am flachen Osthang des Tauernkopfes oder beim Mittertörl in unmittelbarer Nähe des Tunnels, sei es im weiträumigen Baumgartlkar oder aber in den hohen Kalk- und Dolomitwänden westlich der Maschl-Alm oder SE der Gruber-Alm im Seidlwinklthal.

Die Karbonatgesteinsserie der Seidlwinkltrias zeigt eine unverkennbare Verwandtschaft mit der oben erwähnten fossilführenden Krimmler Trias, aber auch der bekannten Triasentwicklung der Radstädter Berge. Die Seidlwinkltrias ist zugleich auch das am besten entwickelte Beispiel der Trias innerhalb der Schieferhülle, doch unterscheiden sich die weiter vorliegenden Triasvorkommen davon meist nur durch ein kleineres Volumen und eine gewisse Verarmung im Bezug auf die Vielfalt der auftretenden Gesteinsabarten. — In manchen sehr kleinen, abgetrennten Linsen ist aber schließlich nur mehr eine der bei voller Entwicklung üblicherweise miteinander gekoppelten Karbonatgesteinsabarten vorhanden, und dann ist auch die Zuweisung zur Trias nicht mehr so sicher möglich als bei kompletter Serienausbildung. Solche Zweifelsfälle ergeben sich hier und in den östlichen Hohen Tauern bei einer Reihe von sehr kleinen Bändern oder Linsen von Dolomit- oder Kalkmarmor, und diese sollten in Zukunft nicht automatisch als Trias angesehen werden, sondern auch auf die Möglichkeit der Zugehörigkeit zu einer anderen Serie geprüft werden. So gibt es z. B. in der Bündnerschieferserie auch Dolomitanreicherungen, die durch eine lokale Anreicherung von Triasschutt erklärt werden können (vgl. S. 372 f.). Andere isolierte Kalkmarmore oder Mg, Fe-reiche Karbonatgesteine gehören eher zur Habachserie. Sobald wir aber irgendwo die Kombination von Kalkmarmor, besonders gelbem Dolomit und Rauhacke, neben grünlichweißen, quarzreichen Schiefen finden, werden wir wohl nicht fehlgehen, wenn wir diese insgesamt in die Trias stellen, und daran habe ich mich bei der Übersichtskarte über die Verteilung der Gesteinsserie der Schieferhülle soweit als möglich gehalten.

Während wir also bei der Frage nach dem Umfang der Karbonatgesteinsserie der Trias schon recht klar sehen, stehen wir bei der Stufengliederung innerhalb der Trias auch bei der am mächtigsten und schönsten entwickelten Seidlwinkltrias noch immer ganz am Anfang. Die von Cornelius und Clar 1939 (S. 126 f. u. S. 239) aufgezeigten verschiedenen Gliederungsmöglichkeiten sind trotz neuerer Deutungsversuche (z. B. von H. Fischer 1947 für die Enzinger Wand) noch immer nebeneinander gültig, weil die wenigen Anhaltspunkte noch nicht für eine Entscheidung ausreichen. Das kann aber den Wert der Karbonatgesteinsserie der Trias als Fixpunkt für die Seriengliederung der Schieferhülle nicht im geringsten schmälern. So weist z. B. die Anhäufung von Trümmern der triadischen Karbonatgesteinsserie in anderen Gesteinen unumgänglich auf die Zugehörigkeit des betreffenden metamorphen Trümmergesteines zur relativ jüngeren Bündnerschieferserie hin, und niemand wird z. B. bei der bunten Dolomite und Kalke der Trias enthaltenden Blockbreccie im Gebiet des Königstuhlhorns (s. S. 358) diese Zuweisung zur im wesentlichen nach-triadischen Bündnerschieferserie widerlegen können.

Serie E: Die Bündnerschiefer-Serie

Diese Serie, die jünger ist als die Masse der Karbonatgesteine der Trias, hat im Großglocknergebiet eine derart ähnliche Ausbildung wie in den unter- bis mittelpenninischen Decken von Wallis, Tessin und Graubünden, daß wir zur ersten kurzen Charakteristik die Darstellung der dortigen Bündnerschiefer-Serie von J. Cadisch (1953, S. 192) wörtlich übernehmen können und damit die große Übereinstimmung unterstreichen:

„Die Bündnerschiefer-Serie umfaßt eine wechselnde Folge von Tonschiefern, Kalkschiefern und Quarziten mit allen Übergängen dieser Gesteine, mit Sandkalken, Sandsteinen usw., d. h. eine orogene Serie. Die meist dunkle Farbe der Gesteine wird durch den Gehalt an organischer Substanz (Graphitoid) bewirkt.“ — Freilich hat die Metamorphose dann z. B. aus den Kalkschiefern, die im Nordosten bei Rauris noch recht gut erhalten sind, nun zu meist Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer gemacht und dementsprechend entstanden aus den Tonschiefern Phyllite (auch mit Granat und Disthen), usw.

In diese Schichtfolge gehören außerdem die bekannten Dolomitreccien. Begleitet werden die Bündnerschiefer von Ophioliten, also von basischen (und auch ultrabasischen) Eruptivgesteinen, und beide gemeinsam liegen nun in epi- bis schwach mesometamorphem Zustand vor.

Um die Weite der Verbreitung zu übersehen, genügt fürs erste ein Blick auf die beigegegebene Karte, die auch erstmalig die Geschlossenheit des Auftretens dieser Serie (einschließlich der Trias) vor Augen führen soll, im Gegensatz zu den verschiedenen bisherigen Darstellungen, die eine viel weitergehende Verschuppung von Mesozoikum und Paläozoikum (sowie Altkristallin) zur Grundlage hatten.

Abgesehen von den oft zitierten ersten Gleichstellungen dieser Schiefer in den Tauern mit jenen der Schweizer Alpen durch Studer und abgesehen von den weiteren Vergleichen von Termier, Uhlig, Kober, Stark, Staub u. a., in welchen der Begriff der Bündner Schiefer bereits verwendet wurde, hat sich bisher in den mittleren Hohen Tauern der Schweizer Dissertant A. Hottinger (1935) am meisten durch die erste genauere Ausscheidung dieser Serie auf seiner geologischen Karte des Gebietes zwischen Fuscher- und Rauriser Tal verdient gemacht. Die Existenz dieser Serie wurde aber dennoch lange Zeit nicht anerkannt. Jedenfalls fehlte die Bezeichnung „Bündnerschiefer“ in den offiziellen österreichischen Karten der Hohen Tauern vollkommen, als ich bei den Kartierungen im Seidlwinkltal (1953 b) die Notwendigkeit des Gebrauchs einer Serienbezeichnung für die vielen durch Übergänge miteinander verbundenen Abarten von Schiefen mit tonig-kalkig-sandigem Ausgangsmaterial und etwa gleichem (mesozoischem) Alter erkannte. Es erschien mir schon damals richtig und nicht zuviel gewagt, hier — mit gewissen Änderungen der von Hottinger gewählten Abgrenzung — den Begriff „Bündnerschiefer-Serie“ zu übernehmen und zugleich damit die verwandten Gesteine auf der Karte enger zusammenzufassen.

Da seither die Bezeichnung „Bündnerschiefer“ bereits Eingang in die neue geologische Karte der Umgebung von Gastein (Exner 1956) gefunden hat, die einen wesentlichen Teil der östlichen Hohen Tauern umfaßt, ist anzunehmen, daß sich dieser Name nun auch auf österreichischer Seite für die hier dem namengebenden Gebiet entsprechende Serie durchsetzen wird.

Warum wir zum Inhalt der Bündnerschiefer-Serie gegenüber dem von Hottinger im Jahre 1935 angegebenen Umfang von schwarzen Phylliten, Kalkglimmerschiefern bis Glimmermarmoren, Karbonatquarziten und Liasbreccien auch noch diejenigen schwarzen Phyllite, Graphitquarzite und graphitischen Disthenglimmerschiefer, die bei ihm das Karbon repräsentieren, sowie einige andere Gesteine (z. B. Bündnerschiefergneise) rechnen können, das wird bei der folgenden Darstellung der einzelnen wichtigeren Gesteinsgruppen dieser Serie erklärt werden.

Dabei gehen wir von den Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefern sowie den Dolomitbreccien aus, weil bei ihnen das nachtriadische Alter schon in weitesten Kreisen anerkannt ist, und leiten erst dann die Zusammenhänge mit den übrigen Schichtgliedern derselben Serie ab, woran sich eine Besprechung der jungen Ophiolithe anschließt.

Die Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer

Über diese leicht erkennbaren und weitverbreiteten Gesteine ist schon so viel geschrieben worden, daß es kaum etwas Neues hinzuzufügen gibt. Fassen wir also zuerst einige bisherige Ergebnisse zusammen.

Von allen bisher in den mittleren Hohen Tauern kartierten Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefern kann man annehmen, daß sie in die Bündnerschiefer-Serie gehören; jedenfalls wurden sie auch von den verschiedenen bisherigen Bearbeitern des Gebietes als einheitlich bezüglich ihres Alters, und da im allgemeinen als nachtriadisch aufgefaßt. In den letzten Jahrzehnten haben von den Kennern des Gebietes wohl nur L. Kölbl (1935) und neuerdings A. Haiden die Kalkglimmerschiefer ins Paläozoikum gestellt. Gewiß gibt es sonst in den Ostalpen auch im Paläozoikum Kalkphyllite in ziemlicher Menge, man braucht da nur in nächster Nähe die Grauwackenzone bei Lend als Vergleich heranziehen, oder das Murauer Paläozoikum. Und doch fehlen dort — um nur zwei Argumente dagegen anzuführen — einerseits die Einstreuungen von Triasdolomitgeröllen, die hier oft in Dolomitbreccien mit kalkigem Bindemittel überleiten, und andererseits fehlt auch innerhalb unseres Gebietes jeder Zusammenhang mit jenem Schwarzphyllit, welcher z. B. durch saure tuffitische Verunreinigungen als vormesozoisch gekennzeichnet ist (vgl. S. 363).

Daß auch in der Trias (z. B. von Wenns-Veitlehen) in ganz geringen Mengen Mergelabkömmlinge gefunden wurden, die sich von den nachtriadischen Kalkphylliten vorläufig nicht unterscheiden lassen, sei nur nebenbei erwähnt. Derartige triadische Vorkommen sind aber in den mittleren Hohen Tauern so klein, daß sie bisher noch nie in einer Karte von den Kalken der Trias abgetrennt wurden.

Regionale Verteilung. — In dem dem Salzachtal näheren Bereich des Kapruner, Fuscher, Wolfbach- und Rauriser Tales treten wegen der dort allgemein niedrigeren Metamorphose hauptsächlich Kalkphyllite auf, oder aber bei ursprünglich geringerem Tongehalt meist blaue Kalke (Braumüller 1939, S. 73).

Dabei ist auffallend, daß auch ein Kalk, der schon 4 km vom Rand entfernt in der Schieferhülle liegt, wie z. B. der graue Kalk, welcher im Rauriser Tal in einem direkt an der Grenze von Blatt Rauris und Blatt Saalfelden der Karte 1:50.000 befindlichen Steinbruch sehr gut aufge-

geschlossen ist, nach eigenen Beobachtungen von einem Teil der Klammkalke der Kitzlochklamm — also der oberen Radstädter Decke nach E. Braumüller — dem Aussehen nach überhaupt nicht zu unterscheiden ist. Damit ist A. Hottingers Aussage bestätigt, der 1935 (S. 288) angibt, dunkle tafelige Kalke der Drei Brüder—Bernkogel-Zone seien faziell das beste Zwischenglied zwischen den echten Kalkphylliten und den schwarzen Klammkalcken der Radstädter Decken. Er leitete daraus den Schluß ab, Kalkphyllit, „Tafelkalk“ und Klammkalk dürften ungefähr gleichen Alters sein. — Braumüller konnte übrigens in solchen z. T. Dolomitgerölle führenden Kalken der Sandstein-Brecciendecke aus dem Wolfbachtal sogar noch Crinoidenreste nachweisen (1939, S. 77) *). Eine weitere Besonderheit ist die lokale Ausbildung von hellgrünlichen Serizitschiefern im Kalkphyllit- bis Kalkglimmerschieferzug des Baukogels westlich Rauris.

Hier im Norden, wie auch im zentralen Bereich der Hohen Tauern sind auch noch Tüpfelkalke erhalten geblieben, die den manchmal zum Vergleich herangezogenen paläozoischen Kalkschiefererien östlich der Hohen Tauern fehlen (Cornelius und Clar, 1939, S. 272).

Braumüller beschreibt solche Tüpfelkalke aus der noch am wenigsten metamorphen Sandstein-Brecciendecke (1939, S. 75). Völlig gleichartige Typen fand ich in massiger bis schiefriger Ausbildung einige *km* S davon am Baukogel bei Rauris (Frasl 1953 b). Eine nähere Beschreibung der Tüpfelkalke von zwei Fundpunkten der Nordrahmenzone (Schreckkogel, Langweidkopf) sowie von fünf Punkten der Oberen Schieferhülle in Verbindung mit einer eingehenden Diskussion der Entstehung und der stratigraphischen Bewertbarkeit gaben Cornelius und Clar 1939 (S. 137 und 237).

Gegen das Innere der Hohen Tauern hin werden die Kalkphyllite durch den höher kristallinen Kalkglimmerschiefer ersetzt, dessen Variationsbreite Cornelius und Clar (1939, S. 131 ff.) ausgezeichnet charakterisierten, und der ganz allgemein als die bedeutendste Komponente der „Oberen Schieferhülle“ angesehen wurde. Kleine Kalkglimmerschiefer-vorkommen offenbar desselben Alters wurden von Cornelius und Clar (1939) aus tektonischen Gründen auch zur Brennkogeldecke, zu den Riffdecken und zur Granatspitzhülle gestellt. Über die Fortsetzung der Kalkglimmerschiefer über den Rand der Glocknerkarte hinaus nach SW liegen neuere Angaben von H. P. Cornelius, P. C. Benedict und A. Egger vor. Die Kalkglimmerschiefer-vorkommen beim Untertauchen der Oberen Schieferhülle im Stubachtal hat wiederum Cornelius (1935) bekanntgemacht, und über die Kalkglimmerschiefer- bis Kalkphyllitvorkommen am Abhang gegen das Salzachtal zwischen Stubach- und Dietelsbachtal gibt außer der Beschreibung von Cornelius (C. u. C. 1939, S. 236) und dem Kartenblatt „Kitzbüchel—Zell am See“ auch eine Studie von H. Holzer (1949) einige Auskunft. Daß schließlich der sogenannte „Gneismarmor“ von Willmersdorf westlich vom Ausgang des Stubachtales (H. Fischer 1947) ebenfalls hierher gehört, hat H. Holzer (1953 b) bereits richtiggestellt.

*) Ein zweiter Fundpunkt derselben hellgrauen, plattigen Crinoidenkalke liegt am östlichen Hang des Wolfbachtals. Sie sind dort in dezimeterdicken Lagen den übrigen kalkhaltigen Bündnerschiefern eingelagert, welche durch den von Taxenbach ins Wolfbachtal führenden Fahrweg angeschnitten sind (östlich der Brücke 1041 auf etwa 1160 m Höhe).

Schließlich befinden sich nach fast 25 km Unterbrechung einige kleinere Vorkommen von Kalkphyllit und Kieselschnurkalk — wie bei der Oberen Schieferhülle in enger Verbindung mit Ophiolithen — erst wieder W des Obersulzbaches, nämlich S des Ortes Wald im Walder-Wieser-Wald und beim Plattenkogel NW Krimml, wie aus den Karten von H. Dietiker (1939) und von G. Frasl (1953 c) zu entnehmen ist. Dietiker stellt sie dabei nach westalpinem Muster bereits zu seiner „Schistes-lustrés-Decke“, deren Zusammensetzung etwa unserer Bündnerschiefer-Serie entspricht. Die zuletzt genannten Vorkommen wurden auch von O. Schmidegg und F. Karl im Rahmen der amtlichen Kartierung der letzten Jahre zur nachtriadischen Serie gestellt.

In den zentralen Teilen der Schieferhülle ging übrigens die Metamorphose der Kalkglimmerschiefer so weit, daß auch darin Granat sprossen konnte (C. u. C., S. 135) und auf einer gemeinsamen Exkursion fanden Exner und ich bei der Türchlwand lokal auch massenhaft graue Disthen-Porphyrblasten von max. 2 cm Länge im Kalkglimmerschiefer der Oberen Schieferhülle (Exner 1952). Schon durch diese Beobachtungen ist für den engeren Raum die Bildungsmöglichkeit dieser beiden Mineralarten in alpidischer Zeit sichergestellt, und es wäre verkehrt, wollte man manche Granatphyllite, Granatmuskowitschiefer sowie Rhätizitschiefer dieser Gegend nur des Gehaltes an Granat oder Disthen wegen als vormesozoisch oder gar als „altkristallin“ erklären. Das gilt z. B. für die von Cornelius und Clar in den meisten Fällen in engstem Zusammenhang mit Kalkglimmerschiefern gefundenen, meist recht geringmächtigen Granatphyllite und Granatmuskowitschieferlagen innerhalb der „Oberen Schieferhülle“.

Für die Erklärung der Herkunft der von Cornelius und Clar erstmals beachtet und ausführlich beschriebenen „Granatmuskowitschiefer“ und auch der sonstigen „Hellglimmerschiefer“ der „Oberen Schieferhülle“ (C. u. C. 1939, S. 140 ff.) erscheint mir übrigens die von Prof. P. Bearth anlässlich einer gemeinsamen Exkursion ins Stubachtal auf Grund westalpiner Erfahrungen geäußerte Idee recht glücklich, ihren Kieselsäurereichtum mit der bei untermeerischen Effusionen von Ophiolithen freiwerdenden Kieselsäure in Zusammenhang zu bringen. Tatsächlich liegen sie in der Regel an der Grenze von Kalkglimmerschiefer und Prasinit. — Daß sie nicht einfach auf eine Kontaktwirkung der Ophiolithe auf die ursprünglich vorhandenen Mergel zurückgeführt werden können, haben bereits Cornelius und Clar (1939, S. 147) erkannt. Gewiß konnte man 1939 noch eher an eine Ableitung dieser Granatmuskowitschiefer aus dem Altkristallin denken, weil damals auch eine Herleitung der zugehörigen Prasinite aus dem Altkristallin noch für möglich gehalten wurde. Heute, nachdem auch Cornelius und Clar diese Prasinite als nachtriadisch ansehen, wären die Granatmuskowitschiefer jedoch die einzigen Altkristallinreste in der geschlossenen Mesozoikumsfolge — und da ausgerechnet regelmäßig an der Grenze Kalkglimmerschiefer-Prasinit eingeschuppt! Das ist in höchstem Maße unwahrscheinlich.

Zwischen den Kalkphylliten (Kalkglimmerschiefern) einerseits und verschiedenen anderen Gesteinen der Bündnerschiefer-Serie andererseits gibt es vielerorts Übergänge. Sie beweisen den genetischen Zusammenhang innerhalb der ganzen Serie. Bedeutsam sind vor allem die Übergänge

1. in kalkfreie dunkle Phyllite,
2. in Dolomitreccien,
3. in Karbonatquarzite.

Näheres darüber wird — soweit notwendig — in den anschließenden, von diesen Gesteinen handelnden Kapiteln zu lesen sein. Und zwar schließt hier als nächstes die Besprechung der Dolomitreccien an, weil ihr nach-triadisches Alter wegen der oftmals noch als solche erkennbaren Trias-dolomitfragmente kaum von jemanden bezweifelt wird.

Die Dolomitreccien

Wenn wir von jenen außergewöhnlichen Dolomitreccien des Salzachtales absehen, die fast allein aus Dolomitbruchstücken bestehen, nur sehr wenig Bindemittel besitzen und die bei Taxenbach von E. Braumüller (1939, S. 59 f.), sowie beim Gerlospaß von G. Frasl (1953 c) noch zur Trias gerechnet wurden, dann sind die zahlreichen Vorkommen von Dolomitreccien im allgemeinen — trotz ihres oft sehr verschiedenartigen Aussehens — in die Bündnerschiefer-Serie zu stellen.

Mit E. Clars und H. P. Cornelius kann man folgende Abarten unterscheiden: schieferig-kalkige Breccien, quarzitisches Breccien (= „Quarzitbreccien“), die beide nach dem Bindemittel so benannt sind, und die selteneren, Schieferbrocken führenden „Schieferbreccien“. Daß die Quarzitbreccien sowie solche mit Arkose-Bindemittel auch in der Schieferhülle im Streichen in andere mit kalkigem bis phyllitischem Bindemittel übergehen können und daher auch altersmäßig zusammengehören, hat H. P. Cornelius 1942 berichtet (1942 b, S. 49—51). Die verschiedenen Arten sind von den unterostalpinen Randgebieten bis zu den tektonisch tiefsten der heute aufgeschlossenen Anteile der Bündnerschiefer-Serie immer wieder anzutreffen, und man kann daher aus dem Auftreten von Breccien jedenfalls keinen Unterschied zwischen dem unterostalpinen und penninischen Faziesgebiet ableiten, mit der einen Ausnahme, daß man bisher in der Schieferhülle noch keine Äquivalente der unterostalpinen bunten Schwarzeckbreccie E. Clars erkannt hat, die von verschiedenen Autoren als besonders jung, nämlich als unter- oder oberkretazisch angesehen werden.

Nachdem L. Kober 1928 die ersten Vorkommen von Dolomitreccien in der Schieferhülle gefunden und das Gestein als mesozoische, sedimentogene Breccie erkannt hatte, waren es wieder Cornelius und Clars, welche die verdienstvollsten Fortschritte bei der weiteren Kartierung und Erforschung dieser eigenartigen und stratigraphisch so bedeutsamen Gesteinsgruppe brachten. Sie erkannten die weite Verbreitung derselben in vielen, oft sehr kleinen Vorkommen; sie hatten auch genügend Beobachtungen gesammelt, um sämtliche beschriebene Breccien „ohne jeden Vorbehalt als sedimentogen“ erklären zu können. Der Vergleich mit verschiedenen besser datierbaren Breccienvorkommen in der Umrahmung des Tauernfensters erlaubte ihnen schließlich die Annahme posttriadischen Alters, nachdem die Gegenprobe, nämlich der Vergleich dieser speziellen Arten mit sicher paläozoischen grobklastischen Gesteinen der Ostalpen, negativ ausfiel. Ob aber wirklich alle die verschiedenen Dolomitreccien der Schieferhülle ausschließlich in den Lias gehören? Diese zeitliche Begrenzung erscheint mir etwas zu eng; eher dürften in einem etwas längeren Zeitraum (Rhät bis Dogger?) immer wieder da und dort Grobeinstreuungen erfolgt sein.

Zu den groben Komponenten gehören außer Dolomiten auch Kalke und viel seltener dunkle Phyllitbrocken sowie Quarzite, aber praktisch nie grüne Gesteine. — Daß diese Komponenten teilweise schon in gerundetem Zustand eingeschaltet wurden, ist anzunehmen, deshalb braucht man den Namen „Breccie“ nicht gleich ändern. Heute liegen die groben Komponenten ohnehin oft sehr weitgehend tektonisch deformiert vor. Cornelius und Clar gaben als Beispiele das Verhältnis des größten zum kleinsten Durchmesser mit 10 : 1 oder 5 : 1 an. Besonders stark ausgeplättete Exemplare kann man z. B. leicht an der Glocknerstraße sehen, so auf der Paßhöhe direkt über dem Hochtortunnel, aber auch bei Randabweisern der Straße selbst, die an der Scheitelstrecke zwischen Hochtort und Fuscherkarkopf oft aus weißen Quarziten bestehen, deren dunkle *), langgezogene Dolomit-schollen in Form von Löchern auswittern. Andererseits sind gerade die größten Breccien des ganzen Gebietes (Königstuhlm, westliches Seidl-winkltal, etwa 100 m östlich P. 2417 und besonders schön im groben Block-werk des darunterliegenden Kars) relativ wenig geschiefert. Ihre einzelnen isometrischen Dolomitblöcke haben bis 1 m Durchmesser, nur der Kalk-marmor war nachgiebiger und ist nunmehr linsenförmig bis bandartig verquält (Frasl 1953 b).

Es wurde schon oben vermerkt, daß praktisch niemals Prasinite oder andere grüne Gesteine als Trümmer in diesen Breccien der mittleren Hohen Tauern vorkommen. Daraus kann man schließen, daß wahrscheinlich die Bildung dieser jungen basischen Eruptiva im wesentlichen erst nach der Sedimentation des Grob-schutts erfolgte. Da jedoch die Breccienbildung allem Anschein nach fast auf die ganze Dauer der Bündnerschiefer-Sedimentation verteilt war, ist anzunehmen, daß die Masse der jungen Ophiolithe erst recht spät extrudiert und intrudiert ist.

Die Breccien gehen an manchen Stellen durch Überhandnehmen der feinen Fraktionen und durch langsames Aufhören der Einstreuung der groben Fraktion sukzessive in andere Gesteine über. Das ist besonders bei den Übergängen in Quarzite interessant (Clar 1939, S. 129 f.), denn früher wurden alle Quarzite zumeist als viel älter angesehen. Dasselbe Ausklingen der Gerölleinstreuung ist von E. Braumüller (1939, S. 129, 75, 103) im Arkosesandstein, in Kalken und Kalkphylliten und wieder von E. Clar (1939, S. 127 f.) in Knotenschiefern der Brennkogel-decke beobachtet worden. Daß Dolomitgerölle nur selten direkt in phyllitischen Bindemittel gefunden wurden (z. B. H. Holzer 1953 a) ist leicht verständlich, wenn man bedenkt, daß Gerölle eher zusammen mit Sanden und nur selten mit Tonen abgelagert werden. Trotzdem sind verschiedenartige Breccien in den größeren Phyllitgebieten sehr häufig, und ihre Einschaltung kann nicht einfach jedesmal als tektonische Einschuppung erklärt werden.

*) Die oft sehr dunkle Farbe der Dolomite ist möglicherweise eine erst später erworbene Eigenschaft, nämlich durch Pigmentaufnahme während der Metamorphose entstanden. Daß auch in den Dolomitfragmenten noch ein gewisser Stoffwechsel geherrscht haben kann, wird dadurch belegt, daß ausgerechnet die dunkelblaugrauen Dolomitflatschen der Breccien N des Krummlkeeskopfes manchmal durch und durch von kleinen Turmalinnadeln durchsiebt sind. . . . Im übrigen sind z. B. bei Uttendorf (Lerch-wandweg ober P. 1014) die Dolomitfragmente bei Anwesenheit von genügend phyllitischem, dunkelgrauem Bindemittel auch selbst allgemein viel dunkler grau gefärbt, als in anderen damit zusammenhängenden Breccienlagen, denen im Meterbereich ein solches Binde-mittel fehlt.

Noch wenig bekannte Vorkommen von Dolomitbreccien sind in einem 6 km langen Streifen 50—200 m N der geschlossenen Oberen Schieferhülle im Weixelbachtal und weiter bis zur Seidlwinklache zu finden, wo sie die Höhe 1100 m schneidet, dann über der Baumgartl Alm in 1730 m Höhe und $\frac{1}{2}$ km S davon in 1900 m Höhe; in weiter Verbreitung treten sie im Diesbachkar zwischen P. 2246 und P. 2673 auf sowie NE davon zwischen P. 2314 und der Wasserfallhöhe. — Die Übergänge in andere Gesteine derselben Serie können dabei so stetig verlaufen, daß man manchmal — z. B. beim Krummlkeeskopf — nur ganz willkürliche Grenzlinien in die Karte einzeichnen kann; das ist zugleich wieder ein Hinweis auf die Zusammengehörigkeit der ganzen Serie.

Die Quarzite

Während in der vorhergegangenen Zeit die Quarzite im allgemeinen als der Triasbasis angehörig und noch tiefer eingestuft wurden *), hat es A. Hottinger — bewogen durch die in den Westalpen bereits weiter vorgetriebene Gliederung der Bündnerschiefer-Serie — zuerst unternommen, vorerst einmal wenigstens die Karbonatquarzite als ein nachtriadisches Gestein in der Karte auszuscheiden. Damit hat er jedoch nur einen geringen Teil der Bündnerschieferquarzite seines Aufnahmegebietes als solche erkannt, die Masse verblieb beim Karbon oder bei der Trias.

Cornelius und Clar haben dann 1939 einen weiteren entscheidenden Schritt getan, indem sie entsprechend der oben erwähnten schrittweisen Übergänge in Dolomitbreccien nicht nur für karbonatreiche Quarzite, sondern auch für praktisch karbonatfreie Quarzite den Schluß zogen, daß diese auch nachtriadisch sein können. Dabei mußten sie aber zugeben, daß sich letztere durch nichts von den übrigen Quarziten unterscheiden, welche in großer Zahl den für paläozoisch gehaltenen Phylliten der Brennkogeldecke stratigraphisch eingelagert sind, und dementsprechend auch eher für paläozoisch angesehen wurden. Zu einer klaren Aufteilung auf einen jungen Anteil und einen paläozoischen Teil der Quarzite und zu ihrer getrennten Ausscheidung auf der Karte kam es damals nicht. Wenn wir jedoch auch die Phyllite der Brennkogeldecke in die Bündnerschiefer-Serie stellen, wie es in der vorliegenden Abhandlung geschieht, dann entkommen wir der stets undankbaren Aufgabe, völlig gleichartige Gesteine verschiedenen Formationen zuteilen zu müssen. Daraus sieht man schon, daß heute weit mehr Quarzite als nachtriadisch eingeschätzt werden, als bisher üblich war.

Nach der hier vorgenommenen und auf der Karte angedeuteten Aufteilung der Schieferhülle in junge und alte Serien liegt bei weitem der größte Teil aller quarzitischer Gesteine der mittleren Hohen Tauern im geschlossenen Gebiet der Bündnerschiefer-Serie und ist auch tatsächlich dazu zu rechnen. Dem Bereich oder Grenzbereich der vormesozoischen Serien unserer Karte verbleibt dann eine kleine Anzahl weißer und grünlichweißer Quarzite, die mit den permotriadischen Arkoseschiefern und -gneisen gemeinsam ausgeschieden wurden, und außerdem nur mehr eine geringe Anzahl fast verschwindend kleiner Vorkommen von meist fast schwarzem Graphitquarzit (Lydit). Diese Graphitquarzite hat auch Cornelius bereits als etwas völlig anderes ausgeschieden (siehe S. 414). Es wäre demnach

*) Die Idee Th. Ohnesorges (1929), die nördlich der Krimmler Trias auftretenden hellgrünen Quarzserizitschiefer gehörten stratigraphisch über die Trias, hat sich nicht halten können (O. Schmidegg 1949; Frasl 1953 c, S. 179).

wohl das einfachste, hier auf die Beschreibung der früh- und vortriadischen Quarzite in anderen Kapiteln zu verweisen und ansonsten bloß anzumerken, daß alle übrigen hier auftretenden und bisher von anderen Autoren beschriebenen Typen mit höchster Wahrscheinlichkeit nachtriadisch sind. Trotzdem seien nun nach einer kurzen Übersicht über die Artenmannigfaltigkeit noch einige Bemerkungen über verschiedene wichtigere Abarten der Bündnerschieferquarzite angeschlossen.

Neben den rein weißen Quarziten, die aus einem reinen Quarzsand herzuleiten sind, gibt es auch solche, die ursprünglich ein mehr oder minder kalkiges oder toniges Bindemittel besaßen, die einen geringen Bitumengehalt hatten oder Feldspat, Glimmer oder feinste Schieferbruchstücke führten. Alles das liegt heute in metamorpher Form vor. Eine genauere Vorstellung vom Aussehen einiger der genannten Quarzite vermittelt dem Fernstehenden am besten Clars Beschreibung in der Glocknermonographie (1939, S. 113 und 114; nicht S. 115!).

Anschließend seien einige neuere Beispiele dazu angeführt:

Kalkschnurquarzite und Karbonatquarzite mit gleichmäßig verteiltem Kalkgehalt sind im Seidlwinkltal in großer Menge und klassischer Ausbildung zu finden, z. B. an den Felsabstürzen der nördlichen Vorlage des Wustkogels zwischen P. 2447, P. 2142 und P. 2162, dann am Steilabfall des Gamskarls gegen die Diesbachalm und schließlich in den Wänden des Mäuskarkopfes gegen das Söhlkarl.

Klastischer Feldspat (meist Kalifeldspat) und oft auch Hellglimmerschuppen führender Quarzit macht einen größeren Teil des auf ungefähr 7 km verfolgbaren und im E etwa 100 m mächtig werdenden Quarzitzuges aus, der im Seidlwinkltal auch an vielen Stellen Dolomitfragmente und quarzitisches Dolomitbreccien einschließt und gegen N schrittweise in Schwarzphyllit überleitet. Er erstreckt sich von der Edweinalm im E über P. 2132 der Königstuhlmalm, dann an der Rieger-Almhütte und der Embach Hochalm nördlich vorbei bis an den steilen Abfall ins Fuschertal. Dort stammen jene Bergsturzböcke von diesem Quarzitzug, welche z. T. durch die Glocknerstraße 500 m S der Embachkapelle angeschnitten und bereits auf der Glocknerkarte von Cornelius und Clar als (anstehender) Quarzit ausgeschieden sind. Diese Quarzite sind meist hellgrau bis weiß, bei Anwitterung meist gelblich-bräunlich getönt, und in den Übergangsbereichen gegen die Schwarzphyllite auch selbst ins Dunkelgraue verfärbt, niemals aber hellgrünlich wie diejenigen der Triasbasis.

Die eben genannten feldspatführenden Quarzite haben weiter nördlich, nahe dem Salzachtal, ihre ebenso feldspat- und glimmerführenden, aber weniger metamorphen Gegenstücke („Arkosesandsteine“ und Quarzite) in der Sandstein-Brecciendecke E. Braumüllers, der sie auch genauer beschrieb und schon als nachtriadisch einstuft (1939, S. 69—72). Als Zwischenglied zwischen beiden — der örtlichen Stellung und der Metamorphose nach — möchte ich nach eigenen Beobachtungen den „Muskowitquarzit“ aus der Fuscher Schieferhülle Braumüllers hier anführen (Braumüller 1939, S. 89 f.), den er noch ins Paläozoikum stellte, weil er damals besonders die enge Bindung an die umgebenden Fuscher Phyllite berücksichtigte. Man darf annehmen, daß Braumüller auf die damals betonte Unterscheidung der beiden genannten Quarzite, deren Ähnlichkeit er selbst zugegeben hat, heute nicht mehr besteht, da ja auch er die Fuscher Phyllite

nun bereits als nachtriadisch ansieht. Damit fällt übrigens wieder ein Unterschied der nach Braumüller unterostalpinen „Sandstein-Brecciendecke“ gegenüber der penninischen Schieferhülle weg (vgl. S. 401 f.).

An allen drei genannten Stellen sind die feldspat- und muskowitzführenden Quarzite z. T. graphitisch verfärbt, obwohl sie da und dort durch Dolomit-einstreuungen als nachtriadisch ausgewiesen sind. Daran sieht man schon, daß sich die Abtrennung von (karbonischen) „Graphitquarziten“ im Sinne von Hottinger nicht so leicht durchführen läßt.

Hottinger verstand unter seinen „Graphitquarziten“ etwas ganz anderes als die von Cornelius und Clar ebenso als „Graphitquarzite“ bezeichneten Lyditabkömmlinge, wie aus dem Vergleich der Arbeit Hottingers mit der Karte und der Monographie von Cornelius und Clar ganz eindeutig hervorgeht. Da auch die Ausscheidungen des Graphitquarzites auf Hottingers Karte viel zu großzügig ausgefallen sind (vgl. Braumüller 1939, S. 87) und in Wirklichkeit z. B. große Partien von karbonatführenden helleren Quarziten beinhalten, wird es das beste sein, in Zukunft die Bezeichnung „Graphitquarzit“ nur mehr im Sinne von Cornelius und Clar zu gebrauchen. Die somit ihres schönen Namens entkleideten Gesteine sind oft derart eng mit Karbonatquarziten und Kalkschnurquarziten verbunden, daß ich sie ohne Zögern neben die übrigen Quarzite der Bündnerschiefer-Serie stelle. Sie werden damit ohne besondere Bezeichnung bei den Bündnerschieferquarziten eingereiht.

Es ist ja ohne Schwierigkeit zu erkennen, was Hottinger u. a. bewogen haben mag, die „Graphitquarzite“ als karbonisch abzutrennen, nämlich die Unmöglichkeit, eine durchgehend verwendbare Grenze zwischen ihnen und dem „Parakristallin im allgemeinen“ zu finden. Als „Parakristallin“ verstand er aber alles Schieferige, das irgendwie höher metamorph aussah und meist Disthen, Chloritoid, Granat oder Feldspat führte. Daß diese Mineralien auch alpidisch gesproßt sein könnten — wie Cornelius und Clar später bewiesen —, dieser Gedanke ließ sich offenbar mit der bestehenden Schulmeinung damals nicht vereinen, und dementsprechend mußte das „Parakristallin“ alt und auch der damit verbundene Graphitquarzit alt, also vormesozoisch, sein.

Cornelius und Clar haben ebenso wie auch Hottinger und Braumüller die stratigraphische Zusammengehörigkeit vieler Quarzite mit den umgebenden schwarzen Phylliten erkannt, die wir hier anschließen.

Die jungen schwarzen Phyllite (=Rauriser Phyllite)

In größtem Maße sind in den mittleren (und auch östlichen) Hohen Tauern Gesteine verbreitet, die durch epizonale Metamorphose aus schwarzen Tonen entstanden sind. Entsprechend ihrer mengenmäßigen Bedeutung ist auch ihre Altersstellung von großem Interesse, doch in dieser Hinsicht gehen die Meinungen in den letzten Jahrzehnten sehr auseinander. Von manchen Autoren wurden alle derartigen Gesteine als paläozoisch betrachtet (z. B. Braumüller 1939; m. E.: C. u. C. 1939), andere bevorzugten für ihre Teilgebiete eine Einstufung in die mesozoische Zeit (Holzer 1953 a; Bistritschan und Braumüller 1958) und schließlich gab es auch, Versuche, paläozoische und mesozoische Anteile nebeneinander gelten zu lassen (z. B. Kober 1912, Hottinger 1935, Holzer 1949, Exner 1952, Schmidt 1950/52 und Frasl 1954/55). In letzterem Falle wurden jedoch

die beiden altersverschiedenen Teile meist sehr unterschiedlich voneinander abgegrenzt, sodaß die verschiedenen Detailkarten in dieser Hinsicht nie zusammenpaßten.

Aus dem Überblick über die mittleren Hohen Tauern, dem Abwägen der bisherigen Argumente, dem Besuch der für die verschiedenen Meinungen maßgeblichen Fundpunkte sowie auf Grund zahlreicher eigener Beobachtungen (siehe unten) ist im Lauf der letzten Jahre folgende Alterseinstufung der schwarzen Phyllite herangereift, die den weiteren Nachprüfungen an neuen Profilen stets gut standhielt:

1. Es gibt in wesentlichen Mengen nebeneinander vormesozoische und mesozoische schwarze Phyllite.
2. Beide Anteile sind am besten durch ihre Fremdeinlagerungen und Serienengenossen voneinander zu unterscheiden.
3. Beide Anteile sind räumlich gut voneinander getrennt und haben ihre Verbreitung in folgenden geschlossenen Gebieten: die alten mehr im W, im Zentralgneis-Amphibolit-Bereich; die jungen mehr im E und S, gemeinsam mit Trias, Kalkglimmerschiefer und Prasinit.

Die genauere Aufteilung ist aus der beiliegenden Karte ersichtlich. Gewiß werden sich in der Zukunft an manchen Stellen noch exaktere Abgrenzungen und weitere Unterteilungen dieser beiden Substrate ergeben, aber hier geht es fürs erste einmal um die prinzipielle Aufteilung, die den Weg für solche Verfeinerungen erst vorbereiten soll.

Die Einstufung der schwarzen Phyllite ist — weil diese immer wieder mit den verschiedensten Gesteinen wechsellagern — entscheidend für unsere Vorstellungen vom Deckenbau, ja vom ganzen Bauplan der mittleren Hohen Tauern, besonders in der nördlichen Glocknergruppe. Nach unserer Einsicht ist nämlich der Bau hauptsächlich auf Grund der hier vorgeschlagenen Serienzuordnung der schwarzen Phyllite längst nicht so kompliziert, wie bisher im allgemeinen angenommen wurde (s. u.).

Zur Nomenklatur der schwarzen Phyllite

Von den verschiedenen Lokalnamen, die für schwarze Phyllite in den mittleren und östlichen Hohen Tauern eingeführt wurden, z. B. „Arler Kalkphyllit“ (M. Stark 1912, S. 208 und 218), „Riffelschiefer“ (M. Stark 1912, S. 197 und 218) und „Fuscher Phyllit“ (H. P. Cornelius 1931, S. 105) *) ist nur der letztgenannte in den mittleren Hohen Tauern gebräuchlich geworden. So wurde z. B. in allen diesbezüglichen Schriften von Cornelius sowie von Braumüller immer der Name „Fuscher Phyllit“ für das Hauptgestein der Nordrahmenzone im Norden der Großglocknerkarte und ihrer streichenden Verlängerung verwendet. Und doch erscheint es mir günstiger, diese Bezeichnung in Zukunft nicht mehr zu benutzen, und zwar aus folgendem Grund:

Wie die beigegebene Karte zeigt, sind wir heute in dem von Cornelius 1939 (S. 207—219) als typisches Verbreitungsgebiet des „Fuscher Phyllits“ gekennzeichneten Raum zwischen Fuscher- und Stubachtal gezwungen, diesen in alte und junge Anteile aufzugliedern. Die meisten nicht von fernher bezogenen Argumente für ein paläozoisches (am ehesten silurisches)

*) An allen drei namengebenden Orten liegen übrigens Phyllite vor, die ich als mesozoisch ansehe, obwohl die Autoren dieser Begriffe selbst eher an paläozoische Schichten dachten.

Alter hat Cornelius (C. u. C. 1939, S. 222) dabei aus dem auch heute als paläozoisch angesehenen Anteil bezogen, wie z. B. die Verbindung mit Altkristallin, die Einschaltung lyditverdächtiger Quarzite oder der — damals noch sehr fraglich erscheinenden — Porphyroide. Dagegen liegt die namensgebende Ortschaft Fusch nach unserer Gliederung bereits im größeren, mesozoischen Anteil, wo z. B. die bestehende enge Verknüpfung mit Kalkglimmerschiefern von Cornelius nur ungern zur Kenntnis genommen wurde, wie aus den ausweichenden Erklärungen über die Übergänge zwischen Kalkglimmerschiefer und Fuscher Phyllit hervorgeht (C. u. C. 1939, S. 207).

Heute ist also das Originalgebiet des Fuscher Phyllits in zwei altersverschiedene Teile gespalten, und die definitionsmäßige Beschreibung durch den Autor (C. u. C. 1939, S. 207 ff.) ist als ganze weder auf den einen noch auf den anderen Teil zu beziehen *). Man müßte nun entweder dem alten Begriff einen völlig neuen Sinn geben, indem nur die Phyllite der engsten Umgebung von Fusch — also mit Beschränkung auf den als nachtriadisch erkannten Anteil — eine neue gründliche Beschreibung finden würden. Oder man nimmt gleich zwei neue Namen, wobei mir folgende Lösung für die Phyllite der ganzen mittleren Hohen Tauern noch am günstigsten erscheint:

„Habach-Phyllit“ ist die treffendste Bezeichnung für den vormesozoischen Anteil. Dieser wurde, da kein größerer Ort direkt und ausschließlich im Bereich der alten Phyllite liegt, nach der Ortschaft Habach am Ausgang des bekannten Habachtales benannt, wo die äußersten $2\frac{1}{2}$ km des Tales hauptsächlich in diese alten Phyllite von z. T. noch sehr geringer Metamorphose eingeschnitten sind. Die Habach-Phyllite führen da (gegen den Gamskogel hin) die typischen Einlagerungen metamorpher saurer (!) bis basischer Effusiva, und die Grenzen gegen die anschließenden Gesteine sind hier besonders am ostschauenden Hang reich an interessanten und für diesen alten Phyllit charakteristischen Erscheinungen. Dazu gehören besonders die durch tuffogene Verunreinigung verursachten hellen Flecken, aber auch die Einstreuung von größeren vulkanischen Fragmenten meist saurer Zusammensetzung (vgl. S. 412 f.).

„Rauriser Phyllit“ sei die neue Bezeichnung für den nachtriadischen Phyllit im Bereich der Schieferhülle. Er ist nach dem Hauptort des Rauriser-tales benannt, in dessen Umkreis von 1 km nur zweifelsfreie junge Phyllite in großer Mächtigkeit, mit recht geringer metamorpher Überprägung gegenüber dem sedimentären Ausgangsmaterial und in typischer Verbindung mit den anderen Gliedern der Bündnerschiefer-Serie anstehen.

Eine gründliche petrographische Untersuchung, ausgehend von den am wenigsten metamorphen Spielarten, wäre in beiden Fällen noch notwendig, um so weit als möglich generell vorhandene Unterschiede zwischen den alten und den jungen Phylliten herauszufinden, doch dürften diese Unterschiede auch bei näherer Durchsicht des Materials wahrscheinlich gar nicht

*) Eine irrtümliche Fossil-Fundmeldung hat den Begriff des „Fuscher Phyllits“ noch zusätzlich belastet. A. Haiden bezeichnet ihn nämlich 1949 als „pflanzenführenden, oberkarbonischen Fuscherphyllit“ und gibt als Grund dafür den Fund von „schön erhaltenen Calamitenversteinerungen“ südlich des Baukogels bei Rauris an (1949, S. 138). Diese „Versteinerungen“ haben sich inzwischen als Stengeltektonite des Phyllits erwiesen (Frasl u. Heissel 1953, S. 150), und das ist auch von A. Haiden selbst bestätigt worden, wie aus einer öffentlichen Diskussionsbemerkung (W. del Negro 1954) hervorgeht.

so leicht zu erkennen sein, da schon allein das gemeinsame Schicksal während der alpidischen Metamorphosierung so manches ausgeglichen haben wird.

Für beide Phyllite ist übrigens z. T. die Bezeichnung „Schwarzphyllit“ (Braumüller 1936, 1939) in Gebrauch und wird auch hier ohne jegliche Altersbindung manchmal angewandt. Ob man sie außerdem besser als „schwarze“ oder als „dunkelgraue Phyllite“ bezeichnet, ist gleichfalls für die hiesigen Fragestellungen unwesentlich, danach lassen sich ja doch die jüngeren von den vormesozoischen Phylliten nicht unterscheiden.

Zu den mesozoischen dunklen Phylliten gehören neben denen der Bündnerschiefer-Serie möglicherweise auch solche der Mitteltrias, wie z. B. in den Radstädter Bergen (Clar, Tollmann u. a.). Aber außer bei der Krimmler Trias ergab sich bisher noch bei keinem anderen noch so großen Triasvorkommen der mittleren Hohen Tauern ein irgendwie näher begründbarer Verdacht auf das Auftreten solcher mitteltriadischer Phyllite. Wir können solche daher vernachlässigen und beziehen uns demgemäß im folgenden nur auf die dunkelgrauen, im wesentlichen kalkfreien bis sehr kalkarmen Phyllite der Bündnerschiefer-Serie.

Die besten Gesteinsbeschreibungen der jungen Schwarzphyllite stammen wie fast immer von Cornelius und Clar, wobei wir uns auf das Zitieren der von ihnen in den Kapiteln über die Brennkogeldecke und die Obere Schieferhülle charakterisierten Phyllite beschränken müssen (C. u. C. 1939, besonders 102—112), weil die anderen tektonischen Einheiten auch alte Phyllite beinhalten. Auch alle von E. Braumüller unter dem Namen „Fuscher Phyllit“ beschriebenen Typen und Vorkommen stellen wir hierher zu den jungen, den Rauriser Phylliten (1939, S. 85—87 und 1957). — Ergänzend kann auf den öfters etwas ins Bläulichgraue spielenden Farbton hingewiesen werden, den manche Phyllite der Bündnerschiefer-Serie mit den — auf frischem Bruch ebenso bläulichgrauen, aber meist etwas helleren — Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefern sowie manchen jungen Quarziten teilen, und der den alten Phylliten recht allgemein abgeht. Anderseits fehlen im jungen Phyllit vollkommen die hellen Flecke und Flatschen, die im alten Phyllit von saurem vulkanogenem Material herrühren. (Vgl. S. 412).

Übrigens haben schon Cornelius und Clar erkannt, daß keine zwingenden Gründe dafür bestehen, einen Teil dieser phyllitischen Gesteinsfolge nur wegen des Wachstums von Granat, Chloritoid, Disthen und Albit („Knotenschiefer“ z. T.) als Erzeugnis einer älteren Metamorphose hinzustellen und abzutrennen (C. u. C. 1939, S. 113, 278). Diese Mineralien sind in alpidischer Zeit stabil gewesen, und ihr Wachstum hat die Hauptdeformation des Gesteins überdauert.

Worin bestehen nun eigentlich die beim jungen Phyllit schon mehrmals erwähnten engen und vielfachen Beziehungen mit den übrigen Gliedern der Bündnerschiefer-Serie?

Sie machen sich nicht nur in einem ständigen Wechsel mit diesen anderen Gesteinen bemerkbar, sodaß man also immer wieder Quarzitlagen, Breccienstreifen und -linsen sowie Kalkphyllitbänder dem Schwarzphyllit eingelagert oder aber umgekehrt z. B. Schwarzphyllitbänder in die großen Kalkglimmerschiefermassen der Oberen Schieferhülle eingelagert findet, was mit einigem Willen auch tektonisch gedeutet werden könnte. Diese Verbindungen besitzen vielmehr sehr oft auch den Charakter von lang-

samen, schrittweisen Übergängen des einen Gesteins in das andere. Derartige Übergänge in Dolomitbreccien und Quarzite sind schon in den beiden vorherigen Kapiteln angeführt worden. Davon ist besonders der „Knotenschiefer“ des Spielmanns zwischen Fuscher- und Mölltal als Bindeglied zwischen Breccie und Phyllit bemerkenswert, einmal weil der dunkelgraue Knotenschiefer eine ehemalige tonreiche Feinbreccie ist (E. Clar in C. u. C. 1939, S. 106) und zweitens, weil auch E. Clar in diesem Zusammenhang erkannte, daß nicht nur der Knotenschiefer nachtriadisch sein müsse, sondern auch ein damals noch nicht sicher abgrenzbarer Anteil des umgebenden, nicht knotigen Phyllits (C. u. C. 1939, S. 106).

Der wichtigste und am weitesten verbreitete Übergang ist aber jener vom Phyllit in den Kalkphyllit (oder Kalkglimmerschiefer). Seine Bedeutung wurde ebenso oft klar erkannt wie unterschätzt und die Erscheinung z. T. sedimentär, z. T. aber auch als Folge einer sekundären Stoffwanderung gedeutet.

Die Existenz- und Entstehungsfrage dieses Überganges hat für die Alterseinschätzung des Phyllits eine solche Bedeutung gewonnen, daß wir ihrer Besprechung anschließend etwas mehr Raum geben müssen. Es ist das zugleich ein Musterbeispiel für das zähe Ringen um die geologische Erkenntnis in diesem fossileren Gebiet, von allen Beteiligten mit ehrlichem Bestreben, mühsamer Feldarbeit und Ausdauer getragen.

Manche Autoren haben ja schon längst genau erkannt, daß die vorwiegend kalkfreien Phyllite streckenweise doch kalkreicher werden. So schreibt z. B. M. Stark 1912 (S. 197) über die „Riffelschiefer“ der östlichen Hohen Tauern, die unseren nachtriadischen Phylliten entsprechen (Exner 1952): „Carbonat in geringer Menge läßt sich oft feststellen.“ Das gleiche gilt für den „Arler Kalkphyllit“ Starks, den er 1912 kurz folgendermaßen charakterisierte (S. 218): „Schwarz, meist dünnblättrig, seltener mit Kalkbänkchen.“

Für A. Hottinger war 1935 im Glocknerstraßenbereich der Übergang zwischen den beiden Gesteinen, die also auch altersmäßig zusammenhängen mußten, bereits ganz selbstverständlich (1935, S. 274): „... Von dem oben beschriebenen Bündnerschiefer gelangt man zum eigentlichen Phyllit, wenn der Calcitgehalt stärker zurücktritt“, und die Kartenauscheidung „Bündnerschiefer im allgemeinen“ umfaßt beide Gesteine. In dieser Zeit aber glaubten Cornelius und Clar der auf solchen Beobachtungen basierenden Serienzusammenfassung nicht folgen zu können: sie trennten die Phyllite von den Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefern ab und waren eher geneigt, den Hauptteil der ersteren unter die Trias und die letzteren darüber zu stellen, auch wenn es in ihrem Erläuterungsheft zur Glocknerkarte ganz allgemein von den (besonders von E. Clar untersuchten) Phylliten der Brennkogeldecke heißt: „... bei Karbonatgehalt und Quarzarmut sehr weich und mürbe, bei höherem Quarzgehalt und Karbonatfreiheit hart und wetterfest (Steinbruch Ferleiten-N).“

A. Kieslinger schließt 1937 an die damals bereits fertige Großglocknerkarte im SE an, aber ihm erscheint wiederum die darauf durchgeführte strenge Trennung von kalkfreiem und kalkreichem Schiefer als nicht auf sein Gebiet übertragbar. Er schreibt (1937, S. 64): „Es ist mir aber sehr genau bekannt, daß die Kalkglimmerschiefer von ziemlich reinen Marmoren auf der einen Seite bis zu kalkarmen oder -freien Schiefnern auf der anderen

Seite wechseln, ...“ und „Durch allmähliche Abnahme des Kalkgehaltes ergeben sich alle Übergänge zu ‚schwarzen‘, mürben, dünnblättrigen Glimmerschiefern; die fließenden faziellen Übergänge ... scheinen mir eine Abtrennung ebenso unmöglich wie unberechtigt zu machen.“

H. P. Cornelius sieht 1939 dagegen die Sachlage wieder ganz anders (C. u. C. 1939, S. 207): Die Abtrennung der Fuscher Phyllite „von den Kalkglimmerschiefern der oberen Schieferhülle ist im allgemeinen gut durchführbar, trotz gelegentlicher Übergänge. Daß dieselben nur vorge-tauscht sind: durch die innige Verschuppung, eventuell durch Lösungs-transport von CaCO_3 , wird ganz klar an jenen Stellen, wo sich im Gegenteil fremdartige Schichtglieder trennend einschieben.“

E. Braumüller geht 1939 ganz konform mit Cornelius, auch noch im Jahre 1943, also trotz der Kenntnis von Kieslingers Einwänden (Braumüller und Prey 1943, S. 117). Er zeichnet demzufolge auch ausgerechnet zwischen den Kalkglimmerschiefern (und Prasiniten) einerseits und den Schwarzphylliten andererseits immer wieder die Deckengrenzen zwischen Oberer und Unterer Schieferhülle ein, wobei es nicht Wunder nehmen kann, daß dann die Deckengrenzen sehr komplizierte Formen annehmen und die beiden Deckenkörper ganz hübsch miteinander verspleißt erscheinen.

Gegenüber der Vorstellung, daß die Natur so große Komplikationen aufweise, setzt sich jedoch in den folgenden Jahren das Einfachheitsprinzip unaufhaltsam durch.

1939, 1940, 1949 und 1952 hat auch Ch. Exner vom Katschberggebiet her kommend in den östlichen Hohen Tauern auf die fließenden faziellen Übergänge zwischen mesozoischen Kalkphylliten und manchen Schwarzphylliten aufmerksam gemacht. 1951 rollte G. Frasl (1952, S. 17) diese Grenzfrage im Arbeitsgebiet von Braumüller und Hottinger wieder auf, indem er auf relativ mächtige, sedimentogene Übergangsstreifen zwischen beiden dementsprechend gemeinsam als nachtriadisch aufgefaßten Substraten hinwies. Dem schloß sich 1953 H. Holzer anlässlich seiner Kartierung des Tauernnordrandes zwischen Stubach- und Kaprunertal unter Anführung einiger Beispiele voll an.

Braumüller verharrte jedoch auch dann noch immer bei der strengen Trennung, denn in einer veröffentlichten Diskussionsbemerkung (del Negro 1954, S. 51) heißt es: „Der von Frasl und Holzer angenommene Übergang des Schwarzphyllits in Kalkphyllit kann auch tektonisch sein; ist doch in den Tauern alles tektonisch umgeformt. Dr. Braumüller sah sich nach neuerlicher Begehung der Gebiete, in denen nach Frasl der Übergang zu sehen ist, nicht veranlaßt, die früher angenommenen Grenzen zu ändern. Die obere Schieferhülle ist von den Fuscher Phylliten tektonisch (gesperrt vom Ref.) zu trennen.“

Erst drei Jahre später hat sich Braumüller endlich selbst durch Beobachtungen an Stollenaufschlüssen des Rauristales davon überzeugt, daß im schwarzen Phyllit mächtige kalkfreie Lagen und Lagen mit einem auffallend höheren Kalkgehalt in einer derartigen Weise miteinander verbunden sind, daß nun auch für ihn die stratigraphische Zusammengehörigkeit beider außer Zweifel steht (1958, S. 99). Aus erklärlichen Gründen vermeidet er noch die Bezeichnung „Übergang“ für die Verbundenheit beide Substrate, und er bemüht sich auch an drei Stellen (1958, S. 101 bis 103) noch immer, die stratigraphische Beweiskraft oder Bedeutung

der vorher von Exner, Frasl und Holzer beschriebenen Übergänge als Bindeglieder zwischen nicht bis stark kalkhaltigen Phylliten (Kalkphylliten) einzuschränken. Aber wichtig ist schließlich doch nur, daß auch ihn die Beobachtungen des unmittelbaren Zusammenhanges (= Überganges) beider Substrate jetzt zu der Annahme des gemeinsamen mesozoischen Alters geführt haben (etwa Rhät bis Lias nach Braumüller). Auch er erkennt also die primär-stratigraphische Verbundenheit von (jungem) Schwarzphyllit und Kalkphyllit an, und damit hat es auch im Rauriser Gebiet keinen Sinn mehr, ausgerechnet zwischen diesen beiden Gesteinen immer die Deckengrenze zwischen Oberer und Unterer Schieferhülle einzuzichnen, was Braumüller nun auch unterläßt.

Aus dieser Zusammenstellung geht auf alle Fälle hervor, daß Übergänge zwischen Schwarzphyllit und Kalkphyllit (oder Kalkglimmerschiefer) nicht zu leugnen sind und daß es hierbei sämtliche Prozentsätze von Kalkgehalt ebenso wie im sedimentären Bereich zwischen Ton und Mergel gibt. Es wurden von den meisten Autoren in den zitierten Arbeiten gute und flächenmäßig ausgedehnte Beispiele von solchen Übergängen angegeben, die in diesem Ausmaß keinesfalls mehr durch lokale Wanderung des Kalziumkarbonats entlang von Störungslinien erklärt werden können. Diese Reihe von einander bestätigenden Aussagen aus verschiedenen Abschnitten der mittleren und östlichen Hohen Tauern sollten sich diejenigen vor Augen halten, die noch immer an der Existenz und stratigraphischen Bedeutung der Übergänge zweifeln. Für mich steht es jedenfalls fest: Die nachtriadischen Kalkglimmerschiefer und -phyllite stehen in einem Ablagerungsverband mit kalkarmen bis -freien Schwarzphylliten *), der in Form von oft schrittweisen Übergängen an vielen Stellen trotz der Tektonisierung noch erhalten ist, und diese Schwarzphyllite müssen demnach ebenso nachtriadisch sein. Wie schon anfangs gesagt, gilt das jedoch nicht für alle Schwarzphyllite der Hohen Tauern.

Die anschließend erwähnte Gesteinsfolge steht — wie schon nach der Großglocknerkarte von Cornelius und Clar zu schließen ist — mit den normal ausgebildeten, jungen Schwarzphylliten im Gelände im engsten Zusammenhang, und es soll nun die Frage aufgerollt werden, in welchem stratigraphisch-tektonischen Verhältnis sie zu diesen steht.

Zur Abtrennung einer eigenen „Schwarzkopffolge“

Zwischen Fuscher- und Seidlwinkltal wurde von H. P. Cornelius und E. Clar im Bereich der Brennkogeldecke eine Gesteinsfolge von den übrigen Schiefen der Brennkogeldecke abgetrennt, die aus schwarzen graphitischen Chloritoidschiefern, Rhäritchloritoidschiefern und graphitischen Phylliten in inniger Wechsellagerung mit weißen, karbonatfreien Quarziten besteht (C. u. C. 1935). Charakteristisch ist für sie ein meist hoher Graphitgehalt und dann die Umkristallisation unter etwas höheren mineralfaziellen Bedingungen (Disthen!) gegenüber den übrigen Teilen der Brennkogeldecke.

*) Wie die erst kürzlich erschienene Darstellung von Ch. Exner in den „Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein“ (1957 a, S. 98 f.) beweist, stimmen seine im östlich anschließenden Gasteiner Gebiet gewonnenen Erfahrungen über die primäre Zusammengehörigkeit von Kalkphyllit und Schwarzphyllit damit völlig überein, sodaß auch in dieser Hinsicht einer einheitlichen geologischen Darstellung der mittleren und östlichen Tauern nichts im Wege steht.

Diese nach dem Schwarzkopf E Ferleiten benannte Gesteinsfolge wurde 1935 als „sicher paläozoisch“, 1939 als „wahrscheinlich paläozoisch“ bezeichnet. E. Clar hatte aber damals schon erkannt, daß in diesen Gesteinen so wie auch sonst in der Brennkogeldecke weder Disthen noch Granat instabile Relikte aus einer voralpidischen Phase der Gesteinswerdung sind, denn bei beiden hat die Kristallisationsphase noch die Durchbewegung ebenso überdauert wie auch beim Chloritoid (C. u. C. 1939, S. 278). Der Disthengehalt darf also in keiner Weise als Indikator für ein höheres Alter angesehen werden. Außerdem fand ich 1953 die von Clar zur Schwarzkopffolge gestellten Gesteine gerade im namensgebenden Schwarzkopfgebiet durch das gleiche höherkristalline Aussehen mit gewissen als nachtriadisch bekannten Gesteinen (Kalkglimmerschiefern, Kalkschnurquarziten sowie auch mit einem Dolomitflatschen führenden Schiefer, an dessen Brecciennatur ich nach dem Vergleich mit anderen Lokalitäten [z. B. Hochtör] heute nicht mehr zweifle) derart eng verbunden, daß ich von einer primärsedimentären Zusammengehörigkeit mit letzteren überzeugt bin (Frasl 1954a, S. 39). Übrigens ist auch der zuerst genannte hohe Graphitgehalt der Schwarzkopffolge nicht auf die von Clar dazugestellten Gesteine beschränkt, denn auch die eingeschalteten Kalkglimmerschieferbänder erscheinen hier dunkler (z. B. Abflußrinne vom Grünsee), als dies sonst meist der Fall ist.

Dementsprechend halte ich die „Schwarzkopffolge“ für nichts anderes als eine etwas höher kristalline Fazies innerhalb des kalkarmen Anteiles der Bündnerschiefer-Serie. Die Folge davon ist, daß die „Brennkogeldecke“ daraufhin gar keine vortriadischen Elemente mehr enthält, nachdem wir die Quarzite und Schwarzphyllite schon vorhin abgestrichen haben und die Dolomitbreccien, Chloritoidschiefer und grünen Gesteine (s. u.) ebenso spät- bis nachtriadisch sind.

Cornelius und Clar betonten eine gewisse Verwandtschaft zwischen der „Schwarzkopffolge“ und hellen Chloritoidschiefern, die ebenso in der Brennkogeldecke auftreten (1939, S. 119). Deren Besprechung sei deshalb hier angeschlossen.

Die hellen Chloritoidschiefer der „Brennkogeldecke“

Unter diesem Namen trug E. Clar „dünnplattige bis blättrige, weiße, grünlichweiße und hellgraue serizitische Quarzitschiefer in Wechsellagerung mit karbonatfreien weißen Quarziten“, bei denen eine feine schwarze Punktierung der Schichtflächen mit Chloritoid bezeichnend ist, in die Großglocknerkarte ein. Auch Disthen kann in ihnen — wenn auch ganz selten — auftreten (C. u. C. 1935).

E. Clar vermutet permotriadisches Alter, weil die hellen Chloritoidschiefer sich regelmäßig zwischen die Phyllite der Brennkogeldecke und die Seidlwinkltrias einschalten (C. u. C. 1935). Da ich heute die genannten Phyllite aber — wie weiter oben schon begründet — zur Bündnerschiefer-Serie rechne, würde das Gestein eher zu Ende der Trias eingestuft gehören: etwa dem Quartenschiefer der Westalpen vergleichbar. Von einer genauen Gleichstellung kann derzeit natürlich noch keine Rede sein. Da diese Chloritoidschiefer petrographisch eher Beziehungen zur nachtriadischen Gesteinsserie haben als zu den Dolomiten und Marmoren der Trias, wurden sie hier im Verband der Bündnerschiefer-Serie mit erfaßt. Wo aber

tatsächlich die genaue Grenze zwischen Rhät und Lias im Gestein liegt und ob sie überhaupt in irgendeiner Form deutlich ausgeprägt ist, das muß heute noch unbeantwortet bleiben.

Die Bündnerschiefergneise

Diese mit jungen, z. T. Dolomitgerölle führenden Schwarzphylliten, Quarziten und Karbonatquarziten offensichtlich wegen der gemeinsamen Sedimentation des Ausgangsmaterials durch Übergänge verbundenen, feldspatreichen Gesteine sind z. T. aus Arkosen entstanden. In diesem Falle sind neben den neugesproßten Feldspaten auch noch Relikte zu erkennen, die vor ihrer Regenerierung oft schon mehr oder minder verwittert waren (s. u.). Solche Arkosegneise lassen sich z. T. auch dem Aussehen nach sehr gut mit den weniger metamorphen Arkoseschiefern vergleichen, die E. Braumüller 1939 aus seiner „Sandstein-Brecciendecke“ nahe der Salzach beschrieben hat, und schon damals als nachtriadisch einstuft.

Als Bündnerschiefergneise kann man aber auch solche Gneise bezeichnen, die hauptsächlich durch Albitisierung aus feinkörnigeren kalkfreien Bündnerschiefern hervorgegangen sind, für die aber wegen ihres Mineralbestandes von hauptsächlich Feldspat, dann Quarz und wenig Glimmer sowie auch wegen ihrer beachtlichen Festigkeit und nur geringen Schieferigkeit die Bezeichnung „Albitporphyroblastenschiefer“ nicht mehr gut paßt.

Beide Arten von Bündnerschiefergneisen sind im hinteren Seidlwinkltal z. T. in kilometerweit verfolgbaren Lagen vorhanden (Frasl 1953/b, 1954/a). Ihr Gegenstück ist wohl in den von W. Nabholz beschriebenen Bündnerschiefergneisen östlich der Tessiner Kulmination zu sehen (1945; besonders S. 49).

Beginnen wir die Beschreibung mit einem zwar etwas aberranten und nur wenig verbreiteten Typus, an dessen sedimentärem Ursprung jedoch schon wegen des großen Kalkgehaltes gar nicht zu zweifeln ist. Es ist das ein sehr hell grünlichgrauer, lichtockerfarbig anwitternder kalkreicher Arkosegneis, der innerhalb sonst meist kalkfreier Bündnerschiefer im hinteren Seidlwinkltal bisher an drei Fundpunkten erkannt wurde:

1. Am leichtesten erreichbar ist das besonders aus sedimentologischen Gründen interessante Gestein am Almweg, der von der Gruber-Alm zur Baumgartl-Grundalm führt, und zwar auf der Hälfte des Weges auf etwa 1510 m Höhe. Hier quert der Weg eine nur wenige Meter hohe Felsrippe, die möglicherweise schon etwas verrutscht ist und nur aus diesem etwas streifigen, mit sehr rauher Oberfläche verwitternden Gestein besteht.
2. In größerer Ausdehnung ist dieser metamorphe Feldspat-Sandkalk etwa 2½ km S davon und zugleich S der Diesbach-Almhütte durch Bergzerreißung aufgeschlossen, und zwar recht schön und mit ganz klaren Übergängen in andere Bündnerschiefer in jener Scholle des Bergzerreißungsgebietes, die auf der Karte 1:25.000 den Meßpunkt 2112 m trägt.
3. Weitere größere Partien davon, und zwar meterdicke Lagen, die in metamorphe Sandschnurkalke, in Karbonatquarzite und kalkfreie Bündnerschiefergneise überleiten, sind am Fuß des felsigen Abfalls vom Gamskarl in Richtung auf P. 2215 zu finden, in einer Höhe von etwa 2340 m.

Die kurze Beschreibung einer Probe aus dem erstgenannten Vorkommen möge, da ja der Schwerpunkt dieser Abhandlung auf der Beantwortung der Altersfragen liegt, für die allgemeine Charakterisierung genügen:

Im Mittel ist etwas weniger Kalkspat vorhanden als weißer, trüber Kalifeldspat, Quarz und grünlicher Hellglimmer zusammen. Durchschnittliche Korngröße bei allen angegebenen Bestandteilen 1—2 mm, doch können einzelne Kalifeldspate auch 5 mm erreichen. In dem deutlicher nach s als nach B geregelten Gestein wechseln kalkreichere mit fast kalkfreien Lagen.

Im Mikroskop fällt besonders das ungewöhnliche Aussehen des Kalifeldspats auf. Hierbei kann man einen meist durch verschiedene andere Substanzen verunreinigten Kern vom stellenweise bis 0,2 mm breit werdenden, stets klaren Anwachssaum unterscheiden. Der öfters als Einfachzwilling mit krummer Verwachsungsfläche ausgebildete Kern ist noch dazu meist auffällig schachbrettmustert, der Saum aber ein ganz zart gegitterter (lamellierter) Mikroklin ohne Perthitentmischung. — Die Genese des Saumes ist leicht und mit Sicherheit als ein posttektonisches Weiterwachsen bei niedriger Temperatur zu erklären. Etwas komplizierter ist die Entstehung des Kernes selbst, wofür noch folgende Beobachtungen angeführt seien: Die Erfüllung mit anderen Substanzen ist nicht einheitlich. Meist liegt bei Schachbrettmusterung zugleich auch eine mehr oder minder starke Kalzitdurchsetzung des Kalifeldspats vor, ganz von der Art, wie sie H. F. Huttenlocher 1946 von schachbrettalbitisierten Kalifeldspaten von Naters (Wallis) beschrieben und auch gezeichnet hat (besonders Figur 4 seiner Abhandlung). Gewisse seltener vorkommende Kernpartien, die nicht scharf von den anderen abgegrenzt sind, weisen hingegen keine Schachbrettmusterung, aber auch keine Gitterung auf, sondern haben eine eher einheitlich erscheinende Auslöschung, und sie erscheinen durch sehr viele winzige Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse wie bestäubt (Orthoklasrelikte?). Mit zunehmend deutlicher werdender Schachbrettmusterung verschwindet regelmäßig diese Bestäubung. Ausgeheilte Risse des Kernes sind ebenso durch das Verschwinden der Poren beiderseits des Risses, aber auch durch die Entwicklung von feinsten Hellglimmerschuppen markiert.

Die wahrscheinlichste Abfolge der Bildungsstadien dürfte die sein: Ursprünglich magmatische Kalifeldspate (Orthoklase?) wurden entweder zuerst einsedimentiert und die stärker verwitterten Teile (Ca-Einfuhr!) nachträglich schachbrettalbitisiert; oder es wurden umgekehrt die zuerst schachbrettalbitisierten Teile des Feldspatkorns eher von der Verwitterung angegriffen*). Bei der im wesentlichen die Durchbewegung noch überdauernden, sicher nachjurassischen Hauptkristallisation sind schließlich nicht nur die Anwachssäume gewachsen, sondern es wurden dabei auch die Schachbrettalbite in einen nun schachbrettmusterten Mikroklin umgewandelt.

Weitgehend ähnliche Feldspatrelikte sind auch in den mengenmäßig viel bedeutenderen, praktisch kalkfreien Arkosegneisen enthalten,

*) Das würde jedoch eine mindestens vorjurassische, wenn nicht vormesozoische Schachbrettalbitisierung des spätestens im Jura oberflächlich aufgearbeiteten, feldspatliefernden Granits (oder Quarzporphyrs?) wahrscheinlich machen.

so z. B. in dem langgestreckten Arkosegneiszug, der im Seidlwinkltal nahe P. 1456 beginnt, unmittelbar ober P. 1681 den Wasserfall des in der Karte unbenannten, aus dem Diesbachkar kommenden „Spritzbaches“ in mindestens 50 m Mächtigkeit überschreitet und dann nach SSW auf 6 km Länge bis knapp an die Weißenbachscharte heran durchzieht (Frasl 1954 a, 1955). Dem Aussehen nach könnten große Partien davon für einen normalen, stark verschieferten Granitgneis gehalten werden, und es ist dzt. im SW (bei P. 2459), da ich noch nicht so viele Schliffe anfertigen konnte, auch nicht 100%ig auszuschließen, daß in geringem Ausmaß vielleicht noch ein mitgerissener Teil des ursprünglichen Granituntergrundes an der Zusammensetzung dieses Gneiszuges beteiligt ist (vgl. S. 393). Bei der breitesten Entwicklung beim Spritzbachfall und auch westlich des Vorderen Moderecks jedoch ergaben die Schliffe gute Hinweise auf den ursprünglichen Arkosecharakter der vielfach augig erscheinenden Paragneise. Dabei wurden für die Schliffe jeweils die am wenigsten schiefrigen, größten und den normalen Granitgneisen am ähnlichsten sehenden Typen ausgewählt.

Makroskopisch ist zumeist der Feldspat (bis 1 cm) der wichtigste Bestandteil, dann folgt der helle, ganz schwach grünlich gefärbte Glimmer und schließlich ziemlich unscheinbar der linsenförmig ausgewalzte Quarz. Beim Feldspat fallen dem geübten Betrachter neben den vorwiegenden recht klaren Körnern besonders solche auf, die durch intensive Trübung porzellanartig weiß erscheinen. Noch deutlicher treten letztere auf angeschliffenen, nassen Flächen aus ihrer Umgebung heraus: das sind die Kalifeldspate mit deutlichen Reliktigenschaften.

Bei der mikroskopischen Untersuchung ist man zuerst erstaunt, zwar alte Kalifeldspate, aber keine Plagioklasrelikte mit der sonst im Zentralgneis üblichen Lamellierung und Füllung zu finden. Das ist aber bei der Verwitterungsauslese des langsamer verwitternden Kalifeldspates durchaus verständlich. Die neuen Kalifeldspate — und diese beherrschen bei weitem das Feld über die Albite — sind ebenso wie die neuen Albite und wie die Anwachsränder bei den Relikten klar und amöboid und weisen außerdem eine äußerst zarte Gitterung auf. Hingegen sind die reliktschen Partien deutlich eckige Bruchstücke, mehr oder weniger getrübt und häufig nach dem Karlsbader oder Bavenoer Gesetz verzwillingt. Ähnlich wie bei den reliktschen Feldspatkernen in den vorher beschriebenen kalkreichen Arkosegneisen sind auch hier die Kerne entweder durch massenhaft auftretende größere Poren getrübt oder aber in der Nähe von Sprüngen und Scherflächen im Kristall sowie bei Vorhandensein einer Schachbrettfeldung aufgeklart. Nur überwiegen hier in den bisherigen Schliffen die getriebenen Teile bei weitem über diejenigen, die man wieder als z. T. kalkspatdurchsetzten, schachbrettgemusterten Mikroklin bezeichnen kann. Dieselben z. T. getriebenen Kalifeldspatrelikte wie beim Spritzbachfall fand ich übrigens 1951 auch in einem makro- und mikroskopisch ganz den hiesigen entsprechenden und in jungen Schwarzphyllit überleitenden Arkosegneisen des Krumltales SE P. 1743 anlässlich einer gemeinsamen Exkursion mit Prof. Ch. Exner in dessen Aufnahmegebiet. Die trübenden Poren erreichen übrigens beim Spritzbach eine Größe von 0,01 mm (0,04 in extremen Fällen!) und gleichen jenen Poren, die auch in den absolut eindeutig klastischen und manchmal durch Hämatitfitter noch rot gefärbten Kalifeld-

spaten des Kristallingeröle führenden (permotriadischen) Arkosegneis-horizontes am Wustkogel auftreten.

In allen diesen Arkosegneisen sind die Hellglimmer mehr oder minder pleochroitisch (farblos-blaßgrün) und haben einen kleinen Achsenwinkel, sodaß sie zu den für Paragneise charakteristischen Phengiten gehören.

Arkosegneise der eben genannten Bündnerschiefergneislage (Spritzbachfall—Weißbachscharte) sind außerdem noch in größerer Verbreitung in der Mulde des Spritzbaches um P. 1813 angeschnitten (Frasl 1955). Ein höherer Gneiszug, der schon weniger Relikte führt und besonders deutliche Übergänge in andere Gesteine der Bündnerschiefer-Serie aufweist, beginnt östlich P. 1413 des Talweges (Frasl 1954a) bei P. 1515 am Fuß der Wände unter dem Rettenkar und zieht nach SSE ins Gamskarl; ein Ausläufer davon überschreitet 500 m südlich des Gamskarkopfes den Grat zum Krumltal. Bis 100 m mächtige Bündnerschiefergneise bilden eine abgeschlossene, flach W fallende Platte um das Hintere Modereck herum. Ihre Eckpunkte können etwa durch das Vordere Modereck (P. 2614), P. 2971 und P. 2702 markiert werden (Frasl 1954a), doch ist hier die Zusammensetzung und das Aussehen nicht einheitlich. Außer den mengenmäßig zurücktretenden deutlich reliktführenden Arkosegneisen (z. B. P. 2971) beteiligen sich daran viel eher dunkelgraue Gneise, die in Albitporphyroblastenschiefer übergehen, und dann auch in relativ große Massen fast weiße, albitreiche Feinkorn-Plattengneise (besonders unter P. 2688). In der dunkelgrauen Art kommen z. B. am Hauptkamm östlich des Hinteren Moderecks als färbender Gemengteil derartig intensiv pleochroitische Hellglimmer vor (farblos—grünlich), wie ich es bei einem stark doppelbrechenden Hellglimmer sonst noch nie beobachtet habe. Es sind dies Phengite, die sogar einachsige werden. In dem erwähnten weißen Plattengneis dagegen sind auch die Glimmer farblos, und schließlich gibt es auch Bündnerschiefergneise, die neben dem Hellglimmer noch jungen, braungrünen Biotit sowie Chlorit führen.

Nicht unerwähnt bleiben sollen die Bündnerschiefergneise unter dem Almweg von der Gruber A. im Seidlwinkltal zur Baumgartl-Grundalm sowie diejenigen genau W der Gollehen A. am Fuß des Abhanges gleich über dem flachen Schuttkegel im Liegenden der Seidlwinkltrias.

Man sieht also, daß im Seidlwinkltal Bündnerschiefergneise in größerer Verbreitung und auch in größerer Variabilität auftreten. Dementsprechend wäre eine genaue petrographische Bearbeitung derselben eine durchaus lohnende Aufgabe; umso mehr, als es sicher ist, daß die Gneise sich auch auf der Südseite der Hohen Tauern fortsetzen und dort so manches, was bisher als Granitgneislamelle angesehen wurde, in Wirklichkeit ein Paragneis ist. Sicherlich wird man dabei auch dort die Bündnerschiefergneise von den Arkosegneisen des permotriadischen Horizontes unterscheiden müssen, doch das ist nicht so schwer. Schon allein die Farbe gibt einen recht brauchbaren Anhaltspunkt: weiß und grau sind die Bündnerschiefergneise, viel deutlicher grünlich gefärbt sind im allgemeinen die Paragneise an der Triasbasis.

Dolomite

Erst in den letzten Jahren wurde der Möglichkeit, daß sich auch innerhalb der Bündnerschiefer-Serie kleinere Dolomitanhäufungen gebildet haben

könnten, mehr Beachtung geschenkt. Das soll nicht etwa bedeuten, daß man heute annehmen würde, in nachtriadischer Zeit hätten hier günstige Bildungsbedingungen für Dolomit geherrscht. Es ist vielmehr an eine stellenweise mehr oder minder reine Wiederablagerung feinklastischen Dolomits zu denken, der von einer exogenen Aufbereitung von Triasdolomit abzuleiten ist. Daher wählte ich im Jahre 1955 (S. 23) dafür die Bezeichnung „resedimentierter Triasdolomit“. Damals wurde die unmittelbar nördlich des Hinteren Moderecks an einem mehreren 100 m langen, polymikten Karbonatgesteinstreifen gemachte Beobachtung als Beispiel angeführt, wonach ein normaler Kalkglimmerschiefer durch Mengenzunahme eines offenbar detritären Dolomitanteils in einen gelblichweißen Dolomit übergeht, welcher schließlich gewissen Dolomiten der geschlossenen Seidlwinkltrias weitgehend gleicht.

Zu gleicher Zeit wurde die große Bedeutung dieser Bildungsmöglichkeit nachtriadischer Dolomitmassen für unsere tektonischen Vorstellungen erkannt. Hatte man nämlich bis dahin größere oder kleinere Dolomitlinsen im Bündnerschiefer gefunden, so war es das Naheliegendste, sie als eingeschuppte Trias zu deuten, und dafür waren wieder weiterreichende Bewegungsbahnen bei jeder einzelnen Dolomitlinse notwendig. Sind jedoch demgegenüber diese Dolomitlinsen durch sedimentäre Umlagerung während des Absatzes der Bündnerschiefer-Serie entstanden, dann kann man durch Verzicht auf etliche Bewegungsbahnen wiederum mit einer schlichteren Lokaltektonek, ja sogar mit einem anderen Durchbewegungstypus und Baustil rechnen.

Vergleichbare nachtriadische Dolomitbänke hat E. Clar schon in der Glocknermonographie (1939, S. 128 f.) aus der Brennkogeldecke beschrieben. Das eine Vorkommen davon steht in engstem Zusammenhang mit den schiefrig-kalkigen Dolomitbreccien von Pfandlscharte und Spielmann, wobei sich die Dolomitschollen „bis zum völligen Verschwinden des Bindemittels dicht aneinanderlegen, so daß stark linear gestreckte, flachlinsige bis dünnplattige, verschieden grau oder weiß geflaserte Dolomite entstehen, deren Brecciennatur an sich nicht mehr erkennbar ist“. Außerdem werden von E. Clar zwei Bänder von fast reinem Dolomit, die auf die gleiche Weise entstanden sind, vom Hochtor sowie eines vom Taurerberg angegeben, wo sie in quarzitisches Breccien überleiten.

Es wird notwendig sein, nach diesen Erfahrungen die Herkunft der verschiedensten kleinen Dolomitvorkommen zu prüfen, um nicht automatisch bei jedem das triadische Alter und die zugehörige Bewegungsbahn als gesichert anzusehen, umso mehr, als in letzter Zeit auch A. Tollmann in den Radstädter Tauern jurassisch resedimentierte Dolomite erkannt hat, wie er mir in freundlicher Weise mündlich mitteilte (1957).

Bei der Zusammenstellung der Karte (Tafel XXV) konnte die Erkenntnis der Existenz resedimentierter Dolomite jedenfalls erst zum geringen Teil berücksichtigt werden und fast alle kleineren Dolomitlinsen wurden daher wie bislang im allgemeinen als Trias verzeichnet. Im übrigen kann aber auch die Entstehung mancher kleiner Vorkommen von Kalkmarmor, die sich von den normalen Triasmarmoren im Aussehen nicht unterscheiden, auf eine entsprechende Weise durch spätere Resedimentation erklärt werden.

Zum Abschluß der Besprechung der Bündnerschiefer-Serie und als Überleitung zum Kapitel über die jungen Ophiolithe noch rasch einige Bemerkungen über

Radiolarit und ? Aptychenkalk

Wenn wir von den vielen kleinen Vorkommen von grün verfärbtem Radiolarit in der Matreier Zone (C. u. C. 1939, S. 264 f.) absehen, weil diese meist als unterostalpin angesehen wird, ist ein Radiolaritfund in den mittleren Hohen Tauern bisher nur von G. Horninger (1954, S. 56 ff.) gemeldet worden, und zwar beim Felsausbruch für die Moosersperrre des Kapruner Tales. Horninger beschreibt dabei aus der Schieferhülle genauer eine etwa 2 m mächtige Folge von grünem Karbonatquarzit mit einem weißen Kalkmarmorband und zwei Mangan-Mineralbändern von etwa 20 und 10 cm Dicke. Diese Abfolge wird mit dem bekannten Radiolarit und Aptychenkalk des oberen Jura der Radstädter Tauern verglichen, und Horninger stellt danach auch hier den Karbonatquarzit als ehemaligen Radiolarit und den Marmor als ehemaligen Aptychenkalk in den Oberjura.

Bemerkenswert erscheint mir, daß sich im Liegenden wie im Hangenden dieser nur 2 m dicken Folge ein mächtiger Prasinit befindet, was in den Radstädter Tauern oder den entsprechenden Vorkommen der Tarntaler Berge nicht zutrifft. Es ist nun die Frage, ob diesem Radiolarit samt dem Kalkband und den Mangananhäufungen tatsächlich ein so besonderer stratigraphischer Wert zugesprochen werden muß, wie Horninger annimmt. Es gibt nämlich auch die Möglichkeit, daß alle drei chemischen Ausfällungsprodukte direkt bei einem submarinen Erguß des anschließenden Ophioliths abgeschieden wurden und dann ganz vom Alter des Ophioliths abhängen — eine Idee, die Prof. P. Bearth im Sommer 1956 angesichts dieser Fragestellung mir gegenüber aussprach.

Damit sind wir bereits bei den jungen Ophiolithen angelangt.

Die mesozoischen Ophiolithe

Seit 100 Jahren wird die Tauernschieferhülle mit entsprechenden Schiefen der Schweizer Alpen verglichen, und seit dieser Zeit wurde auch immer wieder die weitestgehende Übereinstimmung der Ophiolithe hüben und drüben betont. Trotzdem befindet sich die Alterseinstufung der Grüngesteine der Hohen Tauern bis heute noch immer in Fluß. Um den derzeitigen Wissensstand bezüglich der Altersfrage zu überblicken, muß man kurz die entscheidende Entwicklung der verschiedenen Vorstellungen in den letzten 20 Jahren verfolgen. Es ist ja von größter tektonischer Bedeutung, ob eine Reihe von Grüngesteinszügen als altkristallin, paläozoisch oder nachtriadisch angesehen wird. Davon hängt nämlich die Schlichtheit oder Kompliziertheit des ganzen Bauplanes mit ab, und wenn man nicht die in den dreißiger Jahren aktuellen Ideen über das Alter der Grüngesteine kennt, wird man niemals manche damalige und auch bis auf den heutigen Tag noch immer unwidersprochene tektonische Vorstellungen über die mittleren Hohen Tauern (z. B. ein komplizierter mehrphasiger Bau mit tektonischen Mischserien) verstehen.

In den letzten zwei Jahrzehnten war vor allem H. P. Cornelius tonangebend in der Meinungsbildung über Stratigraphie und Tektonik der mittleren Hohen Tauern, und auch seine Auffassung über die Ophiolithe hat sich in diesem Zeitraum entscheidend gewandelt, wie man am besten am Beispiel der jeweiligen Einschätzung des Alters der großen Grüngesteinsmassen der damaligen „Oberen Schieferhülle“ erkennen kann.

1935 konnte er sich (gemeinsam mit E. Clar) noch nicht eindeutig für die aufsteigend oder absteigend metamorphe Entstehung dieser Prasinite und Eklogite entscheiden, und damit blieb auch die Altersfrage wie beim Serpentin in Schweben. Betont wird, daß die Einschaltung in Kalkglimmerschiefer mindestens in den meisten Fällen tektonisch erfolgt ist (C. u. C. 1935).

1939 neigt er und auch E. Clar am ehesten zur Annahme mesozoischen Alters, nachdem durch viele Beobachtungen die Wahrscheinlichkeit einer Herleitung aus dem Altkristallin (Angel) geschwunden ist. Triadische oder frühliassische Ergüsse und Tuffe werden als Ausgangsmaterial erwogen (C. u. C. 1939, S. 196).

1941 spricht H. P. Cornelius nicht mehr vom Trias, sondern gibt nur mehr dem nahezu sicheren Gefühl Ausdruck, daß zumindest ein Teil der Ophiolithe der penninischen Zone der Alpen (auch der Tauern) „im Jura intrudiert und auch (wohl submarin) zutage getreten ist“. (1941 a).

1949 sieht Cornelius schließlich die Ideen, die ihre Wurzeln im Jahre 1935 haben, rundum weitgehend bestätigt: die penninischen Ophiolithe sind jurassisch und können fallweise auch in die Unterkreide reichen.

H. P. Cornelius hat aber auch letztthin noch (1949) seine anfänglichen Zweifel an der Zuweisung von Grüngesteinen der Hohen Tauern zur jungen Ophiolithserie nur in bezug auf jene Bestände fallen lassen, die er zur tektonischen Einheit der Oberen Schieferhülle rechnete, dagegen nicht bei denen aus der Unteren Schieferhülle und erst recht nicht für die Vorkommen der Rahmenserien, also auch seiner Nordrahmenzone. Er wagte es also auch bei dieser Gelegenheit noch nicht, auch nur die mit den schon damals als mesozoisch angesehenen Kalkglimmerschiefeln verknüpften Ophiolithe der anderen genannten tektonischen Einheiten ebenso ins Mesozoikum zu stellen: Diese wurden weiterhin allesamt nach dem in der Monographie (C. u. C. 1939, S. 271) gegebenen Zeitschema als paläozoisch (wesentlich vorvariszisch) und vorpaläozoisch angesehen! Dabei hätten ihm die Ergebnisse von A. Hottinger (1935) einiges zu denken geben müssen.

A. Hottinger hatte wie u. a. seine tektonische Karte zeigt, einen Grüngesteinszug von der Nordrahmenzone des Fuscher Tales nach E hin bis über das Rauriser Tal ins Gasteiner Tal verfolgt, wo eine Trennung in einen alten Ophiolith der „Nordrahmenzone“ und einen jungen Ophiolith der „Oberen Schieferhülle“ völlig abwegig erscheint, was ja in der neuen Gasteiner Karte von Ch. Exner eindeutig bestätigt wird. Hottinger kam sogar nach anderen Deutungsversuchen, die er zurücknehmen mußte, schon 1935 zu dem Schluß, daß alle grünen Gesteine im Gebiet zwischen Heiligenblut und Bruck oder Taxenbach an der Salzach — also auch die „Amphibolite“ des Nordrahmens — als mesozoisch anzusprechen sind, weil sie zur nachtriadischen Bündnerschiefer-Serie gehören.

Dem können wir uns nun aber voll anschließen und sogar auf ein weiteres Gebiet übertragen, wie die beigegebene Karte zeigt. Für das auch außerhalb der Oberen Schieferhülle nachtriadische Alter zumindest eines Teiles der Metabasite sprechen z. B. die engen Beziehungen zwischen Prasinit und sicher nachtriadischen Dolomitreccien an einer Stelle der Nordrahmenzone, die mir 1952 in der Kammregion zwischen Fuscher und Seidlwinkltal, genauer zwischen Weixelbach- und Königstuhltal auffielen. Dort zieht eine WNW streichende, steilstehende und geringmächtige Lage von 1 km Länge über den Kamm, sodaß sie genau durch P. 2214 geht. In dieser

ganzen Länge besteht sie auf der gegen S gekehrten Seite aus Dolomitreccien, im N dagegen aus Prasinit. Sie ist in dunkle Phyllite eingelagert, welche durch die in der Nähe besagter Breccien- und Prasinitlage zahlreichen Kalkglimmerschieferbänder und Dolomitreccien als typisch nachtriadisch gekennzeichnet sind. Gleich S davon, am besten zu sehen in den Felsen beiderseits P. 2417, ist in einer anderen Lage der Zusammenhang zwischen beiden Substraten wieder gegeben. Und zwar treten hier z. T. Dolomitreccien mit Albitchloritschiefer als Bindemittel auf, z. T. aber die auf S. 358 bereits erwähnten Blockbreccien, die nur wenig basisches Material zwischen den Blöcken führen.

Es gibt aber noch eine andere interessante Beziehung zwischen ophiolithischem Material einerseits und Dolomitreccien andererseits, die uns in der Stratigraphie noch weiter führt: Ophiolithrümmer sind in diesen Breccien nämlich im Gegensatz zu anderen mesozoischen Gesteinen praktisch nie enthalten, und diese Beobachtung paßt zu dem aus anderen Beobachtungen gezogenen Schluß: Die Masse der Ophilithe ist noch jünger als die Ablagerung der Dolomitreccien. Es ist mir nämlich z. B. gelegentlich der Kartierungen in der nordöstlichen Großglocknergruppe (1954a) für dieses Gebiet die Regelmäßigkeit aufgefallen, mit welcher die großen Prasinitmassen in den als normal angesehenen Profilen über dem Kalkglimmerschiefer liegen, und nur geringe Teile unter ihnen. Es fiel aber gleichzeitig auch auf, daß die Serpentine (und auch die Eklogite) eher tiefer unten in den gleichen Profilen stecken. Über die Abfolge der mesozoischen Schichten wird jedoch erst in einem späteren Kapitel näheres zu lesen sein — vorerst wenden wir uns den weiteren Gesteinen zu, die zu den Ophiolithen gehören.

Die Prasinite und Gabbroamphibolite

Die alpidische Metamorphose hat alte und junge Gesteine von basischem Chemismus in gleicher Weise z. B. zu Prasiniten oder Gabbroamphiboliten umprägen können, sodaß es zuerst einmal notwendig erscheint, anzugeben, welche davon nach unseren Erfahrungen über den Inhalt der nachtriadischen Serie zu den jungen Ophiolithen gestellt werden können. Unter Verwendung der bisher üblichen Bezeichnungsweise der tektonischen Einheiten rechnen wir dazu:

1. in der bisherigen Oberen Schieferhülle

in erster Linie alle Prasinite und verwandten Gesteine, die Cornelius und Clar in ihrer Monographie auf S. 152—175 bestens gekennzeichnet haben, sowie auch den in Anschluß daran beschriebenen Gabbroamphibolit,

dann die Prasinite und verwandten Gesteine der SW-Fortsetzung der auf der Großglocknerkarte dargestellten Oberen Schieferhülle, auf deren Verbreitung sich in neuerer Zeit hauptsächlich kürzere Hinweise von E. Clar, H. P. Cornelius, P. C. Benedict sowie eine unveröffentlichte Dissertation von A. Egger beziehen,

die Prasinite in der Nähe des Untertauchens der Oberen Schieferhülle im Stubachtal (Cornelius 1935)

nach eigenen Kartierungen sehr große Massen besonders östlich des Seidlwinkltales als direkte Fortsetzung der Oberen Schieferhülle des Glocknergebietes;

2. in den Riffdecken und der Granatspitz-Hülle:

Von den grünen Gesteinen, die Cornelius als ehemals basische Bestandsmassen im Abschnitt über die Riffdecken (1939, S. 72—83) sowie über die Granatspitzhülle (1939, S. 53 ff.) beschrieben und in die Großglocknerkarte eingetragen hat, möchte ich nur die ganz bescheidenen Vorkommen von Prasiniten hierherstellen, die durch eine enge Verbindung mit Kalkglimmerschiefern, Dolomitbreccien und phyllitischen, oft stark albitisierten Schiefern als zur Bündnerschiefer-Serie gehörig angesehen werden können: Unter dem Richtzeitsedl, zwischen der Neualm und dem Hochalpl im Stubachtal, und dann am steilen Westabfall der Zollspitze zwischen mittlerem und oberem Fruschnitzgang im Dorfetal. Wahrscheinlich gehört eben deswegen auch ein wesentlicher Teil der schwächtigen Prasinitbänder vom Hochsedlgrat und Sedlgratköpfl östlich der Tauernmoosseen sowie NW der Hohen Riff und unter der oberen Ödenwinkelscharte hierher. Dagegen stelle ich auf Grund der Karte und Beschreibung von Cornelius und Clar sowie meiner eigenen Beobachtungen über die Seriengebundenheit im Gebiet des Stubach- und des Kaprunertales dort die Masse der übrigen Amphibolite und Prasinite — insbesondere die „lagenweise injizierten Prasinite“ — mit Beruhigung zu den vormesozoischen Schichtserien (vgl. S. 436 f.);

3. in der Nordrahmenzone

die von Cornelius (C. u. C. 1939, S. 216 ff.) angeführten Gabbroamphibolite (mit Ausnahme des Vorkommens S der Trias am Stubachtal-Ausgang, Weg zur Seetalalm); einen gewissen Anteil der damit im Zusammenhang beschriebenen Prasinite (l. c., S. 219 ff.) der aus der hier beigegebenen Karte ersichtlich ist, ergänzt um das Grünschiefervorkommen E der Sigmund Thun Klamm im Kapruner Tal im Hangenden der Kalkglimmerschieferzüge (Cornelius 1939). Dann in der östlichen Fortsetzung der Nordrahmenzone — also in der Fuscher Schieferhülle Braumüllers — alle Grünschiefer, Prasinite und auch Gabbroamphibolite aus dem Aufnahmegebiet E. Braumüllers (1939).

4. bei Krimml

die Grünschiefer, Prasinite und Epidotamphibolite des Plattenkogels und vom Walder Wieser Wald (H. Dietiker 1939, G. Frasl 1949, 1953 c), die dort in einer der Oberen Schieferhülle der Glocknergruppe entsprechenden Serie auftreten, wenn auch in viel geringerem Ausmaß.

Bei weitem die meisten mesozoischen basischen Gesteine wurden in diesem Raum so weitgehend metamorphosiert, daß vom Ausgangsgestein weder Mineralien noch Strukturelemente erhalten sind. So sind uns nur aus den ausnahmsweise unvollkommen umgewandelten Gesteinen, sowie aus den chemischen Analysen einige Hinweise auf die Abkunft dieser hier in so großen Massen auftretenden grünen Gesteine bekannt.

Bisher ist nur eine einzige Analyse davon aus den mittleren Hohen Tauern veröffentlicht worden, und zwar durch F. Angel (1954): der vom Hohen Rat am Stüdlgrat (beim Großglockner) stammende Prasinit wurde dem mihairitischen Magmentypus nach der Niggelischen Gliederung zugeschrieben. Angel zitierte bei gleicher Gelegenheit noch drei ältere Analysen von mesozoischen Prasiniten aus der Mallnitzer Mulde (Gasteiner Karte

1956), die hier zum Vergleich herangezogen werden können. Bei diesen wird die Zusammensetzung als „mihairitisch bis normalgabbroid“, „pyroxengabbroid“ und „pyroxengabbroid bis mihairitisch“ angegeben. Auch die von A. Bianchi (dal Piazz u. A. Bianchi 1934) vom Valle Rossa — also von der westlichen Verlängerung der Oberen Schieferhülle — veröffentlichte Prasinitanalyse weist auf ein dem pazifischen Stamm zugehöriges Gestein hin; denn es wird als „gabbroid, eher kalkreich (mit einer Tendenz zum Issitgabbro)“ bezeichnet. Unter diesen chemisch untersuchten Prasiniten waren demnach keine, die einem Spilit entsprächen, da als Werte für $\text{alk} : 5-8$ und für $c : 26,5-31,5$ angegeben werden.

Die mikroskopische Untersuchung der reliktführenden Grünschiefer dieser Serie bestätigte z. T. diese Vorstellung von der chemischen Zusammensetzung der Ausgangsgesteine.

M. Stark beschrieb bereits 1907 aus den Grünschiefern der östlichen Hohen Tauern (vom Bernkogel östlich Rauris und noch weiter östlich bis zum Großarlal) reliktsche Pyroxene und braune Hornblenden sowie Ophitstruktur. In diesen Gesteinen ist der nun auftretende Albit — wie die 1950 publizierten, ergänzenden Beobachtungen von M. Stark zeigen — in der Regel mit Mineralien der Epidotgruppe gefüllt, woraus ich auf einen ursprünglich höheren Ca-Gehalt der Plagioklase vor der Regionalmetamorphose schließe.

Bald fand man auch in der westlichen Fortsetzung der von Stark beschriebenen Grünschiefer mit Reliktstrukturen und Reliktmineralien ebensolche Gesteine, und zwar war es Hottinger (1934, 1935) im Gebiet zwischen Rauriser und Fuschertal — wobei ein wesentlicher Teil davon erst durch Braumüller (1939, S. 91—94) näher beschrieben wurde — und es war zwischen Fuscher- und Stubachtal H. P. Cornelius (C. u. C. 1939, S. 216—219).

Cornelius zählte diese schon in seiner Nordrahmenzone liegenden, reliktführenden Grünschiefer noch zur paläozoischen Schichtfolge — weil er ja auch den sie umhüllenden „Fuscher Phyllit“ ins Paläozoikum stellte — und bezeichnete sie als „Gabbroamphibolite“. E. Braumüller ist ihm darin gefolgt, hatte aber mit der Abgrenzung dieser als alt angesehenen „Gabbroamphibolite“ gegenüber dem auch von ihm für mesozoisch gehaltenen Grünschiefer und Prasinit der nördlichen Stirnzapfen seiner „Oberen Schieferhülle“ begrifflicherweise einige Mühe (1939). Da aber die Gabbroamphibolite stets einschließenden Fuscher Phyllite neuerdings auch von E. Braumüller selbst als nachtriadisch angesehen werden (1957), ist wohl anzunehmen, daß er auf diese Unterscheidung zwischen „alten“ und „jungen“ Grünschiefern der Fuscher Schieferhülle jetzt kaum mehr so viel Wert legen wird. Übrigens hat ja auch Hottinger 1935 in seiner abschließenden Arbeit (S. 277) die in den vorhergegangenen Jahren von ihm gepflogene Alterseinstufung dieser Gesteine als „alte Amphibolite“ korrigiert und bereits damals ihre Zugehörigkeit zu den jungen Grünschiefern der Bündnerschiefer-Serie erkannt.

Ein weiteres Beispiel von Prasiniten mit z. T. noch unveränderten Reliktmineralien sind die Prasinite mit Pyroxenrelikten, die beim Plattenkogel NW Krimml auftreten. Diese stellte übrigens bereits H. Dietiker (1939) zur nachtriadischen Ophiolithserie.

In den mittleren Hohen Tauern sind außerdem schon seit langer Zeit Prasinite mit hellen Pseudomorphosen aus der Oberen Schieferhülle der Umgebung des Glockners studiert worden (F. Angel 1929; M. Stark 1930), wobei es zu unterschiedlichen Deutungen der Entstehung der Pseudomorphosen (aus Granat oder aus Feldspat) kam und damit zur Ableitung aus einem Eklogit oder aber aus einem Diabasporphyr. Nach der sorgfältigen Bearbeitung des Themas durch Cornelius und Clar (1939, S. 171—175) hat schließlich H. P. Cornelius in einer kleinen Studie den Schlußstrich unter die Diskussion gezogen (1942c) und gezeigt, daß hierbei am ehesten ein (bereits vormetamorph verändertes) porphyritisches Ergußgestein als Ausgangsmaterial angenommen werden könne.

Schließlich gehört zu jenen mesozoischen grünen Gesteinen, auf deren Ausgangsmaterial schon bisher nähere Schlüsse möglich waren, jener Gabbroamphibolit der Oberen Schieferhülle, der im einzelnen in bis zu 500 m langen Linsen auftritt und den Cornelius und Clar (1939, S. 175 f.) vom Beilwieseck und Königsstuhl — das ist zwischen dem Stubachtal und dem Süden des Rattensbachtals — und auch von verstreuten Vorkommen im südlichen Abschnitt der Oberen Schieferhülle beschrieben haben. Daß hierbei das ursprüngliche Gestein tatsächlich ein z. T. recht grober Gabbro war, dafür sprechen u. a. die bis 2×3 cm großen, gedrungenen Hornblenden (C. u. C. 1939). Hier ist also die Bezeichnung Gabbroamphibolit durchaus gerechtfertigt. Man darf aber hier mit diesem Namen nicht gleich die Vorstellung verbinden, daß dieses geschieferte Hornblende-Feldspat-Gestein einmal die Amphibolitfazies durchlaufen hätte; es ist vielmehr anzunehmen, daß es ebenso wie die damit zusammenhängenden Prasinite und Kalkglimmerschiefer niemals mehr als eine bis zur Prasinitfazies aufsteigende Metamorphose erlitten hat.

Während aber bei diesen „Gabbroamphiboliten“ der Oberen Schieferhülle die Herkunftsfrage schon von Cornelius und Clar eindeutig geklärt war, kann man das von den feiner gekörnten sogenannten, „Gabbroamphiboliten“ der Nordrahmenzone, die schon weiter oben einmal erwähnt wurden, durchaus nicht behaupten. Bei solchen Deutungsschwierigkeiten wird die Sache meist interessant, und so ist es auch hier bei einem Teil der von Cornelius und Clar (1939, S. 216 ff.) im Kapitel „Gabbroamphibolite“ beschriebenen Gesteine.

Die meisten dieser „Gabbroamphibolite“ der Nordrahmenzone sind nach den übereinstimmenden Berichten von Cornelius und Clar, Braumüller und nach eigenen Beobachtungen zum Unterschied von jenen der Oberen Schieferhülle feiner gekörnt, denn die meist unscharf begrenzten Flächen, die etwa der Größe der ursprünglichen Mineralkörner entsprechen dürften, sind nur wenige mm groß. In jenen weniger umgewandelten Fällen, in welchen man aus dem heutigen Mineralbestand noch auf das Ausgangsmaterial schließen kann, ist der Felspat zumeist ein dicht mit Epidotmineralien und nur untergeordnet mit Hellglimmer gefüllter Albit (C. u. C. 1939, S. 217; Braumüller 1939, S. 92 f.), also aller Wahrscheinlichkeit nach ein regionalmetamorph umgewandelter Plagioklas mit ursprünglich hohem An-Gehalt. Auch bei diesen Gabbro- oder Diabasamphiboliten ist die Metamorphose über die Grünschieferfazies mit der entsprechenden Bildung von strahlsteinartiger Hornblende und Chlorit aus

den dunklen Komponenten und mit dem Zerfall der Plagioklase nie hinausgegangen, was schon H. P. Cornelius erkannt hat.

Daneben gibt es in derselben Gegend aber auch seltener auftretende Abarten, auf welche zuerst Cornelius (C. u. C. 1939, S. 218 f.) ebenso im Kapitel über die „Gabbroamphibolite“ seiner Nordrahmenzone hingewiesen hat, ohne eine einfache Erklärung dafür zu finden. In diesen ist der seiner ganzen Ausbildung nach reliktsche Plagioklas ein ungefüllter oder nur spärlich mit Serizit (und Epidot?) gefüllter Albit. Die Genese dieser merkwürdigen Bildungen, bei denen übrigens Stilpnomelan *) der vorherrschende dunkle Bestandteil sein kann, ist erst nach einem Neufund ganz entsprechender Albit-Stilpnomelan-Gesteine im Wolfbachtal (Frasl 1954a) mit einiger Wahrscheinlichkeit zu erklären. Dort sind nämlich nicht nur Trümmer der ursprünglichen Plagioklase vorhanden, sondern diese sind noch als dünne und kaum zerbrochene Tafeln erhalten und das Gestein ist z. T. vollkommen ungeschiefert. Das Korngefüge ist dabei z. T. ausgezeichnet regellos und ophitisch, z. T. sogar sehr grob ophitisch, da die schmalen Plagioklasleisten bis 15 mm lang werden. Diese Gesteine muß man also auch wegen der Struktur von den Gabbroamphiboliten abtrennen, und nicht nur, weil sie oft gar keinen Amphibol besitzen. Deswegen und auch wegen des in manchen Fällen ausnahmsweise völlig ungeschieferten Erhaltungszustandes sei dieser seltene Gesteinstypus im folgenden etwas eingehender besprochen.

Zuerst wurden davon nur etliche bis halbmetergroße Blöcke im Wolfbachtal an der N-Grenze von Blatt Fusch gefunden. Sie lagen dort in dem vom W herunterkommenden Bachgerinne auf 1240 m Höhe, etwa 250 m NNW der Oberhaus-Grundalm. Im grobophitischen Gestein sieht man mit freiem Auge zwischen den gut erhaltenen oder etwas zerhackten, weißen bis grünlichweißen Plagioklasleisten im allgemeinen nur eine braune, samtartig erscheinende, äußerst feinschuppige Füllmasse (das eisenreiche Mineral Stilpnomelan); daneben ganz selten einzelne Quarzkörper und schließlich zellige Hohlräume, wahrscheinlich nach ausgewittertem Karbonat. Die Ausmessung unter dem Mikroskop ergab für die ursprünglichen Raumanteile etwa folgende Zahlen: 46 Feldspat, 46 Mafite, 7 Erz, 1 Apatit. In den Zwickeln zwischen den Feldspaten bedeckt Stilpnomelan oft allein größere Flächen. Dessen Eigenschaften entsprechen genau der Cornelius'schen Beschreibung (C. u. C. 1939, S. 218): X = Y = rötlich goldbraun bis braungelb, Z = braunschwarz; schwache Doppelbrechung; dünne Blättchen mit der Tendenz zur Büschel- und Rosettenbildung und einem Durchmesser von meist 0,1 bis 0,3 mm; der Achsenwinkel ist sehr klein. — Der

*) H. P. Cornelius bezeichnete dasselbe Mineral als „Chrysobiotit“, also als eine besondere Abart des Biotits, die in Form von winzigen Büscheln und Rosetten auffälligerweise unter niedrigeren Metamorphosebedingungen wachsen konnte, als sonst Biotite zu tun pflegen. Farbe, Pleochroismus, Glanz und besonders die Formentwicklung in Verbindung mit der Spaltbarkeit stimmen jedoch derart gut mit der Mineralart Stilpnomelan überein, daß ich an die Identität zumindest in hiesigen Falle glaube. Ja gerade die Erkenntnis von Cornelius, daß das braune, schuppige, nur selten geldrollenförmige Mineral hier unter Bedingungen entstanden ist, die das Wachstum des Biotits im allgemeinen noch nicht erlauben, läßt sich recht gut als Argument für die Einreihung bei der — wenn wir von der Kristallisation auf Erzlagerstätten absehen — allgemein bei recht geringer Metamorphose entstandenen Mineralart Stilpnomelan verwenden. Freilich hat man erst in den letzten Jahren die weite Verbreitung von Stilpnomelan in schwach metamorphen Gesteinen so recht erkannt. — Eine Untersuchung mittels Röntgenstrahlen zur eindeutigen Bestimmung steht leider noch aus.

Feldspat ist Albit (-17° Auslöschung \perp MP) mit z. T. sehr breiten Lamellen; nur hier und da findet man darin ein winziges Körnchen eines Epidotminerals, welches einer Füllung entsprechen könnte. Ansonsten liegen die wenigen größeren Epidote immer außerhalb der Feldspate. Dagegen sind größere Partien des Feldspats von feinstschuppigem, ganz schwach grünlichem Hellglimmer durchsetzt und z. T. sogar ersetzt.

Ohne auf weitere Einzelheiten einzugehen, folgen gleich einige Bemerkungen zur Genese. Der Albit hat hier im Gegensatz zu den sauren Plagioklasen anderer gröber ophitischer Diabase der Hohen Tauern (z. B. südlich Fellern bei Mittersill oder im nördlichen Hollersbachtal) keine Füllung mit Epidotmineralien. Dort sind die Plagioklasleisten meist ganz vollgestopft damit und waren demnach vor der Metamorphose bestimmt basisch. Hier aber waren die Plagioklasleisten offenbar schon vor der Tauernmetamorphose sauer, sonst hätte sich ja massenhaft Epidot oder Zoisit im Feldspat bilden müssen, wie die anderen Beispiele zeigen.

Daher ist anzunehmen, daß das ophitische basische Ausgangsgestein schon vor der Regionalmetamorphose Albit enthielt statt Ca-reicher Plagioklasse, und das verweist uns auf die Spilitgruppe. Es ist schwierig, das Gestein kurz und prägnant zu benennen, da es zwar ungeschiefert, aber doch regionalmetamorph ist. Aber in Anlehnung an die für die Spilite und Kissenlaven der Schweiz von M. Vuagnat (1946) gewählten Bezeichnungen kann man diesem sonderbaren Gestein wohl am ehesten den Namen „intersertaler Albit-Stilpnomelan-Diabas“ geben. Übrigens gibt auch Vuagnat an, daß dort der Albit oft von Hellglimmerschuppen durchsiebt ist, auch Kalkspat und Quarz treten dort wie hier auf. Ein wesentlicher Unterschied besteht bloß durch das Auftreten von Stilpnomelan, doch von diesem hat schon Cornelius mit Bestimmtheit angenommen, daß er aus Chlorit entstanden ist, sodaß wir einen intersertalen Albit-Chlorit-Diabas als vormetamorphes Substrat annehmen dürfen.

Mithin ist es höchstwahrscheinlich, daß wir hier ein Glied der Spilite und Kissenlaven vor uns haben, und es wird in Zukunft wichtig sein, auch nach weiteren Resten davon im hoch darüber anstehenden Prasinitzug zu suchen, um eventuelle Kissenformen oder variolitische Reliktgefüge in Ergänzung dessen zu finden. Wahrscheinlich bilden die unverschiefert gebliebenen Albit-Stilpnomelan-Diabase im Prasinitzug nur relativ verschwindend kleine Partien, darum wurden sie auch bisher trotz genaueren Studiums dieses Zuges (vgl. E. Braumüller, 1939, S. 109) übersehen.

Anläßlich einer Übersichtsbegehung im letzten Sommer (1957) konnten weitere Fallstücke davon in der nächsten Nähe des wahrscheinlichen Anstehenden gefunden werden, und zwar in 1630 m Höhe auf dem in der Karte eingetragenen Fußsteig zwischen P. 1682 und der Winkler-Hochalm, dort, wo man von S her kommend die Grenze des Schwarzphyllits gegen den südlichsten Prasinitzug gerade überschritten hat. — Weitere kleine Blöcke des gleichen Albit-Stilpnomelan-Gesteins fand ich dann $\frac{1}{2}$ km N davon, nämlich etwa 170 m WSW der Winkler-Hochalm am markierten Aufstieg zum Achen-Kopf (Drei Brüder). Schließlich ist dasselbe Material auch gut 1 km westlich vom letztgenannten Fundpunkt etwa 50 m S der in der Karte 1 : 25.000 eingezeichneten Gabelung des Fußweges über der Schaidmoos-Hochalm im groben Blockwerk zwischen anderen Metabasiten vorhanden (1790 m Höhe). — Darüber hinaus erscheint mir noch erwähnenswert,

daß auf der gegenüberliegenden Talseite des Schaidmoosgrabens, in etwa 240 *m* Kartenabstand von P. 1729 gegen SSE, auf 1690 *m* Höhe Blöcke eines weißlichgrünen, splititverdächtigen und dabei vor der schwachen Verschieferung anscheinend knolligen Metabasits gesehen wurden.

Die Ableitung der Entstehung ist besonders wegen des eindeutig ophitischen Gefüges bei den aus dem Wolfbachtal stammenden Proben leichter gewesen als bei den mineralogisch ganz genauso zusammengesetzten Abarten der „Gabbroamphibolite“, die Cornelius (l. c., S. 218—219) beschrieben hat. Er hat damals angenommen, daß bei einem stark ausgewalzten Gabbroamphibolit zuerst eine Chloritisierung der Hornblenden stattgefunden hat und dieses Gestein dann durch K-haltige Lösungen zur heutigen Mineralzusammensetzung kam. Heute können und müssen wir das im Wolfbachtal vorliegende Endprodukt — des erhaltenen magmatischen Gefüges wegen — unmittelbar vom Vulkanit ableiten und dieselbe Herkunft aus einem splitisierten Diabas auch für die von Cornelius erwähnten Vorkommen (Graben W Bärenreitalm, westlich Kaprun; Vordere Judendorfer Alm, Westseite des unteren Fuschertales) annehmen, trotzdem dort wegen der intensiven Verschieferung das magmatogene Gefüge nicht mehr erhalten ist.

Daß am angegebenen Fundpunkt bei der Oberhaus-Grundalm im Wolfbachtal neben der oben beschriebenen, besonders groben Art von intersertalem Albit-Stilpnomelan-Diabas auch noch eine etwas feinere, intersertale und schwach geschieferte Abart gefunden wurde, die fast ebensoviel Chlorit mit parallel eingewachsenen jungen Hornblendestengeln (grün, fast farblos, maximale Auslöschungsschiefe 22°) wie Stilpnomelan führte, und daß schließlich eine noch feinere, nicht geschieferte intersertale Art mit besonders hohem Feldspatgehalt (Albit, maximal 5 *mm*) gefunden wurde, sei nur anhangsweise erwähnt. Außerdem wurde aus dem Schutt des Wolfbaches direkt an der Kartengrenze ein blaßgrünes, ophitisches Gestein aufgelesen, welches neben dem bei weitem überwiegenden Albit (2 *mm*, mit typischer Hellglimmerfülle und nur ganz wenig Epidot) noch hauptsächlich blassen Chlorit und sehr wenig Stilpnomelan enthält. Die Apatitspieße werden darin bis 1 *mm* lang.

Nach dem allen ist bei einem Teil unserer nachtriadischen Prasinite und Grünschiefer mit einem splititischen Ausgangsmaterial, also wahrscheinlich submarinen Ergüssen, zu rechnen, während schon hier erwähnt werden kann, daß mir in den mittleren Hohen Tauern bei den alten Metabasiten mit Reliktgefüge bisher noch keine Beispiele untergekommen sind, die Splitisierungserscheinungen zeigten, wogegen Derivate grobophitischer normaler Diabase recht häufig sind.

Die eklogitischen Gesteine

treten ebenso in der Bündnerschiefer-Serie auf. Bis 30 *m* mächtige linsenförmige Vorkommen davon sind seit langem vom südlichen Venedigergebiet bekannt (Weinschenk) und in der Folgezeit von Angel, Wieseneder und neuerdings von Cornelius und Scharbert (1954b, mit Literaturzusammenstellung) näher untersucht worden. Sie liegen dort meist nahe der Basis des mächtigen nachtriadischen Prasinit- und Kalkglimmerschieferkomplexes der Oberen Schieferhülle, in enger Verbindung mit dessen Gesteinen.

Eklogite und granatführende Prasinite wurden auch an verschiedenen Punkten der südlichen Glocknergruppe ausführlich von E. Clar beschrieben (C. u. C. 1939). Sie liegen z. T. in dem mächtigen Kalkglimmerschiefer der Oberen Schieferhülle, wie z. B. der berühmteste, über 1 *km* lange Zug östlich der Gamsgrube, dessen Blockwerk bequem auf einem ebenen, vom obersten

Parkplatz der Glocknerstraße beim Franz-Josefs-Haus ausgehenden Spazierweg zu erreichen ist. Andernteils, wie in der Nähe des Hochtors der Glocknerstraße (Gr. Margrützenkopf), sind sie den dunklen nachtriadischen Phylliten in deren obersten Horizonten eingeschaltet *). Im Verlauf der jüngsten Kartierung wurde weiter östlich ein neues Vorkommen derartiger eklogitischer Prasinite zwischen dem Vorderen und Hinteren Modereck, also $3\frac{1}{2}$ km östlich des Hochtors, aufgefunden (Frasl, 1954 a). Letztere befinden sich bereits in jener kalkarmen, nachtriadischen Phyllitserie, die im Liegenden der Seidlwinkl-Trias sichtbar wird.

Entstehung und Alter: Unsere Eklogite stellen uns ebenso wie die entsprechenden Gesteine aus den nachtriadischen Ophiolithen der Schweizer Alpen vor schwierige genetische Probleme. Auch hier sind es keine „echten Eklogite“ im klassischen Sinne katazonaler Omphazit-Granat-Gesteine, sondern — wie E. Clar elegant bewies und H. Scharbert bestätigte — unter etwas wechselnden Bedingungen der Prasinitfazies direkt aus basischem Eruptivgesteinsmaterial — z. B. kalkhaltigen, geschichteten Tuffen (E. Clar) — entstanden, während F. Angel noch eine „alkristalline“ Bildungsphase mit typomorph drittstufiger (z. T. zweistufiger) Kristallisation voraussetzte.

Es besteht nun, da eine absteigend metamorphe Bildung aus ursprünglich hochmetamorphem „Altkristallin“ nicht mehr angenommen zu werden braucht, eigentlich kein Grund, die Eklogite altersmäßig aus der Reihe der verschiedenen nachtriadischen Ophiolithe herauszunehmen, mit denen sie durch die gleichen Begleitgesteine serienmäßig und z. T. auch durch Übergänge verbunden sind. Für das mesozoische Alter traten bisher ein: H. P. Cornelius und E. Clar (1939), H. Scharbert (1952, 1954) und G. Frasl (1954 a).

Der Möglichkeit, daß autometamorphe Prozesse eine größere Rolle bei der Bildung der eklogitischen Gesteine gespielt haben könnten, hat man bisher in den Hohen Tauern noch kaum Beachtung geschenkt. Hingegen wurde die Möglichkeit einer Abhängigkeit der Eklogitbildung von der Entstehung junger Zentralgneiskörper von E. Weinschenk und H. Scharbert für das südliche Venedigergebiet in Betracht gezogen. Das wurde jedoch erst jüngst verneint von F. Karl (1955). Für die Vorkommen der Glocknergruppe ist die Unabhängigkeit der Eklogitbildung von den Zentralgneiskörpern schon wegen der großen Entfernung der beiden Gesteine voneinander ganz klar.

Die drei chemischen Analysen eklogitischer Gesteine, die Scharbert (1954) anführen kann, kommen einem normalen basaltischen Ausgangsgestein sehr nahe, wenn auch sedimentäre Verunreinigungen eine gewisse Rolle spielen mögen. Wegen des hohen Ca- und niedrigen Na-Gehaltes waren es ursprünglich bestimmt keine Spilitite.

Davon weicht jedoch die eine der beiden neuen Analysen von Gastaldit-Eklogit und Barroisit-Eklogit aus dem Südvenedigergebiet auffallend ab, die F. Schaidler ausgeführt und F. Angel 1957 veröffentlicht hat. Der Gastaldit-Eklogit von der Hohen Achsel steht nämlich danach chemisch schon eher einem Spilit nahe (4,21% Na₂O und 7,18% CaO).

*) Diesen stelle ich die zwei kurzen Eklogitzüge in den Riffldecken als westliche Entsprechung gegenüber, die E. Clar E und NE Schöneben im Dorfertal in die Glocknerkarte eingezeichnet hat.

Serpentine

Daß die recht zahlreichen Serpentinorkommen der mittleren Hohen Tauern verschiedenen Serien angehören und demnach auch altersmäßig verschieden eingestuft gehören, haben Cornelius und Clar 1939 bereits dargelegt. Sie stellten für ihren Aufnahmebereich die mit der „Oberen Schieferhülle“ verbundenen Serpentine ins Mesozoikum, während diejenigen aus der Granatspitzhülle mit Vorbehalt als vorpaläozoisch eingestuft wurden (C. u. C. 1939, S. 217).

Dem können wir im Prinzip folgen, wenn wir nachstehende Serpentine der Bündnerschiefer-Serie zurechnen und damit als jünger als die karbonatische Trias einstufen:

a) Die von Cornelius und Clar (1939, S. 178—195) angeführten Serpentinorkommen der „Oberen Schieferhülle“, die aber — wie Cornelius und Clar bereits bewußt war — nicht immer streng an die geschlossene Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie gebunden, sondern auch in die oberen Teile der „Brennkogeldecke“ eingeschaltet sind, deren Gesteine damals noch in der Hauptsache als paläozoisch aufgefaßt wurden. Heute, da auch die Phyllite, Quarzite usw. dieser ehemaligen Brennkogeldecke zur Bündnerschiefer-Serie gestellt werden können und daher auch diese Serpentine rundum von nachtriadischen Schichten umgeben sind, kann man sogar mit noch größerer Bestimmtheit für das geringe Alter und gegen die Angelsehe Herleitung aus dem Altkristallin eintreten, als das Cornelius und Clar (1939, S. 196 f.) schon mit guten Gründen getan haben. An Einzelorkommen wäre hier besonders in Erinnerung zu bringen: der Heiligenbluter Serpentinzug, der im S bei Döllach beginnt, aus locker aneinandergereihten größeren Linsen besteht und nach rund 20 km Länge sein Nordende beim Brennkogel, also schon N des Hochtors der Glocknerstraße, hat;

der Serpentin des Hochtengipfels,

die vielen Serpentinorkommen im Raum zwischen dem oberen Mühlbachtal und dem Stubachtal (Ferschbach—Beilwieseck—Steingasse—Lakarscharte, dann Wintergasse—Hackbrettler), dann

der Serpentin der Romariswand an der Hauptwasserscheide sowie an den Fruschnitzscharten (westlich des Großglockners).

Serpentinlinsen begleiten auch das Grenzgebiet zwischen Kalkglimmerschiefer und vorwiegend kalkfreiem Phyllit beiderseits der Bärenschlucht des Fuschertales, und in der östlichen Fortsetzung dieser von Cornelius und Clar (1939, S. 195) angegebenen kleinen Vorkommen befinden sich ebensolche bei P. 2566 (W vom Königstuhlhorn);

b) die beiden kleineren Serpentinorkommen, die E. Clar im Abschnitt über die Riffeldecken beschrieb (C. u. C. 1939, S. 84, Westhang der Zollspitze und Zollspitze) sind so weitgehend an Kalkglimmerschiefer gebunden, daß schon damals die Tendenz spürbar war, sie den Serpentin der Oberen Schieferhülle gleichzustellen;

c) den Serpentin vom Rauriser Tauernhaus, bei dem schon Hottinger (1935) das Zusammenvorkommen mit Bündnerschiefern erkannte, wenn auch in diesem Fall ausnahmsweise einmal unter der Seidlwinkltrias (also bereits in der „Fleissdecke“ Hottingers) gelegen;

d) eine über 200 *m* lange Serpentinlinse unter der Penninghofalm westlich Rauris, die ich auf der Geologischen Karte der Umgebung von Gastein eintragen konnte und bei der eine große bewaldete Halde die früher starke Verwertung des hier gebrochenen Steins ahnen läßt. Außerdem ist das von Cornelius (1939) beschriebene und zur Nordrahmenzone gestellte Vorkommen unter der Vögerl-Hochalm im Dietlsbachtal (Blatt Kitzbühel) hier einzureihen, und schließlich gehören auch die Talkschiefervorkommen bei Judendorf nördlich von Fusch hierher (C. u. C. 1939), die in dunklen Phylliten der Bündnerschiefer-Serie stecken. In vergleichbarer Position liegt auch der Talkschiefer am Viehtriebweg der Weixelbachalm (ENE P. 2288, auf 2120 *m* Höhe) im Weixelbachtal, den ich 1952 fand;

e) die von E. Braumüller (1939) zu seiner „Sandstein-Breccien-decke“ gestellten, ebenfalls kleineren Serpentinvorkommen, die zwischen dem Fuscher- und dem Rauristal zu einer lockeren Kette aneinandergereiht sind, welche nur mehr etwa 1–2 *km* S der Salzach liegt;

f) westlich Krimml ist ein stark strapazierter Serpentin von wenigen Meterzehnern Länge im Bachbett genau S der Schönmoos-Hochalm aufgeschlossen, dessen Zugehörigkeit zur Reihe der jungen Serpentine noch fraglich ist. Er liegt nämlich ausgerechnet an einer Störungslinie.

Braumüller (1939) sieht die Serpentine seines Gebietes als nachtriadisch an, mit der von Cornelius und Clar 1939 geübten Aufteilung können wir — wie schon gesagt — konform gehen, und soweit sie in dem Gebiet zwischen Fuscher- und Rauristal liegen, stellte übrigens auch Hottinger (1935) alle Serpentine in die mesozoische Schichtreihe, und zwar über die karbonatischen Triasablagerungen. Somit besteht offensichtlich eine schöne Übereinstimmung in der Altersauffassung dieser Serpentine bei den verschiedenen Autoren — eine Einhelligkeit, die umso erfreulicher ist, als diese Autoren durchaus nicht einer Schule angehören und sonst gerade bei der Alterseinstufung der Serpentine auch in großen nichtmetamorphen Gebieten (z. B. Balkan, Kleinasien) ziemliche Uneinigkeit herrscht.

Die erwähnten nachtriadischen Serpentine stehen in den meisten Fällen nicht mit den Prasiniten derselben Serie in engerem Zusammenhang. Meistens sind sie genauer als Antigoritserpentine zu bezeichnen (C. u. C. 1939), seltener ist die Umwandlung in Chrysotilserpentin (Braumüller 1939). Die gute Erhaltung primärer Strukturen in Form von Pseudomorphosen nach Pyroxen fiel Braumüller in den aus der Nähe des Salzachtales erwähnten Serpentin auf, doch ergibt sich daraus kein Gegensatz zu den Serpentin im Inneren der Tauern, wie er damals annahm (1939, S. 79). Im Heiligenbluter Serpentinzug findet man nämlich allenthalben sogar noch die reliktschen Pyroxene selbst (C. u. C. 1939). Ein weiteres Beispiel besonders großer und schöner Pyroxenrelikte fand ich in Fallstücken von Serpentin an der Straße südlich Wörth, die 1951 durch eine Lawine von jener Serpentinlinse hierher transportiert wurden, welche Ch. Exner schon außerhalb meines Kartierungsbereiches dann auch tatsächlich im steilen Ostabfall des Plattecks auffand (Gasteiner Karte). Dieses Vorkommen liegt aber wiederum in der Tauernschieferhülle, auch nach Braumüllers Einteilung etwa 10 *km* von deren Nordgrenze entfernt, und zwar ausgerechnet in der von Braumüller bekanntgemachten „Deckenstirn von Wörth“.

Gegenüber den Serpentinien der älteren Serien weisen die eben angeführten Vorkommen einen prinzipiellen Unterschied auf: sie sind niemals mit Peridotiten verknüpft (vgl. S. 439 f.).

In Verbindung mit den Serpentinien treten an verschiedenen Stellen schöne Kalksilikatschiefer und Silikatmarmore sowie Talkschiefer auf (C. u. C. 1939). Auch der in der NW-Ecke der Großglocknerkarte verzeichnete „Epidotamphibolit“ (C. u. C. S. 176 ff.), bei dem Cornelius einen sehr Fe- und Ti-reichen Pyroxenit als Ausgangsmaterial angenommen hat, ist in die Nähe der jungen Serpentine zu stellen.

Mit dieser kurzen Besprechung der jungen Ophiolithe ist wohl so viel über die einzelnen mesozoischen Gesteine gesagt, daß die jetzige Bedeutung und ungefähre Abgrenzung der im folgenden verwendeten Begriffe als hinlänglich bekannt vorausgesetzt werden darf. Ich möchte daraufhin versuchen, über die allgemeine Zuweisung dieser Gesteine ins Mesozoikum hinausgehend auch noch eine relative Altersordnung innerhalb der mesozoischen Schichten aufzustellen, auch wenn wir vorläufig bei der Zuweisung einzelner Gesteine z. B. zu gewissen Stufen des Jura oder bezüglich der Lage der Formationsgrenzen noch recht im dunkeln herumtasten.

Die Grundzüge der Schichtfolge im Mesozoikum des Glocknergebietes

In dieser Hinsicht gibt es eine Anzahl beachtlicher Vorarbeiten, die dann mit den eigenen Erfahrungen verglichen werden können.

Als Ausgangspunkt für die Diskussion der wahrscheinlichen Schichtfolge im Mesozoikum möchte ich die bereits im historischen Teil (S. 333 f.) abgedruckten Idealprofile Hottingers aus dem Jahre 1935 heranziehen, denn zu einer recht ähnlichen Grundvorstellung sind wir heute wieder zurückgekommen, auch wenn sie sich im einzelnen nicht ganz mit jener deckt.

Hottinger hat damals auch schon an der Basis der aus Kalkmarmoren, Dolomiten und Rauhacken mit Gips bestehenden Karbonatgesteinsserie der Trias verschiedenartige permoskythische Quarzite angenommen. Die Summe der wahrscheinlich von der obersten Trias bis in die Kreide reichenden Absatzgesteine wurde zur Bündnerschiefer-Serie zusammengefaßt, mit der auch gleichalterige Ophiolithe aufs engste verbunden sind. Die Bündnerschiefer-Serie besteht nach seiner Aufstellung in der Hauptsache aus dunklen Phylliten und Kalkphylliten bis Kalkglimmerschiefeln, die schon primär mit z. T. recht mächtigen Tafelkalken, aber auch mit geringmächtigen Korallenkalken, Sandkalken, Karbonatquarziten und verschiedenen Breccienhorizonten abwechseln, und in dieser wechselhaften Serie, in welcher die einzelnen genannten Gesteinsarten nicht unbedingt an einen streng umrissenen stratigraphischen Horizont gebunden sind, stecken auch die Ophiolithe linsen- bis lagenförmig in ganz verschiedener Höhe. Eine Regelmäßigkeit in der Abfolge dieser verschiedenen Bündnerschiefergesteine oder einen Schwerpunkt der mehr kalkigen oder mehr tonigen, der sandigen oder grobklastischen Sedimentation innerhalb der Bündnerschiefer hat Hottinger damals noch nicht angeben können.

Cornelius und Clar stellten in ihrer Hauptarbeit im Jahre 1939 unabhängig davon eine teilweise recht ähnliche Stratigraphie des Mesozoikums innerhalb der Schieferhülle auf (vgl. S. 335), die z. B. in der Trias mit jener

Hottingers prinzipiell übereinstimmt, aber darüber hinaus nur bis in den Lias hinaufreicht, sodaß nach dieser Vorstellung die Sedimentation der Schieferhülle mit dem Lias abgeschlossen gewesen wäre. Für diesen kurzen, jüngsten Zeitabschnitt (Rhät? und Lias) werden ähnlich wie von Hottinger für die ganze Bündnerschiefer-Serie auch von Cornelius und Clar Kalk, Kalkglimmerschiefer und Breccien, dann Sandsteine, Arkosen und feinschichtige „Knotenschiefer“ angegeben; auch ein Teil der Quarzite könnte ihrer Meinung nach dazu gehören — aber die Beteiligung irgend welcher schwarzer Phyllite, die doch in der Bündnerschiefer-Serie Hottingers eine dominierende Rolle spielen, wird nicht angenommen. Bei diesen jüngsten Sedimenten wird der Kalkglimmerschiefer im Allgemeinen über die Quarzite und übrigen Gesteinsarten gestellt, und auch die Ophiolithe reichen nach dieser Einstufung von Cornelius und Clar von der Trias nur bis unter die Kalkglimmerschiefer-Serie. Die liassischen Mergel (= Kalkglimmerschiefer) wären danach die jüngsten Gesteine der Schieferhülle überhaupt gewesen. Erst 1949 nimmt Cornelius an, daß die Ophiolithe auch fallweise bis in die Unterkreide reichen könnten.

Zu einer ähnlichen Gliederung kommt später auch H. Holzer am Tauernnordrand. Er hat dort die Cornelius'sche Nordrahmenzone zwischen dem Stubach- und Dietelsbachtal in zwei Ost—West-verlaufende Streifen zerlegt (Abb. 3), deren nördlicher praktisch nur aus mesozoischen Gesteinen bestehen soll und als „Unterostalpine Schuppenzone“ bezeichnet wurde, während der südliche Streifen Bildungen des variszischen Zyklus umfassen soll und zur Schieferhülle gerechnet wurde. Der mesozoische Anteil hat nach der Vorstellung Holzers folgende Schichtfolge (1949, S. 16):

- Lias und Kalk- und Dolomitbreccien, Marmore z. T.,
- jünger (?) graphitische Phyllite
- Rhät Kalkschiefer, kieselige Kalke (?)
- Kalkmarmore,
- Dolomite, dolomitische Kalke
- Skyth Quarzite,
- quarzreiche Serizitchloritschiefer.
- Perm

Das mengenmäßig bei weitem überwiegende Gestein ist in dem betreffenden Gebiet der schwarze Phyllit, dessen Altersstellung demnach eine besondere Bedeutung zukommt. Für dessen Einreihung war maßgeblich, daß L. Kober seit 1912 immer wieder von den sogenannten „Pyritschiefern“ in der oberen Trias und im Lias der ebenfalls unterostalpinen Radstädter Tauern sprach. Die Amphibolite innerhalb dieser schwarzen Phyllite sind nach Holzer unsicherer Stellung, vielleicht Späne von Altkristallin.

Als im Jahre 1951 die Führer für die Exkursion zur 100-Jahr-Feier der Geologischen Bundesanstalt herauskamen, bestanden noch immer dieselben unterschiedlichen Auffassungen wie 1939 nebeneinander. Das sieht man deutlich an einer Gegenüberstellung des Führers über die Glocknerstraße von S. Prey (1951, S. 96), der vollkommen auf der Stratigraphie

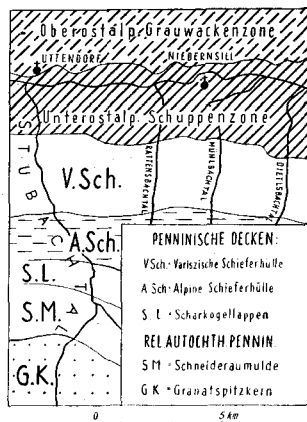


Abb. 3: Tektonische Gliederung im Gebiet des nördlichen Stubai nach H. HOLZER 1949, im Maßstab der tektonischen Übersicht auf Tafel XXV.

der Glocknermonographie beruht und nach dem daher z. B. alle Phyllite noch immer als paläozoisch angegeben werden, und des Führers „Gastein—Mallnitz“ von Ch. Exner. Dieser besaß den Mut, die Hauptmasse der mesozoischen Schieferhülle nach Hottinger als „Bündner-Schiefer (schistes lustrés)“ zu bezeichnen (1951, S. 79). Die Bestandteile dieser Bündnerschiefer-Serie wurden damals allerdings nur kunterbunt angeführt („vielfache Wechsellagerungen von Kalkphylliten, Kalkglimmerschiefern, Schwarzphylliten, Grünschiefern (einschließlich eklogitischer Typen), Serpentin, Karbonatquarziten, Quarziten, glimmerreichen Kalkmarmoren“) und dann ist die nicht näher begründete Bemerkung angeschlossen, daß in den stratigraphisch höchsten Lagen der Tauernschieferhülle der Kalkgehalt der Phyllite zurücktrete (Schwarzphyllit). Das letztere hat übrigens auch R. Stark schon 1912 (S. 14) behauptet und steht übrigens im Widerspruch zu jener Auffassung, die Exner selbst in einem Vortrag anlässlich derselben 100-Jahr-Feier vertrat (1952, S. 88). Bei dieser Gelegenheit betrachtete er nämlich den Schwarzphyllit — abgesehen von der Anerkennung der Existenz karnischer und paläozoischer Schwarzphyllite (z. B. Fuscher Phyllite) — als Lias, eventuell auch Rhät. Dabei stützte er sich auf eigene Beobachtungen an den sogenannten „Riffelschiefern“ der Riffelscharte und des Niedersachsenhauses zwischen Gastein- und Rauristal in den östlichen Tauern, wo diese Schwarzphyllite über Quarzit, Rauhacke und Triasdolomit und unter dem Kalkphyllit liegen.

Soweit waren die verschiedenen Vorstellungen über die Schichtfolge des Mesozoikums in den mittleren und östlichen Hohen Tauern gediehen, als ich 1951 begann, im Fuscher-, Seidlwinkl- und Wolfbachtal sowie westlich Rauris für die Geologische Bundesanstalt zu kartieren.

Schon auf Grund von Erfahrungen der ersten Aufnahmesaison konnte angesichts des Profils Edlenkopf—Seidlwinkltal die Vermutung ausgesprochen werden, daß die Serie der höher metamorphen Schwarzphyllite, die der Brennkogeldecke entspricht, „nicht nur tektonisch, sondern auch stratigraphisch zwischen die Seidlwinkltrias und die wohl jurassischen Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer gehört, also an die Wende von Trias und Jura“. (Frasl 1952). Danach haben wir hier in den mittleren Hohen Tauern prinzipiell dieselbe Abfolge der mesozoischen Ablagerungen, wie Ch. Exner weiter im E von der Riffelscharte angegeben hat. Es folgte dem u. a. die Erkenntnis, daß auch gewisse Gneise zur Bündnerschiefer-Serie zu stellen sind („Bündnerschiefergneise“), andere Arkosegneise und Quarzite jedoch an die Basis der Trias, weil sie z. B. NW der Baumgartl H. A. mit Rauhacke, Marmor und Dolomit in wahrscheinlich stratigraphischem Verband stehen (Frasl 1953 b). Der von Hottinger angegebene Umfang des Begriffs „Bündnerschieferserie“ wurde dabei noch durch die Einbeziehung von dessen „Graphitquarzit“ und einem Teil des „Parakristallin im allgemeinen“ erweitert, und auch die „Fuscher Phyllite“ Braumüllers konnten dazugestellt werden (Frasl 1954).

Meine Kartierungsarbeiten gingen jahrelang mit denen von Ch. Exner weiter im E parallel, und so gingen auch die Erkenntnisse über die junge Schieferhülle hier und dort ziemlich parallel: Die Zeit war nach den vorhergegangenen grundlegenden Arbeiten anderer eben reif geworden für eine Neugliederung der Schieferhülle, und da dieselben Probleme auch mit etwa derselben Gründlichkeit angegangen wurden, war von vornherein

eine bessere Übereinstimmung zu erwarten, als zwischen den gleichzeitigen Kartierungen von Cornelius und Clar einerseits und Hottinger anderseits im Glocknergebiet existierte. So zählt Exner 1953 (S. 419) der Reihe nach folgende Gesteine zu den Bündnerschiefern: „mehrere 100 m mächtige Schwarzphyllite, Dolomitreccien führende Phyllite und Quarzite, Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer, Kalkmarmore und eingeschaltete Grünschiefer und Serpentine“. In meinem Aufnahmebericht für 1953 ist diese Reihenfolge noch etwas genauer präzisiert. Sie hat sich in der damaligen Fassung im Laufe der weiteren Untersuchungen gut bewährt, gilt heute noch in vollem Umfang und sei deshalb im Wortlaut wiedergegeben (Frasl 1954 a):

Vom Tauernhauptkamm (Hoctor—Modereck) bis 2 km N der Verbindungslinie Fusch—Rauris zeichnet sich im großen mehrmals „dieselbe Abfolge von unten nach oben (von S nach N) ab:

(N) 3. Prasinite oder Grünschiefer.

2. Kalkglimmerschiefer (Kalkphyllit oder hierhergehöriger Kalkmarmor).

(S) 1. Schwarzphyllit.

Das dürfte im Prinzip die nachtriadische Abfolge sein, wobei jedoch die Grünschiefer nur mit dem Schwerpunkt ihrer Entwicklung das jüngste Glied darstellen und der Kalkgehalt der Schiefer sich nur mit einer beschränkten Regelmäßigkeit in diese Reihung fügt. Die Serpentine stecken vorzüglich nahe der „Grenze“ von Schwarzphyllit und Kalkphyllit, und die Dolomitreccien sind auf beinahe alle Horizonte verteilt. Quarzite und Arkosen zeigen eine regelmäßige Bindung an die Schwarzphyllite.“

Das bedeutet aber — auf die Gliederung von Cornelius und Clar angewandt — folgendes: Die Seidlwinkltrias trägt als normales Hangendes die kalkarme Phyllitserie mit Quarziten usw., die Cornelius und Clar als eigene „Brennkoegeldecke“ aufgefaßt hatten, und diese leitet oben in die Kalkglimmerschiefer über, die ihrerseits von der Hauptmasse der Prasinite überdeckt werden, wobei Kalkglimmerschiefer und Prasinite zusammen von Cornelius und Clar als „Obere Schieferhülle“ bezeichnet wurden. Somit sehen wir hier statt dreier „Decken“ (Seidlwinkldecke, Brennkoegeldecke, Obere Schieferhülle) nur mehr eine einzige, normale, hauptsächlich stratigraphische Abfolge, auch wenn z. B. die Trias in sich ebenso geschuppt ist wie z. B. die kalkarme Schieferserie. Die im N folgenden, nur wenig anders gearteten Wiederholungen dieser Schichtfolge werden im nächsten Kapitel erläutert.

Seit neuester Zeit stimmt auch E. Braumüller diesem Schema der mesozoischen Schichtfolge (Trias—kalkarme Bündnerschiefer—kalkreiche Bündnerschiefer—Masse der Ophiolithe) zu. Auch er hat erkannt, daß auch andere bekannte und besonders interessante Profile dann besser verstanden werden können, wenn man die Schwarzphyllite darin nicht mehr als paläozoisch ansieht, sondern eher als mesozoisch (Rhät bis Lias; Bistritschan u. Braumüller 1958).

Da wäre als das eine hervorragende Beispiel das Profil beim Untertauen der Oberen Schieferhülle im Stubachtal zu nennen, welches H. P. Cornelius zum größten Teil bekanntgemacht hat (1935, S. 146, und 1942 e, S. 65). Man sieht dort vor sich die Form einer km-großen, stehenden Falte, deren Scheitel zwischen der Hofer HA. und der Holland HA. mit etwa 20° Gefälle nach W abtaucht, d. i. etwa 1200 m über dem Einschnitt des Stubach-

tales, in dem der Kern der Falte aufgeschlossen ist. In diesem Kern liegt der Prasinit der unteren Geierwand, dessen Westende noch unterhalb P. 1235 verschwindet, sowie der Kalkglimmerschiefer der oberen Geierwand, der bereits etwas höher, bis zur Almhütte 1432 *m* hinaufreicht. Um diesen Kern herum legen sich schwarze Phyllite, die bei ihrer mächtigsten Entfaltung (zwischen Unterkopf und P. 2181 am Anstieg zum Brustinger) auch z. T. kalkhaltig sind und dort auch größere Dolomit- und Rauhwackenlinsen führen. Der Triasdolomit und -marmor sowie der zugehörige Quarzit ist aber erst in den tektonisch höchsten Partien der stehenden Falte angereichert, wo die Trias deutlich bogenförmig die schwarzen Phyllite überspannt. Diese Falte wird dann im S, oben und im N von einer grundsätzlich fremden Serie umgeben, die aus metamorphosierten vormesozoischen Substraten (ehemals Tone, basische und saure Eruptiva) besteht. Beste Erklärung: Die mesozoische Schichtfolge, unten Trias, dann kalkarme und kalkreiche Bündnerschiefer und ganz oben Ophiolith, wurde zuerst zu einer Mulde verfaultet. Diese Mulde wurde dann im Laufe der alpidischen Verformung auf den Kopf gestellt, sodaß die ursprüngliche Muldensohle mit der Trias am höchsten zu liegen kam und bei nichtstratigraphischer Betrachtung auch als Faltenscheitel angesehen werden kann.

Ein weiteres wichtiges Beispiel, bei dem Braumüller und Prey schon lange die prinzipielle Bedeutung für die Stratigraphie der weiteren Umgebung erkannt haben, sind die Synklinen südlich des Sonnblickkernes, wo „die dunklen Phyllite regelmäßig zwischen der Trias und den Kalkglimmerschiefern liegen“ (1943, S. 133). Auch Braumüller hat heute eingesehen, daß man dabei sehr gut ohne die Zwangsvorstellung von einer Mehrphasigkeit des Baues auskommt, wenn man die Schichtfolge Trias—Schwarzphyllit—Kalkglimmerschiefer als die normale Ablagerungsfolge ansieht und nicht — wie er 1943 annahm — erst die Phyllite aus dem Unterostalpin als dessen Paläozoikum herholt, sie zwischen die Trias und die Kalkglimmerschiefer der Oberen Schieferhülle einwickelt und dann alles gemeinsam verfaultet (Bistritschan u. Braumüller 1958).

In Anbetracht dieser mehrmals in charakteristischen Profilen vorhandenen Abfolge von Trias—Schwarzphyllit—Kalkphyllit—Grünschiefer können wir das von Ch. Exner 1957 in seinen Erläuterungen zur Geologischen Karte von Gastein besonders auf S. 153 dargelegte Sedimentationsschema nicht für die mittleren Hohen Tauern übernehmen. Damit kehrt er nämlich zu seiner bereits 1951 dargelegten und nachher zeitweilig wieder aufgegebenen Auffassung zurück, daß in den östlichen Hohen Tauern im autochthonen Sedimentmantel die Schwarzphyllite über den Kalkglimmerschiefern und erst recht im „Deckensystem der oberen Schieferhülle“ in der Schichtfolge über Trias, Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern (samt Albitepidotamphibolit und Serpentin) liegen.

Ein Grund für eine derartige Einstufung mag darin zu sehen sein, daß Exner im klassischen Profil des Angertales den unter einem sehr mächtigen Schichtstoß von Schwarzphylliten liegenden Angertalmarmor wieder traditionsgemäß mit dem Hochstegenkalk des Westens vergleicht (1957 a, S. 153) und deshalb diesen Liegendmarmorzug in den oberen Jura stellt, sodaß die darüber befindlichen Schwarzphyllite im wesentlichen jünger als oberer Jura sein müßten. — Bezüglich dieser stratigraphischen Einstufung des Angertalmarmors ist jedoch größte Vorsicht am Platze. Einmal

werden in Tirol unter der Bezeichnung „Hochstegenkalk“ eine ganze Reihe von verschiedenen aussehenden Kalken und Dolomiten in mehreren übereinander liegenden und durch andere Gesteine voneinander getrennten Gesteinszügen verstanden, und auch G. Mutschlechner (1956, S. 164) sieht das Oberjura-Alter bei der Neubearbeitung des in mancher Hinsicht angezweifelte *Perisphinctes*-Fundes nur für den umschließenden Teil des „Hochstegenkalks“ als gesichert an. Andere Züge desselben könnten also durchaus auch ins ältere Mesozoikum gehören! Außerdem stammt gerade dieser Fossilfund vom Hochstege nach Mutschlechner genau genommen aus einem grauen Dolomitblock eines Dolomitmarmorsteinbruches, und im Gasteiner Gebiet verstand man bisher unter dem „Angertalmarmor“ noch immer einen Kalkmarmor!

Schließlich aber gibt es gegenüber den von Becke bis Exner immer wieder zum Vergleich herangezogenen Hochstegenkalken auch andere, dem Gasteiner Gebiet viel näher liegende Kalkmarmore, und zwar beim Hochtörl der Großglocknerstraße in Verbindung (siehe auch S. 351 f.) mit Rauhwacke, Dolomit und Gips, und diesen Schichtstoß sehen wir mit H. P. Cornelius und E. Clar sowie A. Hottinger als Trias an („Seidelwinkeltrias“). Es scheint mir nun durchaus wahrscheinlich, daß in gleicher Weise außer den Dolomitmarmoren samt Rauhwacken auch die Kalkmarmore, die im Angertal bei Gastein über dem Zentralgneis und Quarzit des Hochalm-Ankogel-Massivs liegen, in die Trias zu stellen wären. An dieser Vorstellung können auch die dort den Kalkmarmoren stratigraphisch eingeschalteten, aber an Mengen zurücktretenden Kalkglimmerschiefer nichts ändern, denn es ist ja auch an anderen Orten — wie z. B. im Unterostalpin der Tauernumrahmung — die Ablagerung von Mergeln in verschiedenen Stufen der Trias nachgewiesen. So hat z. B. erst unlängst A. Tollmann (Verh. G. B. A. 1956) neuerdings bestimmbare Korallen und Crinoiden in rhätischen, dunklen Kalkschiefern der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern) gefunden. — Ich kann mich auch nicht der neuen Exnerschen Auffassung anschließen, daß die großen Kalkglimmerschiefermassen seines „Deckensystems der oberen Schieferhülle“ (Türchlwand, Gamskarlkogel) — welches er aus einem ehemals weiter südlich gelegenen Sedimentationstrog abzuleiten versucht — mit den wenigen Kalkglimmerschiefern im Verband des Angertalmarmors gleich alt wären. Nach meiner Vermutung gehören im Angertal-Profil die letzteren Kalkglimmerschiefer mit dem Angertalmarmor sowie Dolomit und Quarzit zur normalen Trias, dann folgt die Masse der Schwarzphyllite, während die zuerst genannten, sehr mächtigen Kalkglimmerschiefer (mitsamt den zugehörigen Metabasiten, die man lange Zeit gemeinsam als die Repräsentanten der „Oberen Schieferhülle“ betrachtet hat) auch hier wie im Bereich der Glocknerstraße stratigraphisch über die Masse der Schwarzphyllite zu stellen sein dürften *). Ch. Exner hatte übrigens genau dieses stratigraphische Schema schon einmal (1952 und 1953) für das Gebiet der Riffelscharte SW Gastein angewandt (siehe oben), jedoch hat er es nun ohne nähere Begründung fallengelassen.

*) Dabei ist nicht auszuschließen, daß auch in den mittleren Hohen Tauern relativ geringere Anteile des Schwarzphyllits noch jünger sein können als die Bildung der großen Massen von Kalkglimmerschiefern und Metabasiten, wonach man dann ältere und jüngere Rauriser Phyllite zu unterscheiden haben wird (vgl. auch S. 399).

Ist es nun möglich, diese relative Altersabfolge innerhalb des Mesozoikums in das absolute Zeitschema einzubauen? — Das ist gar nicht so einfach, denn es ist nicht einmal möglich, mit einiger Sicherheit das Ende der Sedimentation im Schieferhüllenbereich der mittleren Hohen Tauern in eine bestimmte stratigraphische Stufe zu stellen.

Wenn die Radiolarite und Mangananreicherungen bei der Moosersperre im Kaprunertal tatsächlich den obersten Jura repräsentieren, wie Horninger im Vergleich mit unterostalpinen Vorkommen der Ostalpen und verschiedenen Beispielen der Westalpen annimmt, dann erscheint die Andauer der Sedimentation in der Schieferhülle zumindest für den ganzen Jura gesichert. Eine Fortdauer der Sedimentation darüber hinaus bis in die Unterkreide wurde z. B. von Staub, Kober, Hottinger, Exner u. a. angenommen, doch kommen wir da vorläufig über den bloßen Verdacht auf Grund des allgemeinen Vergleiches mit der Sedimentation im Pennin der Schweiz nicht hinaus. Am ehesten käme kretazisches Alter wohl für einen Großteil der Ophiolithe in Frage.

L. Kober nimmt auf Grund des regionalen Überblicks an, daß das Tauernfenster bereits vorgosauisch überschoben wurde und daß demnach mit einem Auftreten von Oberkreidesedimenten nicht mehr zu rechnen ist. Dagegen schloß Hottinger Oberkreidebildungen nicht ausdrücklich aus, als er nach R. Staub gewisse Gesteine am Tauernnordrand zwischen Bruck und Taxenbach noch als Flyschbildungen bezeichnete, die wohl Jura und Kreide umfassen sollten, jedoch kein Tertiär. Die Existenz einer derartigen Flyschbildung wurde aber bald darauf auf Grund einer genauen Untersuchung desselben Streifens von E. Braumüller (1939, S. 130 f.) bestritten.

Betrachten wir nun die Schichtfolge im Raum der schönsten und mächtigsten Entwicklung des Mesozoikums in den mittleren Hohen Tauern etwas näher.

Überblick über die mesozoische Schichtfolge des Fuscher- und des Seidlwinkel-Rauriser-Tales

Wir beginnen diese kurze Betrachtung bei der tektonisch tiefsten Einheit im Hintergrund des Seidlwinkltales und schreiten dann nach oben und N weiter, bis fast an die Salzach. Auf diese Weise ist es möglich, bei normalen Serien mit dem ältesten Schichtglied zu beginnen und dann Schicht auf Schicht entsprechend der Ablagerungsfolge durchzugehen.

Die Bündnerschieferserie im Liegenden der Seidlwinkl-Trias

Dieses von der Seidlwinkltrias überschobene, tiefste Paket von Bündnerschiefern bedeckt im Hintergrund des Seidlwinkltales eine Fläche von fast 20 km² und reicht von der Weißenbachscharte, dem Hinteren Modereck und dem Krummlkeeskopf am Hauptkamm bis zur Gollehen-Alm im Grund des Seidlwinkltales.

In dieser vorwiegend kalkarmen Serie fehlt neben dem mengenmäßig an erster Stelle stehenden Schwarzphyllit kein einziges bezeichnendes Glied der Bündnerschiefer (Frasl 1953 b, 1954 a, 1955). Die verschiedenen Breccien, Quarzite, dann Kalkglimmerschiefer und Prasinite samt Serpentin sind am Aufbau beteiligt. Auch eklogitische Prasinite kommen in geringen Mengen vor (zwischen Hinterem und Vorderem Modereck). Hier wurde auch die Bedeutung des resedimentierten Dolomits erkannt, doch ist derzeit

nicht auszuschließen, daß daneben einige kleinere Dolomit- und Marmorlinsen noch als echte Triasspäne in der Serie stecken. Außerdem sind hier die relativ größten Lagen von Bündnerschiefergneisen (Arkosegneise und porphyroblastische Albitgneise) vorhanden.

Gerade bei den Gneisen ergibt sich ein noch nicht ganz geklärtes Problem.

Der z. T. granitisch aussehende Gneis vom Grund des Weißenbachkars (Großes Fleiß-Tal) hatte entgegen den Behauptungen von A. Hottinger (1935, S. 298) doch noch eine Fortsetzung nördlich der Weißenbachscharte, denn entsprechend der NS-gerichteten, schwach N-fallenden Achsenlage kommt er gleich N der Weißenbachscharte wieder zum Vorschein und wurde auf 6 km Länge bis zum Wasserfall des Spritzbaches im Seidlwinkltal (P. 1681) verfolgt. Schon 1955 wurde berichtet, daß dieser etwa 100 m mächtig werdende Gneiszug in sich offensichtliche Paraanteile, also Arkosegneise und junge Feldspatporphyroblastenschiefer, mit geringen Anteilen vom Aussehen eines normalen Granitgneises vereinigt, aber auch diese sind nach mikroskopischem Befund zumindest z. T. aus Arkose entstanden (siehe S. 371 f.). Die Paragneise sind durch Übergänge auch eng mit Schwarzphylliten verbunden, die im Liegenden des Gneises Dolomitgerölle führen; die Paragneise sind daher „Bündnerschiefergneise“. — Hier steht die Antwort auf die Frage vorläufig noch aus, ob dabei tatsächlich noch kleine Partien eines verschiefert Granits vorhanden sind oder ob ausschließlich Arkosegneise vorliegen.

Wenn nördlich der Weißenbachscharte tatsächlich noch Reste von Granitgneis vorhanden sein sollten, dann brauchen sie durchaus nicht als etwas völlig Fremdes, als weit transportierte Schubspäne innerhalb der Bündnerschiefer aufgefaßt werden, denn es ist ja der sedimentäre Zusammenhang mit den Arkosen noch gegeben. Es ist ja durchaus wahrscheinlich, daß eine junge Arkose oder überhaupt ein Bündnerschiefer-Sediment direkt auf dem kristallinen Untergrund abgelagert wurde. So tief hat die damalige Abtragung auf jeden Fall gegriffen, denn sonst wären nicht neben den Dolomitreccien, die ihre Trümmer aus dem Schutt der Trias bezogen, auch noch Arkosen und die vielen Quarzsandsteine entstanden. Dementsprechend kann der unmittelbare Kontakt zwischen Bündnerschiefer und Zentralgneis hier wie anderswo (z. B. Sonnblickkern) durch Transgression zustande gekommen sein, und es ist dabei nicht unbedingt notwendig anzunehmen, die beiden Substrate wären erst durch die Verschuppung miteinander in direkten Kontakt gekommen, obwohl in dieser Gegend tektonische Verschiebungen selbstverständlich bei der Gestaltung aller Körper kräftig mitgewirkt haben.

Bei Vorhandensein eines echten Granitgneises würde dieser nach L. Kober und auch nach S. Prey (1938) den Kern der „Modereckdecke“ darstellen. Kober hat jedoch dem Granitgneis auf jeden Fall eine viel zu große Ausdehnung zugeschrieben, indem er nicht nur Bündnerschiefergneise sondern auch die Arkosegneise und -schiefer an der Basis der Seidlwinkltrias dazustellen.

Durch die Verfolgung einiger markanter Lagen, z. B. von Gneis, Kalkglimmerschiefer oder Quarzit, die oft mehrere Kilometer weit in flacher Lagerung durchziehen, kann man bis zu einem gewissen Grad auch in dieser Serie eine räumliche Ordnung, nämlich einen ausgesprochenen Lagenbau, erkennen. Trotzdem möchte ich nicht hier mit der stratigraphischen Deu-

tung der Schichtfolge beginnen, sondern lieber bei dem nächsten, besonders mächtigen Schichtpaket, welches unten mit der Seidlwinkltrias beginnt, mit Bündnerschiefern fortsetzt und mit Prasiniten oben abschließt.

Die Seidlwinkl-Trias

wurde von Cornelius und Clar als der Hauptbestandteil einer eigenen Decke, eben der Seidlwinkldecke, aufgefaßt. Auch wenn wir heute die Deckengrenzen anders ziehen, so bleibt bestehen, daß die Seidlwinkltrias an ihrer Unterseite überschoben ist, und zwar mehr als 5 km weit über die vorher genannten nachtriadischen Schiefer des hinteren Seidlwinkltales. Auch ohne auf die Stratigraphie der Karbonatgesteine der Trias näher achtzugeben, kann man schon heute mit Bestimmtheit bei der Seidlwinkltrias einen Liegend- und einen Hangendschenkel einer weitreichenden liegenden Falte unterscheiden, deren Kern von der Wustkogelserie (Arkosegneisen, Arkoseschiefern, grünen Phengitschiefern und weißem Quarzit) gebildet wird. Diese wahrscheinlich permisch-skythische Triasbasis ist von der Weißenbachscharte (P. 2689) — wo sie interessanterweise von Prey (1938) mit den „Rote-Wand-Gneisen“ der Stanziwurten verbunden wurde — über den Wustkogel bis P. 2480, also 1 km nach N, durchzuziehen. Kleinere Fundpunkte sind dann oberhalb P. 2110 und bei P. 2328 im Ursprungskar der Seidlwinkl-Ache, wo sie E. Clar schon als etwas Besonderes erkannt hat, und sie mit den ostalpinen Werfener Schiefen verglich (Clar 1932, S. 77; C. u. C. 1939, S. 115). Diese Arkosegneise usw. werden dann wieder zwischen der Hummelwand und P. 1965 bis 150 m mächtig, dann breiten sie sich besonders in dem verrutschten Gelände ober der Baumgartl HA. und ober der Hirzkarhütte aus, wo sie etwa bei „k“ der Kartenbezeichnung „Hirzkaralm“*) ihre Stirne haben. Um diese Stirn herum verbinden sich die Karbonatgesteinsmassen der Trias, die sich in der Hauptsache im Hangenden der genannten Triasbasisgesteine befinden, mit jenen des Liegendschenkels, der unter der Hirzkarhütte vorbei wieder nach S zieht. Nach einer Unterbrechung durch das Bergsturzgelände ist im Graben NW der Baumgartl HA. zufällig auf 1820 m Höhe die Liegendgrenze des Arkosegneises der Wustkogelserie gegen Marmor und Dolomit aufgeschlossen, dann erst wieder nach Überwindung eines weiteren Rutschgeländes etwas oberhalb des Vorkopfes bei P. 1965, wo Dolomit und Kalkmarmor des Liegendschenkels etwa 50 m mächtig werden. Von dort ist die Liegendserie noch eine kurze Strecke nach SW zu verfolgen. In noch dürftigerer Erhaltung ist der Liegendschenkel schließlich noch am Ostfuß der Kote 2459 und bis zur Weißenbachscharte nach S nachzuweisen, wo meine Kartierung endete.

Die östliche Fortsetzung dieser Großfalte ist auf der E-Seite des Seidlwinkltales aufgeschlossen. Der hier die Permotrias vertretende, relativ glimmerärmere Paragneis in ihrem Kern kommt gleich nördlich der Scharte des Gamskarls auf 2500—2520 m Höhe mit steilem Osteinfallen vom Krumltal herüber, zieht knapp unter dem Sag-Kogel durch nach NW und stirnt nach $2\frac{1}{4}$ km Länge in dem kleinen Blockfeld unter P. 2060. Der Liegendschenkel der Trias ist hier höchstens 50 m mächtig, aber in der ganzen Länge erhalten. — Verbindet man die beiden vordersten (nördlichsten) Punkte der Triasbasisgesteine, dann erhält man eine NW—SE-Richtung der Faltenachse, die mit der Sonnblick-Richtung Exners gleichläuft.

*) Österr. Karte 1: 25.000.

Die Vergenz der Falte ist NE. Die Gesteinsmassen karbonatischer Trias, welche den quarzitisch-schiefrigen Kern umhüllen, reichen im Grund des Seidlwinkltales noch fast 3 km nach Norden und zwar bis zur Gollehen-Alm. Die Stirn der Trias taucht dort so tief ein, daß sie auch in den untersten Teilen der beiden Talflanken noch nicht aufgeschlossen ist.

Es ist klar, daß bei dieser Sachlage auch mit einem Mitschleifen von nachtriadischen Gesteinen in den liegendsten Teilen der Decke gerechnet werden kann, sodaß die Deckengrenze nicht automatisch mit dem tiefsten Vorkommen von Triasgesteinen gleichgesetzt werden darf, aber sie dürfte eher in deren Nähe anzusetzen sein als in größerer Entfernung.

Diese Decke, deren Kern also in den permotriassischen Arkosegesteinen der Wustkogelserie zu sehen ist, besteht aber meiner Überzeugung nach nicht nur aus der Trias — sie umfaßt im Gegenteil auch die im Hangenden davon befindliche mächtige Abfolge nachtriadischer Gesteine: Schwarzphyllite—Kalkglimmerschiefer—Prasinite. Also bilden die „Seidlwinkldecke“, die „Brennkogeldecke“ und auch die „Obere Schieferhülle“ (in der Abgrenzung von Cornelius und Clar) nun gemeinsam eine einzige Decke. Wenn wir die Mächtigkeiten der drei bisherigen Einheiten nur überschlagsmäßig zusammenstellen, 500 m für die erstgenannte, über 1 km für die zweite und 1½ km für die Obere Schieferhülle veranschlagen, dann kommen wir auf insgesamt 3 km Mächtigkeit dieser mesozoischen Serie. Gewiß mag ein Teil davon auf Konto der tektonischen Anschuppung gehen, aber für die ungefähre Vorstellung der Schichtenmächtigkeit des Mesozoikums bietet diese Zahl jedenfalls einen recht brauchbaren Anhaltspunkt.

Die Bündnerschieferserie im Hangenden der Seidenwinkltrias

Diese Serie entspricht der „Brennkogeldecke“ und der „Oberen Schieferhülle“ im Sinne von H. P. Cornelius und E. Clar.

Im direkten Hangenden der Karbonatgesteine der Trias hat E. Clar zuerst helle Chloritoidschiefer gefunden (vgl. S. 368). Es liegt nahe, diese mit Quartenschiefern zu vergleichen, wozu mir aber vorläufig die Kenntnis der Schweizer Vorkommen fehlt. Dann folgen die von Cornelius und Clar im Kapitel über die Brennkogeldecke der Glocknermonographie (1939) ausführlich beschriebenen Gesteine einschließlich der Schwarzkopfserie, die nun bloß als eine etwas ungewöhnliche Ausbildung der normalen, kalkarmen Bündnerschieferserie angesehen wird. Die Begründung, warum die Gesteine der „Brennkogeldecke“ heute nicht mehr als paläozoisch angesehen werden, ist bei der Betrachtung über die einzelnen Gesteine schon vorweggenommen worden. Die wichtigsten Schichtglieder sind dunkle Phyllite und dann verschiedene Arten von Quarziten (u. a. Karbonatquarzite; Arkosen sind hier kaum bekannt), kleine Kalkglimmerschieferbänder (die sedimentär oder z. T. auch tektonisch in diese Lage gekommen sind) und kleine Dolomitbreccien-Vorkommen, die hier viel seltener sind als im Liegenden der Seidlwinkltrias. Diese Gesteine können vielleicht Rhät bis Lias repräsentieren. Die eklogitischen Gesteine (z. B. Margrötzen-K.) und die gerade hier z. T. sehr mächtigen Serpentinlinsen (z. B. Brennkogel) sind eher nahe der Hangendgrenze eingeschaltet (C. u. C. 1939).

Ein besonderes Kapitel in der bisherigen Deutung der Stratigraphie stellen die Dolomitlinsen dar, die sich ebenfalls nahe der Hangendgrenze der eben genannten Serie befinden. Am größten ist davon das etwa 4 km

lange Dolomitband von maximal 100 m Mächtigkeit, welches W und N von Ferleiten im Fuschertal der Obergrenze des Schwarzphyllitkomplexes etwa gleichläuft. Cornelius und Clar nehmen 1935 zur Erklärung dafür, daß diese Dolomite mit anderen auffälligen Gesteinen (wie Marmor, Rauhwacke, an anderen Stellen Liasbreccien, eklogitische Gesteine und Prasinite) ausgerechnet nahe der Basis der geschlossenen Kalkphyllit-Prasinitmasse („Obere Schieferhülle“) auftreten, an, die bunte Vermischung all dieser Gesteine könne nur an einer größeren Bewegungsbahn erfolgt sein, „deren Vorhandensein die Obere Schieferhülle zu einer selbständigen tektonischen Einheit stempelt“. Außerdem waren es auch diese Dolomite, die E. Braumüller (1939) und S. Prey (1936, 1951) in den vergangenen Jahren dazu bewogen haben, die darunter befindlichen Schwarzphyllite (und damit alle Schwarzphyllite) für paläozoisch zu halten (E. Braumüller 1957).

Ich möchte nicht daran zweifeln, daß westlich von Ferleiten die Untergrenze der Oberen Schieferhülle tatsächlich eine Bewegungsbahn darstellt. Warum sollten sich bei den allgemeinen alpidischen Gleitbewegungen nicht ausgerechnet dort größere Verschiebungen in der ursprünglichen Abfolge Schwarzphyllit—Kalkglimmerschiefer ergeben, wo die beiden verschieden teilbeweglichen Materialien aneinanderstoßen? Gerade hier im W von Ferleiten, schon in der Nähe des Kapruner Tales ist eine solche Einschuppung älterer Elemente vom W her durchaus begreiflich, denn dort im Kapruner- und Stubachtal ist ja die Trias- und Liasunterlage des Kalkglimmerschiefers zwischen diesem und dem tatsächlich vormesozoischen harten Untergrund unendlich verquält und irgendwohin ausgequetscht worden. Trias und Lias sind, wie wir oben angegeben haben, im Fuschertal zusammen maximal $1\frac{1}{2}$ km mächtig, im Kapruner Tal dagegen nur mehr 100 oder noch weniger Meter! Man muß nur bedenken: ein dertart gewaltiger Unterschied besteht auf eine Entfernung von rund 5 bis 8 km; da ist es doch nicht verwunderlich, wenn westlich Ferleiten die ursprüngliche Ordnung etwas aus den Fugen geraten ist. Aber sehen wir uns das Verhältnis zwischen derselben kalkarmen Serie und dem Kalkglimmerschiefer einmal weiter im E an, in etwas größerem Abstand vom Untertauchen der Oberen Schieferhülle im Stubachtal, welches für die Frage nach der Bewegungsrichtung eine besondere Bedeutung hat! Z. B. in den kleinen Karen westlich des Königsstuhlhorns (2604 m) ist diese Grenzregion prachttvoll aufgeschlossen, gut zugänglich und zugleich auch durch einen mehrere Meterzehner mächtigen Übergang zwischen Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit gekennzeichnet (Frasl 1954 a). Dieser Übergang ist aber kein Zufall oder ein Spiel der Natur, sondern ist auch weiter im E, schon auf der anderen Seite des Seidlwinkltales, mehrmals zu sehen: z. B. auf der Bockkaralm und im Rettenkar. Übrigens stecken gerade dort auf der rechten orographischen Flanke des Seidlwinkltales wieder — wenn auch viel kleinere — Triaslinien in der Bündnerschieferserie; aber diese liegen nun nicht mehr ausgerechnet zwischen Schwarzphyllit im Liegenden und Kalkglimmerschiefer im Hangenden, wie bei Ferleiten, sondern diese haben unter sich die durch Übergang verbundene Folge Schwarzphyllit—Kalkglimmerschiefer, und über sich nochmals die komplette und durch Übergang verbundene Schwarzphyllit—Kalkglimmerschiefer-Folge, die dann schließlich so wie man erwarten möchte, den Prasinit des Bockkarsees trägt. Hier reicht die Schub-

fläche in ein stratigraphisch noch höheres Stockwerk als bei Ferleiten, nämlich mitten in die Kalkglimmerschiefer.

Wir kommen demnach zu dem sehr gut für die Erklärung der Summe der natürlichen Gegebenheiten geeigneten Schluß, daß der ursprüngliche Verband zwischen der kalkarmen und der kalkreichen Gruppe der Bündnerschieferserie (der ehemaligen „Brennkogeldecke“ und der „Oberen Schieferhülle“) in begünstigten Lagen noch deutlich als Übergang erkennbar ist, daß dieser ursprüngliche Verband ansonsten aber oft durch Schuppung innerhalb der mesozoischen Schichtfolge gestört ist.

Man braucht also zur Erklärung der Ferleitener Situation, wo an demselben Kontakt zwischen kalkarmen und kalkreichen Bündnerschiefern einmal ein Übergang sichtbar ist und ein andermal Triaslinsen dazwischen liegen, nicht unbedingt die dortigen Dolomite als resedimentiert zu erklären (obwohl auch diese großen Dolomitlinsen in dieser Hinsicht überprüft werden sollten). Auf keinen Fall aber zwingen uns die Ferleitener Dolomitlinsen zur Annahme paläozoischen Alters für den Phyllit in ihrem Liegenden.

Der kalkarme, untere Teil der Bündnerschieferserie, der uns bisher unter dem Namen „Brennkogeldecke“ vertraut war, ist relativ arm an Prasiniten, die ebenso wie die recht bedeutenden Serpentinmassen auf die höheren und höchsten Horizonte dieses unteren Teiles beschränkt sind. Ähnlich ist es beim oberen kalkreichen Teil der Bündnerschieferserie, wie man aus den weniger gestörten, östlicheren Profilen (im Fuscher- und Seidlwinkltal) sehen kann. Dort liegt der Prasinit im wesentlichen über dem Kalkglimmerschiefer und bildet — meinen Erfahrungen entsprechend — hier auch den Abschluß der Schichtserie und Decke nach oben hin. Wenn auch in den „Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes“ (C. u. C. 1935) für die „Obere Schieferhülle“ noch angenommen wird, daß darin eine wilde Verschuppung zwischen jurassischem Kalkglimmerschiefer, einem Prasinit unbekanntes, vielleicht sogar altkristallines Alters und von Schwarzphyllit und Granatglimmerschiefer — die für Paläozoikum oder Altkristallin gehalten werden könnten — stattgefunden hat, ja daß man daher gerade hier ein schönes Beispiel einer tektonischen Mischserie vor sich habe, „die selbst erst aus tektonisch verschieden beheimateten Gebieten zusammengeschweißt worden ist“ — heute dürfen wir mit geringeren Schubweiten der einzelnen Schuppen rechnen. Es besteht nämlich kein triftiger Grund mehr, eines der genannten Gesteine aus der jungen Bündnerschiefer-Ophiolith-Serie auszuschließen, sodaß eine Notwendigkeit zur Annahme einer weitreichenden Schubahn an den beiden Grenzflächen einer jeden Phyllit- oder Prasinit-Einlagerung heute nicht mehr besteht. Besonders die z. T. Granat führenden Phyllite dürften in überwiegender Zahl ursprünglich tonige Einlagerungen im Mergel gewesen sein, welche Möglichkeit auch schon Cornelius und Clar 1935 für einen geringeren Teil in Erwägung gezogen haben. — Daß es bei der großen Mächtigkeit der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefermassen anläßlich der alpidischen Deformation nicht nur zu einer Kornregelung sondern auch zur Ausbildung von Scherflächen, zur Laminierung hier und zur Anschuppung und Vervielfachung da gekommen ist, darüber besteht kein Zweifel; eine mehrphasige Tektonik jedoch — im Sinne einer Vermischung von Elementen verschiedener Ablagerungsräume und einer nachherigen

gemeinsamen Umfaltung — braucht zur Erklärung des hiesigen Serienbestandes nicht mehr angenommen zu werden.

Eine Besonderheit an der Hangendgrenze dieser Bündnerschiefer-Ophiolithserie sei hier noch anhangsweise erwähnt: der „Edwein-Gneis“ (Frasl 1952, 1953 b). Im Seidlwinkltal ist an beiden Talseiten über der „Klausen“ ein sehr feinkörniger Epigneis entwickelt, der an beiden Hängen etwa 150 m mächtig und je 1½ km lang wird. Geringmächtige Ausläufer davon reichen nach W in der streichenden Verlängerung bis ins Fuschertal. Dieser Gneis ist mit dem mächtigen Prasinitzug der oberen Schieferhülle durch schrittweisen Übergang verbunden und kann nur jünger sein als jener. Ich habe 1952 anlässlich der kurzen Beschreibung die Meinung ausgesprochen, daß dieser feinkörnige, z. T. bänderige, hell grüngraue Albit-Chlorit-Gneis zur Gänze durch Einwirkung saurer Lösungen aus dem Prasinit entstanden ist. Ein genetischer Zusammenhang mit irgend welchen Granitgneisen ist in keiner Weise anzunehmen, eher dürfte in diesem Fall an eine lokale Stoffwanderung an der Überschiebungsbahn zu denken sein, die hier im Hangenden folgt. Es wäre noch die Möglichkeit erwägenswert, daß hier als jüngste Ablagerung eventuell Tuffite in umgewandelter Form vorlägen, deren nicht vulkanogener Anteil recht kieselsäurereich war. Die freiäugig beobachteten Übergangserscheinungen lassen auch diese Erklärung zu, und makroskopische wie mikroskopische Reliktgefüge sind nicht mehr erhalten, sobald man nicht die manchmal auftretende Bänderung als ein solches Reliktgefüge betrachtet.

Eine weitgehend entsprechende Gneisbildung im Zusammenhang mit Prasinit hat dann H. Holzer noch weiter im W gefunden; und zwar im Mühlbachtal bei der Polzer-Grundalm (Holzer 1953 a).

Wir können nun diese besonders mächtige, geschlossene Mesozoikumsabfolge mit ihrer grundsätzlichen Reihung: Triasgesteine—kalkarme—kalkreiche Bündnerschiefer—Prasinite verlassen und ihr das im N anschließende Gebiet der Bündnerschieferschuppen in fazieller Hinsicht entgegnenstellen. Es ist dies in Anlehnung an E. Braumüller (1939)

die Fuscher Schieferhülle,

die sich vom N-Rand der bisherigen Oberen Schieferhülle (z. B. Riegeralm bei Bad Fusch) bis ins Salzachtal erstreckt, also bei Fusch etwa 10 km breit ist. Auch davon soll wieder hauptsächlich das Gebiet zwischen Fuscher- und Rauriser-Tal betrachtet werden.

Es wäre Übertreibung, würde man behaupten, daß hier die Schuppen-
grenzen als Gegensatz zu den Schichtzusammenhängen schon heute so gut bekannt wären, daß es einfach keine anderen Möglichkeiten der Trennung oder Zusammenhänge gebe. Trotzdem kann und muß man es wagen, gewisse Leitlinien zu skizzieren und den allgemeinen Serienbestand mit jenem der tieferen Einheiten ganz allgemein zu vergleichen. So fassen wir die folgende, im Weixelbachtal östlich Fusch im N an die vorige Serie anschließende Schichtgruppe als stratigraphische und tektonische Einheit auf (Weixelbachschuppe). Sie hat im S (zuunterst) in einem 200 m mächtigen Streifen die grobklastischen Elemente sowie Quarzite angehäuft, dann besteht sie auf 3—4 km Breite aus meist steilstehendem Schwarzphyllit mit sehr gering mächtigen Prasinit- (Gabbro- oder Diabasamphibolit-) Lamellen, und danach geht der Schwarzphyllit in den folgenden, an seiner

Basis Dolomitgerölle führenden Kalkglimmerschieferstreifen über (Tristenwandkopf). Nach maximal 500 m Breite weicht die Kalkvormacht wieder einem schmäleren Phyllitband (250 m), das kalkarm bis kalkfrei ist, und erst darüber bildet der mächtige Prasinitzug (Badhaus-A.—Angerer A.—Rauris) den wahrscheinlichen Abschluß der Serie. — A. Hottinger, und im Wolfbachtal auch E. Braumüller haben schon richtig erkannt, daß die z. T. reliktführenden „Gabbroamphibolite“ als kleine Lamellen in der Hauptmasse des Schwarzphyllits auftreten, also in der Mitte der Schichtserie, während der oben abschließende Prasinitzug nicht durch Reliktminerale oder Reliktgefüge ausgezeichnet ist. Sollte darin der Unterschied zwischen Intrusivfazies (unten) und Effusivfazies (oben) wirklich so deutlich erkennbar in Erscheinung treten?

Die Schichtserie der Weixelbachschuppe weist deutlich gewisse Abweichungen gegenüber der zuvor genannten, unmittelbar über der Seidlwinkltrias liegenden Bündnerschiefer-Serie auf, so z. B. die Beschränkung der Quarzite auf die tiefsten Lagen, die geringere Mächtigkeit der Kalkglimmerschiefer und — wie auch bei der nächsten im N folgenden Kulisse — auch noch eine Rekurrenz der kalkfreien Tonbildung vor den Ergüssen (?) der basischen Gesteine, die den Schichtstoß abschließen. Derartige abweichende Ausbildungen in der mengenmäßigen Beteiligung der einzelnen Gesteinsarten sind bei einer orogenen Sedimentation durchaus zu verstehen; sie müssen also durchaus nicht durch tektonische Anschoppung oder Auswalzung erzeugt worden sein.

Am südlichen Hang des Weixelbachtals befindet sich übrigens an der basalen Überschiebungsfläche der Weixelbachschuppe eine Gneislage von 1 km Länge und bis 10 m Mächtigkeit (Frasl 1953 b). Das Gestein hat das Aussehen eines stark strapazierten, fein- bis mittelkörnigen Granitgneises und steht im Gelände in engstem Zusammenhang mit feldspathhaltigen Bündnerschiefer-Quarziten, die stellenweise Dolomitgerölle eingesedimentiert haben. Die Schlibbilder des Gneises zeigen nun tatsächlich ein Mengenverhältnis von Kalkfeldspat zu Albit, Quarz, Glimmer, Apatit usw., wie man es von normalen Graniten gewohnt ist, nur ist es mir derzeit auf Grund des strukturellen Bildes in dem zum kleinen Teil noch fast regellosen Gestein wegen der nachträglichen Veränderungen durch die alpidische Metamorphose — insbesondere die Rekristallisation — nicht möglich, eindeutig zu entscheiden, ob die Zertrümmerung der ursprünglich größeren Feldspate auf bloße Durchbewegung im festen Gestein oder auch auf eine geringfügige sedimentäre Verlagerung zurückzuführen ist. Zur jungen Kristallisation gehört jedenfalls auch die Ausbildung des pleochroitischen, nahezu einachsigen Hellglimmers (Phengit). — Theoretisch ist der Unterschied zwischen den Begriffen „Granitgneislamelle“ und „Arkosegneislage“ freilich ein sehr bedeutender. Betrachtet man aber den engen Zusammenhang von Granit mit Arkosen völlig gleichen Mineralgehaltes in der Natur, dann kann man ermesen, daß die Entscheidung ob Ortho- oder Paragneis in diesem Falle keine so grundsätzliche Änderung der geologischen Deutung der hiesigen Situation in sich birgt. Die Erkenntnis, daß hier die Bündnerschieferserie vor der Tektonisierung über ein granitisches Gestein transgrediert ist, bleibt in beiden Fällen aufrecht; und diese Transgression nach lokaler Abtragung der ganzen Triasserie kann bereits als ein Hinweis auf eine schon recht beachtliche orogene Bewegung im Untergrund zu Beginn der örtlichen Bündnerschiefersedimentation gedeutet werden, was ich schon 1953 annahm.

Schubspäne und größere Linsen von Trias kommen in der Fuscher Schieferhülle nur mehr in geringerem Maß ans Tageslicht, ganz kleine Späne davon nahe der Basis der Weixelbachschuppe und dann erst wieder in einer höheren Schuppe bei der Erlhofalm (Hottinger, Braumüller).

Nördlich der Weixelbachschuppe schließt ein Schichtstoß von Bündnerschiefern an, der anscheinend eine recht ähnliche Schichtfolge besitzt, nämlich wenn man die untere, relativ mächtige kalkärmere Schichtgruppe

den Kalkphyllitlagen der Drei Brüder und dem Prasinit im Hangenden davon gegenüberstellt. Es ist aber hier bereits zu berücksichtigen, daß da nicht mehr wie bei der Weixelbachschuppe ein (mit Einschränkungen, — Seidlwinktal!) recht übersichtlicher Lagenbau herrscht, sondern daß hier und weiter im N ein Bautypus ausgebildet ist, bei dem die Gleitbrettektekonik schon die Tendenz zeigt, in einen Stengel- und Walzenbau mit flach W-fallender Achse (Braumüller) überzuleiten. Braumüller hat diese Erscheinung früher als Abschnürung von zahlreichen, mächtigen Stirnschuppen der „Oberen Schieferhülle“ in der „Unteren Schieferhülle“ gedeutet (Braumüller 1939, Braumüller u. Prey 1943). Die damals in dieser Gegend gezeichneten scharfen Deckengrenzen zwischen „Oberer“ und „Unterer Schieferhülle“ hat Braumüller inzwischen selbst in normale Gesteinsgrenzen umgewandelt (Bistritschan u. Braumüller 1958), und auch diese sind in der Natur zumindest zwischen Kalkphyllit und Schwarzphyllit nicht immer so scharf (Frasl 1952, S. 17, 1953 b, S. 35, 1954 a, S. 40). Wer daran auch heute noch zweifelt, der sollte einmal selbst den „Grenzen“ zwischen beiden Gesteinen in der Kammregion und am Westabfall der Schreckalpshöhe gegen das Sulzbachtal nachgehen. Die Frage ist dann höchstens, bei welchem Prozentsatz CaCO_3 man eine „Grenze“ annehmen will, denn auch Braumüller hat nun die sukzessive Kalkzunahme im Schwarzphyllit erkannt (1958).

Hier und weiter im N bis zur Sandstein-Breccien-Decke (s. u.) ist es schwer, zu einem sicheren Urteil über die Schichtfolge innerhalb des Mesozoikums und über die Bewegungsflächen zu kommen, wo doch jedes Korn gegen das nächste in verschiedenem Maß in Bewegung war. Die allgemeine Durchsicherung hat hier nämlich eine mesozoische Serie ergriffen, von welcher angenommen werden kann, daß sie schon bei ihrer Ablagerung als orogene Serie örtlich recht wechselhaft zusammengesetzt war, bei der also z. B. die Sandablagerungen, die grobklastischen Einstreuungen oder der höhere Kalkgehalt im Ton nicht streng an einen bestimmten stratigraphischen Horizont gebunden sein müssen.

Die Bündnerschiefer-Serie ist hier schwächer metamorph, aber sonst nicht grundsätzlich verschieden gegenüber jener der vorher genannten südlicheren Einheiten. Es sind dieselben Sedimente vorhanden, wenn auch nicht unbedingt in den gleichen Mengenverhältnissen wie dort.

Um das Bild abzurunden, mag an dieser Stelle nur noch ergänzt werden, daß sich hier die Verformung überdies nicht nur auf eine einzige Einengung mit den heute maßgeblichen EW-Achsen beschränkt haben dürfte, sondern ein dringender Verdacht besteht, daß vorher schon eine andere, dazu querstehende Einengung von Bedeutung war, die ebenso Verbiegungen und Durchsicherungen der ursprünglichen Sedimentfolge erzeugen konnte und die in den NS-Strukturen in den zentralen Teilen der Tauernwölbung noch ihre Vergleichsstücke hat. Gewiß könnte man auch in der Fuscher Schieferhülle über 5 oder 10 km Länge z. T. recht schöne, durchgehende Seriegrenzen ziehen und auch „Schichtfolgen“ aufstellen, aber dann ändern sich auf einmal die Zusammenhänge, und über weitere Strecken läßt sich die im kleineren Bereich aufgestellte, recht klare Einteilung der Schichtgruppierung nicht mehr halten, was sicherlich nicht zuletzt auf das Konto der erwähnten mehrphasigen und achsendivergenten Tektonik zu setzen ist.

Gehen wir nun gleich zur

Existenzfrage einer eigenen Sandstein-Brecciendecke

im Sinne E. Braumüllers über, die er als eine unterostalpine Einheit der „Unteren Radstädter Decke“ gleichstellt, also der Schieferhülle gegenüberstellt. Ihre Abgrenzung ist auf Tafel XXV nahe der Salzach bei Bruck und Taxenbach eingezeichnet, wobei sie als U. R. D. = Untere Radstädter Decke bezeichnet wird.

Braumüller sah sich hier zu Ende der Dreißigerjahre auf Grund der Alterseinschätzung der Gesteine und gewisser fazieller und großtektonischer Erwägungen veranlaßt, eine stark zerschlissene tektonische Grenze zwischen dem Schwarzphyllit der Fuscher Schieferhülle einerseits und den nachtriadischen Gesteinen der Sandstein-Brecciendecke andererseits zu zeichnen. Solange die Schwarzphyllite als paläozoisch erachtet wurden (Braumüller 1939, Braumüller u. Prey 1943), war hier das Durchlegen einer Deckengrenze gegen die nachtriadischen Sandsteine, Breccien usw. hin eher verständlich. Aber heute sieht auch E. Braumüller alle diese Gesteine als ungefähr gleich alt an; und trotzdem beläßt er die alte, komplizierte Grenzziehung (vgl. die Profile bei Bistritschan u. Braumüller 1958), die noch dazu die Grenze zwischen Pennin und Ostalpin sein soll, denn nach seiner Auffassung ist die Sandstein-Brecciendecke eine von oben her im penninischen Phyllit stirnende unterostalpine Decke.

Meiner Ansicht nach dürfte nun auch hier eine andere Lesart derselben Detailprofile mehr der Natur entsprechen: wenn man nämlich dieser „Deckengrenze“ die besondere tektonische Bedeutung nimmt und sie als etwas durchaus Gleichwertiges neben die übrigen Gesteinsgrenzen stellt.

Was spricht nun für die Zusammengehörigkeit der bisher verschiedenen Decken zugewiesenen Substrate?

Einmal ist kein triftiger Grund dafür vorhanden, der hier die Verbindung zwischen dem jungen Phyllit und dem damit abwechselnden, ebenfalls jungen, jetzt metamorphen Sandstein (samt Breccie usw.) in einer einzigen Decke ausschließen würde, und diese Verbindung ist sowohl in den tieferen Horizonten der Schieferhülle als auch in den Radstädter- und Tarntaler Bergen gegeben. Bei der Bündnerschiefer-Sedimentation — und diesem Sedimentationstyp gehören auch die Gesteine der Sandstein-Brecciendecke an — ist eine Verzahnung von Tonen und Sanden schon im Verlauf der Ablagerung selbst durchaus denkbar und wahrscheinlich. Überdies ist eine Aufarbeitung des schwarzen Tones in ziemlicher Nähe der Wiedereinbettung als wahrscheinlichste Erklärung für die in den Sandstein- und Arkoseschiefern stellenweise in großer Zahl eingestreuten Phyllitfatschen anzusehen, bei denen schon Braumüller die Entstehung aus eingesedimentierten Brocken erkannt hat (1939).

Besonders wichtig ist sodann die Feststellung der vollkommenen sedimentär-faziellen Gleichheit aller in der Sandstein-Brecciendecke Braumüllers auftretender Gesteine mit entsprechenden, meist nur stärker metamorph gewordenen Substraten innerhalb der mehr zentral gelegenen Teile der jungen Schieferhülle. Einige diesbezügliche Gesteinsvergleiche wurden in vorstehenden Kapiteln bereits festgehalten, so z. B. für die Arkosen und Sandsteine auf S. 360 f., für die Tüpfelkalke auf S. 355; für die Dolomitbreccien, die jungen Quarzite und Karbonatquarzite ist die

Gleichstellung bei einiger Kenntnis beider Räume selbstverständlich. Auch die Äquivalenz der Serpentine in beiden Bereichen ist eine vollkommene (vgl. S. 385), obwohl Braumüller deren Unterschiedlichkeit betont. — Gewiß scheint der Unterschied zwischen der faziellen Ausbildung der „Sandstein-Brecciendecke“ und des von Braumüller zum Vergleich kartierten, relativ kleinen Schieferhüllengebietes z. B. im inneren Wolfbachtal nicht überbrückbar zu sein, wenn man nur diesen eng begrenzten Raum überblickt. Aber innerhalb eines größeren Bereiches, schon wenn man bloß das Seidlwinkl- und Fuscher Tal zusätzlich kennt, wird die grundsätzliche Übereinstimmung der Ausbildung der „Schieferhülle“ und der „Sandstein-Brecciendecke“ klar: sobald man nämlich die Mengen- und Verteilungsverhältnisse der ehemals tonigen, sandigen, kalkigen und grobklastischen Substrate in den tieferen Tauerntälern mit jenen des inneren Wolfbachtals einschließlich der Sandstein-Brecciendecke vergleicht.

Folgende zwei Lösungen dürften nun den Gegebenheiten der Natur am ehesten gerecht werden:

Entweder es gehören beide Gebiete — die „Schieferhülle“ und die „Sandstein-Brecciendecke“ — zum selben Ablagerungsbereich und man begnügt sich in diesem Fall mit dem Wissen, daß alle Gesteine beider Gebiete einen mehr oder weniger großen Teil von Gleitbewegungen auf sich genommen haben, ohne jedoch durch eine stark verästelte Überschiebungsfäche vom Rang einer Deckengrenze voneinander getrennt zu sein;

oder man kann vielleicht für die Sandstein-Breccienzone auch eine randliche Entwicklung der Schieferhülle schon in der Nachbarschaft des unterostalpinen Ablagerungsraumes annehmen und die Bewegungshorizonte, in denen die Sandsteine und Breccien heute angereichert sind, mögen tatsächlich in die unteren Radstädter Decken der typischen Lokalitäten der Radstädter Berge hinein verfolgbar sein; aber man sollte auch dann keine scharfen „Deckengrenzen“ dort ziehen, wo zusammenhängende Gleitflächen mit einer derart überragenden tektonischen Bedeutung in der Natur nicht nachzuweisen sind.

J. Cadisch hat bereits allgemein und damit auch hier gültig ausgesprochen, daß Bezeichnungen wie „penninisch“ und „ostalpin“ für Zwecke der Großgliederung geschaffen sind und es einem Trugschluß gleich käme, wollten wir zwischen diese Faziesbereiche (Ablagerungsräume) scharfe Grenzen legen, die in natura gar nicht gegeben sind (Cadisch 1953, S. 242). Gewiß kann man da und dort Gesteinsgrenzen eine Strecke weit verfolgen, aber sie haben in der Natur oft weder tektonisch noch faziell die außerordentliche Bedeutung, die durch die namentliche Trennung von Pennin und Unterostalpin in der schriftlichen Ausarbeitung behauptet wird.

Wenn ich mich trotzdem zum Zweck einer übersichtlichen, d. h. in großtektonische Vorstellungen rasch einordenbaren Darstellung zu einer Entscheidung zwischen beiden oben angeführten Lösungen entschließe, dann ziehe ich die erste Möglichkeit vor. Danach wird vorgeschlagen, das Gebiet der bisherigen „Sandstein-Brecciendecke“ einfach der Schieferhülle — genauer gesagt der Fuscher Schieferhülle — einzugliedern. Wenn man dann noch besonderen Wert darauf legt, innerhalb der Fuscher Schieferhülle einzelne Zonen nach markanten Gesteinen zu unterscheiden, dann kann man sinngemäß die Bezeichnung „Sandstein-Breccienzone“ wählen, ohne ihr jedoch einen anderen Rang zuzubilligen, als z. B. dem „Drei

Brüder—Baukogelzug“ Braumüllers (1939, S. 143), der ebenso ein Teil der Fuscher Schieferhülle ist, aber hauptsächlich Kalkphyllite und Grünschiefer enthält.

Zwischen das bisher beschriebene Verbreitungsgebiet des Mesozoikums der Schieferhülle im S und die Grauwackenzone des Salzachtales im N schiebt sich zwischen Fuscher- und Rauristal noch ein etwa 1 km breiter Streifen ein, der besonders durch das Schmälerwerden und schließliche Aufhören der von E ins Gebiet hereinreichenden Klammkalkzüge charakterisiert ist, und in dem E. Braumüller (1939 und 1957) eine Verzahnung der Oberen Radstädter Decke mit dem penninischen Fuscher Phyllit einzeichnet. Als wesentliche Bestandteile der unterostalpinen Oberen Radstädter Decke wurden angegeben: in erster Linie Klammkalke, hellgrüne Quarzserizitschiefer und Quarzite „Radstädter Art“ (R. Schwinner). Mit den Schiefen (Perm) sind häufig Rauhacken verbunden, und in der letzten Zeit hat G. Horninger auch über größere Gipsinsen in demselben Verband berichtet, die obertags zwar nicht erkennbar waren, aber durch Wasserkraftstollen SE Högmoos angefahren wurden (Horninger 1956). Außerdem sind noch Radstädter Dolomit und Kalk sowie Pyritschiefer und Breccien bekannt, die ins Mesozoikum gestellt werden (Braumüller 1939). Die Zusammensetzung der Oberen Radstädter Decke erinnert demgemäß nur mehr schwach an das Vorherrschen der Bündnerschiefer-Serie weiter im S.

Die Salzach liegt im Abschnitt Bruck—Taxenbach bereits zur Gänze im Paläozoikum der nördlichen Grauwackenzone, sodaß hier die Übersicht über die mesozoischen Gesteine der Schieferhülle im Gebiet zwischen dem Fuscher und dem Seidlwinkl—Rauris-Tal abgeschlossen werden kann.

Das Mesozoikum im übrigen Gebiet der mittleren Hohen Tauern

Die beigegebene Karte soll einen Überblick über die Verbreitung des Mesozoikums vermitteln. Die größte Masse bildet die direkte Fortsetzung der eben beschriebenen Trias-Bündnerschiefer-Folgen aus dem Fuscher- und Rauriser Tal. So ist z. B. die Verbreitung der „Oberen Schieferhülle“ nach S, SW und NW hin schon von Clar und Cornelius in vielen Berichten dargestellt worden und damit war die Hauptmasse des Mesozoikums bereits bekannt. Am südlichen Gehänge des Salzachtales wurden ebenfalls von H. P. Cornelius (nach Vorarbeiten von Th. Ohnesorge) vom Ausgang des Fuscher Tales nach W bis zum Ausgang des Stubachtales bereits Linsen mesozoischer Gesteine (meist Trias + Kalkglimmerschiefer) kartiert, wenn auch damals alle schwarzen Phyllite und Gabbroamphibolite noch als alt galten (Blatt Kitzbühel—Zell a. S.). Auch das Westende dieses Mesozoikumszuges wurde schon 1935 bei Wilhelmsdorf erkannt (Hammer 1935). Während aber Cornelius diese Gesteine im Salzachtal zur ostalpinen Nordrahmenzone stellte, fand Hammer, daß sie innerhalb der Unteren Schieferhülle liegen. Auch später war deren tektonische Position nicht ganz geklärt. H. Fischer (1947), der besonders die Trias der Enzingerwand untersuchte, und H. Holzer (1949), der schon die Schwarzphyllite z. T. dazu rechnete, sahen das Mesozoikum zuerst als Teil des unterostalpinen Tauernrahmens an. Holzer vereinigte es aber 1953 wieder mit der Schieferhülle, und dem können wir ohne Zögern beipflichten, denn die östliche

Fortsetzung dieses Mesozoikums vom Ausgang des Stubachtales streicht nach SSE tief in die Tauern hinein (bis in die Fuscher Schieferhülle bei Wörth im Rauriser Tal) und verbindet sich im Seidlwinkltal (Frasl 1952, 1953 b) und im Hüttwinkltal (Braumüller u. Prey 1943) sogar mit den zentral gelegenen Teilen der jungen Schieferhülle.

Wenden wir uns — nach bloßer Erwähnung der Trias von Wenus-Veitlen (S. 350), deren Einstufung in das Deckenschema noch eine offene Frage bildet — noch weiter nach W in die Umgebung von Krimml. Wenn wir dort von der meist zum Unterostalpin gestellten Krimmler Trias und deren engeren Begleitern absehen, dann haben wir in der Gegend des Plattenkogels und am S-Rand des Walder Wieser Waldes ein besonders durch Kalkglimmerschiefer und Prasinite gekennzeichnetes Mesozoikum, welches sicher der Schieferhülle angehört. Dieses hat Dietiker 1938 zuerst erkannt und sogar eine eigene Schistes lustrés-Decke ausgeschieden. Während in der Zusammensetzung dieses Mesozoikums eine recht gute Übereinstimmung mit den Verhältnissen im Glocknerstraßengebiet besteht, ist für den Hochstegenkalk, der von Mayrhofen im Zillertal noch über Krimml nach E hinausreicht, im Glocknergebiet kein richtiges Gegenstück bekannt.

Als Alter des Hochstegenkalkes wurde von Dietiker auf Grund von Vergleichen mit der Schweiz Trias bis Lias angenommen. Später hat R. Klebelsberg einen Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales als *Perisphinctes* beschrieben (Klebelsberg 1940), dessen Bestimmung und Herkunft neuerdings von G. Mutschlechner bestätigt wurde; wenigstens für den umschließenden Teil des „Hochstegenkalkes“ ist nach seinen Angaben Malm bzw. Untermalm gesichert, wobei sich das fossilführende Gestein genau genommen als ein Dolomitmarmor herausstellte und man auch von „Hochstegendolomit“ sprechen könnte. An dem allgemein mesozoischen Alter auch der weiter ab vom Fossilfundpunkt gelegenen Hochstegenkalkzüge kann jedenfalls nicht gezweifelt werden, wenn auch anzunehmen ist, daß nicht alles Material, das dzt. als „Hochstegenkalk“ bezeichnet wird, ausnahmslos in den Malm gehört. Einige nähere Angaben über die kleinen Hochstegenkalkvorkommen bei Krimml konnte ich 1953 veröffentlichen (Frasl 1953, S. 167 f.), zugleich aber auch das Problem anschneiden, ob der ganz dünn ausgewalzte „Hachelkopfmarmor“, der die Krimmler Gneiswalze (und damit auch die beiden Sulzbachzungen) bei ihrem Untertauchen nach E auf größere Flächen einhüllt, noch zum Hochstegenkalk gehört. Jedenfalls liegt der Hachelkopfmarmor in der Verlängerung des Hochstegenkalkes, er liegt ebenso wie dieser z. T. auf Zentralgneis, und möglicherweise hat er nur wegen seiner anderen Exposition gegenüber der Tektonik und Metamorphose ein anderes Aussehen bekommen (Frasl 1953 c, S. 159 ff., S. 164 ff.). Der Hachelkopfmarmor hat eine große theoretische Bedeutung für die Erklärung der Entstehung der beiden Sulzbachzungen des Zentralgneises (Frasl 1953 c, S. 170—173, und Frasl 1957). O. Schmidegg hat übrigens eine in der tektonischen Stellung und auch sonst durchaus entsprechende Kalklamelle, die den zwischen Schönach- und Wimmertal abtauchenden Ahornkern bedeckt, nicht wie Thiele (1951, S. 11—13) zum Hochstegenkalk gerechnet, sondern mit dem Karbon des Nösslach-Jochs verglichen (Schmidegg 1949). Wenn man dementsprechend auch beim Hachelkopfmarmor dasselbe Alter an-

nehmen würde, ergäbe sich schon allein daraus hier wie dort ein höchstens oberkarbones Alter für den darunter liegenden Zentralgneis, doch daran ändert sich kaum etwas, wenn der Hachelkopfmarmor zum Hochstegenkalk gehört und mesozoisch ist (Schmidegg 1949, Thiele 1951, Frasl 1949, 1953 c und 1957).

Eine Reihe von unzweifelhaften Triaslinen hat Cornelius südlich vom Granatspitzkern und der Venedigerzunge gefunden (z. B. 1942 a, Profil in 1942 e). Dort hat H. P. Cornelius 1938 und 1942 einen geringmächtigen „Hangenteil der Riffdecken“ beschrieben (Froßnitzwand, Dabernitzkogel, Raneburgsee, Winterbrücke, N. Muntanitz), der aus schwarzen Granatphylliten, Granatmuskowitschiefern und Eklogiten ohne alle aplitische Injektion — die sonst für die Riffdecke charakteristisch ist — besteht und diese heftig verfaltet und verschuppt mit Quarzit, Dolomit und Rauhwacke sowie Kalkglimmerschiefer. Diese ganze Serie entspricht meiner Erfahrung nach durchaus dem höchstmetamorphen Anteil des Glocknermesozoikums im Hintergrund des Seidlwinkltales und im Brennkogelgebiet beim Hochtort der Großglocknerstraße. Deshalb wird sie auch auf Tafel XXV zum Mesozoikum gestellt, wobei die dabei mächtigsten Gesteine, die schwarzen Granatphyllite und Granatmuskowitschiefer, als kalkarme untere Bündnerschiefer aufgefaßt werden. Diese Serie ist hier zwischen den härteren, älteren Gesteinen der Riffdecke und den großen Massen der Kalkglimmerschiefer-Prasinit-Gruppe aufs ärgste ausgewalzt worden; sie bildete offenbar das Schmiermittel bei den alpidischen Abschiebungen der jungen Schieferhülle vom älteren und starrerem Untergrund.

Außerdem gab Cornelius (1941 b) vom Ostfuß des Messeling-Kg. innerhalb der Granatspitzhülle — also nicht an deren Obergrenze! — linsenförmigen Quarzit mit Dolomit, Marmor und braunen Kalkschiefern von wenigen *m* Mächtigkeit an, die als Trias angesehen wurden. Ich habe an derselben Stelle 1954 nur Quarzit, Kalkglimmerschiefer und Marmor gesehen, aber keinen Dolomit (ebenso wie G. Fuchs 1956) und möchte auch nachtriadisches Alter in Erwägung ziehen.

Schließlich fand G. Fuchs auch am Hauptkamm zwischen Hollersbach- und Matreier Tauern einige kleine Linsen von Quarzit und Marmor, für die er triadisches Alter annimmt (Innerer First, Fuchs 1956; entsprechende Vorkommen bei der Roten Säule, beim Abreder Kopf und beim Sandebentörl wurden in einem Vortrag 1956 erstmals von ihm erwähnt). Ihr Verhältnis zu den nahen Zentralgneisen des Venedigerneises zu erforschen ist wegen der Altersfrage des Venedigergneises eine äußerst wichtige Aufgabe.

Zum Abschluß des Abschnittes über die mesozoischen Gesteine sind noch einige Bemerkungen über die Ausdehnung des Mesozoikums in jenem Bereich der „Riffdecken“ (Cornelius u. Clar) am Platz, als diese auf der geologischen Karte des Großglocknergebietes zu verfolgen sind. Obwohl hier neuerdings nur einige orientierende Begehungen in Hinblick auf die Anwendung der neuen Seriengliederung gemacht wurden, ist es dennoch bereits klar geworden, daß man da größere Gesteinspartien dem Mesozoikum zuweisen kann, als bisher angenommen wurde (G. u. E. Frasl 1956). Gewiß hat hier die intensivere, aber noch immer epi- bis höchstens mesozonale Metamorphose — speziell die durchgreifende Albitisierung — den ursprünglichen Charakter vieler Gesteine weitgehend verändert, und so ist es auch sichtlich zu Konvergenzerscheinungen gekommen. Wenn man dieses aber

berücksichtigt und nach dem vortetamorphen Zustand forscht, dann ist es durchaus möglich, die von H. P. Cornelius im Schränbachgebiet und Reichensbergkar östlich der Schneiderau (Stubachtal) in die Glocknerkarte eingetragenen „Orthogneise i. A.“ in zwei Anteile aufzugliedern, nämlich in gröbere Gneise von tatsächlichem Orthohabitus (Granitgneise, Schränbach 1450—1600 *m* Höhe) und anderseits in die darüber liegenden Albitporphyroblastenschiefer, die sedimentären Ursprungs sind und offenbar stratigraphisch mit dem linsenförmig eingelagerten, sicheren Mesozoikum (Dolomitreccien, Kalkglimmerschiefer, Quarzite, Prasinite, Triaskalke und -dolomite) verbunden sind. Danach fasse ich diese Albitporphyroblastenschiefer als albitisierte Bündnerschiefer auf, womit jedoch die Tektonik in diesem Gebiet einiges von dem imposanten Eindruck des Bestehens einer wilden Verschuppung zwischen mesozoischen und vormesozoischen Gesteinen einbüßt und nur die Verschuppung im Mesozoikum selbst bestehen bleibt, also in jenem Material, welches bei der alpidischen Verformung wahrscheinlich noch leichter verformbar war. Zu dieser Vorstellung, daß hier eine einfachere Tektonik vorliegt, trägt des weiteren bei, daß im selben Gebiet (z. B. Neualm) die von Cornelius als „aplitisch injizierte Biotit- und Zweiglimmerschiefer“ eingetragenen Gesteine ihren glimmerschieferartigen Habitus tatsächlich auch ohne aplitische Injektion bekommen haben können und ebenso wie beim oben genannten Beispiel eher als stärker veränderte Bündnerschiefer (Rauriser Phyllite) aufgefaßt werden können. Sie sind wiederum mit den oben erwähnten sicher mesozoischen Gesteinen aufs engste verbunden, und in ihnen wurden auch bei der Neualm verschiedene Dolomitgerölle eingestreut gefunden (Frasl 1956).

Auch von den von Cornelius und Clar als „aplitisch injizierte Biotit- und Zweiglimmerschiefer“ ausgeschiedenen Gesteinen muß also in unserer Karte ein Teil zum Mesozoikum gestellt werden, wenn auch die Zuweisung zur Bündnerschieferserie oder den vormesozoischen Serien im weiteren Anschluß nach Osten und Süden vorläufig nur vermutungsweise erfolgen kann, da darüber noch keine eingehenderen eigenen Beobachtungen vorliegen. Aber schon in der Glockner-Monographie selbst gibt es einzelne Hinweise auf die engere Bindung mancher „injizierter Biotit- und Zweiglimmerschiefer“ an das Mesozoikum. Da ist in erster Linie die Beschreibung einer stark veränderten, glimmerschieferähnlichen Dolomitreccie auf der S-Flanke des Johannisberges zu nennen (C. u. C. 1939, S. 99) und dann der Dolomitlinsen führende, albitisierte und biotitreiche Schiefer vom S-Abhang des Johannisberges, bei welchen auch Cornelius und Clar schon die Möglichkeit erwogen haben, daß hierin eine nachtriadische Sedimentäreccie zu sehen sei (C. u. C. 1939, S. 87). Danach läßt sich aber das Alter der Gesteine in den Profilen der Riffdecken auch hier im Süden umdeuten. Die sich daraus ergebende Veränderung des Kartenbildes ist auf Tafel XXV versuchsweise dargestellt.

Unterziehen wir als Beispiel bloß die Profile östlich des Dorfertaales bis hinauf zum Säulspitz oder zur Zollspitze auf Grund der Großglocknerkarte von Cornelius u. Clar und der dazugehörigen Beschreibungen einmal einer genaueren Durchsicht. — Daß der Gesteinsbestand unter den auffallenden Marmorbändern eine Fortsetzung des vormesozoischen Deckenkernes vom Hocheiser- und Scharkogelgebiet im Norden ist, daran möchte ich nicht zweifeln. Jedoch über dem Marmor könnte alles zum Mesozoikum gehören, obwohl man auch dann weiter oben mit einer tektonischen Wiederholung rechnen muß. Das untere Schichtpaket enthält danach an der Basis die Kalk- und Dolomit-

marmore, die auch von Cornelius u. Clar als Trias aufgefaßt werden, und darüber die normale Bündnerschieferserie. Sie beginnt mit der kalkarmen Abteilung mit dem Rauriser Phyllit als Hauptgestein. Da hinein passen sehr gut die eklogitischen Prasinite und die phyllitischen Granatglimmerschiefer, denn sie kommen im gleichen stratigraphischen Stockwerk in der viel mächtigeren Entwicklung der Bündnerschieferserie des tieferen Seidlwinkltales und beim Brennkogel ebenso vor. Darüber folgt der Kalkglimmerschieferzug vom Säulgang der Glocknerkarte und schließlich etwas Prasinit. Das zweite, obere Schichtpaket — d. h. die „Obere Riffldecke“ im Sinne von Cornelius u. Clar — würde dann nochmals mit der kalkarmen unteren Abteilung der Bündnerschieferserie in höher metamorpher Ausbildung — und daher als „injizierter Glimmerschiefer oder Biotitgneis“ eingetragen — beginnen, worauf die mächtige kalkreiche Abteilung der Bündnerschieferserie mit massenhaft Prasinit und Serpentin (d. i. die bisherige „Obere Schieferhülle“) unmittelbar folgt. — Ist diese Annahme richtig, dann hat die „Obere Riffldecke“ wahrscheinlich gar keinen eigenen vormesozoischen Kern und dann braucht man auch nicht mehr mit einer so besonders tiefgreifenden Überschiebungsfäche rechnen (vgl. S. 458).

Die älteren, vormesozoischen Serien

Etwa die Hälfte der Fläche der mittleren Hohen Tauern nehmen die vormesozoischen Serien einschließlich der Zentralgneise ein. Das kann man schon heute mit aller Bestimmtheit aussprechen, obwohl die Grenze zwischen Perm und Untertrias im einzelnen noch unsicher ist. Diese Unsicherheit betrifft aber keine großen Flächen, und sie kann auch das unkomplizierte Bild nicht zerstören, das die geologische Karte nun durch die auf Grund der neuen Stratigraphie erfolgte Aufteilung in großenteils geschlossene vormesozoische und ebenso großenteils geschlossene mesozoische Flächen erhält.

Diese grundsätzliche Trennung von alten und jungen Serien ist der Leitfaden der ganzen hier vorgelegten Abhandlung und es würde dieser ersten Anforderung nach Trennung der zwei genannten Komplexe auch genügen, wenn anschließend die alten, vormesozoischen Gesteine z. B. in einer Reihung nach der petrographischen Zugehörigkeit des voralpinen Ausgangsmaterials vorgestellt und den mesozoischen gegenübergestellt würden.

Über diese einfache Gegenüberstellung der beiden Komplexe hinaus ist es aber heute in begrenztem Ausmaß bereits möglich, auch die vormesozoischen Gesteine in verschiedene Serien zu gliedern. Nun gibt es für jede der zwei bisher unterscheidbaren vormesozoischen Serien besonders charakteristische Verbreitungsgebiete, und auf diese Mustergebiete wird sich die folgende kurze Beschreibung hauptsächlich beziehen, um auch innerhalb der vormesozoischen Gesteinsreihe eine — wenn auch nur ganz rohe — stratigraphische Gliederung einzuführen.

Es ist kein leichtes Beginnen, wenn man die vormesozoischen Gesteine nach ihrem Alter einteilen will. Ganz abgesehen davon, daß ja jede Fossilspur fehlt, ist es auch schwer die einzelnen Produkte dieses Bildungsraumes mit bestimmten Gesteinen aus dem Altkristallin oder Paläozoikum im ostalpinen Bereich zu parallelisieren, nicht nur weil z. B. die Sedimentations- und Metamorphosebedingungen von Ort zu Ort verschieden sein konnten, sondern schon allein wegen der alpidischen metamorphen Überprägung, die in den mittleren Hohen Tauern alles ausnahmslos in irgendeiner Weise verändert hat. Und dann — gibt es nicht auch in der Grauwackenzone und im ostalpinen Altkristallin noch genug Probleme von entscheidender Bedeutung? Man braucht dann nur an die Umwälzungen zu denken, die sich

im steirisch-kärntnerischen Raum unter der Führung von E. Clar und K. Metz anbahnen und nach denen es so gut wie sicher ist, daß das sogenannte „Altkristallin“ gar nicht — wie man früher angenommen hat — präkambrisch sein muß, sondern daß auch Altpaläozoikum noch in größerem Ausmaß in die mesozonale und vielleicht sogar in die katazonale Umwandlung einbezogen wurde, die man früher als das Kennzeichen des Altkristallins ansah. Andererseits wird auch gerade jetzt die Stratigraphie der nahen Grauwackenzone bei Bischofshofen von W. Heissel einer gründlichen Revision unterzogen. Auf einmal werden dort kilometerweit permische und karbonische Gesteine ausgeschieden, während man bisher rundum nur Altpaläozoikum oder Mesozoikum kannte. Auch diese Entwicklung ist noch nicht abgeschlossen; denn den nunmehr ins Jungpaläozoikum gestellten auffälligen Gesteinstypen werden gewiß noch andere, mehr unscheinbare Gesteine folgen — z. B. ein Teil der Phyllite und Grünschiefer —, die bei der Kartierung schwerer vom sicher vorhandenen Altpaläozoikum zu unterscheiden sind.

Trotzdem sei es gewagt, auch in den mittleren Hohen Tauern folgende zwei alte Serien zu unterscheiden, die vorsichtshalber mit Buchstaben gekennzeichnet werden, solange sich die Altersfragen noch zu sehr in Schwebelage befinden:

Serie A: mesozonales (und katazonales?) Altkristallin;

Serie B: ein paläozoisches Substrat, bei dem vorläufig kaum Hinweise auf eine voralpidische Regionalmetamorphose erkennbar sind, wenn wir vom Einfluß der aplitischen und pegmatitischen Durchdringung durch gewisse Zentralgneise in deren nächster Nähe absehen.

Bei der Besprechung der jungen Serien wurde mit der relativ ältesten begonnen, und dementsprechend setzen wir hier ebenso die wahrscheinlich älteste Serie an die Spitze.

Serie A: Altkristalline Gesteine

Ihre klarste Entwicklung hat diese Serie im Felber- und Stubachtal knapp 5 km südlich der Salzach. Dort ziehen sich ihre Gesteine in EW-Richtung über 8½ km Länge (bei 2½ km Breite) hin (siehe Tafel XXV). Die Geologische Karte von Österreich von H. Vettters verzeichnet dort noch ein schieferiges Altpaläozoikum, und erst H. P. Cornelius hat den altkristallinen Charakter erkannt. Aber gerade Cornelius, der das Verdienst hat, das Altkristallin als solches erkannt zu haben, hat auch seine Ausdehnung im E am meisten überschätzt und in der Glocknermonographie etliche Gesteine dazugestellt, deren Relikte nicht von einer alten, höherstufigen Kristallisation hergeleitet werden können, sondern magmatischer Herkunft sind (s. u.). Deshalb ist es auch nicht möglich, wegen der näheren Charakteristik der altkristallinen Gesteine einfach auf die ausführliche Beschreibung in der Glocknermonographie zu verweisen.

Im Felber- und Stubachtal mit dem dazwischen liegenden Zwölferkogel *) als wichtigste Erhebung ist das Altkristallin noch am wenigsten von der alpidischen Tauernmetamorphose überprägt worden und deshalb noch am ehesten von den umgebenden paläozoischen Gesteinen abzutrennen, die niemals eine derartige, offensichtlich ältere und dabei sehr intensive Meta-

*) Dieser wurde von H. P. Cornelius entsprechend den Eintragungen auf den alten österreichischen Karten immer als „Scheibelberg“ bezeichnet.

morphose mitgemacht haben. Deshalb sei dieses Altkristallin hier als Muster herausgestellt, dessen näheres Studium später wahrscheinlich zur klareren Abtrennung des altkristallinen Anteils im alpidisch stärker metamorph überprägten zentralen oder südlichen Teil der Tauernkuppel beitragen wird.

Nach den Beschreibungen und Bemerkungen von H. P. Cornelius (1935, S. 146; 1938, S. 40; 1940, S. 284, und 1942 e, S. 60), nach seiner unfertigen Manuskriptkarte (1 : 25.000, Blatt 152/2), weiters nach der Geologischen Karte von Kitzbühel und Zell am See sowie den Bemerkungen Hammers zu dieser Karte (1937, S. 106 f.) sowie nach eigenen Beobachtungen (Frasl 1955, S. 24; 1956, S. 34) kann dieses Altkristallin annähernd so abgegrenzt werden, wie es auf der hier beigegebenen Karte geschehen ist. Folgender Stoffbestand ist dabei durch die alte Kristallisation ausgezeichnet:

Amphibolite. Die grobkörnigen, oft fast massigen Amphibolite überwiegen gegenüber den anderen Gesteinen. Sie haben manchmal fast schwarze Hornblenden, die übrigens im Mikroskop noch z. T. braun und nur in den grenznäheren Teilen grün verfärbt sind. Sehr häufig führen sie auffallend groß werdende Granaten (bis über 20 mm) und sehen damit Granatamphiboliten der Muriden oder des Moldanubikums sehr ähnlich. Während Hammer nur Gabbroamphibolite nennt, dürfte auch z. T. Pararamphibolit vorliegen. Der von Hammer erwogene genetische Zusammenhang mit Porphyroiden erscheint mir höchst fraglich, denn letztere besitzen bei weitem keine so hohe Metamorphose wie die Amphibolite. Die altkristallinen Amphibolite können auch in granatführende Hornblende-gneise übergehen und mit diesen und auch mit aplitischen Lagen bänderig abwechseln. Quergreifende, z. T. granatführende *) Aplite haben vielerorts die Amphibolite durchschlagen. Wem es nur um das Aufsammeln repräsentativer Proben geht, der findet die schönste Auswahl gleich neben der Stubachtalstraße im Bachbett des Sturmbaches (knapp 1 km S des Krafthauses) oder unter dem Waldrand W und SW vom Wiesen-WH. In den randnahen Teilen, z. B. in der Nähe des Abtauchens nach W im Felbertal und gegen E im Stubachtal, sind Übergänge zu Prasiniten entwickelt, die sich z. T. nur schwer von anderen aus jüngeren Magmatiten hervorgegangenen Prasiniten unterscheiden lassen, während sonst der altkristalline Habitus sehr deutlich ausgeprägt ist. Über die Grüngesteine vom Ostende im Stubachtal (bei Wiedrechtshausen) hat Cornelius ausführlich berichtet (C. u. C. 1939, S. 203 ff.).

Pegmatitgneise und sehr grob gefeldspatete Muskowitschiefer. Diese hellen Gesteine, die besonders beiderseits des Felbertales entwickelt sind, haben mengenmäßig schon weniger Bedeutung; ihre EW verlaufenden, steilstehenden Züge erreichen mehr im S aber doch bis 100 und sogar 200 m Mächtigkeit. Fallstücke davon liegen am orographisch linken Ufer am Fahrweg 500 m S von „Schied“ in großer Menge herum. Die Sprossung der großen sauren Plagioklase paßt in ihrer Eigenart nicht zur alpidischen Metamorphose, sondern ist altkristallin.

Muskowitschiefer und Muskowitphyllite, die im Felbertal wie auch im Stubachtal eher im N-Teil des Altkristallins angehäuft sind und deren Züge mehrere 100 m Mächtigkeit erreichen, sind z. T. sicher

*) Die großen Granaten dieser altkristallinen Gesteine sind besonders in den Randpartien oft chloritisiert.

aus alten Granatglimmerschiefern hervorgegangen, denn die Granate oder zentimetergroßen Chloritpseudomorphosen nach den Granaten sind noch da und dort erkennbar. Z. T. aber — und das gilt besonders für die phyllitischen Typen — gehören sie bereits mehr zu den paläozoischen Typen der Serie B, was schon W. Hammer 1937 erkannt hat. Eine Trennungslinie zwischen beiden wird nur schwer zu ziehen sein.

Die Möglichkeit, daß der große Serpentinstock des äußeren Felbertales ebenso zum Altkristallin gehört, ist nicht von der Hand zu weisen, obwohl ich ihn wegen seiner engen Bindung an die schwarzen Phyllite der Serie B eher zu dieser stelle (s. u.).

Daraus ergibt sich, daß die Abgrenzung im S mit Sicherheit so gezogen werden konnte, wie sie in der Karte wiedergegeben ist, wogegen der Grenze im N noch erhebliche Unsicherheit anhaftet. In den nördlichen Teil ist eher zuviel als zuwenig einbezogen worden.

Das tatsächliche Ostende dieses Altkristallins liegt $1\frac{1}{2}$ km E Wiedrechtshausen im Stubachtal (Frasl 1956), während H. P. Cornelius in der Glocknermonographie im Kapitel über die altkristallinen Schiefer der Nordrahmenzone (C. u. C. 1939, S. 197—203) noch eine Reihe anderer Gesteine hierherstellte und damit zur Auffassung kam, das Altkristallin würde keilförmig bis über das Kapruner Tal zum Roßkopf (unter dem Imbachhorn) reichen.

Von den fünf Gruppen kristalliner Schiefer, welche Cornelius bei diesem Anlaß zum Altkristallin gerechnet hat, ist nur bei den unter „e)“ genannten Grüngesteinen von Wiedrechtshausen die altkristalline Herkunft sichergestellt, da sie das (bereits weniger typisch ausgebildete) Ende der Amphibolitzüge im Zwölferkogelprofil (Scheibelberg) darstellen. Dagegen besitzen die unter a) bis d) genannten „phyllitischen Glimmerschiefer“, „Chloritfleckenschiefer“, „Grünschiefer“ und auch die „Gesteine der kleineren Vorkommen“ höchstens Ergußsteinrelikte, aber keine Relikte einer meso- oder katazonalen Kristallisation, und sie müssen entsprechend ihrer engen Verbindung mit dem alten schwarzen Phyllit zur Habachserie gestellt werden (siehe dort; Frasl 1956, S. 34 f.).

In der Glocknermonographie von Cornelius und Clar wurden auch die in den Riffeldecken auftretenden Glimmerschiefer, Grüngesteine, aplitischen Injektionen und ein Teil der dortigen Orthogneise als vorpaläozoisch angesehen (C. u. C. 1939, S. 271). Des weiteren wurde ebendort auch das vorpaläozoische Alter von Glimmerschiefer, Amphibolit und Peridotit der Granatspitzhülle erwogen, doch sind in beiden Fällen noch viele Fragen offen. Ich würde den Serpentin und zumindest einen großen Teil des Amphibolits der Granatspitzhülle eher zur Habachserie rechnen, weil dieser nicht nur in den höheren tektonischen Einheiten, sondern auch hier manchmal eine enge Bindung an den alten Habachphyllit oder dessen höherkristallinen Vertreter (Biotitporphyroblastenschiefer) besitzt.

Interessant sind in diesem Zusammenhang schließlich noch die Kartierungsergebnisse von O. Schmidegg (1955 b) im S der Venedigergruppe, wo eine Serie hochkristalliner Gesteine abgetrennt wird, die am ehesten den altkristallinen Gneisen des Ötztales gleichen oder aber den dortigen Glimmerschiefern, Amphiboliten und Augengneisen. Diese von Schmidegg zum Altkristallin gestellte Gesteinsserie — und davon besonders leicht

verfolgt der Knorrkogelgneis *) (Bezeichnung nach Cornelius; = „Luckenkogelgneis“ von Benedict) — zieht nach E noch über das Matreier Tauerntal hinaus in die südliche Granatspitzgruppe. Zum Altkristallin gehören da nach meinen Beobachtungen am ehesten die „injizierten, grauen Muskowitgneise“ mit den manchmal über 1 cm großen pegmatitischen Muskowittafeln sowie der „Riesenaugengneis“ beim Dabernitz-Kees (Schildbach, über 2400 m Höhe), die H. P. Cornelius mit den angeführten Bezeichnungen schon in seiner Manuskriptkarte ausgeschieden hat. Beim Riesenaugengneis haben die bis 3 cm großen Feldspate eine heftige Kornzertrümmerung über sich ergehen lassen müssen.

Eine hinreichende Abgrenzung des altkristallinen Gesteines ist jedenfalls dzt. im S und SW der Granatspitzgruppe ebenso schwer möglich wie in der engeren Umgebung des Granatspitzkernes, und deshalb werden hier die Serien A und B in der Karte zusammengezogen. Lediglich die Verbreitung der schönen Entwicklung des Altkristallins im nördlichen Stubach- und Felbertal ist auf Tafel XXV durch eine Signatur angedeutet.

Serie B: Die Habachserie — eine paläozoische Geosynklinalbildung

Die Habachserie **) hat eine weit größere Verbreitung als die vorige und ist überhaupt die wichtigste vormesozoische Serie in den mittleren Hohen Tauern. Wie bei allen Serien ist auch bei ihr die alpidische Metamorphose im N — gegen das Salzachtal zu — am geringsten gewesen, und dementsprechend sollte man mit dem Studium ihrer Gesteine auch immer dort beginnen. Man kann sie in z. T. recht guter Erhaltung im äußeren Habachtal antreffen, dann in größter Mächtigkeit im Hollersbachtal. Während sie im Felber- und Stubachtal noch immer mächtig ist, aber schon mit anderen Serien abwechselt, findet man weiter nach E hin bis ins Kapuner Tal nur mehr Ausläufer, die aber deshalb petrographisch nicht weniger interessant sind.

In der Zusammensetzung dieser Serie dominieren einmal schwarze Phyllite und dann magmatogene Gesteine in hauptsächlich epizonaler Metamorphose: Von den in erster Linie basischen Tiefen- und Ergußgesteinen angefangen geht diese Reihe über intermediäre zu sauren Ergußgesteinen, wobei jeweils auch Tuffe und Tuffite an der Serienzusammen-

*) Es wird nicht leicht sein, beim Knorrkogelgneis zu begründen, inwiefern er sich gegenüber den variszisch intrudierten Zentralgneisen in der Kristallisationsgeschichte unterscheidet, damit die Annahme einer altkristallinen Überprägung und damit eines wahrscheinlich größeren Alters auch tatsächlich gerechtfertigt erscheint (vgl. Frasl 1958, S. 371).

**) Die Bezeichnung Habachserie wurde vom Habachtal und der an seinem Ausgang liegenden Ortschaft Habach übernommen, denn dort ist diese Serie beinahe in ihrer ganzen Vielfalt und zum Teil sehr wenig metamorph entwickelt und mit keiner anderen zu verwechseln. Typisch ist in erster Linie das nördliche Talstück von Habach bis zur Krameralm, in welchem die schwarzen Habachphyllite in Zusammenhang mit den anschließenden sauren, intermediären und basischen vulkanogenen Metamorphiten, aber auch mit Serpentin, Serizitquarzschiefer und Paragneis zu finden sind, was zusammen der Habachmulde (Frasl, 1953 c) entspricht. Und wenn mich nicht alles täuscht, dann verläuft auch das von der Moaralm südlich an die Habachzunge anschließende Talstück wieder ganz oder zumindest in der Hauptsache in der Habachserie, wobei dort die Metamorphite von basischen Magmatiten überwiegen.

setzung in größerer Menge beteiligt sind; hier sind wegen der bedeutenden Vorkommen im Stubach- und Felbertal noch die Serpentine anzuschließen.

Beginnen wir mit der Besprechung der metamorph gewordenen Sedimentgesteine, soweit an deren ursprünglicher Zusammensetzung vulkanische Lockermassen nicht in größerer Menge beteiligt waren.

Die alten schwarzen Phyllite und ihre Einlagerungen

Es wurde schon im Kapitel über die jungen schwarzen Phyllite begründet, daß der Name „Fuscher Phyllit“ nicht mehr für die vormesozoischen Phyllite angewandt werden kann, da gerade beim Ort Fusch die jungen Phyllite auftreten. Ich habe deshalb vorgeschlagen, wenn man schon einen Lokalnamen verwenden will, die Bezeichnung „Habachphyllit“ für den alten Schwarzphyllit einzuführen (S. 363). Dort im Habachtal ist dieser alte Phyllit von dem am Talausgang gelegenen Wirtshaus Wurnitsch angefangen etwa 2 km weit taleinwärts typisch ausgebildet und leicht zu erreichen, und man kann ihn dort auch in prachtvoller Aufgeschlossenheit am nahen Gamskogel und bis über den Kamm zwischen Leutachkopf und Popberg nach W ausgiebig studieren. Gerade am Gamskogel findet man die am wenigsten metamorph aussehenden, manchmal noch ebenflächigen Typen. Hier im Habachtal sind aber auch die fleckigen Abarten zu sehen, die nur in den alten Phylliten vorkommen. Auf diese Phyllite mit mehreren cm großen, oft papierdünnen helleren und dunkleren Flasern habe ich schon 1953 aufmerksam gemacht (1953 c, S. 182). Solche sind z. B. am Fuß des Abhanges E und NE vom WH. Wurnitsch (P. 867) bequem zu erreichen, wenn auch dort in längst nicht so schöner Ausbildung und in so großen Massen wie z. B. am Leutachkopf und von dort gegen den Popberg hin, wo sie deutlich als vermittelndes Glied zwischen dem schwarzen Phyllit und dem „Heuschartenkopfgneis“ (Frasl 1949, 1953 c, S. 182) stehen. Damals wurde in eben diesem Zusammenhang von einer 50 m mächtigen „diffusen Übergangszone“ des Phyllits in den feinstkörnigen Gneis gesprochen, und in dieser Zone ist auch tatsächlich zu beobachten, wie die hellen Flecken im Phyllit immer zahlreicher werden und schließlich überwiegen, sodaß dann umgekehrt nur wenige dunkle phyllitische Flecken von einigen cm Größe in dem hellgrauen, fast weißen albit- und quarzreichen Schiefer schwimmen, der schließlich in einen kompakten Feinkorngneis übergeht. Die damals gewählte Bezeichnung „Mischgestein“ für das Material dieser Übergangszone war nicht ganz glücklich, weil sie im allgemeinen für Migmatite, für Granitisationsprodukte gilt, während hier die Mischung der beiden Komponenten gewiß schon bei der Sedimentation erfolgte. Denn auch der Heuschartenkopfgneis hat sich inzwischen als ein vergneistes, saures Effusivmaterial herausgestellt: mächtige Tufflagen oder Porphyrmaterial-Arkosen sind dafür in der Hauptsache als Ausgangsmaterial anzunehmen (s. u.). Die hellen Flecken stammen also von sauren, tuffogenen oder z. T. entsprechenden arenitischen Einstreuungen ab, und das allein ist schon ein wichtiger Hinweis auf vormesozoisches Alter. Daß dabei aber wirklich tuffogene oder ganz allgemein vulkanische Verunreinigungen vorliegen, dieser Nachweis gelang mir erst später in einem anderen, ebenfalls bestens aufgeschlossenen Gebiet, welches für das Studium des typischen alten Schwarzphyllits und seiner Begleiter (z. B. Lydit) nicht weniger wichtig als jenes vom Habachtal ist. Es ist das die

Hochregion SE Uttendorf: um das Scheidegg (2214 m), besonders im Moserkarl und gegen den Flachbühel (2050 m)*). Hier haben die hellen Einstreuungen manchmal noch eine Dicke bis zu einigen Zentimetern, eventuell auch eine Walzenform, und in günstigen Fällen findet man darin noch das fast ungestörte porphyrische Gefüge mit 2 mm großen, grauen, idiomorphen und mehrfach verzwilligten Albiteinsprenglingen von gedrungenem Bau neben bis 4 mm großen, klaren Quarzeinsprenglingen in einer feineren Feldspat-Quarzgrundmasse. Auch deutlich granophyrische Fortwachsungen um kleinere Feldspate, wie man sie sonst in Quarzporphyren öfters findet, traten in einem Schriff auf (Frasl 1955, S. 35). Solche eindeutige Vulkanitreste sind aber auch hier selten gegenüber den meist einsprenglingsfreien hellen Flecken, mit denen sie durch Übergangsformen verbunden und die wahrscheinlich aus hauptsächlich glasigen und einsprenglingsarmen Aschen entstanden sind. Die Metamorphose hat davon nur mehr ein feinstes, geregeltes Albit-Quarz-Gekörnle übergelassen, das mehr oder minder der Grundmasse in den porphyrischen Brocken gleicht, besonders wenn man deren stärker ausgewalzte und verschieferte Enden zum Vergleich heranzieht.

Neben den sauren, hellgrauen bis fast weißen vulkanogenen Einstreuungen in den alten Schwarzphyllit kommen aber auch in der Erscheinungsform ähnliche hell- bis dunkelgrüne Flecken und Schlieren vor, die aus einem etwas basischeren Effusivmaterial entstanden sind. Derartiges habe ich nicht nur im Gebiet des Scheideggs gefunden, sondern in besonders schöner Ausbildung treten solche wegen der verschiedenen Farben der einzelnen vulkanischen Komponenten z. T. recht bunten Gesteine westlich des Habachtales auf P. 2311 auf, d. i. zwischen Gamskogel und Leutachkopf und zugleich S der Wildalm. Dort wurden sie 1948 bei einer gemeinsamen Begehung von Herrn Prof. Dr. Ch. Exner und mir erstmals beobachtet und von Exner (1949, S. 415) als ein „Knollengneis“ bezeichnet, der dem Pochart-Knollengneis des Gasteiner Gebietes täuschend ähnlich sehe. So wie dort meinte Exner damals auch hier keinen „Konglomeratgneis“ vor sich zu haben, sondern eine „stoffliche Grobmengung zwischen schwarzem Phyllit und aplitischem Material aus dem benachbarten Granitgneis“ (also unserem nun als vulkanogen bis sedimentogen erkannten „Heuschartenkopfgneis“). Es ist hier aber keine Spur von einem irgendwie granit- oder aplitähnlichen Neosom zu bemerken, welches das phyllitische Material als Paläosom durchbrechen, umschließen oder aufschwemmen würde, sondern es sind vielmehr die weißen bis grünen, wenig deformierten Fragmente (Effusivgesteinstrümmer) dicht gepackt, während sich die mengenmäßig zurücktretende, graphitisch gefärbte Phyllitsubstanz um diese Trümmer herumlegt. Es liegt also auf P. 2311 zweifellos ein grobklastisches Gestein vor**). Ob es dem ähnlich aussehenden Gestein der Pochartscharte stratigraphisch gleichgesetzt werden kann, welches Exner auf der Gasteiner

*) Die von A. Haiden (1950, S. 138) vom Ursprungskar des Hauptmannsbaches ebenfalls zwischen Flachbühel und Scheidegg angegebenen „Konglomerate“ sind offenbar dasselbe wie die hier beschriebenen Phyllite mit pyroklastischen Einstreuungen.

**) Auch O. Schmidegg gibt neuerdings, 1955, S. 72, aus dieser Gegend „Schiefer und Gneise mit dunklen Flecken (Biotit), oft leicht graphitisch, auch konglomeratisch“ an, und denkt auch an vulkanische Mitwirkung (Agglomerate). Wegen der Heuschartenkopfgneise vgl. S. 422.

Karte (1956) nun doch als Geröllgneis ausscheidet und als jungpaläozoisch ansieht, ist vorläufig noch ungewiß, wäre aber auch für das genauere Alter des Habachphyllits von Bedeutung.

Die Verunreinigung des Phyllits durch vorwiegend saures vulkanisches Material ist ein leicht erfaßbares, aber leider nicht überall auftretendes Kennzeichen, daß der betreffende Phyllit nicht zur mesozoischen Serie gehört. Auf eine weitere Verknüpfung mit einigen typischen paläozoischen Gesteinen hat zuerst H. P. Cornelius aufmerksam gemacht, nämlich auf das Vorkommen von meist fast schwarzen Graphitquarzitügen in diesem Phyllit. Es ist nämlich so gut wie gewiß, daß diese Graphitquarzite in der von Cornelius angegebenen engeren Fassung des Begriffes (C. u. C. 1939, S. 211 und S. 45) aus Lyditen entstanden sind, denen sie oft noch weitgehend ähnlich sehen. Daß man aber die von Hottinger (1935) ebenso als „Graphitquarzite“ bezeichneten Gesteine der Bündnerschiefer-Serie nicht auch hierherstellen darf, wurde schon auf S. 361 begründet. Cornelius hat solche aus Lyditen abzuleitende Quarzite bereits von etlichen Stellen aus dem Bereich seiner Nordrahmenzone zwischen dem nördlichen Stubachtal (besonders unter den Scheidegg) und dem nördlichen Kapruner Tal angegeben, und die umgebenden Quarzphyllite gehören auch aus anderen Gründen (z. B. Porphyroide, Stellung zwischen Triasbasis und Altkristallin) auch tatsächlich zum Paläozoikum. Der Graphitquarzit von der Schiederscharte westlich des Stubachtales ließ sich noch weiter ins Felbertal nach W verfolgen (Cornelius 1935, Fischer 1947). H. P. Cornelius fand aber Graphitquarzit nicht nur an diesen Stellen, die er zur Nordrahmenzone rechnete, sondern auch in der viel tiefer gelegenen Granatspitzhülle. Dort liegen sie sowohl im hinteren Stubachtal wie auch im Abschlußkar des Felbertales N der St.-Pöltener Hütte jedesmal in dunkelgrauen Biotitporphyroblastenschiefern (C. u. C. 1939, S. 44; Cornelius 1941 b). Diese phyllitischen „Schiefer mit Biotitporphyroblasten“ sind aber nichts anderes als der Habachphyllit in etwas höher metamorpher Fazies, was schon daraus hervorgeht, daß z. B. beiderseits der Gabelung des Felbertales in den normalen Schwarzphylliten an manchen Stellen eine Biotitprossung eingesetzt hat, wodurch ohne scharfe Grenze Biotitporphyroblastenschiefer entstanden sind, die H. P. Cornelius selbst in seiner Manuskriptkarte bei der Felbermailinger und Moser Alm als solche gegenüber dem schwarzen Phyllit ausgeschieden hat. Übrigens hat auch E. Clar schon bei seiner Kartierung der Riffdecken im Dorfertal die im N anschließend daran von Cornelius durchgeführte strenge Unterscheidung in „Biotitporphyroblastenschiefer“ gegenüber den „Glimmerschiefern und Phylliten“ nicht übernommen, sondern mehr auf das Verbindende geachtet („Biotitreiche Glimmerschiefer“, C. u. C. 1939, S. 59). Damit aber werden die aus den schwarzen Tönen und den Kieselschiefern entstandenen Gesteine zum Bindeglied zwischen der Gesteinsreihe der Granatspitzhülle und den im N anschließenden, tektonischen höheren und ebenfalls paläozoischen Horizonten, die bei Mittersill bis an die Salzach heranreichen.

H. P. Cornelius beschrieb in der Glocknermonographie im Abschnitt über die Nordrahmenzone (C. u. C. 1939, S. 210—215) außer dem Graphitquarzit noch einige andere Einlagerungen im Schwarzphyllit, die im geschlossenen Verbreitungsgebiet des Paläozoikums zwischen Stubach- und Kaprunertal vorkommen, daneben aber auch solche, die nach der jetzigen

Aufteilung schon in das mesozoische Gebiet fallen. Zum paläozoischen Anteil gehören davon folgende Gesteine:

a) „Konglomerat.“ Dieses nicht anstehend gefundene, geschieferte Gestein aus dem Mühlbachtal hat ein Bindemittel von schwarzem Phyllit und darin verschiedene feinschieferige Gesteinsbrocken (grau, grünlich, bräunlich, schwarz) mit auffällig schwacher Auslese. Der Verdacht, daß es mit dem oben erwähnten grobklastischen Gestein von P. 2311 westlich des Habachtals verwandt sein könnte, müßte erst durch neuerliche vergleichende Untersuchungen bestätigt werden. Mit den Bündnerschiefer-Breccien ist es nicht im mindesten zu vergleichen.

b) „Grauwacke ? der Moseralm.“ Dieser hell grünlichgraue Psammit bis Psephit, den H. P. Cornelius am Weg gleich N der Moser HA. (S Uttendorf) entdeckte, ist nach meinen Proben als mäßig saurer Tuffit zu werten, auf welche Möglichkeit auch schon Cornelius hinwies. Ergänzt sei, daß darin manchmal auch größere Lyditfragmente auftreten. — Dieses Gestein würde unter gar keinen Umständen ins Mesozoikum passen und liegt auch im Profil unter der Triasbasis.

c) „Chloritoidschiefer.“ Davon gehören aber nur jene zum Paläozoikum, welche von H. P. Cornelius unter β) als dem zweiten Typus angehörig angegeben sind. Es sind das grobflaserige Serizitgesteine mit reichlich Quarzlinzen und massenhaft bis 10 mm großen Chloritoidtafeln, wovon man leicht gute Handstücke am Talweg des Mühlbachtals etwas außerhalb P. 1045 im Liegenden der Trias aufsammeln kann. Daß die Chloritoid- und die begleitenden Disthene auch in diesem Fall erst im spät- bis posttektonischen Abschnitt der Gesteinsgeschichte gesproßt sind, hat Cornelius bereits erkannt (C. u. C. 1939, S. 213). Ihr Auftreten kann also stratigraphisch nicht ausgewertet werden, umso mehr, als wir bereits weiter vorne Beispiele von Chloritoid- und Disthensprossung in Gesteinen der Bündnerschiefer-Serie angeben konnten. — Jünger sind meiner Ansicht nach auch die von Cornelius unter α) angeführten lichtgrünen Chloritoidschiefer SE von Kaprun, die z. T. mit Rauhacken verbunden sind und bei denen auch er u. a. die Möglichkeit erwog, daß es sich nach dem Vergleich mit den Westalpen um Quartenschiefer handeln könnte.

d) „Porphyroid ?.“ Diese Gesteine, deren Effusivgesteinsnatur heute viel sicherer konstatiert werden kann, wurden nun in größerer Verbreitung hier und auch außerhalb des zwischen Stubach- und Kapruner Tal liegenden Gebietes gefunden. Sie werden deshalb weiter unten in einem eigenen Kapitel ausführlicher besprochen.

e) „Gabbroamphibolite.“ Davon liegt nur ein einziges Vorkommen (am Weg zur Seetalalm S Uttendorf) im alten Phyllit, und dieses hat überdies trotz der Verschieferung ein noch deutlich erkennbares ophitisches Gefüge. Alle übrigen, auch anders aussehenden und von Cornelius auf S. 216—219 der Monographie angegebenen Gabbroamphibolite werden hauptsächlich auf Grund der verbandsmäßigen Serienzugehörigkeit zu den nachtriadischen Ophiolithen gestellt (s. d.).

f) „Serpentin, Prasinite.“ Während dieser Serpentin über der die jüngeren und älteren Gesteine trennenden Trias liegt, sind die Prasinite z. T. darüber und z. T. darunter verteilt. Ihr heutiges Gepräge haben sie aber alle in der Hauptsache der alpidischen Metamorphose zu verdanken, und darum ist es auch nicht zu verwundern, daß die weitere Unterscheidung

schließlich nicht in jedem Fall auf eine wesentlich andere Gesteinsbeschaffenheit bei allen mesozoischen, gegenüber der Summe der paläozoischen Prasinite zurückgeführt werden kann. Konvergenzen sind begreiflich und die Aufteilung muß daher auch hierbei in erster Linie nach der verbandsmäßigen Serienzugehörigkeit, also nach der Verbindung mit sauren Ergüssen und mit ebensolchen tuffitischen Phylliten erfolgen, welche das vormesozoische Alter garantiert, — oder aber nach der Lage unter oder über der Trias im Profil. Nur zwei Typen von Prasiniten sind auch Cornelius schon als etwas vom Gewohnten stark Abweichendes aufgefallen: ein lichtgrünlichgraues Gestein von der Moser Alm bei Uttendorf mit ungefähr 1 cm großen weißen, in der Schieferung gestreckten Flecken, die schon damals den Verdacht auf einen Porphyritabkömmling zuließen, sowie ein Grünschiefer vom Flachbühl in der Nähe der Moser Alm, der nur aus Chlorit, Hornblende und Titanit besteht; diese beiden Typen liegen auch tatsächlich im paläozoischen Bereich.

Die von H. P. Cornelius (C. u. C. 1939, S. 214) außerdem aus dem „Fuscher Phyllit“ beschriebenen kleinen Einlagerungen von Klinochlor-schiefer liegen jeweils in dem heute als mesozoisch angesehenen Anteil.

Nun noch eine ergänzende Bemerkung über den Habachphyllit, bevor wir zur Besprechung der übrigen wichtigen Gesteine der Serie B, die mit dem Habachphyllit mehr oder weniger eng in Verbindung stehen, übergehen:

Es wurde schon bei der Beschreibung des jungen Rauriser Phyllits angedeutet, daß dessen dunkelgraue bis schwarze Farbe oft einen Stich ins Bläuliche besitzt, welcher dem Habachphyllit abgeht. Dann muß besonders darauf hingewiesen werden, daß im geschlossenen Verbreitungsgebiet des Habachphyllits nirgends auch nur eine Spur von nachtriadischen Dolomitbreccien auftritt. Daß aber im Habachphyllit auch keine einzige Stelle mit einer bemerkenswerten diffusen Kalkbeimengung gefunden wurde, kein einziger Übergang in Kalkphyllit — welcher Zusammenhang nach den Erfahrungen in anderen paläozoischen Gebieten der Ostalpen durchaus nicht wunderlich wäre — sei extra angemerkt.

Trotz aller Unterschiede, die sich im großen hauptsächlich durch die verschiedenartigen charakteristischen Einlagerungen und Begleitgesteine der alten und der jungen Phyllite ergeben, wird es jedoch kaum leicht sein, diese beiden Phyllite auch petrographisch in jeder Probe sicher zu unterscheiden. Einmal zeigt sich begreiflicherweise bei diesen wie bei jenen eine gewisse primäre Variabilität und zweitens hat die alpine Metamorphose mitgeholfen, die wahrscheinlich einmal vorhandenen Unterschiede zwischen alt und jung zu verwischen. Schließlich aber ist z. B. das Ausgangsmaterial so feinkörnig und die Neukristallisation so bedeutend, daß auch eine sonst so bewährte sedimentpetrographische Untersuchungsmethode wie die Schwermineralanalyse kaum erfolgversprechend ist, da so ziemlich alles, vom Rutil zum Turmalin, vom Granat zum Disthen erneuert, anderes vielleicht ursprünglich Vorhandene (z. B. Staurolith, Sillimanit) aber sicher längst zerstört worden ist.

Trotz dieser petrographischen Schwierigkeiten müssen schon jetzt die beiden eindeutig altersverschiedenen Phyllite auf der Karte mit verschiedenen Signaturen oder Farben eingetragen werden, genauso, wie man in den Kalkalpen schon längst den Hauptdolomit vom Wettersteindolomit unter-

schieden hat, ohne jeweils die chemische oder mikroskopische Analyse heranzuziehen und ohne bei jedem einzelnen Handstück über die Zuweisung ganz sicher zu sein.

Hauptsächlich zwischen dem nördlichen Habach- und Hollersbachtal hat man bisher außer dem Habachphyllit noch andere, nun metamorph gewordene Sedimente in größerer Verbreitung beschrieben, die nicht wie verschiedene andere, später zu erwähnende einem vulkanischen Tuff oder Tuffit entsprechen. Hierher gehören

Muskowitquarzite und Paragneise sowie Hellglimmerschiefer und Disthenglimmerschiefer

W. Hammer hat auf Kartenblatt Kitzbühel—Zell am See südlich Wenns größere Flächen von Quarziten und Serizitquarzitschiefern als paläozoisch ausgeschieden und zur metamorphen „Grauwackenserie“ gestellt, und diese Altersauffassung bewährt sich sehr gut. Diese Gesteine gehören unzweifelhaft mit dem Habachphyllit in eine Serie und sind weder mit den von F. Karl näher beschriebenen quarzitischen und Arkosegesteinen des Permokarbons vom Gerlostal noch mit den permotriassischen Triasbasisgesteinen am Stubachtal-Eingang oder im Seidlwinkltal und schon gar nicht mit den Bündnerschieferquarziten vergleichbar. W. Hammer hat dieselben N der Habachzunge zwischen Habach- und Hollersbachtal öfters vorkommende Quarzite 1935 genauer beschrieben und derselben Studie auch ein Verbreitungskärtchen beigegeben.

Es ergab sich jedoch bei der neuerlichen Durchsicht der vier von Hammer 1935 als „Quarzit“ bezeichneten Schiffe, daß in drei Fällen davon doch ein wesentlich größerer Feldspatgehalt (meist klarer, unlamellierter Albit, der sich nur durch die Lichtlinie von Quarz abhebt) vorliegt, als Hammer erkannte. Da der Feldspat nun tatsächlich mengenmäßig überwiegt und die Glimmer nur in geringen Mengen vorhanden sind, müssen die betreffenden Gesteine schon richtiger als Gneise (Paragneise, Arkosegneise, eventuell Porphyrmaterialgneise) bezeichnet werden. Das ist bei den folgenden Beispielen der Fall, die von Hammers eigener Hand folgende Schiffsbezeichnungen tragen:

- 8049, Quarzit mit Einsprenglingen von Kalifeldspat. Wennsergraben in ung. 1430 m;
- 8058, feldspathaltiger Quarzit. Nordgipfel des Gehrkogels;
- 8067, Quarzit mit Feldspateinsprenglingen. Habachtal, rechte Talseite innerhalb P. 1096 (das entspricht der Brücke 1107 der neuen Karte).

Demgegenüber tritt nur bei einem seiner „Quarzit“schiffe der Feldspatgehalt völlig in den Hintergrund: 8055, „Muskowitquarzit, Gehrkogel — Nordkamm bei etwa 1700 m“. — Dementsprechend und auch nach meinen Geländebeobachtungen kommen also zumeist eher Paragneise dort vor, wo Hammer 1935 Muskowitquarzite eingezeichnet hat.

Daß die Quarzite — und ebenso die damit zusammenhängenden Paragneise — als Begleitgesteine der „aplitischen Biotitporphyroidgneise“ Hammers aufzufassen sind, hat er schon 1935 ausgesprochen, und das entspricht auch vollkommen der engen räumlichen Verbundenheit beider Materialien.

Damit ist das am besten bekannte Verbreitungsgebiet der zur Habachserie gehörigen Quarzite und Paragneise in den mittleren Hohen Tauern bereits gekennzeichnet; Fortsetzungen findet man aber in der Habachmulde auch noch weiter im SW.

Eine mehrere *km* anhaltende, 200 *m* mächtige Lage von weißen, oft etwas verkiesten serizitischen Schiefern („Hellglimmerschiefer“) ist im Untersulzbachtal etwa 4 *km* taleinwärts bekannt (Frasl 1949 und 1953 c, S. 141; Karl 1952 b; Schmidegg 1955), also in der Habachmulde. Die damit verbundenen Disthenquarzite hat besonders F. Karl (1954, S. 50) beschrieben, und erst jüngst hat sie J. Ladurner gefügestatistisch untersucht. F. Karl betrachtet das Disthenvorkommen als eine in ihrem Stoffbestand bereits primärsedimentär vorhandene und durch die Tauernkristallisation (zumindest letztmalig) unter meso- bis epithermalen Bedingungen metamorphosierte Minerallagerstätte. — Das entspricht auch meinem Eindruck nach den im Jahre 1948 bei P. 1737 im Untersulzbachtal gemachten Beobachtungen. Als Ausgangsmaterial kommt am ehesten eine Tonmineralanreicherung in Frage, wie sie im Paläozoikum bei der Verwitterung des sauren Effusivmaterials dieser Gegend leicht entstehen konnte. Eine Stoffzufuhr durch Lösungsumsatz vom Zentralgneis der Habachzunge oder der Sulzbachzungen her steht als Ursache dieser Stoffanreicherung gar nicht zur Diskussion.

Im Hollersbachtal und östlich davon sind helle Gesteine der Quarzit-Paragneisgruppe in der Habachserie nur von ganz untergeordneter Bedeutung.

Schließlich gehören zum Sedimentbestand der Habachserie noch einige wenige, gegenüber der Erstreckung der ganzen Serie verschwindend kleine Vorkommen von

Kalkmarmor

Der interessanteste hierhergehörige Marmorzug wurde von H. P. Cornelius 1944 beschrieben und in der dort beigegebenen Kartenskizze am SE-Rand der Habachzunge NW der Scharn-HA. (Hollersbachtal) eingetragen, wo er vom Zentralgneisrand angefangen etwa 200 *m* weit in spitzem Winkel in den Gneis hinein verfolgt wurde. Cornelius fand aber keine Fortsetzung der höchstens 1—2 *m* mächtigen, oftmals in bloß einige *cm* dicke Lagen aufgespaltenen Lamelle über die Zentralgneisgrenze hinaus ins Nebengestein. Trotzdem zweifelte er nicht daran, „daß der Marmor sedimentärer Herkunft ist und den Rest einer in den Zentralgneis hereinstreichenden Gesteinslamelle darstellt, deren übrige Glieder vom Magma assimiliert oder (durch Übersichbrechen usw.) entfernt worden sind“. Dies kann ich nur bekräftigen, nachdem ich diese Gegend 1950 nochmals absuchte. Der Ausläufer dieser stark zerschlossenen Marmorlamelle konnte dabei nicht nur im Gneis 500 *m* weit in gerader Linie verfolgt werden, sondern auch etwas über die Zentralgneisgrenze hinaus! Nach einigen Metern Unterbrechung durch Schutt und Bewachung sind nämlich etwa 10 *m* von der Zentralgneisgrenze entfernt im anschließenden Grünschiefer wieder dünne, weiße Marmorbändchen von derselben Art der Zerschlossenheit und demselben Flächen- und Achsengefüge wie innerhalb des Zentralgneises aufgeschlossen, wenn auch nur auf eine ganz kurze Strecke.

Die im folgenden gegebene Deutung der genetischen Zusammenhänge sollte noch durch genaue petrographische Untersuchungen untermauert werden:

Allem Anschein nach bestand hier eine primäre Bindung des Kalklagers an das grüne Gestein. Diese könnte hier wie auch in gleich gelagerten Fällen in der nahen Grauwackenzone — wo W. Hammer über dieselbe auffällige Verknüpfung der beiden Gesteine z. B. beim Paß Thurn berichtet

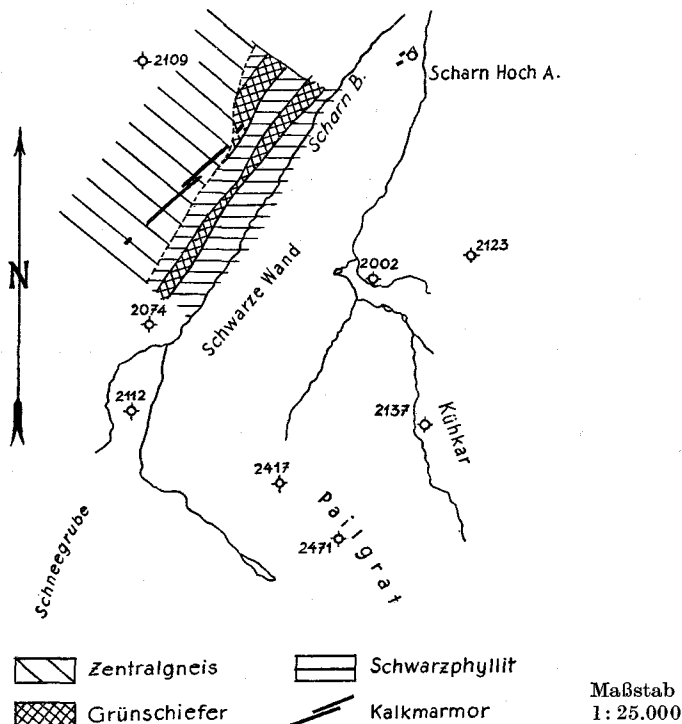


Abb. 4. Herausstreichen eines Kalkmarmorbandes aus dem Zentralgneis am Ostrand der Habachzunge (Frasl 1950).

hat (1938, S. 173) — möglicherweise damit zu erklären sein, daß es bei submarinen Ergüssen basischen Materials in Verbindung mit einer Spilitisierung zu einer Kalkabscheidung gekommen ist. Der hiesige Prasinit und der damit abwechselnde Schwarzphyllit gehören jedenfalls bei der Scharn-HA. unzweifelhaft zur Habachserie, und dementsprechend wird auch der eingelagerte Marmor altersmäßig dazugehören. Dieses Kalkmarmorband blieb dann beim Vordringen der granitischen Transformationsfront allein übrig, während der begleitende Prasinit stofflich so sehr verändert wurde, daß er nun innerhalb weniger Meter von einem ruptuell gestörten und nachträglich noch umkristallisierten Zweifeldspatgneis abgelöst wird. Damit soll aber nicht behauptet werden, daß die ganze Habachzunge nur durch „trockene“ oder „feuchte“ Transformation ohne Beteiligung einer Schmelze entstanden ist, denn das war bestimmt nicht der Fall (Frasl

1958). Aber bei dieser Randpartie, die außen mit feinkörnigen Gneisen beginnt und bei der übrigens H. P. Cornelius biotitreiche Stellen mit z. T. hornblendeführenden Lagen im Gneis als endogene Kontaktprodukte aufgefaßt hat, ist doch mit einer allgemeinen Alkalisierung quer zum Schichtstreichen zu rechnen, wobei der Marmorzug als solcher erhalten blieb und auch seine Lage kaum viel verändert worden sein dürfte. Ganz gewiß ist aber auch hier der Sialisierung zumindest noch eine schwache Regionalmetamorphose gefolgt, wie man schon allein aus dem uneinheitlichen Aufbau der Kalifeldspate in Schliffen des zwischen den Marmorbändchen steckenden Gneises schließen kann. — Von einer irgendwie bedeutenderen „basischen Front“ ist da — nur nebenbei bemerkt — nichts zu sehen.

Einige Fundorte von weiteren Marmorresten am Ostende der Habachzunge hat H. Fischer (1947) angegeben. Ob sie dasselbe Alter wie der soeben genannte Marmor haben, ist noch fraglich, aber für den rein weißen Marmor bei der Fluorit- und Blei-Zink-Lagerstätte der Achselalpe im Hollersbachtal möchte ich das schon annehmen. Dort hat zuerst H. Leitmeier auf chemischem Wege einen Kalkmarmor erkannt (1936). Marmor ist nach meinen Beobachtungen (1950) an verschiedenen Stellen sowohl in den Stollen als auch Ausbissen (besonders erwähnt sei eine meterdicke Falte beim Mundloch des Traugott-Stollens auf 1600 *m*, gleich über der alten Schmiede) zu verfolgen. Er ist ein typischer Achsentektonit. Nach der B-Achse der großen Stengelfalten (etwa 23° nach WSW) müßte in Zukunft auch die allfällige weitere Erschließung der Lagerstätte erfolgen, da man ja weiß, daß der Fluorit hauptsächlich durch die Verdrängung des Kalkmarmors entstand (H. Leitmeier).

Übrigens war auch bei dem noch im Grünschiefer steckenden Teil des oben erwähnten Marmors von der Scharn-Hochalm noch in geringem Maße eine Verdrängung durch einen fast rein weißen Fluorit in Form von zentimetergroßen Körnern nachzuweisen.

Ob der etwa 30—40 *m* mächtige Marmor im Basisamphibolit des Sectörls in der südlichen Granatspitzhülle (H. P. Cornelius 1942, S. 4; vgl. auch P. C. Benedict 1952, S. 48 ff.) zur Habachserie zu rechnen ist oder doch eher zum Altkristallin gehört, wie Cornelius mutmaßte, ist völlig ungewiß. G. Fuchs (1956, S. 32) stellte denselben Amphibolit und damit auch den darin eingeschlossenen Marmor schon zu den Riffdecken.

Eine bisher noch nie erwähnte Karbonatgesteinseinlagerung in die Schiefer der Habachserie, welche aber eine neue, recht schöne Parallele zum häufigeren Vorkommen in den Schiefeln der Grauwackenzone von Blatt Kitzbühel—Zell am See darstellt, fand ich im äußeren Stubachtal NE des Sturmannsecks auf rund 1360 *m* Höhe, maximal 500 N von P. 1335 der alten Karte 1 : 25.000: ein Eisenkarbonatvorkommen (Rohwand) dessen höchstwahrscheinlich nur bescheidenes Ausmaß wegen der Wiesenbedeckung nicht genauer abzustecken war.

Mit den sedimentogenen Gesteinen der Habachserie sind verschiedene magmatogene Gesteine eng verbunden, die mengenmäßig sogar bedeutend mehr als die Hälfte des inzwischen metamorph gewordenen Serienbestandes ausmachen, auch wenn wir von wahrscheinlich altersmäßig dazugehörigen Zentralgneisen absehen. Von diesen magmatogenen Gesteinen verdienen die sauren Vulkanite schon deshalb unsere besondere Aufmerk-

samkeit, weil sie nach allen bisher in den Ostalpen gemachten Erfahrungen nicht zum Mesozoikum gehören und dementsprechend das höhere Alter der sie enthaltenden Serie dokumentieren.

Die metamorph gewordenen sauren Vulkanite samt den Porphyrmaterialschiefern

Auf Grund der Regionalmetamorphose ist es nur in beschränktem Maße möglich, Laven sowie Tuffe und Tuffite von solchen Sedimentgesteinen zu unterscheiden, die ausschließlich oder hauptsächlich der Wiederaufarbeitung der sauren Vulkanite ihre Entstehung verdanken. Daher werden sie hier gemeinsam und ohne strenge Grenzziehung besprochen. Außerdem ist vorsichtshalber meist ganz allgemein von sauren Vulkaniten oder „Porphyroiden“ die Rede, da nicht mit Sicherheit zu entscheiden war in welchem Maß neben den Quarzporphyrderivaten auch regional metamorph veränderte Quarzkeratophyre am Aufbau dieser Serie beteiligt sind.

Als erster hat hier Th. Ohnesorge prinzipiell die Beteiligung der sauren Effusiva am Gebirgsbau erkannt. Dann hat sich W. Hammer besonders verdienstvoll um die erstmalige Unterscheidung eines Teiles dieser Gesteine bemüht (1935, 1937). Auch H. P. Cornelius hat von anderen Stellen schon 1939 einzelne Gesteine als porphyroidverdächtig bezeichnet (s. u.). In jüngster Zeit nahmen F. Karl und O. Schmidegg (Untersulzbachtal, Habachtal) und G. Frasl besonders von Osten her kommend (Felbertal bis Kaprunertal) die Untersuchung und Kartierung dieser interessanten Gesteinsgruppe wieder auf. Die diesbezüglichen Arbeiten sind jedoch da wie dort noch nicht abgeschlossen, wenn man von der Beschreibung eines Porphyroidgneises mit besonders großen Einsprenglingen aus dem Habachtal (Frasl 1953 a) absieht.

Im Anschluß an Hammer konnte ich darauf hinweisen, daß es hier bei den sauren, ehemaligen Effusivgesteinen mehrere verschiedenartige Typen gibt (Frasl 1955). Die dabei auftretenden Unterschiede sind zum Teil schon durch Unterschiede in der Zusammensetzung der einzelnen Schmelzen oder in der primären Variabilität der Erstarrungs- und Umlagerungsbedingungen begründet; z. T. sind sie aber auch erst durch die verschieden starke Metamorphisierung zustande gekommen. Bei einzelnen Typen ist es außerdem noch nicht ganz klargestellt, ob sie auch tatsächlich in die Habachserie gehören, denn auch bei der Wustkogelserie ist die Wahrscheinlichkeit einer Beteiligung von sauren Ergußgesteinen durchaus anzunehmen. Die Zuweisung in diese oder jene Serie wurde nun dermaßen getroffen, daß diejenigen Quarzporphyr- oder Quarzkeratophyrabkömmlinge, welche sichtlich eine engere Bindung an die Habachphyllite besitzen — und das sind fast alle —, auf jeden Fall in die Habachserie gestellt wurden.

In erster Linie sind da wegen des besonders deutlichen Zusammenhanges mit den Habachphylliten die „aplischen Biotitporphyroidgneise“ Hammers zu nennen, von deren Verbreitung zwischen Habach- und Hollersbachtal und von deren Beschaffenheit und Lagerungsverhältnissen er 1935 (besonders auf S. 2) ein recht anschauliches Bild vermittelt hat. Sie sind auch auf der SW-Ecke vom Blatt Kitzbühel—Zell a. See ausgeschieden. In der direkten westlichen Fortsetzung dieser Porphyroidgneise Hammers — die auch z. T. sedimentär umgelagertes Effusivmaterial umfassen — über das Habachtal habe ich dieselben nach dem höchstge-

legenden Vorkommen ungenetisch als „Heuschartenkopfgneis“ benannt (Frasl 1953 c, S. 182) und auf der damaligen Profiltafel (Tafel VII, 1953) deutlich erkennbar zu den schwächer vergneisten Gesteinen gestellt *). N des Heuschartenkopfes sind sie etwa 500 m mächtig und haben bei P. 2441 ihre reinste Ausbildung. O. Schmidegg (1955) und F. Karl verwenden eher die Bezeichnungen „Arkosegneis“ oder auch „Fischgneis“ für dasselbe Material, wobei Karl (1956) den Fischgneis als ehemaligen Quarzkeratophyr ansieht. Das Gestein dürfte jedenfalls in der Hauptsache aus verschwemmten saurem Effusivmaterial entstanden sein. Zum Beweis der weitgehend vulkanogenen Herkunft wurden hierbei seit Hammer besonders die reliktsch erhaltenen Einsprenglinge herangezogen, von denen die z. T. noch monoklinen, idiomorphen Kalifeldspate bis 30 mm groß werden, und die nun meist zerpreßten Quarze Erbsengröße erreichen. Diese innerhalb der ganzen Masse seltenere Porphyroidgneisart mit großen Einsprenglingen wurde am ehesten am Zwölferkogel S Bramberg, aber auch im Habachtal bei der Brücke 1107 und im Blockwerk etwa 300 m NNW der Peiting-Hochalm angetroffen. Über sie liegt eine kleine Studie vor, die sich mit der Ableitung der Petrogenese befaßt (Frasl 1953 a). Daß vom Heuschartenkopfgneis ein sedimentär angelegter Übergangsstreifen von stellenweise 50 m Mächtigkeit zum Habachphyllit überleitet, an dem auch pyroklastische Breccien auftreten, wurde bereits bei dessen Besprechung notiert (vgl. S. 412 f.). Andererseits existiert ein ähnlicher Übergangsstreifen von etwa derselben Dimension mit allen Zwischenstufen auch von Heuschartenkopfgneis zu dem bereits dunkleren, an Biotit (Chlorit) und Epidot reicheren Albitgneisen, die den Fahrweg im Habachtal 300 m N der Brücke 1107 in mehr schiefriger und phyllitischer Fazies queren und besonders schön über der Peiting-Hochalm entwickelt sind. Diese etwas dunkleren Schiefer und Gneise entsprechen mehr intermediären Tuffen und Tuffiten (s. S. 426 ff.).

Südlich von Bramberg, genauer gesagt im kleinen Steinbachtal unter 970 m Höhe und von dort bis zur Ortschaft Habach, aber auch im Schönbachtälchen tritt an Stelle des relativ stärker vergneisten „Heuschartenkopfgneises“ eine mehr schiefrige Fazies (Hammer 1937, Frasl 1953), die zuerst Ohnesorge treffend als „Porphyrmaterialschiefer“ bezeichnet hat. Diese Porphyrmaterialschiefer sind mit dem Habachphyllit auf die gleiche Weise verbunden wie der Heuschartenkopfgneis, indem auch sie stellenweise in ihn übergehen, öfters dunkelgraue phyllitische Flecken aufweisen und in manchen größeren Aufschlüssen mit dem Phyllit wechsellagern. Bei stärkerer Verschieferung ist ihre vulkanogene Herkunft im hellgrauen, phyllitisch aussehenden Handstück nur mehr schwer zu erkennen, während sich in den eher massig erhaltenen Partien die relativ kleinen, reliktschen Feldspateinsprenglinge und seltener auch die Einsprenglingsquarze recht gut von der Grundmasse abheben.

*) Auf der 1953 beigegebenen Kartentafel (VI) sind die Halbtöne der braunen Farbe allgemein und daher auch in der Gegend des Heuschartenkopfes zu kräftig ausgefallen, und täuschen daher an manchen Stellen die Eintragung eines Granitgneises (Schmidegg 1955) vor, während die blasser gehaltenen Halbtöne in Taf. VII eher meinen Intentionen entsprechen. — Als petrographische Bezeichnungen für den Heuschartenkopfgneis erscheinen mir nach dem derzeitigen Stand noch immer „Biotitporphyroidgneis“ (Hammer) sowie „Porphyrmaterialgneis“ bei weitergehenden Veränderungen infolge sedimentärer Umlagerung am geeignetsten.

Auf ein derartiges vulkanisches Ausgangsmaterial dürften auch die hellen, nur wenige *m* mächtigen und unscharf begrenzten, gneisartigen Lagen im Biotitporphyroblastenschiefer des obersten Felbertales, z. B. bei der Wegkehre unter P. 2124 beim Nassfeld zurückzuführen sein. Sie weisen zwar eine gewisse Ähnlichkeit mit den Porphyrmaterialschiefern des Steinbachtals auf, doch ist bei ihnen der Nachweis der Porphyroidnatur wegen der in diesem zentralen Gebiet allgemein stärkeren alpidischen Metamorphose nicht mehr ganz sicher zu erbringen (Frasl 1955). Cornelius hat hier in den Biotitporphyroblastenschiefern mehrere solche helle Lagen als „Aplitgneise“ in seine Manuskriptkarte eingetragen.

Während die Heuschartenkopfgneise und auch die Porphyrmaterialschiefer als Relikte sowohl saure Plagioklase als auch Kalifeldspate führen, sind die Feldspateinsprenglinge der als nächste angeführten, metamorphen, sauren Vulkanite entweder kaum gefüllte oder ganz ungefüllte Albite.

Davon sind wegen ihrer engen Beziehung zum Habachphyllit — in den sie z. T. unmittelbar in Form von recht geringmächtigen Lagen und Linsen eingelagert sind — in erster Linie die Porphyroidschiefer und -gneise des Keiles paläozoischer Gesteine im Norden des zwischen Stubach- und Kapruner-Tal gelegenen Kartengebietes zu nennen. Günstige Fundpunkte von besonders gut erkennbaren Porphyroiden liegen z. B. im Rattensbachtal bei der Gramesberger-Hochalm, dann im Mühlbachtal etwa auf der Höhe von P. 1241 und im Kammgebiet Mittagkogel—Große Arche (Frasl 1956, vgl. auch C. u. C. 1939, S. 215). Bei diesen z. T. auch stärker schiefrigen graulich- bis grünlichweißen Gesteinen stecken meist nur wenige, 1–3 *mm* große, idiomorphe Albite in einer sehr feinen Grundmasse, während zumeist keine Quarzeinsprenglinge vorhanden sind. Anstatt des ursprünglichen Biotits ist nun Chlorit in geringem Maß einsprenglingsartig entwickelt, und dazu tritt besonders in den schieferigeren Abarten viel sekundärer, feinschuppiger Hellglimmer. Diese Gesteine sind mit höchster Wahrscheinlichkeit epimetamorph gewordene Quarzkeratophyre. Dasselbe gilt auch für jenes inhomogene, mehr knollige bis flaserige Gestein, aus dem die mehrere Meter großen Bergsturzböcke ungefähr 200 *m* südlich P. 2411 im Dittelsbachkar bestehen, und bei dem *cm*- bis *dm*-große, fast weiße, unscharf abgegrenzte, gestreckte Schollen (mit porphyrischem Reliktgefüge und wenigen, hauptsächlich serizitgefüllten Albit-Einsprenglingen) in einer dunkler grünlichgrauen, schon eher schiefrigen, serizitreichen Basis schwimmen. Diese ist ebenso äußerst feinkörnig und führt relativ wenige, idiomorphe Albit-Relikte. Ich denke bei der Frage nach dem wahrscheinlichen Ausgangsmaterial wegen der völlig einheitlichen Beschaffenheit der Schollen an ein Agglomerat, welches kaum eine sedimentäre Wiederaufarbeitung durchgemacht haben dürfte.

Außer diesen noch verhältnismäßig leicht als Porphyroide erkennbaren Gesteinen gehören aber auch sicher umfangreichere, stärker schieferige und daher fürs erste schwerer deutbare Gesteinspartien hierher, die zwischen dem Kapruner und dem Rattensbachtal eine weit größere Verbreitung haben als die ersteren. Sie fanden bereits bei H. P. Cornelius eine ausführliche Beschreibung, und zwar im Kapitel über die „phyllitischen Glimmerschiefer“ der „Nordrahmenzone“ (C. u. C. 1939, S. 198 f.), die jedoch heute in der Hauptsache als ursprünglich vulkanogene Massen angesehen werden. Cornelius stellte sie damals zum „Altkristallin“, indem er die

Feldspatrelikte (Albite mit lockerer Hellglimmerfüllung) als „Relikte aus einer gröber kristallinen Vergangenheit“ ansah, doch erlaubt uns der morphologische Vergleich dieser bis 2 *mm* (selten 3 *mm*) großen idiomorphen Albite — die schon Cornelius selbst als einsprenglingsartig bezeichnete — mit Feldspateinsprenglingen in vielen unmetamorphen sauren Vulkaniten, auch die hiesigen Albite auf Grund ihrer Form und der speziellen Art der oft sehr komplizierten Verzwilligung eindeutig als Ergußgesteins-Einsprenglinge anzusprechen. Es gibt in diesem phyllitischen Glimmerschiefer auch sonst kein einziges Mineral, welches als Zeuge für eine „altkristalline“, das soll heißen höher metamorphe Vergangenheit in Frage käme, denn auch die *cm* großen, schachbretthalbitisierten Feldspate, die Cornelius beim Roßkopf im Kaprunertal in solchen serizitreichen Schiefen fand (C. u. C. 1939, S. 200), haben noch die morphologischen Eigenschaften ursprünglich echt magmatischer Einsprenglinge (Frasl 1956, S. 34 f.). Somit kann man heute die recht weite Verbreitung der „phyllitischen Muskowitschiefer“, die Cornelius, anführte und die er auch z. T. auf der geologischen Karte von Kitzbühel—Zell a. See als „altkristalline Glimmerschiefer bis Phyllite“ — in allerdings recht wohlwollender Weise — zur Darstellung gebracht hat, als ungefähren Maßstab für die dortige Ausdehnung der sauren Vulkanite (insbesondere Tuffe) der Serie B = Habachserie in Anspruch nehmen. Die Fläche hat danach in den Bergen südlich von Kaprun und Niedersnill die Größenordnung von 10×1 *km*.

Ähnliche Albit-Porphyroide wie die leichter erkennbaren Typen zwischen Stubach- und Kaprunertal bilden auch am W-Hang des Felbertales geringmächtige Lagen, so z. B. bei der Haidbach-Grundalm und am N-Hang des Spielberg-Kogels (Frasl 1955). Vereinzelt Fallstücke desselben Materials habe ich auch noch am Fußsteig N der Tiefenbachklamm, also nahe dem Felbertaler Hintersee, auf etwa 1450 *m* Höhe gesehen.

Auffallend einheitlich aussehend und zwar sehr hell sind die zuerst von W. Hammer (1937) beschriebenen Porphyroide vom Sturmannseck auf etwa 1880 *m* Höhe. Sie wurden dort und gegen den Grund des Stubachtales hin von Hammer auf der geologischen Karte von Kitzbühel—Zell a. See eingetragen („Ps“ der Karte). Am zweitgenannten Fundort sind sie etwas massiger und zugleich einsprenglingsärmer ausgebildet. Die sehr einsprenglingsreiche Varietät des Sturmannsecks muß aber auch noch an einer Stelle im Felbertal anstehen, denn in dem über Schied bei P. 1025 herunterkommenden, steilen Gerinne liegen genau am angegebenen Punkt metergroße Blöcke davon herum.

Hammers Handstück- und Schlißbeschreibung des Porphyroids vom Sturmannseck (Hammer 1937, S. 106) kann nach Durchsicht seiner beiden Schliße und des eigenen Materials mit einer einzigen Änderung voll bestätigt werden: die vielen Plagioklas-einsprenglinge sind nämlich keine Andesine, sondern in allen Fällen nichtzonare Albite mit einer in jeder Richtung geringeren Lichtbrechung als Quarz und mit einer Auslöschungsschiefe von $-16^\circ \perp MP$. Daß dabei die rostig auswitternden Karbonatkörner besonders häufig in den Albiteinsprenglingen auftreten, ist eine Eigenschaft, die an die Beschreibung der einsprenglingsreichen Quarzkeratophyre bei H. Rosenbusch (Mikroskopische Physiographie, Bd. II., 1896, S. 708). erinnert. Es ist hier damit zu rechnen, daß die Festlegung des wahrscheinlich aus dem ursprünglichen Feldspatgebäude selbst ausgeschiedenen Ca in karbonatischer Form innerhalb der magmatischen Albite unmittelbar postmagmatisch (z. B. autometamorph) erfolgt ist, während die Tauernmetamorphose bei ursprünglichen Ca-Gehalt des Plagioklases erfahrungsgemäß eher zur Füllung mit Epidotmineralien führt. — Intensiv gefärbte Einsprenglinge von Biotit oder Chlorit

fehlen im Porphyroid vom Sturmansack wie auch an den beiden anderen Stellen, dagegen ist in dem schieferigen Albit-Quarz-Grundgewebe reichlich Serizit und in etwas geringerer Menge ein äußerst blaßgrüner, ebenso feinschuppiger Chlorit vorhanden. Der hohe Gehalt an Hellglimmer ist zwar nicht für einen Quarzkeratophyr charakteristisch, und doch dürfte ein solcher oder ein Tuff desselben am ehesten als Ausgangsmaterial in Frage kommen.

Eindeutig aus einem Quarzporphyr hervorgegangen ist des weiteren das hellgraue Porphyroid, welches in geringem Abstand von der Krimmler Trias 200 m S vom Schiedhof am Ostufer des Untersulzbaches durch einen frischen Anriß freigelegt ist (Frasl 1953 c, S. 178; 1954 b, S. 124 f.). Hier ist die Verbindung mit einem schwarzen Phyllit im zusammenhängenden Aufschluß zu sehen. Das porphyrische Gefüge ist da trotz der Verschieferung noch ausgezeichnet erhalten und die Feldspateinsprenglinge (hauptsächlich Kalifeldspate) wie auch die stark von magmatischen Korrosionsschläuchen durchsetzten Quarzeinsprenglinge sind in ihrer Form fast unverseht geblieben. Soweit ich gesehen habe, ist das Gestein vom Schiedhof unter allen aus den mittleren Hohen Tauern bekannten sauren Vulkaniten seit der Effusion am wenigsten verändert worden.

Bei den im folgenden genannten, oft schon freiäugig sehr leicht als Porphyroide erkennbaren Gesteinen ist der Zusammenhang mit dem Habachphyllit kaum mehr oder garnicht mehr nachzuweisen gewesen und dementsprechend ist es unsicher, ob man sie noch zu der Habachserie rechnen darf, oder ob sie nicht doch eher zur permotriadischen Wustkogelserie gehören, obwohl ihr ursprünglich vulkanischer Charakter durch die gute Erhaltung porphyrischer Gefügerelikte sogar deutlicher ausgeprägt ist, als bei der von F. Karl (1951) beschriebenen und als wahrscheinlich permokarbonisch eingestuften lichtgrünen Arkose- und Porphyroidserie des Gerlostales. — Sehr deutlich ist schon mit freiem Auge der Unterschied zwischen den idiomorphen Feldspateinsprenglingen und der Grundmasse in einem Teil jener grünlichgrauen Porphyroiden zu sehen, die im Buchwald S von Neukirchen in dem Bächlein westlich P. 854 auf etwa 915 bis 960 m Höhe aufgeschlossen sind. Dort befinden sie sich eindeutig ganz knapp unter der Liegendgrenze der Dolomite der Krimmler Trias. Bei den in diesem Tälchen angetroffenen Porphyroiden überwiegt der Kalifeldspatgehalt über den Gehalt an sauren Plagioklasen, sodaß hier das Ausgangsmaterial unzweifelhaft ein Quarzporphyr und kein Quarzkeratophyr war.

Fraglich ist des weiteren auch die Serienzuweisung des im Kammprofil des Farnbichls 600 m Mächtigkeit erreichenden Porphyroidkeiles W Krimml, der dem Ostende des „Farnbichlkristallins“ auf der Karte Dietikers 1938 entspricht. Dessen Material wurde von Ohnesorge und Hammer als „Porphyrmaterialschiefer“ bezeichnet, während O. Schmidegg 1949 von „porphyrischen Arkosegneisen von gewöhnlich grauer Farbe“ spricht, in denen sich porphyroidartige grünliche Typen finden. Unter dem Mikroskop habe ich hier noch idiomorphe Feldspateinsprenglinge (Kalifeldspate und saure Plagioklasse) sowie Quarz mit schönen Korrosionsschläuchen und -buchten in einer feinen, etwas verschieferten Grundmasse gesehen. Schmidegg gibt auch hier Einlagerungen von schwarzen Tonschiefern an.

Schließlich ist noch ein weißes Quarz-Albit-Porphyr zu erwähnen, welches trotz der strafferen Schieferung und der etwas stärkeren Metamorphose seine ursprüngliche Verwandtschaft mit jenem von Sturmansack nicht verleugnen kann (s. o.), nämlich auch dieselben rostig anwitternden

Ankerite und ebenso keine dunklen Bestandteile führt. Es steht an der S-Grenze der nördlichen Sulzbachzunge etwa 100 m NE der Seekarscharte am S-Abfall des Kleefelder Kopfes an (Frasl 1953 c, S. 153), das ist im W-Teil der Knappenwandmulde zwischen Krimmler Achental und Obersulzbachtal auf über 2700 m Höhe. Auch hier sind die Korrosionsbuchten der Quarzeinsprenglinge in dem trotz der Verschieferung noch deutlich porphyrisch struierten Gestein noch eindeutig erkennbar. Als Feldspateinsprengling tritt ausschließlich praktisch ungefüllter, bis 2 mm großer Albit mit komplexer Verzwilligung auf, der durch eine Vielzahl von niedrig lichtbrechenden Poren wie bestäubt aussieht und zumeist Ankeritausscheidungen führt. Das zwischen NE und ENE streichende, rein vulkanische Material wurde damals nur etwa 100 m weit verfolgt; ein Zusammenhang mit einem schwarzen Phyllit ist jedoch nicht anzunehmen, da bisher rundum kilometerweit kein solcher gefunden wurde. — Dieses ebenso wie das vom Sturmansack (s. d.) wahrscheinlich aus einem Quarzkeratophyr entstandene Porphyroid ist aber nicht der einzige saure Effusivgesteinsabkömmling in der Knappenwandmulde. Ganz abgesehen davon, daß es auch an deren Ostende in der Nähe des Vierlochstadels porphyroidverdächtige Mulden-gesteine gibt, die noch nicht näher untersucht sind, wurden noch in der Nähe der eben genannten Seekarscharte — aber nicht in der streichenden Fortsetzung jenes Porphyroidzuges, sondern etwas südlicher — Gesteine gefunden, die hier anzuschließen sind (N P. 2711, E vom Kleefelder-Kopf). Die kleinen Feldspateinsprenglinge (kompliziert verzwilligte, sehr spärlich mit Klinozoisit gefüllte Albite; max. 2 mm) stecken in diesem Fall in einem recht wechselnd zusammengesetzten Quarz-Albit-Grundgewebe, in dem bei der Metamorphose Biotit, Hornblende, Granat und Zoisit gewachsen sind. Demnach dürfte das Ausgangsmaterial ein Tuffit gewesen sein. — Bei den Porphyroiden der Knappenwandmulde läßt sich vorläufig über ihr Alter nicht mehr aussagen, als das sie ganz bestimmt nicht ins Mesozoikum gehören.

Die metamorphen intermediären Magmatite

liegen fast ausschließlich in Effusivform vor. Hierher gehören verschiedene graugrüne bis gelblich-braungrüne, phyllitische bis gneisartige Gesteine, die bisher im äußeren Habachtal und westlich daran anschließend meist unter der Bezeichnung Albit-Biotit-epidotgesteine (Hammer 1935) oder Biotit-Epidot-Albit-Epigneise (Scharbert 1956), auch kurz als „Misch-gneise“ (Frasl 1949, 1953/c) beschrieben wurden, ohne daß dabei etwas Genaueres über die Herkunft ausgesagt wurde. H. P. Cornelius hatte im wesentlichen diese und etwas saurere Gesteine östlich des Stubachtales unter der Bezeichnung „Chloritfleckenschiefer“ zum Altkristallin gestellt (C. u. C. 1939, S. 200 f.).

Ein entscheidender Schritt zur Aufrollung der Frage nach dem Ausgangsmaterial gelang dann endlich 1955, als im Mühlbachtal in einem von diesen Albit-Biotit-epidotgesteinen nicht nur ein gut erhaltenes porphyrisches Reliktgefüge erkannt wurde, sondern auch Ausfüllungen von runden Blasenhöhlräumen beobachtet werden konnten (Frasl 1956, S. 34). Damit war die ursprüngliche Effusivgesteinsnatur erstmalig sichergestellt, und es war dann auf Grund des Mengenverhältnisses der am Gesteinsaufbau wesentlich beteiligten Mineralien nicht schwer, auf eine intermediäre Zu-

sammensetzung zu schließen. — Die folgende Beschreibung des damaligen besten Teststückes soll eine ungefähre Vorstellung vom Ausgangsmaterial und dem heutigen Aussehen des aus diesem Vulkanit hervorgegangenen gelblichgrünen Schiefers vermitteln. Das Stück stammt aus dem mächtigen Albitbiotitepidotschiefer der Teufelsrinne im Mühlbachtal, und Ähnliches wird bei einiger Geduld auch gewiß noch am Bachschuttkegel 100 bis 200 m N der Brücke 1110, also direkt neben dem Talweg, zu finden sein.

Das Gefügerelikt bildete eine etwa 20 cm lange, nach allen Richtungen völlig unscharf abgegrenzte massigere, etwas hellere Schliere von etwa 5×10 cm Querschnitt in einem viel deutlicher geschieferten, feinstkörnigen Albit-Epidotschiefer mit Chlorit und Biotit, wobei diese dunklen Minerale sowohl zu maximal 2 mm großen Flecken aggregiert, als auch im Albit-Epidot-Gewebe mehr oder minder fein verteilt sein können. Die Schliere selbst war allem Anschein nach nichts anderes als eine etwas widerstandsfähigere Partie in der stärker verschieferten Umgebung, denn die Mineralzusammensetzung ist in beiden Teilen prinzipiell die gleiche und nur der Erhaltungszustand der Reliktminerale und des Reliktgefüges ist als wesentlicher Unterschied anzusehen. Bei der härteren Schliere fallen schon bei der Beobachtung mit freiem Auge die Spaltflächen der bis 8 mm groß werdenden dicktafeligen Feldspate von ganz blaß grünlichgelber Farbe auf, die sich ansonsten kaum von der ebenso grünlichgelb getönten Umgebung mit ihren schärfer abgesetzten Glimmerflecken abheben. Bei genauer Betrachtung erkennt man noch zahlreiche scharf abgegrenzte, kreisrunde oder ovale, meist stecknadelkopfgroße Epidotanhäufungen von intensiv grünlichgelber Farbe. Deren Durchmesser kann aber auch bis 4 mm ansteigen, und noch größere, 8 mm Durchmesser erreichende rundliche Gebilde haben dann innen ein glasklares, farbloses Quarzkörneraggregat und außen nur mehr wenig oder gar keinen Epidot. Mandelförmige, weiße, grobspätige Kalzitanreicherungen sind in den mitgebrachten Bruchstücken bis zu 2 cm groß.

U. d. M. fällt sofort der Unterschied zwischen den großen Plagioklaseinsprenglingen (etwa 32% d. ganzen Vol.) und der Grundmasse (etwa 63%) auf, die hauptsächlich aus Albit (0,03 bis 0,01 mm), schätzungsweise 15% Epidot und ein wenig Quarz besteht. Die Epidotmenge war mikroskopisch nicht genauer erschließbar, weil die einzelnen Körnchen oft etwa 2- bis 4mal kleiner sind als die Schlifflücke. Die Plagioklaseinsprenglinge sind nun Albite (Auslöschungsschiefe \perp MP = -15°) und haben eine sehr lockere Fülle von Hellglimmer und Epidot, die ganz danach aussieht, als wären die betreffenden Stoffe entlang von Spalten und Rissen erst sekundär in den Feldspat eingewandert und nicht vom ursprünglichen Stoffbestand des Feldspats abzuleiten. Auf jeden Fall sind die Einsprenglinge viel weniger mit Epidot gefüllt, als von diesen Mineralien in der Grundmasse steckt. Bei den großen Albiten ist eine recht grobe Lamellierung nach dem Albitgesetz, eine sehr feine und spärliche nach dem Periklingesetz und dann eine Verzwilligung nach dem Karlsbadergesetz zu erkennen. Die grünbraunen Biotitschuppen und grünen Chlorite, die beide etwa 1 mm Durchmesser erreichen, sind meist zu Nestern aggregiert, die den Verdacht erwecken, daß an dieser Stelle ursprünglich ein anderer Mafit (Pyroxen, Hornblende) als Einsprengling steckt. Ihnen hat die Verschieferung am meisten mitgespielt, sodaß man da kaum Formrelikte erkennen wird. Auch die Grundmasse hat ein merkliches Parallelgefüge aufgeprägt bekommen, doch die harten Feldspateinsprenglinge haben trotz manchen Bruchstellen, in denen sich Epidotkörnchen anhäufen, ihre idiomorphe Form behalten, und sie weisen auch keine deutliche Regelung auf. Bei den runden Blausausfüllungen macht sich im Schriff die Deformation des Gesteins insofern bemerkbar, als ihre Ovaloide den längsten Durchmesser immer in derselben Richtung haben. Ihre Abplattung ist aber sicher nicht besonders groß, denn von kreisrunden Querschnitten angefangen findet man höchstens ovale Querschnitte, deren kleinster und größter Durchmesser zueinander wie 1 : 2 stehen. Diese Blasenform und auch eine

gewisse Regelung kann durchaus bei der Erstarrung der Schmelze entstanden sein. Die in der Grundmasse steckenden Blasenräume sind außen gut gerundet und scharf umgrenzt und heute meist von Epidot und Quarz erfüllt. Dabei nimmt der Quarz in der Regel jenen Hohlraum ein, den der Epidot — wenn überhaupt — bei seinem nach innen gerichteten Kristallwachstum im Kern frei gelassen hat. Nur selten beteiligt sich auch Chlorit an solchen Hohlräumeausfüllungen, während der Kalkspat — anscheinend entsprechend seiner korrosiven Kraft bei der Metamorphose — offenbar so manches andere verdrängt hat und sich nicht scharf auf Hohlraumformen beschränkt. Er ist mit etwa 1% an der Schlißfläche beteiligt. — Beim akzessorischen, eigengestaltigen Magnetit (0,2 mm) könnte die unversehrte Gestalt auch erst durch ein späteres Wachstum erklärt werden. Wenig Titanit und Apatit.

Zwei Tatsachen lassen sich daraus für die Bezeichnung des Ausgangsmaterials klar ableiten:

1. dieses war ein Vulkanit, eine zumindest oberflächennahe erstarrte Lava,

2. es muß ein intermediäres Gestein gewesen sein, denn dafür spricht einerseits die Armut an Quarz sowie das auch jetzt in metamorphem Zustand noch völlige Zurücktreten der hellen Glimmer und andererseits der relativ hohe Gehalt an dem Ca-Mineral Epidot, wenn auch in dieser härteren Partie der schieferholde Biotit und Chlorit nur in geringerem Maß auftritt.

Der Epidotgehalt tritt hier durch seine hellgrüne Farbe schon fürs freie Auge sehr auffällig in Erscheinung, sodaß man das Gestein äußerlich für außerordentlich epidotreich halten könnte. Trotzdem muß man sich dessen aber bewußt sein, daß in Wirklichkeit in den im nächsten Kapitel beschriebenen Gabbro- und Diabasabkömmlingen der Epidotgehalt außerhalb der ursprünglichen Mafite noch viel größer ist, ja daß man deshalb von den Plagioklasen im Schliß oft fast nichts mehr sieht, weil sie eben mit Epidotmineralien so sehr vollgestopft sind. Es tritt jedoch bei diesen ehemaligen Gabbros und Diabasen — wenn man von seltenen Fällen, wie z. B. bei der St.-Pöltner Hütte absieht — in der Regel ein fast farbloses Epidotmineral auf, das auch durch die geringe Doppelbrechung als extrem eisenarm ausgewiesen ist. Deshalb also sehen diese Ca-reichen Gesteine, trotz des an Stelle des ursprünglich basischen Plagioklases getretenen enormen Reichtums an Epidotmineralkörnchen längst nicht so epidotreich aus als ein Teil der tatsächlich bedeutend epidotärmeren, intermediären Gesteine, deren Epidot aber wie gesagt meist eisenreicher und daher intensiv gefärbt ist.

Eine genauere Benennung des Ausgangsmaterials halte ich im Falle dieser ehemaligen Lava von intermediärem Chemismus für etwas verfrüht. Außer einem Andesit könnte auch ein Gestein in Frage kommen, dessen Feldspat schon ursprünglich Ca-arm war, wie es beim Keratophyr der Fall ist, doch ist da die Wirkung der jungen Regionalmetamorphose als nicht völlig durchschaubar zu berücksichtigen, die auch nicht entscheiden läßt, ob nicht schon vorher eine variszische Metamorphose von ebenfalls geringer Stärke vorhanden war. Eine chemische Analyse wäre in diesem Falle besonders notwendig, weil sie wohl am ehesten auf den Chemismus des Ausgangsmaterials schließen ließe und damit eine genauere Benennung erlauben würde.

Seit dem Fund im Mühlbachtal wurden reliktsche Ergußgesteinsgefüge und unzweifelhafte Einsprenglingsfeldspate auch an anderen Stellen weiter im Osten wie auch im Westen (Untersulzbachtal, Habachtal) wiedergefunden, jedoch keine sicheren Blasenraumausfüllungen mehr, wenn man von

etwa mandelförmigen Kalkspatanreicherungen an manchen Orten ab-
sieht. — F. Karl erwähnt neuerdings (1956 b) aus dem letztgenannten
Gebiet auch — vorläufig noch ohne nähere Angaben — die Auffindung
von Beweisen für die tuffogene Natur des Ausgangsmaterials (s. u.).

Dort, in der Habachmulde, habe ich schon anlässlich meiner Disser-
tation 1949 eine ziemlich variable, z. T. mehr schieferige, z. T. eher gneis-
artige, aber immer epidot- und biotitreichere Gesteinsgruppe ausgeschieden,
die — wie sich dann 1955 herausstellte — in vielen Partien bis ins letzte
Detail mit den intermediären Gesteinen beiderseits des Mühlbachtals
übereinstimmt und die dementsprechend auch dort mit Sicherheit die Be-
teiligung intermediärer Gesteine am sauren bis basischen Vulkanismus
der Serie B bezeugt. Dieselben Gesteine waren dort zuerst von W. Ham-
mer 1935 östlich des äußeren Habachtals näher als Albit-Biotit-epidotgesteine
gekennzeichnet worden, und dann habe ich ihre Fortsetzung über das Habach-
tal nach Westen verfolgt, wobei sie behelfsmäßig als Mischgneise bezeichnet
wurden (Frasl 1949, 1953 c). F. Karl erwähnt dieselben als „Biotit-Chlorit-
Epidotglimmerschiefer bis Schiefergneise“. Er sieht in ihnen — ohne sie
direkt den intermediären Gesteinen gleichzustellen — ursprünglich tuffo-
genes Material eines ophiolitischen Magmatismus. Eine ausführlichere
Beschreibung von einer dieser (intermediären, möglicherweise auch tuffi-
tischen) Gesteinstypen aus dem Habachtal hat 1956 H. Scharbert ge-
liefert, wobei dafür die Bezeichnungen „Floitit“ und „Biotit-Epidot-Albit-
Epigneis“ angewandt wurden. Erst jüngst hat F. Karl einen 50—200 m
mächtigen Streifen von entsprechenden Biotit-Chlorit-Epidot-Schiefern
bis Gneisen entlang der Südgrenze der Habachzunge quer über das
ganze Habachtal von der Leckbachscharte bis ins Kesselkar verfolgt.

Daß nicht nur die zuerst beschriebenen intermediären Gesteine des
Mühlbachtals und ihrer streichenden Fortsetzung nach Osten und Westen
hin in die Habachserie gehören, wo sich die Zusammenhänge z. B. besonders
schön im westlichen Dittelsbachkar verfolgen lassen (Frasl 1956), sieht man
eindeutig bei den eben genannten intermediären Gesteinen von der Peiting-
alm im Habachtal. Zwischen dem Habachphyllit und den im Süden direkt
anschließenden Biotit-Albit-Epidotschiefern und -gneisen sind dort auf
viele Meter hin die verschiedensten mehr oder minder phyllitisch aussehenden
Übergangsformen entwickelt, und es dürfte wie im Fall des Heuscharten-
kopfgneises auch hier ursprünglich ein Tuffit als Bindeglied zwischen dem
Ton und dem praktisch reinen vulkanischen Material vorgelegen haben,
wobei aber auch das rein vulkanische Material zumindest z. T. schon eine
mehr oder minder weite und intensive sedimentäre Umlagerung mit den
entsprechenden Veränderungen im Mineralbestand und im Gefüge mitge-
macht haben dürfte. Der stellenweise Übergang der intermediären Gesteine
in die ebenfalls vulkanogenen Heuschartenkopfgneise wurde schon vorher
in Zusammenhang mit deren Beschreibung erwähnt, und überdies sind auch
gegen die basischen Gesteine nicht immer scharfe Grenzen vorhanden.

In den intermediären Gesteinen der Habachmulde, und da wieder in
erster Linie bei den schon mehr basischen unter ihnen, ist die Biotit-
sprossung besonders auffällig. Während die immer sekundären, meist ein
wenig verbogenen Biotite aber im allgemeinen nicht über 1—3 mm groß
werden, erreichen sie an manchen Stellen (z. B. im Untersulzbachtal am
Weg von der Jagdhütte 1630 m nach P. 1929, etwa 300 m vor diesem)

sogar 10 mm Durchmesser, und etwa 300 m NW der Feschwand im Habachtal fand ich in Blöcken völlig unversehrte Querbiotite von maximal 7 mm Durchmesser. Der Biotit ist damit ein guter Gradmesser für die Intensität der metamorphen Umwandlung des magmatisch-sedimentären Ausgangsmaterials. Zwischen dem Stubach- und Kaprunertal ist der Biotit in den paläozoischen intermediären Gesteinen weniger auffällig und bleibt meist unter 1 mm Größe. Biotitprossung ist zwar auch noch in den begleitenden basischen Gesteinen zu beobachten, aber im Durchschnitt in geringerem Maße als bei den intermediären, was ja doch darauf zurückzuführen sein dürfte, daß der schon primär höhere oder geringere Kaligehalt in den meisten Fällen eher für den heutigen Biotitgehalt ausschlaggebend war als eine Kalizufuhr, als deren Urheber früher oft der jeweils nächstgelegene Zentralgneis angesehen wurde.

Intermediäre Gesteine, wahrscheinlich anfangs z. T. in Form von Tuffen und Tuffiten, bilden in ganz ähnlicher, nur etwas stärker metamorpher Ausbildung auch gewisse Lagen in der Granatspitzhülle, z. B. in der Schnee-grube E des Felbertaler Hintersees, und in jenen von H. P. Cornelius beschriebenen „Schiefern mit Biotitporphyroblasten“ im inneren Stubachtal, von denen er amphibolitische Herkunft annahm (C. u. C. 1939, S. 39 bis 41). An beiden Orten sind diese heller grünen, biotitführenden Gesteine in durchaus vergleichbarer Weise mit (hier ebenfalls biotitführenden) schwarzen Schiefen verknüpft, wie in der Habachmulde zwischen Habach- und Untersulzbachtal und wie auch im Gebiet beiderseits des Mühlbachtals (Frasl 1955).

Die Trennung der intermediären von den sauren ehemaligen Vulkaniten ist nach dem Mineralbestand und dementsprechend nach der dunkleren Farbe der erstgenannten schon im Gelände mit hinreichender Sicherheit durchzuführen. Dagegen ist die Abgrenzung der intermediären von den basischen, nun metamorphen Vulkaniten bei der Kartierung wesentlich schwieriger.

Eine genaue Untersuchung der metamorphen intermediären Gesteine wäre für weitere stratigraphische und fazielle Vergleiche ebenso von großem Wert wie auch prinzipiell für die Charakterisierung der Auswirkungen der relativ schwachen Regionalmetamorphose auf solche intermediäre Gesteine. Bei diesen Albit-Biotit-Epidot-Schiefern und -Gneisen ist also noch ein weiteres Feld für petrogenetische Studien offen, so auch die Frage, ob hierbei als Ausgangsmaterial nicht etwa neben intermediären Gesteinen der normalen Liparit-Andesit-Basalt-Reihe auch noch Keratophyre eine größere Rolle gespielt haben. Vorläufig aber können wir uns mit der Gewißheit zufriedengeben, daß zur Serie B = Habachserie überhaupt und sogar in beachtlichem Umfang Gesteine gehören, deren Entstehung mit einem Vulkanismus von intermediärem Charakter zusammenhängt.

Die Existenz von ehemaligen Plutoniten von intermediärem Charakter ist bisher — wenn man von den meist zu den Zentralgneisen gerechneten tonalitischen Gesteinen absieht — in den mittleren Hohen Tauern nicht beachtet worden und dürfte auch nur in einem Fall gegeben sein. Es ist nämlich sehr wahrscheinlich, daß die schon 1935 (S. 13) von W. Hammer erwähnten und an die Gabbroamphibolite anschließenden etwas helleren Gesteine oberhalb der Achselalm im Hollersbachtal ursprünglich Diorite und möglicherweise z. T. auch Monzonite waren. Hammer

beschrieb sie als eine feldspatreichere, feinkörnigere, geflaserte Abart des Gabbroamphibolites und erkannte den „floititischen“ Mineralbestand (relativ wenig Biotit, Epidot, Plagioklas; dazu serizitische Pseudomorphosen eines fraglichen, gedrunge gebauten Minerals). Aus einem Schliff Hammers sowie aus zwei eigenen von diesem Gestein (aus dem Traugottstollen und etwas über der Achselalpe entnommen) geht außerdem hervor, daß auch etwas Quarz und Schachbrettalbit sowie grüne Hornblende in dem Mineralbestand dieses Gesteines eintreten können. Die sauren Plagioklase sind weniger mit Epidot gefüllt als im Normalfall der Gabbroamphibolite, waren also wahrscheinlich von Anfang an etwas saurer. Während ich jedoch bis 1953 daran gedacht habe, daß diese eigenartige Mineralkombination durch eine partielle chemische Beeinflussung des Amphibolites (Gabbros) erst in Verbindung mit der Entstehung des nahen Zentralgneises der Habachzunge zustande kam, bin ich nunmehr auf Grund der Erfahrungen über die sonst geringen chemischen Veränderungen in der Peripherie dieses Zentralgneiskörpers eher der Meinung, daß hier schon von vornherein ein intermediäres Differenziat vorlag. Es hat auch trotz des größeren Kornes auf Grund des Mineralbestandes eine unverkennbare Ähnlichkeit mit den intermediären Effusivgesteinsderivaten, die wir oben vom nahen Nordrand der Habachzunge beiderseits des Habachtales beschrieben haben.

— — —

Einige grobe pyroklastische Gesteine sind am ehesten hier anzuschließen, obwohl sie manchmal auch mehr nach der sauren oder der basischen Seite hin tendieren. F. Karl und O. Schmidegg haben schon mehrmals auf grobklastische Anteile in den Grüngesteinen in der Hochregion um den Kl. Fühnagl zwischen Habach- und Untersulzbachtal hingewiesen, die sie als Agglomerate bezeichnen, ohne jedoch nähere Fundorte anzugeben (z. B. Karl 1954). H. Scharbert erwähnt dergleichen auch von den „Nordabstürzen des Blattackkopfes“ (1954c).

Tatsächlich ist auch mir eine derartige unsortierte, grobklastische Gesteinsausbildung mit bis zu 1,5 m Durchmesser der größten eingelagerten Blöcke bekannt, nämlich SW des Kl. Fühnagl bei P. 2323 (Frasl 1949). Die Blöcke haben dort z. T. einen völlig kreisförmigen Querschnitt und sind auch sonst ganz allgemein gut gerundet, dagegen sind die Fragmente von wenigen cm Größe und darunter eher eckig. Die Blöcke haben verschiedenartige Zusammensetzung; manchmal sind es ophitische struierte, ungeschieferte Metabasite mit dichter Epidotfüllung in den Albitleisten, dann wieder z. B. weißliche oder gelbliche äußerst feinkörnige Gesteinstrümmer, die immer sehr epidotreich sind, oder aber Porphyrite und Gesteinstypen, die sich von den metamorphen intermediären bis basischen Effusiven zwischen den verschiedenen groben Einstreuungen und sonst in der Umgebung kaum als heller oder dunkler abheben. Weitere schöne pyroklastische Konglomerate oder Breccien — die Ausgangsform der Fragmente ist hierbei wegen der linsenförmigen Ausquetschung oft nicht sicherzustellen — treten etwa 350 m ENE des Heuschartenkopfes auf. Ihr Bindemittel entspricht in der Mengenzusammensetzung der Mineralien recht gut einem intermediären Vulkanit und die mehrere cm großen Einstreuungen vulkanischen Materials sind z. T. heller und z. T. dunkler (mehr

grün) als dieses Bindemittel. Im Schliff hat sich eines der Gerölle als ungeschieferter aber metamorph gewordener, felsitischer Quarzporphyr oder Quarzkeratophyr bestimmen lassen.

Eine Ähnlichkeit oder nähere Verwandtschaft der groben, vorwiegend pyroklastischen Gesteine aus der Habachmulde mit jenen Konglomeraten, die immer wieder (von Hammer 1936, Schmidegg 1949 und 1951, Thiele, Sander und Karl 1956c) von der Pasteinalm im innersten Schönachtal (südliches Gerlosgebiet) beschrieben oder erwähnt wurden, besteht nicht. F. Karl hat letztere mit dem oberkarbonen Nösslacher Konglomerat sowie mit dem Gainfeldkonglomerat der nördlichen Grauwackenzone und einigen permokarbonischen Konglomeraten der Westalpen parallelisiert. Diese Parallelisierung kann also auf die oben angeführten pyroklastischen Gesteine aus der Habachserie der Habachmulde nicht ausgedehnt werden, sodaß deren genaueres Alter weiterhin fraglich ist.

Grobe pyroklastische Gesteine von genau derselben Art, wie sie auch zwischen Heuschartenkopf und Peitingalm vorkommen, treten auch weiter im Osten auf, z. B. im Mühlbachtal (Frasl 1955) bei der Seppinger-Grundalm, wobei die dunkler grünen, stark linsenförmig ausgewalzten Fragmente ebenso mehrere *cm* Größe erreichen. Ein den vorigen Fällen entsprechendes, ebenso grobklastisches und zugleich vorwiegend vulkanogenes Ausgangsmaterial liegt in etwas stärker metamorphen Zustand auch in der Granatspitzhülle vor, und zwar wurde es da zuerst am Touristenweg unter der Schneegrube, E vom Felbertaler Hintersee, erkannt (Frasl 1955). Dieselbe Herkunft dürfte recht wahrscheinlich auch für ein von H. P. Cornelius als grüne „Schiefer mit Biotitporphyroblasten“ beschriebenes Gestein der Granatspitzhülle aus dem Wurfbachgebiet (Stubachtal) gelten (C. u. C. 1930, S. 41 und 43). Es waren dies offenbar geringmächtige grobe Einstreuungen im überwiegend feineren, vulkanogenen Material.

Die Metabasite

überwiegen an Menge bei weiten über die metamorphen Gesteine der beiden vorgenannten saureren Gruppen, ja sie sind in den mittleren Hohen Tauern wohl die häufigsten Gesteine der Habachserie überhaupt.

Von feinschieferigen Grünschiefern und seltenen Grüngesteinen, die man am ehesten von ungeschiefertem Basaltströmen ableiten möchte (Hollersbachtal), über Prasinite und über Amphibolite mit z. T. noch ophitischem Reliktgefüge bis zu teilweise sehr groben Gabbroamphiboliten gibt es eine Vielzahl von Varianten in gefüglicher Hinsicht und nach der Menge und Ausbildung der einzelnen Gemengteile. Zu den primär verschiedenen Eigenschaften treten dabei ja noch die örtlich sehr ungleichen Auswirkungen mindestens einer Regionalmetamorphose.

Es gibt im ganzen Verbreitungsgebiet wahrscheinlich etwa dieselbe enge genetische und damit auch zeitliche Verknüpfung von vulkanischen Ergüssen und der wahrscheinlich damit zusammenhängenden Tuff- und Tuffitbildung mit den tiefer gelegenen diabasischen und gabbroiden Intrusivmassen, wie sie für das sehr bedeutende Verbreitungsgebiet von Metabasiten S der Habachzunge von F. Karl angenommen wird (Karl 1956,

S. 51). Jedenfalls haben sich feine und grobkörnige basische Gesteine z. B. im Hollersbachtal gegenseitig gangförmig durchdrungen, wodurch die genetische Zusammengehörigkeit der beiden Erscheinungsformen erwiesen ist. Karl spricht nur von submarinen Ergüssen, doch möchte ich das nicht gleich verallgemeinern. Schließlich sind einerseits trotz oft guter Erhaltung von Gefügerelikten überhaupt noch keine Kissenlaven oder Variolite oder Spilite aus diesem Bereich beschrieben worden und andererseits ist bei den damit zusammenhängenden sauren vulkanischen Gesteinen ja auch nicht nur ein großer Tuff- oder Tuffitanteil anzunehmen, sondern auch die Bildung von Arkosen, also auch von Land- oder Küstenbildungen.

Zur Habachserie wurden auf der Karte ohne große Bedenken alle jene grob- oder feinkörnigen Metabasite gestellt, bei denen schon allein durch die enge verbandsmäßige Zusammengehörigkeit mit den saureren ehemaligen Vulkaniten ein Hinweis auf das vormesozoische Alter gegeben ist, aber auch alle Metabasite, die sonst noch innerhalb jener räumlich geschlossenen Serie liegen, deren Schwarzphyllite immer wieder durch Porphyroide und Graphitquarzite (Lydite) als vormesozoisch gekennzeichnet sind.

Beides gilt z. B. für die bisher am besten beschriebenen normalen Metabasite aus der Granatspitzhülle des Glocknergebietes (C. u. C. 1939, S. 35 ff., 53 ff.) *), sodaß wir uns hier unter Hinweis auf die dortige vortreffliche Darstellung die nähere Charakterisierung der Amphibolite, Prasinite, Grünschiefer und „Chloritphyllite“ für die vorliegende Zielsetzung einer Seriengliederung ersparen können. Cornelius hat auch dort durch die Auffindung von vereinzelt Gefügerelikten im Schlift die Ableitung aus gabbroidem oder grobdiabasischem Ausgangsmaterial belegen können, (I. c., S. 36, 55) und es besteht — diese Erfahrung möchte ich hier gleich einflechten — im Bereich der Granatspitzhülle wie darüber hinaus auch im ganzen Verbreitungsgebiet der Habachserie in den mittleren Hohen Tauern kein Grund, bei den verschiedenen Grüngesteinen eine wesentliche Beteiligung von Paragesteinen anzunehmen. Sie sind alle im wesentlichen magmatogen.

Die mächtigen Amphibolite der Granatspitzhülle wurden von Cornelius und Clar (1939, S. 271 f.) versuchsweise zum Altkristallin gestellt, die Prasinite ins wahrscheinlich vorvariszische Paläozoikum. Nach dem heutigen Überblick über den im NW bis an die Salzach reichenden, serienmäßig völlig entsprechenden Schieferhüllenbereich kann aber als viel wahrscheinlicher angenommen werden, daß auch hier die Amphibolite niemals ein altkristallines Stadium durchschritten haben. So gut entsprechen sie nämlich den Gabbro- und Diabasamphiboliten, die in großer Menge im nördlichen Felbertal und besonders im Hollersbachtal entwickelt sind (s. u.) und keinerlei Anzeichen einer höheren altkristallinen Metamorphose vom Typus der Muralpen oder der Schobergruppe besitzen, sondern ebenso wie die die damit verbundenen Phyllite niemals eine Metamorphose von einer solchen Intensität erlitten haben, daß sie z. B. grobe „muride“ Granatglimmerschiefer hätte erzeugen können. In der Granatspitzhülle des Stubachtals ist zwar die (alpidische) Metamorphose auch beim Phyllit

*) Jene ganz geringmächtigen Grüngesteinsbänder, die an der Hangendgrenze der Granatspitzhülle in der Nähe der deckenscheidenden Kalkglimmerschiefer liegen, sind jedoch davon wahrscheinlich auszuschließen und wurden auch bereits auf S 377 als am ehesten der Bündnerschiefer-Serie zugehörig erwähnt.

etwas größer gewesen als nahe der Salzach, sodaß in ihm z. B. Biotitporphyroblasten gesproßt sind. Aber über die dafür notwendigen, relativ geringen Druck- und Temperaturbeeinflussungen ist auch die Metamorphose des Amphibolits sichtlich niemals hinausgegangen.

Wenden wir uns demnach gleich den Metabasiten im nächsthöheren tektonischen Komplex zu, der von Cornelius und Clar die Bezeichnung „Riffdecken“ erhalten hat, der aber noch so weit nach W und N reicht, daß in ihm einerseits die Venediger-Zentralgneise und die Zentralgneise der Habachzunge stecken und daß er bei Mittersill und Hollersbach bis an die Salzach reicht, wobei er nach NE hin mit Teilen der ehemaligen „Nordrahmenzone“ zusammenhängt. Dieser Komplex ist mit zunehmender Nähe an das heutige Salzachtal weniger metamorph überprägt, sodaß dort auch am ehesten das vormetamorphe Ausgangsmaterial der Metabasite erkannt werden kann. So ist im N z. B. das reliktsche magmatische Gefüge nicht nur in vereinzelt Schriffen zu entdecken gewesen, wie wir oben von den Amphiboliten der Granatspitzhülle zitieren konnten, sondern z. B. das ophitische Gefüge ist in verschiedenen Fällen schon dem freien Auge erkennbar erhalten geblieben. In gar nicht bis schwach schiefrig überprägter Form habe ich das ophitische Reliktgefüge z. B. in Metadiabasen von folgenden Stellen gefunden:

SE Uttendorf am markierten Viehtriebweg zur Seetalalm und Lehnbergalm und weiter zur Lärchwand mehrmals in einem schmalen, im Habachphyllit gelegenen Metabasitzug (unmittelbar am westl. Kartenrand von Blatt 123/3 in 1430 m Höhe; in der geologischen Karte von Kitzbühel—Zell a. See als Gabbroamphibolit eingetragen).

SE Mittersill: mehrmals am W-Ende des Metabasitzuges der in der eben genannten Karte nur wenig über der Talebene der Salzach bei Felben ebenfalls als Gabbroamphibolit ausgeschieden ist (Frasl 1955).

In mehreren Blöcken des Hollersbaches unmittelbar unter dem Staudamm am Talausgang.

In Blöcken des Scharnbaches (Hollersbachtal), beim Steg auf 1257 m Höhe.

In Form von Geröllen und Blöcken innerhalb der metamorphen pyroklastischen Gesteine W des Fühnaglkopfes (Untersulzbachtal; s. S. 431). Dort war in den Plagioklasrelikten 60—80% des Raumes durch Klinozoisit ersetzt.

In all diesen Fällen gehören die Gesteine zweifellos der Habachserie an und haben sehr dicht mit besonders eisenarmen Epidotmineralien gefüllte reliktsche Plagioklase, die somit auf einen An-reichen Ausgangsplagioklas schließen lassen. Diese ophitischen Gesteine waren also eindeutig normale Diabase und kein spilitisiertes Material, zum Unterschied von dem grob ophitischen Albit-Stilpnomelan-Diabas vom Wolfbachtal, welcher den Ophioliten der Bündnerschiefer-Serie anzuschließen ist (s. S. 380 f.).

Über einen „fast ophitischen Amphibolit“ mit vielen Relikten von Andesin-Labrador aus der Knappenwandmulde (Neuberg, Untersulzbachtal) berichtete H. Scharbert (1954a). Obwohl sich die Gesteinsserie der Knappenwandmulde nicht ganz mit jener der Habachmulde, also der typischen Zusammensetzung der Habachserie deckt, wird man dieses Gestein doch am besten in diesem Zusammenhang erwähnen; jedenfalls sind keine Anzeichen vorhanden, die eine Zuweisung zum Mesozoikum

rechtfertigen würden, und es ist auf Grund der Lagerungsverhältnisse innerhalb der Krimmler Gneiswalze (Frasl 1953c) auch anzunehmen, daß der ganze Inhalt der Knappenwandmulde jedenfalls vormesozoisch, wenn nicht vor-oberkarbonisch ist.

An anderen Stellen innerhalb des geschlossenen Verbreitungsgebietes der Habachserie habe ich auch porphyrisches Gefüge bei manchen sonst vorwiegend feiner körnigen Metabasiten mit freiem Auge erkannt, so z. B. in der Habachmulde beim Kl. Fühnaglkopf und zweitens völlig unverschiefert in großen Blöcken, die im Habachtal gleich außerhalb der Kramer-Alm auf 1140 *m* Höhe dem Schutt der Höhenrinne oder ihrer unbenannten seitlichen Zubringer angehören. Letzteres ist ein dunkelgrüngraues Gestein mit maximal 12 *mm* großen, schmalen, oft gekreuzten Feldspatleisten, die sehr dicht mit äußerst eisenarmen Epidotmineral-körnchen gefüllt sind. Die Hornblendeeinsprenglinge sind bis 4 *mm* groß und grün (pseudomorph nach Pyroxen?). Das Gestein sieht äußerlich manchen bekannten Labradorporphyriten recht ähnlich und hat entlang einzelner Störungsflächen haufenweise Biotitporphyroblasten entwickelt. Ein drittes Gebiet, in dem man das porphyrische Reliktgefüge — das im Zusammenhang mit dem speziellen Mineralbestand auf die ursprüngliche Anwesenheit von Diabasporphyriten hindeutet — öfters findet, ist das Lützelstübachtal (Guggernbach der Karte 1 : 25.000), eine westliche Abzweigung des Stübachtals (bei P. 1541, oberhalb der Wiedrechtshausener Alm). Noch weiter östlich ist das entsprechende Material trotz stärker verschieferter Ausbildung noch sehr gut zu erkennen, und zwar im Dittelsbachtal, einem kleinen Seitentälchen der Salzach westlich des Kapruner Tales (Dittelsbach, E P. 2111 in engster Verbindung mit verschiedenen sauren Effusivmaterialschiefen und mit Habachphyllit). Dort sind in einer dunkelgrünen Grundmasse z. B. noch 4 *mm* große idiomorphe Plagioklasrelikte (gefüllt) sowie Chlorit-Hornblende-Pseudomorphosen nach Pyroxen (?) von mehr als 1 *cm* Größe eingebettet.

Welche basischen Ausgangsgesteine sich in denjenigen feinkristallinen Grünschiefern und Prasiniten verbergen, die kein freiäugig erkennbares Reliktgefüge aufweisen, aber in großen Massen mit den bereits als reliktführend genannten Gesteinen zusammen einen wesentlichen Teil der Habachserie besonders in der Nähe des Salzachtals ausmachen (wie z. B. die Eintragung der „Chloritschiefer und Hornblendeschiefer“ in der geologischen Karte von Kitzbühel—Zell am See im Felber- und Hollersbachtal zeigt), kann noch nicht überblickt werden. Es liegen über diese Gesteine, die man wegen des höheren Alters zwangsläufig von den Grünschiefern und Prasiniten der Bündnerschiefer-Serie trennen muß und die auch zumeist etwas anders als diese aussehen, noch keine genaueren petrographischen Untersuchungen vor. Es ist wohl damit zu rechnen, daß sich darin neben Tuffen und Tuffiten auch ursprünglich spilitische Gesteine verbergen; manche Blöcke vom Ausgang des Hollersbachtals — wo man sich am leichtesten eine Übersicht auf Grund des frischen Materials holen kann — sehen aber eher so aus, als wäre ein Basalt nur ganz wenig geschiefert und metamorph geworden.

Keinesfalls ist bei den Gabbroamphiboliten mit einer Spilitisierung zu rechnen, und es wurden auch tatsächlich von den verschiedensten Autoren

(Cornelius, Hammer, Leitmeier, Frasl) und von den verschiedensten Teilgebieten im allgemeinen stark mit Epidotmineralien gefüllte — also vormetamorph Ca-reiche — Reliktfeldspate beobachtet, soweit solche Relikte überhaupt noch erhalten waren, was z. B. in dem von Cornelius und Clar 1939 beschriebenen Gebiet des Stubach- und Dorfertaales unvergleichlich seltener vorkommt als im Norden z. B. im nördlichen Hollersbach- und Habachtal.

Von dort stammt auch Leitmeiers Beschreibung (1937, S. 279 ff.) von Amphiboliten aus der Gegend der Smaragdlagerstätte, an der SE-Seite der Habachzunge. Bei einem dieser — wie auch anderenorts oft — biotitführenden Amphibolite wird sogar über das ausnahmsweise Auftreten eines basischen, „Labrador-nahen“ Plagioklases berichtet (Maier-Alpe, Habachtal), während auch dort normalerweise eine dichte Füllung der Plagioklase durch ein Mineral der Epidotgruppe vorliegt. — Eine weitere kurze Charakteristik eines hier üblichen Gabbroamphibolits hat W. Hammer (1935, S. 13) von der Achselalm gegeben. — Besonders grobe Gabbroamphibolite sind mir einesteils in großen Mengen in der Schneegrube NE der Leckbachscharte (oberstes Scharnbachtal, Hollersbachtal, W) aufgefallen, anderenteils in viel geringeren Mengen im Metabasitkeil W der Kramer-Alm im Habachtal N der Habachzunge. Am letztgenannten Fundpunkt erreichen die gedrungen gebauten und etwas verquälten grünen Hornblenden (wahrscheinlich pseudomorph nach Pyroxen) sogar 60 mm-Größe, während die dazwischen liegenden schmutzigweißen Felder höchstens halb so groß sind. Diese werden von Plagioklasen eingenommen, die in ihren Umrissen noch gut erhalten sind, aber so dicht mit sehr eisenarmen oder eisenfreien Epidotmineralkörnchen gefüllt sind, daß man den dazwischen befindlichen sauren Plagioklas mit undeutlicher grober Zwillingslamellierung kaum mehr näher bestimmen kann. — Eine gute Vorstellung von der bunten Abfolge der Metabasite im Habachtal und von deren Werdegang vermittelt die kurze Darstellung von F. Karl (1956 b).

Ähnlich grobe und kaum eine Regelung aufweisende Gabbroamphibolite sind z. B. auch noch SW der St. Pöltener-Hütte zu erkennen, aber wieviel stärkere chemische Veränderungen haben doch diese Gesteine da in der Nähe des Hauptkammes in den bestehenden Kristallgebäuden und bei den feineren Neukristallisaten mitgemacht! Bei manchen ist es dann in der Nähe des Granatspitzkernes kaum mehr oder gar nicht mehr möglich, zu entscheiden, ob sie noch gabbroide Gesteine der Habachserie sind, die erst alpidisch (und vielleicht auch schon im Paläozoikum, aber auch dann nur schwach) metamorphisiert worden sind, oder ob sie nicht doch eher zu den Amphiboliten des Altkristallins gestellt werden sollten, die zuerst noch höher metamorph waren, also etwa der Amphibolitfazies im Sinne von Eskola angehört haben. Vor dieser Frage steht man manchmal z. B. bei den Amphiboliten um den Hintersee des Felbertales, die schon zum Großteil der Granatspitzhülle zuzurechnen sind, und ebenso beim Aderspitz S des Granatspitzkernes (Cornelius 1942 e, Benedict 1952, G. Fuchs 1956). Beim letztgenannten Amphibolit tritt außerdem bereits die Injektion sauren Materials in Erscheinung, die für einen Teil der Metabasite der Riffeldecken, z. B. besonders jener im Bereich der Großglocknerkarte, charakteristisch ist. Cornelius und Clar haben von dort die Amphibolite und Prasinite sowie die lagenweise injizierten Prasinite schon aus-

fürlich beschrieben (1939, S. 72—83) *) und „mehr gefühlsmäßig“ zum damals noch voraläozoisch gedachten „Altkristallin“ gestellt (1939, S. 271 f.). An der Vorstellung, daß diese Grüngesteine der Riffdecken im Gebiet der Glocknerkarte jedenfalls vormesozoisch sind, wird kaum zu rütteln sein, ob sie jedoch nach der hier gebrauchten Einteilung alle oder z. T. zur Serie A oder B gehören, das läßt sich vorderhand noch nicht mit Bestimmtheit entscheiden. Diese Frage hängt auch mit dem Alter der nachherigen örtlichen Injektion zusammen, und diese kann da meiner Ansicht nach bis ins Oberkarbon hinaufgehen, aber auch z. T. oder ganz kaledonisch oder noch älter sein. Hier ist noch etliches für künftige Bearbeitungen offen, aber es will mir auf Grund meines Einblickes besonders in die Situation des z. T. geringer metamorphen Gebietes zwischen Felber- und Stubachtal scheinen, daß dort wie im Glocknergebiet im wesentlichen doch die Metabasite der Serie B (= Habachserie) injiziert wurden.

Wie viele von allen Grüngesteinen, die Cornelius in der Nordrahmenzone gefunden und beschrieben hat, nun tatsächlich zur Habachserie zu stellen sind, sieht man beim Vergleich von Tafel XXV mit seinen Karten. Es sind das alle Grünschiefer und Prasinite, die mit sauren metamorphen Effusivgesteinen und den lyditiführenden Habachphylliten in einem geschlossenen Zug zusammenhängen. Dazu gehören auf jeden Fall die von Cornelius beschriebenen und ihm als aberrant aufgefallenen Prasinite von der Moser-Alm und vom Flachbichl (beide SE Uttendorf; C. u. C. 1939, S. 220 f.), ebenso die Prasinite von der Stangerhöhe und P. 2344 (l. c., S. 220) und hauptsächlich die meisten „Grünschiefer“ (l. c., S. 201 f.), die er damals zum Altkristallin stellte, nicht aber die Grüngesteine von Wiedrechts- hausen (l. c., 203 ff.), die wirklich zur altkristallinen Serie A gehören.

Mit der Randbemerkung, daß in der Granatspitzhülle auch hornblenditische Amphibolite und dunkle Hornblendeschiefer in größeren Partien vorkommen, die bereits Cornelius in den meisten Fällen gekannt hat, kann die Aufzählung der Grüngesteine der Habachserie in den mittleren Hohen Tauern abgeschlossen werden.

Wahrscheinlich ließe sich bei chemischen Untersuchungen herausarbeiten, daß zwischen den basischen Gesteinen der Habachserie und jenen der Bündnerschiefer-Serie schon primär ein deutlicher chemischer Unterschied bestand, der — wenn man von Konvergenzerscheinungen absieht — sich heute in einem fast generellen, aber bisher noch nicht exakt faßbaren Farbunterschied ausdrückt, obwohl bei beiden im wesentlichen dieselben Hauptkomponenten auftreten: Chlorit, Hornblende, Albit, Epidot, eventuell Biotit. Es ist auch anzunehmen, daß man auf feinere Unterschiede z. B. bei den Chloriten und Epidotmineralien achten muß, wenn man hier auf Gesetzmäßigkeiten kommen will, die schließlich in Fragen der Serienzugehörigkeit bei Zweifelsfällen der Kartierung weiterhelfen könnten. Wesentlich wird aber immer für den rascheren Fortschritt bei der Erforschung des Ausgangszustandes sein, daß man bei den am schwächsten metamorphen Gliedern der Serie mit der Untersuchung beginnt und nicht im Injektionsbereich der Zentralgneisungen oder aber in der Nähe des Hauptkammes im Starkwirkungsbereich alpiner Metamorphose.

*) Hiervon müssen wir aber die auf S. 377 wegen ihrer Verbindung mit Kalkglimmerschiefern bei der Serie E (= Bündnerschieferserie) genannten kleinen Gesteinsbänder und -linsen wahrscheinlich ausnehmen.

Es erscheint mir noch die Tatsache der Hervorhebung wert, daß in den alten basischen Gesteinen viel häufiger das ursprüngliche Gefüge erhalten geblieben ist als in den basischen Gesteinen der Bündnerschiefer-Serie. Bei den erstgenannten sieht man z. B. im nördlichen Hollersbachtal wie auch bei der Feschwand im Habachtal manchmal sogar die Quergriffe von feineren und gröber körnigen basischen Gängen in die ebenfalls basische Umgebung. Nach längeren Vergleichen kam ich zu der Vorstellung, daß dieser Unterschied in der Erhaltung beider Ophiolitgenerationen darin begründet ist, daß die älteren Gesteinsserien (A, B) als ganze vor der alpidischen Metamorphose schon besser verfestigt waren und daher der alpidischen Verschieferung eher trotzen konnten, als die noch jungen und daher in vielen Teilen weicheren nachtriadischen Gesteinssmassen. Andererseits ist auch anzunehmen, daß schon primär gewisse Unterschiede in der Erscheinungsform beider Ophiolitgruppen vorlagen, vielleicht ein größerer Anteil an Tuffen oder noch eher eine durchgreifendere Spilitisierung (Autometasomatose) mit der damit verbundenen Bildung des schieferholden Chlorits bei den jungen, im Durchschnitt jetzt mehr schieferig entwickelten basischen Gesteinen*), während bei ihnen ursprünglich grobe Gabbros — im Gegensatz zum massenhaften Vorkommen von Gabbroamphiboliten in der Habachserie — nur ganz ausnahmsweise zur Ausbildung gekommen waren.

Serpentin, Peridotit, Pyroxenit

Gegenüber den zur Serie E (= Bündnerschiefer-Serie) gehörigen jungen Serpentin, deren größter Repräsentant der Heiligenbluter Serpentinzug ist, gehören andere berühmte Ultrabasitvorkommen der mittleren Hohen Tauern entsprechend ihrer geologischen Verknüpfung eindeutig in den vormesozoischen Gesteinskomplex, und zwar in den meisten Fällen recht offensichtlich zur Habachserie.

Davon sei zuerst der Serpentin der Schwarzen Wand an der SE-Seite der Habachzunge (Hollersbachtal) erwähnt, den Weinschenk petrographisch untersuchte, sowie dessen Fortsetzung über die Leckbachscharte nach SW ins Habachtal, wo er z. T. in Talkschiefer umgewandelt ist (H. Leitmeier 1937). Die daran anschließenden Metabasite gehören unzweifelhaft zur paläozoischen Habachserie, während nach heutiger Kenntnis die Kartenentfernung bis zum nächsten Mesozoikum — dem Wenns-Veitlehener Kalk — 5 km beträgt.

Hier ist am ehesten ein ganz kleines Serpentinvorkommen anzuschließen, welches ober der Feschwand im Habachtal (150 m N P. 2260), also am N-Rand der Habachzunge an der Grenze gegen die metamorphe Masse der paläozoischen Vulkanite der Habachmulde liegt. Im mikroskopischen Bild tritt dort das Gittergefüge in den Vordergrund.

Der etwa zur Hälfte am S-Rand der geologischen Karte von Kitzbühel—Zell a. See eingetragene, große Serpentinstock des Felbertales ist 3 km südlich von Mittersill gelegen (Hammer 1937, Cornelius 1939, Fischer 1947). Er befindet sich dort in der noch nicht ganz geklärten nördlichen Grenzregion des seit Cornelius bekannten Altkristallinzuges gegen die sonst die ganze Gegend viele km weit aufbauende Habachserie.

*) Eine bemerkenswerte Parallele für diese stärkere automorphe Umwandlung der jungen basischen Magmatite ergibt sich beim Vergleich der alten mit den jungen Ultrabasiten, worauf am Ende des nächsten Kapitels hingewiesen wird.

Nach den bisherigen Erfahrungen ist er aber eher nicht von höher metamorphen Gesteinen, sondern in der Hauptsache vom Habachphyllit und Prasiniten der Habachserie umgeben. In diesem Fall sind die nächstgelegenen mesozoischen Gesteine die Triasgesteine der Enzinger Wand in mindestens 4 km horizontaler Entfernung.

Zwei dem Felbertaler Serpentin im Aussehen des Materials und wegen der Stellung im nördlichen Grenzbereich des Altkristallins gegen die Habachserie entsprechende, aber recht kleine Vorkommen liegen rund 2 km östlich desselben, schon am Abfall gegen das Stubachtal. Die eine Linse verläuft nach der Eintragung in der Manuskriptkarte von H. P. Cornelius von der Kühstein-Alm nach SW bis P. 1682; das zweite, noch kleinere Serpentinorkommen habe ich etwa 200 m SSW P. 1932, das ist genau in der Mitte der Verbindungslinie zwischen Kühstein-Alm und Bräu-Hochalm, bei einer Übersichtsbegehung 1955 angetroffen.

Das größte und am besten bekannte hierher gehörende Vorkommen ultrabasischer Gesteine ist aber die 4 km lange Serpentinlinse beim Enzinger Boden des inneren Stubachtales sowie deren Fortsetzung gegen SE, wovon eine kleinere Linse den Roten Balfen N des Tauernmoos-See und die zweite den als Mineralfundpunkt berühmten Totenkopf am Westgrat der Hohen Riff aufbaut. Hierüber liegen die Aufnahms- und neueren gründlichen Untersuchungsergebnisse von H. P. Cornelius (C. u. C. 1939) vor, die an die klassischen petrographischen Studien von Becke und Weinschenk anschließen. In diesem z. T. ganz vortrefflich aufgeschlossenen Ultrabasitkörper sind noch Peridotite und Pyroxenite in großem Umfang erhalten und mit dem Serpentin und etwas Talkschiefer verbunden. Alle diese Gesteine zusammen sind dem basalen Amphibolitzug der Granatspitzhülle eingelagert, der nachweisbar älter ist, als der Zentralgneis des Granatspitzkerns (C. u. C. 1939). Ein direkter Zusammenhang mit irgendwelchen mesozoischen Gesteinen ist nach den Aufnahmen von Cornelius und Clar nirgends gegeben. Da außerdem keine eindeutig altkristallinen Gesteine benachbart sind, nehme ich auch bei diesen Ultrabasiten die Zugehörigkeit zur Serie B als das Wahrscheinlichste an, umso mehr, als ja auch die am engsten mit ihnen verknüpften Amphibolite und Biotitporphyroblastenschiefer der Granatspitzhülle zur Habachserie gehören (vgl. S. 414 und voriges Kapitel).

Zu den Serpentin der Habachserie gehört höchstwahrscheinlich auch die fast $\frac{1}{2}$ km lange Serpentinlinse unter der unteren Ödenwinkelscharte, die Cornelius und Clar (1939, S. 83) beschrieben und an die Basis der Riffdecken stellten. Sie gleicht nach diesen Angaben in ihrem Aussehen dem Serpentin des Totenkopfes und muß von dem zweiten von Cornelius und Clar (1939, S. 84) genannten Serpentinorkommen innerhalb der Riffdecken der Glocknergruppe serienmäßig unterschieden werden, welches sichtlich eher mit den jungen Kalkglimmerschiefern und Prasiniten zusammengehört.

Schließlich hat H. P. Cornelius drei kleine Serpentinlinsen, die nicht über 150 m lang werden, W über dem Hintersee des Felbertales, also schon W des Granatspitzkernes, in seine Manuskriptkarte eingezeichnet. Sie sind dort an einer NS verlaufenden Linie aneinandergereiht und in gleichbleibendem Niveau den Amphiboliten und Biotitporphyroblastenschiefern der Habachserie der Granatspitzhülle eingeschaltet.

Der auffallendste Unterschied zwischen dieser älteren Ultrabasitgeneration und den jungen Serpentin der Bündnerschiefer-Serie ist gewiß,

daß sich bei der älteren Generation z. T. noch sehr bedeutende Peridotit- und Pyroxenitanteile erhalten haben, während im jungen Serpentin keine Reste von Peridotit und höchstens recht spärlich verstreute Pyroxenrelikte zu finden sind. Mag sein, daß hier schon ein bedeutender primärer Unterschied im Entwicklungsgang der beiden Ultrabasitgruppen vorliegt, daß nämlich — wie mir Prof. P. Bearth auch von westlich anschließenden und z. T. weniger metamorphen Teilen des alpinen Orogens mitgeteilt hat — die mesozoischen Ultrabasite durchgehend wahrscheinlich schon autometamorph serpentisiert worden sind, während in älteren Serien z. T. noch bis heute die ursprüngliche Ausbildung als Peridotit usw. erhalten geblieben ist. Um die Anwendbarkeit dieser petrogenetischen Aufteilung für die Hohen Tauern bekräftigen zu können und um außerdem die wahrscheinlich vorhanden gewesenen primären Unterschiede im Chemismus der beiden verschiedenalterigen Ultrabasitgruppen herauszufinden, bedarf es noch gründlicher geologischer und petrographischer Vergleichsstudien. Jedenfalls sind Unterschiede im Aussehen der Serpentinesteine der beiden Gruppen zu bemerken, und die teilweise vorhandene Ähnlichkeit oder auch völlige Gleichheit besonders bezüglich der randlichen Reaktionsprodukte (Talkschiefer, Strahlsteinfelse usw.) geht hauptsächlich auf Konto der Konvergenzen infolge der gleichartigen nachträglichen Regionalmetamorphose.

Damit ist also die Zusammenstellung der magmatogenen Gesteine der vormesozoischen Habachserie abgeschlossen. Es war dabei nie eine genaue petrographische Darstellung derselben beabsichtigt, sondern nur eine geologische Abgrenzung unter Kennzeichnung einiger wichtiger erscheinender Typen, eine Begründung und Erläuterung der auf der Karte angewandten Serienzuweisung. Nun, da durch die Seriengliederung die Prinzipien entweder der Zusammengehörigkeit oder in anderen Fällen der großen Altersverschiedenheit innerhalb der vielfaltigen magmatogenen Metamorphite klargestellt sind, wird es erst so richtig möglich sein, die Summe der Gesteine eines einzelnen erdgeschichtlich wichtigen magmatischen Zyklus petrogenetisch — mit der Hauptfrage nach der Variationsbreite ihres Ausgangsmaterials sowie der Frage nach eventuell vorhandenen Anzeichen polymetamorpher Vorgänge — näher zu durchforschen. Dies ist aber dann ein wichtiger Beitrag zu einer klareren Übersicht über die Gesamtentwicklung dieses von dem gewohnten in so vieler Hinsicht abweichenden Teiles der Alpen in den entsprechenden geologischen Zyklen.

Es wäre z. B. eine sehr dankenswerte und wegen der vielseitigen Probleme auch interessante Aufgabe für einen Petrographen oder besser für eine Petrographenschule, solche petrogenetische Studien an den magmatogenen, oft noch gut erhaltenen Gesteinen der Habachserie anzustellen und sie auch mit ähnlichen Magmatitgesellschaften in den vormesozoischen Serien der Ostalpen (besonders in der Grauwackenzone von Kitzbühel—Zell a. See oder des Palten-Liesinggebietes, in der Magdalensbergserie und der Plengeserie in Kärnten sowie mit den Amphibolit- und Porphyroidlagern im Phyllit des Defereggengebietes in Osttirol) zu vergleichen. Eine Reihe chemischer Analysen könnte schließlich eine Vorstellung vom damaligen provinziellen Verhältnis der Magmatite vermitteln, wie solche provinzielle Verschiedenheiten z. B. sehr schön von E. Niggli in den Schweizer Alpen herausgestellt wurden (Cadisch u. Niggli 1953).

Sonstige, vorläufig der Habachserie zugerechnete Gesteine

Bisher wurde ein Überblick über die wichtigeren Gesteine der Serie B = Habachserie gegeben, und die dabei besprochenen Gesteine machen den größten Teil der zur Habachserie gehörigen Fläche auf der Karte der mittleren Hohen Tauern aus. Es waren dies diejenigen Materialien, bei denen die Ableitung von einem bestimmten sedimentären oder magmatischen Ausgangsgestein wenigstens annäherungsweise möglich war.

Etwas anders gelagert ist die Situation im östlichen Grenzgebiet des Altkristallins im Stubachtal, wo die von Cornélius in seiner Manuskriptkarte als „Muskowitschiefer bis Phillite“ eingetragenen Gesteine, welche z. B. die Trogschulter über Wiedrechtshausen in etwa 1000—1200 m Höhe bilden, überhaupt noch nicht näher auf ihr Ausgangsmaterial untersucht sind, sodaß sogar die Frage ob sedimentogen oder zumindest teilweise vulkanogen vorläufig offenbleiben muß. Trotzdem ist eine etwaige Zuweisung zu den jüngeren Serien (C bis E) auf Grund der Verbandsverhältnisse mit Sicherheit auszuschließen und außerdem auch keine offensichtliche Affinität zum echten Altkristallin-Bestand vorhanden; also bleibt vorläufig nichts anderes übrig als die Zuweisung zur Habachserie ganz allgemein, deren Habachphyllite in Begleitung von Lyditzügen die wichtigsten Anrainer sind.

Im Westen der Habachmulde hat sich der Charakter der Gesteine mit zunehmender metamorpher Überprägung in Verbindung mit vermehrter Lösungswanderung oft bis zur Unkenntlichkeit des Ausgangsmaterials verändert. Es streichen aber eindeutig die Gesteine der typisch entwickelten Habachserie von NE herein, und wenn irgendwo noch Gesteine mit ableitbarer Herkunft auftreten, dann passen auch sie gut in die Habachserie.

Ob dagegen die zwischen den Zentralgneisen z. T. ebenso höher metamorph gewordenen Schiefer der Knappenwandmulde mit ihren Amphiboliten, Paragneisen und Porphyroiden wirklich ursprünglich voll der Habachserie entsprachen oder ob hier nicht eher eine vielleicht noch etwas ältere Serie anzunehmen wäre, möchte ich derzeit noch offenlassen. In beiden ebengenannten schwierigen Muldengebieten wird in diesen Jahren von F. Karl und O. Schmidegg im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt genau kartiert, wovon aber nur einige kurze Aufnahmsberichte vorliegen, so besonders über die westliche Habachmulde von F. Karl (1952 b, 1954 *)).

Das Sulzauer Parakristallin, das ich im Norden der nördlichen Sulzbachzunge beim Austritt des Untersulzbach- und Obersulzbachtales in das Becken von Sulzau kartiert und kurz gekennzeichnet habe (Frasl 1949, 1953 c) und wovon vorher W. Hammer in Übereinstimmung mit den ersten Angaben Th. Ohnesorges hauptsächlich „Porphyrmaterialschiefer“ nannte, ist allen Vergleichen nach als sicher vormesozoisch anzusehen. Es ist zwar nicht identisch mit der Habachserie, denn es fehlen z. B. die Massen schwarzer Phyllite, aber möglicherweise entspricht es einem

*) Weitere kurze Beschreibungen über die Habachmulde liegen vor von W. Hammer (1935, östl. des Habachtales) und G. Frasl (1953 b, gesamter Umfang, tektonische Stellung). Vorberichte von O. Schmidegg (1954, S. 72) und F. Karl (1956, S. 49) betreffen besonders das Kammgebiet zwischen Untersulzbachtal und Habachtal (= Fühnaglkamm), ähnlich wie auch ein Vorbericht von H. Scharbert (1954 c).

kleinen zeitlichen Abschnitt dieser Serie. Man könnte auch unabhängig davon nach Vergleichen mit westalpinen Mustern dort einfach eine Karbonmulde annehmen. Möglicherweise hilft dort am ehesten der Vergleich mit der Stratigraphie des Gerlosgebietes weiter — im Osten ist mir jedenfalls für die Gesteine des Sulzauer Kristallins keine gute Entsprechung bekanntgeworden.

Zur Altersfrage der Habachserie

Im vorigen wurden die Komponenten einer in den wesentlichen Zügen gut abgrenzbaren und zugleich stratigraphisch zusammenhängenden Gesteinsserie beschrieben, die einerseits durch eine homogene Schiefer-sedimentation — grob vergleichbar den Graptolithenschiefern — gekennzeichnet ist, andererseits aber durch eine sehr bedeutende, mindestens teilweise synsedimentäre Ophiolithförderung, bei der die Förderung intermediärer und sogar auch saurer Effusiva wohl am ehesten als späte Begleiterscheinung zu werten sein dürfte. Die Habachserie hat daher einen echt geosynklinalen Charakter, und man muß sie wegen ihres großen Umfangs der viel bekannteren, ebenfalls geosynklinalen Bündnerschiefer-Serie als etwas durchaus Gleichwertiges gegenüberstellen. Auf Grund der relativ großen Mächtigkeit ist man auch zur Vermutung geneigt, daß die Dauer ihrer Ablagerung mindestens dem Zeitraum einer ganzen geologischen Formation gleichkommt.

Welche Anhaltspunkte für die Alterseinstufung dieser bisher völlig fossilleeren Gesteinsmassen sind nun vorhanden?

Ein wesentlicher Hinweis ergibt sich schon aus den normalen Profilen im nördlichen Stubachtal, wo die Habachserie zwischen dem Altkristallin (im Kern der Falte) und dem mächtigen Mesozoikum mit der permoskythischen Wustkogelserie an der Basis liegt. Die Habachserie ist wahrscheinlich durch eine große primäre Diskordanz von der nachfolgenden und gänzlich anders garteten, nämlich wegen der Arkosen und Sandsteine am ehesten kontinentalen Wustkogelserie getrennt. In der Wustkogelserie dürften — wie schon weiter vorne ausgeführt — skythische Schichten mit permischen von der Art des Grödener Sandsteins vereinigt sein, sodaß die darunter liegende Habachserie höchstens ins untere Perm hinaufreichen könnte.

Untere Altersbegrenzung. — Während man früher einfach angenommen hätte, daß der altkristalline Gesteinsbestand der Serie A schon wegen der höheren Metamorphose unbedingt älter sein müsse als der niedrig metamorphe Gesteinsbestand der Habachserie, und während man früher auch „alkristallin“ einfach mit präkambrisch gleichgesetzt hat, ist man heute in den Ostalpen ganz allgemein in dieser Hinsicht vorsichtiger geworden. Es ist mit der beobachteten Unterlagerung von B durch A nämlich noch kein Anhaltspunkt für das höchstmögliche Alter von B gegeben, denn es könnte hier ebenso wie in anderen Gebirgstteilen (Kärnten, Steiermark) tatsächlich dasselbe Ausgangsmaterial in zwei verschiedenen stark metamorphosierten Stadien vorliegen; d. h. Serie A und Serie B wären ursprünglich gleich alt gewesen, und nach einer von Ort zu Ort variablen Metamorphose wären irgendwann (kaledonisch? variszisch oder sogar noch alpidisch?) die verschiedenen umgeprägten Partien so gegeneinander verschoben worden, daß ein Hiatus in der Stärke der Metamorphose sichtbar

wurde. Entsprechend dieser Sachlage fehlt eine sichere Altersbegrenzung der Serie B = Habachserie nach unten hin.

Eindeutig sind noch die Altersbeziehungen der Habachserie gegenüber der Intrusion des Zentralgneises z. B. der Habachzunge. Diese wird so wie die Intrusion des granitischen Substrats der beiden Sulzbachzungen nach neueren Beobachtungen von K. Karl (1956 a) und G. Frasl (1953, 1958) als vormesozoisch angesehen, und diese Intrusionen haben jedenfalls die verschiedensten Gesteine der Habachserie, von den schwarzen Schiefnern bis zu den Ophiolithen bereits vorgefunden und z. T. durchbrochen; ob jedoch alle Gesteine der Serie B älter sind als diese Intrusionen, ist zweifelhaft. Nebenbei gesagt, muß auch an einen möglichen genetischen und zeitlichen Zusammenhang der Porphyroide der Habachserie mit bestimmten granitischen Zentralgneisen gedacht werden, denn die Vulkanite brauchen ja zugehörige Tiefenmassen; aber das alles hilft vorläufig nicht weiter, solange wir auch bei den Zentralgneisen der genannten Zungen nur allgemein angeben können: vormesozoische Platznahme.

Versuchen wir demnach den Vergleich mit ähnlichen Serien in den übrigen Alpen und in deren Umgebung!

Im Pennin der Schweizer Alpen, die man meist als erste zum Vergleich heranzieht, liegt nach der Zusammenstellung von J. Cadisch und E. Niggli höchstens in den Casannaschiefern etwas vage Vergleichbares vor, doch führt das zu keiner genaueren stratigraphischen Einstufung, weil dieselbe auch bei den Casannaschiefern selbst noch recht unsicher und umstritten ist.

Dafür gibt es mit dem Altpaläozoikum der nahen nördlichen Grauwackenzone bei Zell a. S. eine Reihe vortrefflicher Übereinstimmungen: allen voran die Massen schwarzer Phyllite und Tonschiefer und die mengenmäßig gut entsprechenden Ophiolithe — wobei dort jedoch neuerdings die große Bedeutung der Spilite erkannt wurde (F. Angel 1956), denen wir hier derzeit noch nichts sicher Entsprechendes gegenüberstellen können. In beiden Gebieten gibt es Lydite, und nun wurde auch hier in der Habachserie das erste Rohwand-Vorkommen bekannt. Bei Kitzbühel gibt es in der Grauwackenzone in recht gut vergleichbarer Menge Porphyroide, wenn auch die petrographische Übereinstimmung nicht gar so groß zu sein scheint, wie der gleiche Name hier und dort besagt, denn nach meinem bisherigen Eindruck führen die Porphyroide bei Kitzbühel eher Kalifeldspat-Einsprenglinge, während hier der saure Plagioklas bei weitem überwiegt*). Intermediäre Vulkanite sind aus dem Gebiet der Salzburger Grauwackenzone bisher nicht bekanntgeworden, was sehr bemerkenswert ist, denn in den Tauern sind sie in den verschiedensten Gebietsteilen der Habachserie nicht zu übersehen. Es ist aber auch möglich, daß man dort bisher noch nicht so sehr darauf geachtet hat und sie wegen der voraussichtlich ebenso grünen Farbe einfach mit den Metabasiten vereinigt hat. Schließlich ist ja in den ganzen Ostalpen nur die große Verbreitung einerseits saurer und andererseits basischer Vulkanite im Altpaläozoikum bekanntgeworden, während in demselben Raum kaum Angaben über nur einigermaßen vergleichbare Vorkommen von intermediären Vulkaniten zu finden sind. — Eine weitere Schwierigkeit ergibt sich beim Vergleich mit der Salzburger Grauwacken-

*) Hier könnte eine genauere petrographische Erfassung der Variationsbreite der Kitzbüheler Porphyroide viel helfen!

zone ebenso wie mit allen altpaläozoischen Serien der Ostalpen, daß nämlich in der Habachserie Kalke und Dolomite fast ganz fehlen, während sie sonst immer und z. T. sogar in großer Mächtigkeit bekannt sind (Grazer Paläozoikum, Karnische Alpen!); aber dieser Unterschied braucht eine zeitliche Äquivalenz noch nicht auszuschließen*), und dementsprechend kann man wohl behaupten, daß die Habachserie durchaus in die Variationsbreite des Altpaläozoikums der Ostalpen hineinpaßt, ja daß es sogar gebietsweise zu den weitesten nur möglichen Übereinstimmungen kommt, und zwar ausgerechnet am überzeugendsten mit der altpaläozoischen Schieferserie der Grauwackenzone, die nördlich der Salzach zwischen Zell a. See und Paß Thurn an die mittleren Hohen Tauern anschließt.

Genauer vergleichen müßte man mit der Habachserie auch die ophiolithreiche Magdalensbergserie in Kärnten, dann die erst vor kurzem von E. Zirkl studierten Gurktaler Phyllite mit ihren basischen und sauren metamorphen Effusiven, dann Gesteine des Murauer Paläozoikums und nicht zuletzt die Gesellschaft der Blassenegg-Porphyroide in der steirischen Grauwackenzone, denn alle diese altpaläozoischen Serien haben vieles mit der Habachserie gemeinsam. Beachtlich erscheinen mir auch die Vergleichsmöglichkeiten mit der Vulkanitserie der Plenge-Decke in den Karnischen Alpen sowie mit dem Thurntaler Quarzphyllit (samt Amphibolit und Porphyrit) im Bereich nördlich der Lienzer Dolomiten, aber diese zuletzt genannten Serien, die auch am ehesten als altpaläozoisch angesehen werden, sind ja bisher selbst nicht mit Sicherheit stratigraphisch einzureihen gewesen.

Weitaus weniger hat die Habachserie mit dem Jungpaläozoikum der Ostalpen gemeinsam. So sind in ihr keine Entsprechungen für die sonst z. B. für das alpine Oberkarbon meist bezeichnenden Quarkonglomerate, Sandsteine und Graphitanhäufungen vorhanden und umgekehrt fehlen sonst im Karbon der Ostalpen entsprechende Massen von einheitlichen Schwarzschiefern, Ophiolithen oder gar saureren Vulkaniten. Nur in der außeralpinen Kulmfazies Mitteleuropas gibt es an manchen Orten zumindest z. T. entsprechende Abfolgen mit dunklen Tonschiefern samt Kieselschiefern neben kalkigen Ablagerungen, aber das sind wahrscheinlich bloß entfernte Anklänge.

Die Annahme, daß die Habachserie schließlich überhaupt präkambrisch sein könnte, ist zwar nicht von vornherein auszuschließen, aber doch rein aus der Luft gegriffen, denn wir kennen im Umkreis kein ähnlich aussehendes, sicheres Präkambrium.

Es hat demnach den Anschein, als hätte man in der Habachserie am ehesten ein Altpaläozoikum zu sehen, doch wird es möglicherweise ähnlich wie in der Grauwackenzone in der Umgebung von Bischofshofen (Heissel) später einmal gelingen, auch karbonische Schichtglieder auszuscheiden.

Gewiß muß man auch nach Vergleichsmöglichkeiten mit dem westlichen und östlichen Abschnitt der Hohen Tauern suchen.

Im westlich anschließenden Gerlosgebiet haben letzthin F. Karl und O. Schmidegg damit begonnen, manche Gesteine ins Permokarbon zu stellen, allen voran Konglomerattektonite mit Keratophyrgeröllen. Die

*) Auch z. B. im großen Gebiet des Glemmtales gibt es fast keine Kalke oder Dolomite im Altpaläozoikum der nördlichen Grauwackenzone, dafür sind sie im nördlich anschließenden Gebiet der Kitzbühler Alpen angehäuft.

betreffenden, im Westen mächtigeren Gesteinslagen werden aber in unserem Gebiet zunehmend eingeengt, da ja die ganze, mehrere *km* breite Schieferhülle des Gerlosgebietes bei Wald schließlich zwischen Zentralgneis und Krimmler Trias bis auf 80 *m* Mächtigkeit ausgequetscht wird. Es wird erst nach besserer Kenntnis des Permokarbons im Gerlosgebiet möglich sein, abzuschätzen, ob etwas — und wieviel — davon diese Enge nach Osten hin überhaupt noch überschreitet. Die im Westen als wegweisend für die Alterseinschätzung angesehenen Konglomerattektonite mit Keratophyrgeröllen sind bisher im Osten — d. h. im hier beschriebenen Gebiet der mittleren Hohen Tauern — jedenfalls noch nicht gefunden worden, obwohl es sich um einen auffallenden Gesteinstyp handelt. Es ist aber zu erwarten, daß man in diesem Fall wegen der derzeit von Karl und Schmidegg ausgeführten Untersuchungen bald klarer sehen wird, da sie als die besten Kenner des Permokarbons im Gerlosgebiet nun weiter nach Osten bis über das Hollersbachtal hinaus kartieren, also bis im Bereich der schönsten Ausbildung der Habachserie.

Beim Vergleich mit der neuesten Darstellung der Stratigraphie in den östlichen Hohen Tauern (Exner 1957 a und Karte von Gastein, 1956) ergibt sich, daß dort sogar in der Nähe der Gneiskerne höchstens ganz geringmächtige paläozoische Gesteinsvorkommen vorhanden sind, die in ihrer Zusammensetzung der Habachserie bis zu einem gewissen Grad entsprechen könnten. So befinden sich in Begleitung des von Exner als vor-mesozoisch aufgefaßten geringen Anteils der schwarzen Phyllite — der im übrigen in seiner Karte nicht von den jungen Schwarzphylliten unterschieden ist — zwar auch grüne Gesteine, aber von einer Existenz intermediärer oder gar saurer Vulkanite ist dort nichts bekannt. Es werden in der Gasteiner Umgebung wohl auch Graphitquarzite genannt, aber ganz allgemein ist dort die Grenzziehung des Paläozoikums gegen die Bündnerschiefer-Serie noch so unsicher, daß beide sogar in einer Kartenauscheidung zusammengezogen werden mußten. — An die östlichen Hohen Tauern können wir also die stratigraphische Einstufung der Habachserie nach diesen Voraussetzungen schon gar nicht anknüpfen. Im Osten wie im Westen ist also eine Klärung hinsichtlich der Äquivalenz der dortigen älteren Gesteine mit der in den mittleren Hohen Tauern so mächtig entwickelten Habachserie erst von zukünftigen vergleichenden Studien zu erwarten.

Zusammenfassung der Seriengliederung

In den mittleren Hohen Tauern kann man also fünf, in ihrer Gesteinszusammensetzung recht unterschiedliche stratigraphische Serien aufstellen. Davon sind zwei Serien vor-mesozoisch (A: Altkristalline Serie; B: Habachserie), eine leitet das Mesozoikum über (C: Wustkogelserie) und wieder zwei repräsentieren das Mesozoikum (D: Karbonatgesteinsserie der Trias, E: Bündnerschiefer-Serie). An mengenmäßiger Bedeutung steht die Bündnerschiefer-Serie an erster Stelle, doch kommt ihr die Habachserie sehr nahe, und an letzter Stelle dieser Reihung steht die Wustkogelserie.

Kurze Charakteristik dieser Serien:

A. Altkristalline Serie: Nur im Stubach- und Felbertal besser abtrennbar, sonst in der Karte vorläufig noch mit der Habachserie vereint.

Sie besteht aus Granatamphiboliten, grob gefeldspateten Schiefen, diaphthorischen Granatglimmerschiefen und Gneisen, vielleicht gehören auch Serpentin und ganz wenig Marmor dazu. Wahrscheinlich Präkambrium oder Altpaläozoikum mit jedenfalls vormesozoischer, mesozonaler Metamorphose.

B. Habachserie: Gesteinsbestand einer vormesozoischen Geosynklinale, deren Sedimentanteil hauptsächlich in Form von schwarzen Phylliten („Habachphyllit“, vielleicht ehemalige Graptolithenschiefer?) mit einzelnen Lagen von Graphitquarziten (Lyditen) vorliegt, dann in geringerer Menge auch aus Serizitquarzitschiefen und Paragneisen sowie Spuren von Kalkmarmor besteht. Diesen rein sedimentären Bildungen stehen wesentlich größere Massen von in dieser Zeit gebildeten magmatogenen Gesteinen gegenüber. Die vorherrschenden Amphibolite bis Grünschiefer sind aus basischen Tiefengesteinen und noch mehr aus Ergußgesteinen, Tuffen und Tuffiten entstanden. Hierbei ließen sich wohl Diabase, aber noch keine Spilite als Ausgangsmaterial nachweisen. Damit hängen dann außer Serpentin- und Peridotitstöcken und außer sauren Effusivgesteinen interessanterweise auch intermediäre Effusiva und ausnahmsweise auch ein dazugehöriger Plutonit zusammen. Auch von diesen saureren vulkanischen Gesteinen liegt ein größerer Teil in umgeschwemmter Form vor und grobe pyroklastische Gesteine sind nicht selten, alles jedoch immer in epibis schwach mesometamorphem Zustand. Dabei kann außer der alpidischen Metamorphose noch eine ältere, anscheinend nicht besonders starke Regionalmetamorphose etwa in Zusammenhang mit der vormesozoischen Intrusion der heutigen Zentralgneise angenommen werden. — Diese Serie läßt sich am besten mit dem Schieferanteil der nördlichen Grauwackenzone bei Kitzbühel und Zell a. See vergleichen und dürfte am ehesten auch ins Altpaläozoikum zu stellen sein (Kambrium—Ordovicium?), doch ist nicht auszuschließen, daß gewisse Anteile davon noch bis ins Jungpaläozoikum hinaufreichen. Anderenfalls wäre hier mit einer entsprechend großen Schichtlücke zu rechnen.

C. Wustkogelserie: Meist grünlichweiße, phengitreiche Quarzitschiefer, Arkoseschiefer, Arkosegneise und karbonat- und kohlenstofffreie Quarzite an der Basis der Trias; z. T. Quarzporphyrgerölle führend; selten mit Rauhwanke und Gips. Höchstwahrscheinlich entspricht sie dem Skyth und wahrscheinlich auch dem Grödner Sandstein (Ober-Perm) und ist hauptsächlich unter kontinentalem Einfluß entstanden.

D. Karbonatgesteinsserie der Trias: Die bekannten Kalkmarmore, geschiefertn Dolomite und Rauhwancken in Verbindung mit Gips.

E. Bündnerschiefer-Serie: Sie ist wie in den Schweizer Bergen aus einer viel diffusen Kohlenstoff enthaltenden, sehr abwechslungsreichen tonig-kalkig-sandigen, also typisch orogenen Sedimentation mit grobklastischen Lagen entstanden und steht in Verbindung mit größeren Massen von Ophiolithen. Hauptgesteine sind die großen Mengen von Schwarzphyllit („Rauriser Phyllit“) und Kalkphyllit—Kalkglimmerschiefer; dann erst folgen in Hinsicht auf die mengenmäßige Bedeutung mit ziemlichem Abstand die quarzitischen Gesteine (auch Karbonatquarzite, Kalkschnurquarzite, kohlenstoffreichere Quarzite und Arkoseschiefer, Arkosegneise) und schließlich die Dolomitbreccien mit kleinen Anhängen resedimentierten Dolomits. Horninger beschrieb die ersten Spuren von Radiolarit

und Aptychenkalk in Verbindung mit Mangananreicherungen aus der Schieferhülle und stellte sie in den Oberjura. Bei den hellen Chloritoid-schiefern im unmittelbaren Hangenden der triadischen Karbonatgesteine könnte dagegen eher an ein Äquivalent der Quartenschiefer gedacht werden. Bei den Ophiolithen stehen die feinkörnigen Prasinite und Grünschiefer bei weitem im Vordergrund, Gabbroabkömmlinge, grobophithische und porphyritische Gesteine sind eher als selten zu bezeichnen. Auch eklogitische Prasinite gehören dazu. Hier ist im Gegensatz zur Habachserie die teilweise Spilitisierung bereits nachzuweisen gewesen, und in Verbindung mit den hiesigen Serpentinstöcken sind keine Peridotite erhalten. Auch irgendwie saurere Magmatite fehlen. Die Entstehung der Bündnerschiefer-Serie dürfte in die Zeit von der obersten Trias bis in die unterste Kreide zu verlegen sein.

Wahrscheinliche zeitliche Reihenfolge der Gesteine der Bündnerschiefer-Serie in den mittleren Hohen Tauern: zuerst überwiegt die tonige Sedimentation mit sandigen und seltener grobklastischen Einlagerungen, dann folgt die vorwiegend mergelig-kalkige Sedimentation, und daran schließt sich erst der Hauptausstoß der Ophiolithe an. Die Serpentine stecken ebenso wie die eklogitischen Prasinite vorzugsweise nahe der Grenze der beiden sedimentären Abteilungen. — Alle diese Gesteine sind noch von der alpidischen Metamorphose erfaßt worden, aber in den zentralen und südlichen Teilen der Tauern mehr als im Norden umgewandelt. Die junge Metamorphose konnte auch in der Bündnerschiefer-Serie noch bis zur Bildung von beispielsweise Granat, Disthen, Chloritoid, manchmal auch Omphazit und zum randlichen Weiterwachsen von Kalifeldspat in Arkosen führen.

Die Serien konnten in der angegebenen Zusammensetzung durch das ganze Gebiet der mittleren Hohen Tauern zwischen der Matreier Zone im Süden und dem Salzachtal im Norden verfolgt werden. Die beiden alten Serien (A, B) bedecken gemeinsam ein größeres geschlossenes Gebiet, welches vom Westen her bis ans Stubachtal und nur an einer Stelle auch noch über das Kapruner Tal reicht. Nur in diesen alten Serien stecken die Zentralgneismassen z. T. noch mit Primärkontakt. Die drei jüngeren Serien (C, D, E) bedecken ein ebenso geschlossenes Gebiet, und zwar den ganzen Ostteil der mittleren Hohen Tauern, dann auf der Westhälfte den ganzen Südrand der Schieferhülle gegen die Matreier Zone und auch kleinere Randgebiete im Norden, beim Salzachtal beiderseits Krimml. Nur ganz kleine Splitter davon stecken im Umkreis des Granatspitzkernes auch im Verbreitungsgebiet der alten Serien.

Auf Grund der Lagerungsverhältnisse wäre diese Seriengliederung auch die gegebene Grundlage für eine Aufteilung in eine „Untere Schieferhülle“ (Serie A und B) und in die tatsächlich im allgemeinen darüber befindliche „Obere Schieferhülle“, die aus den jüngeren Serien (C, D und E) bestünde. Da aber die Begriffe „Untere“ und „Obere Schieferhülle“ bisher schon mehrfach anders definiert wurden, müssen wir von der Verwendung dieser naheliegendsten Unterscheidung in den unteren und oberen Anteil der Schieferhülle absehen. Am ehesten kann man demnach heute die Serien A und B als „Alte Schieferhülle“ und die Serien C samt D und E — welche also zusammen etwa dem altesozoischen Großzyklus entsprechen — als „Junge Schieferhülle“ zusammenfassen. Jede dieser beiden strati-

graphisch abgegrenzten Großeinheiten innerhalb der Schieferhülle besitzt, wie wir noch sehen werden, auch eine weitgehende tektonische Eigenständigkeit.

Zur Frage der Nordgrenze und der Südgrenze der Schieferhülle.

Die Nordgrenze der Schieferhülle böte mit ihren schon von der bisherigen Literatur aufgerollten Problemen genug Stoff für eine eigene Studie. Hier soll jedoch im wesentlichen nur auf einige Neuerungen hingewiesen werden, die sich im Laufe der letzten Zeit weitgehend aus der Übersicht über die ganzen mittleren Hohen Tauern ergaben.

Im nördlichen Glocknergebiet hatte H. P. Cornelius (C. u. C. 1935, 1939) die Nordgrenze der Schieferhülle und zugleich des Tauernfensters in ziemlichem Abstand von der Salzach durchgelegt, z. B. im Fuschertal rund 10 *km* südlich davon, im Kapruner Tal 6 *km* und im Stubachtal gut 5 *km* südlich der Salzach (siehe Tafel XXV). Der Bereich zwischen Nordgrenze der Schieferhülle und der Salzach wurde damals als „Nordrahmenzone“ bezeichnet, die als nördliches Gegenstück zur Matreier Zone und damit bereits als ostalpin aufgefaßt wurde (Cornelius 1940). Als nördlichste Gesteine der eigentlichen Schieferhülle galten dabei die geschlossenen Massen von Kalkglimmerschiefern und Prasiniten, die man damals als Obere Schieferhülle auffaßte. — In dem von Cornelius ursprünglich untersuchten Abschnitt zwischen dem Stubach- und Fuschertal ist eine solche Grenzziehung wegen des auffälligen Zusammentreffens einer kalkreichen und einer kalkarmen Zone durchaus zu begreifen. Wenn man dieselbe Linie jedoch im Streichen weiter verfolgt, dann wird bald klar, daß ihr in Wirklichkeit nicht die Bedeutung einer Fenstergrenze zwischen Pennin und ostalpinem Deckenkörper oder auch nur der Grenze zwischen zwei Faziesbereichen zukommen kann. Das ist nach Osten hin schon im nächsten Tal, im Seidlwinkltal, zu beweisen (man vergleiche dazu Tafel XXV).

Die von Cornelius und Clar angegebene Grenzlinie der „Oberen Schieferhülle“ quert im Seidlwinkltal den Talgrund zirka 3 *km* weiter südlich als im Fuschertal und biegt dann nach Süden um, wo sich die Linie noch 3 *km* weit bis ins Schwalbenkar verfolgen läßt. Dort verliert sie sich im einheitlichen Bereich von Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern (Frasl 1952). Die östlich davon wieder mehr als 5 *km* weit nach Norden vorgreifenden Kalkglimmerschiefer-Grünschiefermassen, die man nach Cornelius und Clar sinngemäß noch unbedingt zur Oberen Schieferhülle rechnen müßte, stehen aber bei der Edweinalm, dann beiderseits der Seidlau und in der Umgebung der Schatteralm in stratigraphischem Verband mit Rauriser Phylliten und Quarziten mit lagenweisen Einstreuungen von Dolomitgeröllen. Dieser stratigraphische Verband ist sicher gestellt durch die hier nur durch eine sukzessive Änderung der Sedimentation erklärbaren weitläufigen Übergänge zwischen den verschiedenartigen Gesteinsarten. Die hiesigen Schwarzphyllite, Quarzite und Dolomitbreccien gehören aber entsprechend ihrer Lage nördlich der angegebenen Grenzlinie zugleich auch zum normalen Bestand der Corneliusschen „Nordrahmenzone“! — Eine künstliche Abtrennung zweier Decken oder gar Faziesräume würde also hier den Gegebenheiten der Natur grundsätzlich widersprechen. Es sind ja überdies auch die ganzen Gesteine im

tiefere Seidlwinkltal, die wir als vorwiegend phyllitische untere Abteilung der Bündnerschiefer-Serie weiter vorne beschrieben haben, tatsächlich genau aus demselben Substrat entstanden, und sie weisen dieselben sedimentären Verknüpfungen untereinander auf, wie der hauptsächlich phyllitische Anteil der Bündnerschiefer-Serie im Norden der nach Cornelius durchgezogenen Grenzlinie, also wie bei der Edweinalm oder bei Bad Fusch.

Östlich unseres Gebietes haben übrigens E. Braumüller und S. Prey schon 1943 einen noch auffälligeren Zusammenhang der Gesteine der Cornelius'schen „Nordrahmenzone“ mit jenen der Schieferhülle der inneren Hohen Tauern bekanntgemacht, und zwar bei Wörth im südlichen Rauriser Tal. Dieser Zusammenhang kommt nun auf der neuen Karte der Umgebung von Gastein von Ch. Exner sehr deutlich zum Ausdruck, indem im Hüttwinkltal im gut aufgeschlossenen Gebiet südlich Wörth der Zusammenhang der nördlichen Schwarzphyllite, welche nach Cornelius zur „Nordrahmenzone“ gehören müßten, mit jenen der inneren Hohen Tauern sichergestellt ist. Diese Schwarzphyllite ziehen dann in der Mallnitzer Mulde, die Exner mit gutem Grund als einen Teil des autochthonen bis parautochthonen Sedimentmantels der umliegenden Zentralgneismassen auffaßt, vom Hüttwinkltal über den Hauptkamm nach Mallnitz, also zwischen den ganzen östlichen Zentralgneismassen hindurch auf die Südseite der Hohen Tauern (Exner 1957; Tafel VIII). In diesem östlichen Gebiet wäre somit die weitere Verfolgung der von Cornelius und Clar angegebenen Nordgrenze des Tauernfensters völlig abwegig: die S und N davon liegenden Gesteine gehören in Wirklichkeit gemeinsam zur Schieferhülle, und zwar hier beim Rauriser Tal in der Hauptsache zur Bündnerschiefer-Serie. Die tatsächliche Nordgrenze der Schieferhülle muß hier demnach doch weiter nördlich liegen.

Dasselbe läßt sich auch beweisen, wenn man die von Cornelius und Clar angegebene Fenstergrenze nach Westen hin verfolgt. Dort geht aus der Tafel XXV ganz eindeutig hervor, daß das Mesozoikum im Stubachtal etwa 7 km südlich Uttendorf schließt, nämlich nach WNW tunnelförmig untertaucht, wie Cornelius schon 1935 gefunden hat. Darüber verbinden sich — wie sich in der gut aufgeschlossenen Hochregion beweisen läßt — bogenförmig die Amphibolite und sonstigen Gesteine der Habachserie der inneren Hohen Tauern („Riffdecke“ im bisherigen Sinn von Cornelius und Clar) mit jenen, die Cornelius zur Nordrahmenzone stellte. Eine Weiterführung der von Cornelius und Clar gut 5 km südlich von Uttendorf angegebenen Fenstergrenze nach Westen würde damit ebenso der Natur widersprechen wie gegen Osten hin im Bereich südlich Rauris. Die Schieferhülle reicht also im Westen wie im Osten noch einige km weiter nach Norden, was durch die streichenden Zusammenhänge und die Anwesenheit derselben Serien im ganzen Gebiet bewiesen wird *).

Ein solcher Zusammenhang ist z. B. auch im Hollersbachtal und im Felbertal ganz ohne Zweifel vom Tauernhauptkamm bis zur breiten Salzachtalebene beiderseits Mittersill gegeben, und auch in den östlich anschließenden Tälern bis zum Fuscher Tal reicht die Schieferhülle in normaler Ausbildung der verschiedenen Serien bis unmittelbar an die Salzachtalebene heran. Es lassen sich nämlich auch jene Gesteinszüge, die vom Stubachtalausgang

*) Diese Zusammenhänge hat im Prinzip schon W. Del-Negro (1950, S. 225) richtig gedeutet.

bis zum Ausgang des Fuscher Tales an das breite Haupttal heranstreichen, nach ESE weit in die bisher noch in jedem Fall zur Schieferhülle gerechnete Gegend von Hofgastein verfolgen. So liegt z. B. der Kalkglimmerschieferzug der Sigmund Thun-Klamm (2 km S von Kaprun) mit seinem hangenden Grünschiefer (Cornelius) in der im Streichen zusammenhängenden Verlängerung jener Kalkglimmerschiefer- und Grünschieferzüge, die meist mittelsteil nach N fallend weiter im Osten den Tristenwandkopf und die Schwarzwand aufbauen und direkt beim Ort Rauris das Rauriser Tal queren, von wo sie nach Exners Karten ohne Unterbrechung nach ESE ins Gasteiner Tal weiterziehen, sodann östlich von Bad Hofgastein in z. T. muldenförmiger Lagerung die Berge um den Gamskarkogel aufbauen und dort sowie im Großarltal jene Massen von Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern stellen, die man bisher immer als typische Obere Schieferhülle aufgefaßt hat.

Dementsprechend muß aber auch der Triaszug der Enzinger Wand nahe dem Ausgang des Stubachtales zur Schieferhülle gehören, denn dieser Gesteinszug ist südlich des soeben über das Gasteiner Tal hinaus verfolgten Kalkglimmerschiefer—Grünschieferzuges eingeschichtet, wie man beim Dietersbach (= Dietslbach) SW von Kaprun gut sehen kann und was auch schon aus der geologischen Karte von Kitzbühel—Zell a. See hervorgeht. — Die Trias der Enzinger Wand wurde von H. Fischer (1949) zum Unterostalpin gestellt, und dasselbe versuchte auch H. Holzner mit ihrer östlichen Fortsetzung und mit dem ganzen im Norden davon anschließenden und bis zur Salzach reichenden Gebietsstreifen (siehe Abb. 3; S. 387); doch schon 1953 hat sich Holzner bereits selbst für die eben begründete Lösung entschieden und damit auch diesen Schieferstreifen bis zur Salzach als penninisch angesehen.

Erst weiter östlich, nämlich zwischen dem Fuscher und Rauriser Tal, reicht die Schieferhülle nicht mehr bis ganz an die Salzach heran, denn diese fließt dort auf jeden Fall bereits in den Gesteinen der ostalpinen Grauwackenzone. Die Südgrenze der Grauwackenzone tritt nach E. Braumüller 2 km östlich vom Ausgang des Fuscher Tales auf den Südhang des Salzachtales über und verläuft auch beim Rauriser Tal noch immer kaum 1 km südlich der Salzach. Diese Südgrenze der Grauwackenzone ist hier im Norden die bedeutendste Grenzlinie, denn an ihr stößt das geschlossene Mesozoikum der Tauern (einschließlich des oberen Perm) unvermittelt an das ebenso geschlossen auftretende Altpaläozoikum der Grauwackenzone.

Nach E. Braumüller (1939) reicht genau genommen die eigentliche Schieferhülle hier beim Fuscher und Rauriser Tal nur teilweise bis zur eben bezeichneten steil stehenden Grenzfläche, vielmehr tauchen hier nach seiner Auffassung noch Stirnteile zweier unterostalpiner Denken in die Schieferhülle ein: 1. die permisch-mesozoischen Gesteine der Klammkalkzone, welche er der oberen Radstädter Decke weiter im Osten gleichsetzt und die sich auf weitere Strecken trennend zwischen die Grauwackenzone und die Schieferhülle einschiebt; und 2. die mesozoischen Gesteine seiner „Sandstein-Brecciendecke“, die er mit der unteren Radstädter Decke parallelisiert (s. Tafel XXV). Davon halte ich aber die Gesteine der Sandstein-Brecciendecke eher für normale Teile der Schieferhülle, wie ich in einem eigenen Kapitel begründet habe (S. 401 f.), und ob die Gesteine der Klammkalkzone wirklich den oberen Radstädter Decken entsprechen, müßte erst eine durchgehende Kartierung bis in die Radstädter

Berge genauer erweisen *). Soviel aber ist damit für den Abschnitt zwischen dem Fuscher und Rauriser Tal klar: die einzige ganz sicher dastehende, klar durchziehende und stratigraphisch wie tektonisch sehr bedeutende Grenze in dieser Region ist doch nur die Südgrenze der Grauwackenzone: das ist die große Zäsur zwischen den Tauerngesteinen und ihrer Umgebung.

Dieselbe Südgrenze der Grauwackenzone muß dann vom Fuscher Tal weiter gegen Westen hin bis etwas über den Ausgang des Stubachtales hinaus (bei Wilhelmsdorf) in der breiten Talfurche der Salzach liegen, denn nach der neuen Einsicht in die Seriengliederung der Schieferhülle liegt hier am südlichen Gehänge des Salzachtales ein geschlossenes Mesozoikum in Form von karbonatischer Trias und hauptsächlich Bündnerschiefern mit Ophiolithen vor, während im Norden des Salzachtales ausschließlich die großräumige Entwicklung des Altpaläozoikums der Grauwackenzone zu finden ist. Außerdem wurde die alte Vermutung, daß das Salzachtal hier einer bedeutenden Längsstörung folgt, neuerdings durch die von G. Horninger (1956) beschriebenen Aufschlüsse für das Salzachkraftwerk noch wesentlich bestärkt. Beim Auffahren des Einlaufstrums des Triebwasserstollens 2 km E Gries im Pinzgau und zugleich etwa 7 km E vom Ausgang des Fuscher Tales wurde nämlich bald der steif-tonige, schwarzbraune Mylonit der Salzachlängsstörung erreicht, der damals nach 150 m Länge (allerdings schräg zum Streichen) noch nicht ganz durchfahren war, also bestimmt 50 m Mächtigkeit überschreitet! Es ist das bisher der machtvollste Nachweis der Nordrandstörung der Hohen Tauern, deren Spuren vorher schon W. Heissel (1951, S. 75, 111) über ein viel längeres Stück verfolgt hatte, nämlich von der Lichtensteinklamm (d. i. noch fast 20 km E der Ostgrenze unserer Karte), wo noch Jungtertiär in die Mylonitstörung eingeklemmt ist, über die mylonitisierte Südgrenze des Wenns-Veitlehener Kalkzuges (SW von Hollersbach) bis nördlich des Gerlospasses an der Westgrenze unseres Gebietes (= Klammüberschiebung; Braumüller, 1939).

An der Nordseite dieser Salzachtal-Längsstörung liegt nur insofern ein Wechsel im Baumaterial vor, als die Grauwackenzone selbst nur östlich von Mittersill an diese Störung anschließt **), während sich westlich von Mittersill die „Quarzphyllitzone“ (***) von Westen her keilförmig zwischen die Grauwackenzone und die Hohen Tauern schiebt. Die Südgrenze der altpaläozoischen oder noch älteren Gesteine der Quarzphyllitzone steigt erst 3 km NW von Krimml wieder aus der breiten Talebene der Salzach heraus und ist dann in dem kurzen Stück bis nördlich vom Gerlospaß deutlich als diejenige Grenzlinie zu erkennen, an welcher — krass gesagt — zwei Welten aneinanderstoßen. Daß sie auch weiter nach Westen hin, also schon über dem Mittelabschnitt der Hohen Tauern hinaus, z. B. im ganzen Bereich des Gerlosgebietes dieselbe Bedeutung beibehält, geht u. a. aus den Berichten von Dietiker und später von Thiele und Kupka eindeutig und unzweifelhaft hervor.

*) Mir fiel jedenfalls die große aussehensmäßige Verwandtschaft der Klammkalke mit den südlich davon sicher zur Schieferhülle gehörenden Kalken der Bündnerschiefer-Serie (z. B. bei Unterstein, 2 km nördlich von Rauris) ebenso auf, wie dieselbe in noch weitergehendem Maß mit Recht von A. Hottinger (1935, S. 288) betont wurde. Das ist aber durchaus nicht die einzige Gesteinsverwandtschaft zwischen den beiden Zonen.

**) Die Grauwackenzone streicht nach Heissel (1951) schräge an die Störung heran, sodaß die einzelnen Gesteinszüge von dieser abgeschnitten werden.

***) L. Kölbl bezeichnete auch die Quarzphyllitzone als Grauwackenzone.

Südlich dieser Grenze schließt beiderseits Krimml unmittelbar das Mesozoikum an, dann aber auch Jung- und Altpaläozoikum, das jedoch nicht mit den Gesteinen der Quarzphyllitzone übereinstimmt (Schmidegg 1949, Frasl 1953). Während nun aber die Grauwackenzone und die Quarzphyllitzone noch von allen Anhängern der Deckenlehre zum ostalpinen Deckengebiet gestellt wurden, ist die Aufteilung der südlich anschließenden und bis zum Zentralgneis reichenden Krimmler Schichten (F. Löwl) entsprechend dem Deckenschema noch nicht ganz geklärt. Die darin enthaltene Krimmler Trias wurde zwar von österreichischer Seite im allgemeinen als Unterostalpin angesehen und von den Schweizer Forschern als Mittelostalpin, also in beiden Fällen von der anschließenden penninischen Schieferhülle als zur Rahmenzone gehörig abgetrennt; aber diese Lösung konnte nicht ganz befriedigen, denn mit den Triasgesteinen sind auch gewisse begleitende permische und nachtriadische Horizonte so eng verbunden, daß man keinen Grund für eine deckenmäßige Abtrennung von der Krimmler Trias hat. Dem trug der jüngste tektonische Gliederungsversuch in dieser Gegend (Frasl 1953c; man vergleiche auch Tafel VI der genannten Arbeit) zwar Rechnung, doch muß dabei berücksichtigt werden, daß dann wieder die theoretisch zu fordernde scharfe Abgrenzung der Begleitgesteine der Krimmler Trias (Unterostalpin) von der Schieferhülle (Pennin) im Gelände auf Schwierigkeiten stößt. Auch sind die ganzen Krimmler Schichten (zwischen dem Zentralgneis im S und der Quarzphyllitzone im N) nur die z. T. weitgehend eingeeengten Ausläufer der im Gerlosgebiet anschließenden breiteren Entwicklung derselben Schichten. Eine beständige Lösung der Frage nach der Lage und Bedeutung der Abgrenzung der Krimmler Trias samt ihren Begleitgesteinen von den typischen Schieferhüllgesteinen sollten wir also eher von dort her erwarten.

Vorläufig steht nur fest, daß am Tauernnordrand bei Krimml die augenscheinlich bedeutendste tektonische Grenze die schon genannte Südgrenze der Quarzphyllitzone ist, was bestens mit den Erfahrungen am Tauernnordrand beim Fuscher und Rauriser Tal harmoniert und auch ihr weitgehend entsprechendes Gegenstück am Tauernsüdrand besitzt, wo wieder die Abtrennung einer eigenen unterostalpinen Rahmenzone viel eher mit Unsicherheiten behaftet ist als das Durchziehen der Grenze zwischen den Tauerngesteinen und dem absolut fremd erscheinenden ostalpinen Altkristallin (s. u.).

Das am weitesten östlich aufgeschlossene Vorkommen der Krimmler Schichten, nämlich speziell der fossilführenden Dolomite und Kalke der Krimmler Trias, liegt am Südrand der Salzachtalebene bei Neukirchen (C. Peters 1854, G. Frasl 1953) und es streicht nach ENE in den breiten, von Talalluvionen und Moränen bedeckten Raum des Salzachtales hinaus. Die Gneise der nächsten Zentralgneiszungen (Sulzbachungen) bleiben im Süden davon (Frasl 1950, 1953c, 1958) und die Quarzphyllitzone bleibt im Norden der Salzach. Bezüglich der weiteren Fortsetzung der Trennungslinie der Hohen Tauern von der Quarzphyllit- und Grauwackenzone ist noch an den Wennis-Veitlehener Kalk (S. 350) zu erinnern, aus dem nun auch untertriadische Fossilien bekannt wurden, der aber faziell nicht so recht mit der typischen Krimmler Trias übereinstimmt. Auch hier haben wir auf der nördlich gegenüberliegenden Flanke des Salzachtales wieder die Gesteine der Quarzphyllitzone, während im S des Kalkzuges nach einer mylonitischen

Störung (= Nordrandstörung nach Heissel oder zumindest ein Ast dieser Störung) die sicher zur Schieferhülle gehörige Habachserie folgt. In dieser steckt dann mit Primärkontakt der Zentralgneis der Habachzunge.

Nun erst seien noch ein paar Sätze der immer wieder ventilierten Frage gewidmet, in welchem tektonischem Verhältnis die wahrscheinlich altpaläozoischen Gesteine der Habachserie zu dem sehr weitgehend ähnlichen Altpaläozoikum der nördlichen Grauwackenzone und auch der Quarzphyllitzone stehen, nämlich speziell in jenen Teilstücken des breiten Salzachtales, in denen sich diese beiden Gesteinsserien an den beiden Talflanken gegenüberstehen, ohne daß ein trennendes Gesteinsband, z. B. ein mesozoisches Gestein, sichtbar dazwischentritt. Das ist zwischen Hollersbach und Wilhelmsdorf auf knapp 10 km Länge, aber auch zwischen Neukirchen und Wenns der Fall. — Was verbirgt hier das breite, schutterfüllte Salzachtal — den Zusammenhang zwischen Habachserie und Grauwackenzone oder eine Trennungslinie, die am ehesten durch ein Band oder eine Reihe von Linsen mesozoischer Gesteine markiert ist?

Dazu möchte ich hier nur folgendes zu bedenken geben:

So gewiß da eine weitgehende fazielle Übereinstimmung der Schiefererien hüben und drüben zu erkennen ist *), und so wahrscheinlich auch bei beiden das gleiche Alter gilt, so darf man doch — ganz abgesehen von der Beachtung der Mylonite der Nordrandstörung — nicht darauf vergessen, wie tief hier das Mesozoikum östlich und westlich dieser kurzen Strecken des Salzachtales tatsächlich eingreift! Das ist freilich erst durch diese Studie in vollem Umfang herausgekommen. Während man nämlich bisher annahm, daß zwischen dem Ausgang des Stubachtales und des Fuschertales nur schmale Züge mesozoischer Gesteine von ESE an das Salzachtal heranstreichen, sieht man jetzt auf Tafel XXV sehr eindrucksvoll, wie in diesem mehr als 20 km langen Abschnitt tatsächlich die breit entwickelte junge Schieferhülle von Osten her kommend den südlichen Hang des Salzachtales zur Gänze aufbaut. Andererseits ließ sich von Westen her die Krimmler Trias an den Hängen südlich der Salzach bis nach Neukirchen verfolgen, und in der Mitte liegt der nun ebenfalls als mesozoisch erkannte Wenns-Veitlehener Kalk und auch dieser steigt am südlichen Hang unmittelbar aus dem Schutt des Salzachtales hervor. Alle diese jungen Gesteine stehen hier mehr oder minder steil. Das alles im Verein mit der breiten Anlage des Salzachlängstales bezeichnet doch ganz offensichtlich eine tektonische Grenzlinie ersten Ranges gegen das geschlossene Gebiet alter Gesteine im Norden, auch wenn ein Teilstück dieser Linie unter dem Tal-schutt nicht verfolgbar ist. Nach meinen Erfahrungen ist also die große Trennungslinie der Tauerngesteine gegen das nördliche Anrainergebiet einzig und allein hier im Salzachtal zu ziehen und auf keinen Fall — wie H. P. Cornelius und mit ihm auch H. Leitmeier glaubte — ein paar Kilometer weiter südlich, denn dort ist keine Grenze zu erkennen, welche der Salzachtallinie an Bedeutung auch nur im geringsten nahekommen könnte.

Die Südgrenze der Schieferhülle. Diese wurde zuletzt von W. J. Schmidt (1950—1952) einer eingehenderen und zusammenfassenden

*) Diese Übereinstimmung ist übrigens gegenüber der Quarzphyllitzone geringer als gegenüber der Grauwackenzone.

Betrachtung unterzogen, indem er den österreichischen Anteil an der Matreier Zone untersuchte. Danach zieht die Matreier Zone am ganzen Südrand der mittleren Hohen Tauern in 1 bis 3 km Mächtigkeit als steilstehendes, tektonisch stark strapaziertes Gesteinspaket durch, welches die nördlich anschließende Schieferhülle der Hohen Tauern vom südlich angrenzenden ostalpinen Altkristallin trennt. Die Matreier Zone wird dabei hauptsächlich nach dem Vorbild L. Kobers als unterostalpine Decke aufgefaßt, wobei aber Schmidt selbst (1952, S. 352) die Bezeichnung „Unterostalpin“ nur so verstanden wissen will, daß diese geologische Einheit heute unter dem Ostalpin liegt, aber damit nicht zwangsläufig zu einem Teil des eigentlichen Ostalpins wird. Zwischen der Matreier Zone und der Schieferhülle wurde von Schmidt eine mehrere hundert Meter mächtige „Mischungszone“ ausgeschieden, was schon auf eine innigere Verbundenheit dieser beiden Großeinheiten hinweist. Auch sind die Gesteine da und dort weitgehend dieselben; der augenfällige Unterschied liegt am ehesten im Zurücktreten der Kalkglimmerschiefer und in der etwas geringeren Metamorphosierung der Matreier Zone. Bei dieser Sachlage ist es verständlich, daß z. B. R. Staub die ganze Matreier Zone überhaupt mit der Schieferhülle vereinigt und noch als Hochpennin auffaßt.

Dieses nicht im engeren Aufnahmebereich zu lösende Problem der tektonischen Stellung und genauen Abgrenzung der Matreier Zone habe ich nun nicht selbst weiter verfolgt, und es ist daher bloß als ein Beibehalten einer österreichischen Tradition zu werten, wenn die Matreier Zone auf der Tafel XXV als unterostalpinen Gesteinsband von der Schieferhülle unterschieden wird, und zwar im einzelnen nach W. J. Schmidt. Deshalb wurden auch die Gesteine der Matreier Zone vorsichtshalber bei der Aufstellung der vorliegenden stratigraphischen Seriengliederung der Schieferhülle ganz außer Betracht gelassen.

Allgemein einheitlich anerkannt ist hier im Süden der Tauern aber schließlich doch erst die klare Nordgrenze des ostalpinen Altkristallins, denn erst dieses ist eine in ihrer Gesteinszusammensetzung nur mit sehr geringen Teilen der Schieferhülle, und zwar mit der Serie A, vergleichbare stratigraphisch-tektonische Großeinheit.

Einführende Bemerkungen zum inneren Bau der mittleren Hohen Tauern.

Als Folgeerscheinung einer größeren Gesteinsmassen betreffenden Änderung der stratigraphischen Gliederung kann man in einem kompliziert gebauten Gebiet auch eine entsprechende Änderung der tektonischen Vorstellungen erwarten. Hier wird aber nicht angestrebt, eine fertige neue Deckengliederung vorzulegen, sondern es wird im Zuge einer flüchtigen und mehr allgemein gehaltenen Übersicht eher das bisherige tektonische Begriffsinventar einer kritischen Prüfung unterzogen und dabei auch auf die notwendig gewordene grundsätzliche Wandlung so mancher bisher geläufiger Vorstellungen vom Baustil der Schieferhülle aufmerksam gemacht.

Dabei kann man ziemlich unabhängig voneinander 1. die Tektonik der Alten Schieferhülle und 2. die Tektonik der Jungen Schieferhülle — und zwar besonders des Glocknergebietes und von da bis zum östlichen Blatt- rand — betrachten.

Wenn wir bei der Besprechung der Tektonik der Alten Schieferhülle mit dem tiefsten Stockwerk beginnen, dann ist zuerst der Granatspitzkern mit der Granatspitzhülle im Sinne von Cornelius und Clar als tiefste tektonische Einheit der ganzen mittleren Hohen Tauern zu erwähnen (Tafel XXV). Über dem kuppelartigen Zentralgneiskern liegt dabei, wie Cornelius (1942c) gezeigt hat, ringsum die alte, z. T. nachweisbar vorgranitische Schieferhülle, die in der Hauptsache gewiß der Habachserie angehört. Auch die Grenzfläche im Hangenden dieser tektonischen Einheit ist damals bereits in allen wesentlichen Zügen erkannt worden und ebenso, daß die eigene Hülle des Granatspitzkernes im Süden fast ganz abgeschürft, dafür aber im Norden mächtiger und besser entwickelt ist. Bei der alpidischen Verformung dieser Einheit (von älteren Verformungen ist kaum noch etwas zu erkennen — Bocksperrklamm?) verhielt sich der Gneiskern bereits starrer als die Hülle, und in seinem Inneren ist z. T. das regellose Gefüge des Granits heute noch erhalten. Als höchste Horizonte der alten Granatspitzhülle wurden von Cornelius am ehesten die schwarzen Phyllite und phyllitischen Biotitporphyroblastenschiefer mit Graphitquarzitlagen angesehen und auch bei der Grenzziehung gegen die nächsthöhere tektonische Einheit dementsprechend berücksichtigt, denn nur an wenigen Stellen sind noch Späne von Mesozoikum als Deckenscheider vorhanden. Letzteres trifft eigentlich nur im Osten der Granatspitzeinheit zu, wo geringmächtige Kalklimmerschiefer als Deckenscheider gegen die darüber folgende „Riffdecke“ (Cornelius und Clar) auftreten. Ein ganz kleines, weiteres Vorkommen mesozoischer Gesteine liegt außerdem noch in der Granatspitzhülle selbst (beim Messeling-Kogel, SE der Felber Tauern, s. S. 405), und dessen Lage ist wohl ein Fingerzeig dafür, daß dasjenige, was wir nach Cornelius (1941b, 1942e) als Granatspitzhülle abgrenzen, wahrscheinlich eine am ehesten von SE her zusammengefaltete und dann überschobene Mulde ist, in welcher die Bewegungen in verschiedenen Horizonten vor sich gingen und deren heute tektonisch höchste Horizonte stellenweise doch schon engere primäre Beziehungen zu der Masse der Riffdecken haben könnten, als zum Granatspitzkern selbst.

Auf der Granatspitzeinheit (Gneiskern mit autochthoner und parautochthoner Hülle) liegt zwiebelschalenförmig die besonders im Westen mächtige „Riffdecke“. Diese ist sogar noch umfangreicher, als schon bisher allgemein angenommen wurde, denn ohne Möglichkeit einer inneren Abgrenzung reichen ihre vormesozoischen Gesteine im Norden bis zur Salzach und im Westen in das Gebiet der Venediger-Gneismasse sowie der Habachzunge, also auch in ein bereits viel mehr autochthon erscheinendes Gebiet. Mit dieser Bemerkung wird aber schon klar, daß wir an der Vorstellung vom Ausmaß und der Eigenart der Riffdecke nach dem heutigen Überblick über einen größeren Bereich einiges ändern müssen. — Der Begriff „Riffdecke“ (oder Riffdecken) wurde von Cornelius und Clar in den Dreißigerjahren aufgestellt, und zwar hauptsächlich auf Grund ihrer Erfahrungen im Glocknergebiet, also östlich des Granatspitzkernes. Von dort stammt auch der Name, nämlich von der Hohen Riff, rund 6 km NNW des Großglockners. Dort ist — wenn wir vorerst allein das vormesozoische Gebiet betrachten — aufgefallen, daß über der kaum injizierten Granatspitzhülle nun auf einmal stark injizierte und aplitisch gebänderte Gesteine (Amphibolite und Schiefer) vorherrschen, die auch mit eigenen, offensichtlich

überschobenen Granitgneismassen *) und seltener mit Tonalitgneisen in engster Verbindung stehen, so z. B. in besonders mächtiger Entwicklung im Bereich zwischen den beiden neuen Stauseen des Kapruner Tales und dem Tauernmoos-See im Stubachtal. Ähnliches ließ sich später um die ganze Granatspitzeinheit herum bis auf deren Westabdachung verfolgen (Cornelius 1935, 1942), und es geht aus der Summe der Einzelbeobachtungen der dortigen Riffdecke eindeutig hervor, daß auch diese intensiv sauer durchbluteten Horizonte mit ihren teilweise stark laminierten Gneiskörpern (z. B. Felber Tauern Gneis, Knorrkogelgneis) die demgegenüber nicht oder kaum injizierte Granatspitzhülle überfahren haben müssen, umso mehr als an der Grenze gegen diese, wie schon oben erwähnt, noch Lamellen von Kalkglimmerschiefer (Mesozoikum) stecken. Verfolgen wir aber die hier von sauren Schmelzen oder Lösungen stark durchsetzten Horizonte der Riffdecke weiter nach Norden, dann klingt dort innerhalb derselben tektonischen Einheit die saure Infiltration sukzessive aus, und wir stehen schließlich in der normal ausgebildeten Habachserie, die wir auch schon in der Granatspitzhülle angetroffen haben. Diese paläozoische Habachserie, die hier trotz des Fehlens einer Injektion zur Riffdecke gehört, ist nach Norden hin ohne Unterbrechung bis zum Salzachtal bei Mittersill zu verfolgen. Die Habachserie umschließt da aber auch die größere Altkristallinmasse des Scheibelberges, und zwar taucht diese eindeutig sowohl nach Osten (Stubachtal) als auch im Westen (Felber Tal) flach unter die Habachserie unter (Cornelius 1939, Frasl 1955 **).

Es ist schwer zu sagen, ob hier ein Altersunterschied oder aber die nachträglichen Bewegungen mehr zur Ausbildung der z. T. sehr scharfen Grenze zwischen beiden Serien beigetragen haben; jedenfalls ist im Altkristallin die Randpartie weitaus mehr verschiefert als die Kernregion und zumindest am Westende spricht die Lagerung für eine Relativbewegung der höheren Horizonte — also besonders der Habachserie — gegen Norden.

Während nun das Flächengefüge im Norden des Granatspitzkernes bis zum Salzachtal in der Regel mehr oder minder steil nach N geneigt ist, wendet sich die Richtung des Einfallens der Schieferhülle im Nordwesten des Granatspitzkernes generell nach NW, wie man bis zur Ortschaft Hollersbach und bis ins mittlere Habachtal verfolgen kann, und dort steckt die Habachzunge in tektonisch relativ hohen Horizonten der gleichen Habachserie, ja die Achsen und Flächen der Habachserie fallen unter das NE-Ende dieser Zunge ein (Frasl 1953 c). Im W des Granatspitzkernes ist das Einfallen in der Riffdecke in der Hauptsache nach W und nach SW bis S gerichtet, und dort befinden sich nun die Venedigergneise in Horizonten, die tektonisch wiederum weit über der Granatspitzeinheit liegen. — Daß die vormesozoischen Gesteine der Riffdecke schließlich im Süden des Granatspitzkernes allgemein nach S fallen, ist altbekannt. Im Hangenden

*) Hier sind als Beispiele der Hochweissenfeldgranit und -gneis und der Scharkogelgneis zu nennen.

***) Die Existenz dieses eindeutigen Altkristallins allein genügt schon für die Feststellung, daß es auch im Raum der heutigen mittleren Tauern eine alte, mit der betreffenden Regionalmetamorphose und Orogenese zusammenhängende Deformation — und daher auch ein altes Achsengefüge — gegeben haben muß, auch wenn man bis dato noch keine zugehörigen Flächen- und Achsenlagen von den Erzeugnissen späterer Deformationsphasen unterscheiden konnte.

davon folgt nach Süden die mesozoische Schieferhülle, deren Basis besonders stark strapaziert ist (s. S. 405), und dann die Matreier Zone.

Hier seien gleich ein paar Bemerkungen über den NW-Teil der mittleren Hohen Tauern angeschlossen, noch bevor über die sehr interessanten Lagerungsverhältnisse am Kontakt des Paläozoikums der Riffdecke mit der Jungen Schieferhülle des Glocknergebietes berichtet wird.

Im NW schließt an die aus Zentralgneis bestehende Habachzunge die Habachmulde an (Frasl 1953 c), die nach etwa 15 km Länge im W auskeilt (aushebt) und die zugleich die typische Entwicklung der Habachserie zeigt. Sie hängt im Osten um die N-Spitze der Habachzunge herum mit der Habachserie des eben vorher besprochenen Raumes der Riffdecke zusammen. Die S-Grenze der sich unten verschmälernden Habachmulde steht im allgemeinen etwa seiger bei WSW—ENE-Streichen, wenn man vom Umschwenken des äußersten Endes der Habachzunge gegen Norden absieht. Der Muldeninhalt wölbt sich dann über die im Norden anschließende und flach nach ENE untertauchende Krimmler Gneiswalze und erreicht auf deren N-Abfall auch selbst nach N abfallend den S-Rand des Salzachtales beiderseits vom Ausgang des Habachtales.

Die Krimmler Gneiswalze (Frasl 1953c) besteht hauptsächlich aus den Zentralgneisen der beiden Sulzbachzungen und nur zum geringen Teil aus Schieferhülle, nämlich dem Inhalt der zwischen den Gneisen eingekleiteten und unten steil stehenden „Knappenwandmulde“ mit vormesozoischem Gesteinsbestand, sowie dem ebenfalls vormesozoischen „Sulzauer Kristallin“. Diese Gneiswalze ist an der Oberseite durch den laminierten Rest einer vermutlich mesozoischen Kalkbedeckung („Hachelkopfkalk“; Frasl 1953c, 1958; siehe auch S. 404) von der Habachmulde geschieden und wird im Norden von Ausläufern des Hochstegenkalkes unmittelbar überlagert. Zusammenfassendes und Einzelheiten über diese Gneiswalze und ihre nächste Umgebung habe ich 1953 veröffentlicht (1953c). Die Profile durch das Ostende der Krimmler Gneiswalze beweisen, daß dort in alpidischer Zeit allgemein eine Relativbewegung der jeweils höheren Horizonte nach Norden geherrscht haben muß, denn die oberen Teile der unten steil stehenden Knappenwandmulde sind ebenso nach Norden über die nördliche Sulzbachzunge mitgeschleift worden, wie Gneise aus dem Verband der südlichen Sulzbachzunge (porphyrische Knappenwandgneise) und wie auch schließlich die Gesteine der Habachmulde über die ganze Krimmler Gneiswalze vom Süden nach Norden transportiert erscheinen (vgl. Frasl 1953c, Tafel VII u. VIII). Die Gneiskörper verhielten sich auch in diesen Fällen bei der dafür maßgeblichen alpidischen Tektonisierung bereits starrer als die Schieferhülle. — Bei Neukirchen wurden die eben genannten, sichtlich von Süden mitgeschleppten Schiefermassen im Norden der Gneiszungen unter ganz niederen faziellen Bedingungen stark ausgewalzt. Schließlich ist die Schieferhülle im N der Krimmler Gneiswalze speziell südlich der Ortschaft Wald tektonisch ganz besonders auffällig reduziert worden, und erst bei Krimml öffnet sie sich wieder gegen Westen, gegen das Gerlosgebiet hin. Im Plattenkogel-Profil, an der hier angenommenen Westgrenze der mittleren gegen die westlichen Hohen Tauern, ist sie bereits mehrere km mächtig und tektonisch wie stratigraphisch besser zu gliedern. (Dietiker, Schmidegg, Frasl). Und doch ist gerade da die Serienaufteilung auf Tafel XXV noch nicht befriedigend zu lösen gewesen.

Wenn wir uns nun dem Hauptverbreitungsgebiet der Jungen Schieferhülle in der Osthälfte der mittleren Hohen Tauern zuwenden, dann ist zuerst das Verhältnis der Jungen zur Alten Schieferhülle in der Nähe der zwischen beiden liegenden Grenzfläche zu besprechen. Die Grenzfläche selbst sieht nach den neuen stratigraphischen Grundlagen unvergleichlich schlichter aus, als nach den bisher zumeist anerkannten Vorstellungen von Cornelius, Clar und Braumüller, wozu man eine über die ganze Osthälfte der mittleren Hohen Tauern verbreitete, innige und sehr oftmalige Verschuppung von Mesozoikum mit Paläozoikum, z. B. von mesozoischen Kalkglimmerschiefern mit paläozoischem Schwarzphyllit oder Granatphyllit, annahm. Heute können wir demgegenüber eine recht unkompliziert verlaufende Grenzlinie vom Salzachtal östlich Mittersill an bis auf die Südabdachung der Tauern im Dorfertal verfolgen (s. Tafel XXV), und dieser Linie entspricht auch die relativ ruhige Lagerung der Grenzfläche, die wir nun kurz besprechen wollen.

Im Bereich des Dorfer-, des oberen Stubachtales und des oberen Kapruner Tales liegt das Mesozoikum auf der hier sanft nach Osten abfallenden, kuppelförmigen Wölbung des Paläozoikums der Riffdecke. Cornelius und Clar haben hier die Riffdecke besonders auf der S-Abdachung in eine untere und eine obere Riffdecke unterschieden, wobei jede aus einem älteren Deckenkern und Mesozoikum bestehen sollte. Als Deckenscheider fungierte hauptsächlich jener Kalkglimmerschieferzug, der beim Schönleitenbachl das Dorfertal quert, dann am Fuß der Romariswand zur Schneewinkelscharte zieht und schließlich von der Hohen Riff bis zum Torkopf verfolgbar ist, wo er unter dem Karlinger Kees irgendwie endet, sodaß die beiden Riffdecken im Norden zu einer einzigen verschmelzen. — Die obere Riffdecke im Sinne von Cornelius und Clar keilt sodann nach rund 15 km Länge im Süden zwischen Dorfertal und Tauerntal aus, und deshalb hält es H. P. Cornelius (1942a) auch für möglich, daß sie eine gegen S oder SW gerichtete „Rückfalte“ ist. — Die über dem Kalkglimmerschieferband folgenden Glimmerschiefer wurden von Cornelius und Clar als Paläozoikum der schwächeren oberen Riffdecke aufgefaßt, doch das erscheint mir revisionsbedürftig und das mesozoische Alter dieser höheren Glimmerschiefer heute eher diskutabel (s. S. 406 f.).

Es hat nun den Anschein, daß hier die basalen Teile des Mesozoikums zwar besonders stark lamelliert sind, daß aber doch die normale Schichtfolge in ihren wesentlichen Zügen auch da noch rudimentär erhalten geblieben ist. — Eine solche normale Schichtfolge, die mit Marmoren der Trias beginnt und darüber zuerst die kalkarme und dann kalkreiche Bündnerschiefer-Serie aufweist, liegt hier auf der Südabdachung höchstwahrscheinlich auf einer Länge von mehreren Kilometern an der Basis des geschlossenen Glocknermesozoikums an der Ostflanke des Dorfertales vor, wie schon auf S. 406 f. näher angegeben wurde.

Auch im Kapruner Tal, z. B. W des Stausees Wasserfallboden und am Fuße des Klockerriedels (E vom Stausee Mooserboden) folgen über dem älteren Untergrund im wesentlichen zuerst die Dolomite der Trias samt Quarziten und dann erst die großen Massen von Bündnerschiefern. Im einzelnen ist hier freilich eine extreme Verwalzung und Verschuppung in den Basisteilen der Jungen Schieferhülle zu sehen, wie auch in ähnlicher

Weise weiter westlich, schon im Einzugsbereich des Stubachtales (Reichensberg Kar, Neualm), wo aber immerhin bei generellem NE-Einfallen der Flächen unten eine wilde Abfolge von Bändern und Linsen von beinahe allen mesozoischen Gesteinen unter Vorherrschaft des ehemals tonigen Substrats der unteren Abteilung der Bündnerschiefer-Serie zu finden ist (s. S. 405 f.) und worüber dann die schon ruhiger gelagerte, stratigraphisch etwas jüngere, geschlossene Hauptmasse von Kalkglimmerschiefer und Prasinit mit Serpentin folgt. Die Grenzfläche gegen das Mesozoikum ist dann weiter auf der W-Seite des Stubachtales z. T. sogar überkippt und schließlich taucht die ganze Junge Schieferhülle im Lützelstubach — besonders bei der Hofer-Hochalm — unter dem darüber zusammenhängenden Paläozoikum der Habachserie mit etwa 15—20° Gefälle nach WNW ein (Cornelius 1935). Gerade dort ist die ursprüngliche Schichtfolge des Mesozoikums besonders schön erhalten, wenn auch als inverse Serie: auf das Paläozoikum folgen Quarzite, die Dolomite der Trias, dann schwarze Phyllite mit stellenweisen Dolomiteinstreuungen, die Kalkglimmerschiefer und als letztes die Grünschiefer vom Fuß der Geierwand im Stubachtal (vgl. S. 389 f.).

Die anschließende Nordgrenze der Jungen Schieferhülle gegen die Habachserie ist auf 15 km Länge bis über das Kapruner Tal hinaus wieder ganz schlicht und fast geradlinig, dabei vorwiegend seiger oder steil nach N geneigt. Es sind da nur mehr vereinzelte Späne von Triasdolomit vorhanden, aber der größte von ihnen (Lärchwand-Nordkamm) hat noch gegen das im N anschließende Paläozoikum der Habachserie hingewandt die grünen Quarzite der Wustkogelserie erhalten, während gegen S dann auf die Rauriser Phyllite die Kalkglimmerschiefer folgen, was aber wieder der normalen stratigraphischen Schichtfolge entspricht (Frasl 1956).

Gewisse Schwierigkeiten bereitet vorläufig noch die tektonische Deutung der Endigung des Paläozoikums auf der Ostflanke des Kapruner Tales, wo das Paläozoikum durch das Mesozoikum des Imbachhorns gegen Osten hin kartenmäßig abgeschlossen wird. Der komplizierte Verband der zahlreichen Gesteinsarten bei der oberflächlichen Endigung des Paläozoikums wurde von H. P. Cornelius bereits im Maßstab 1 : 25.000 kartiert, wovon eine schöne Manuskriptkarte vorliegt *). Nach meinen bisherigen zusätzlichen Beobachtungen im kritischen Gebiet im Falkenbachkar, beim Roßkopf und Imbachhorn fallen dort die tektonischen Achsen beiderseits der Grenze des Paläozoikums z. T. bis 20° nach E—ESE, z. T. aber bis 22° nach W—WNW ein; aber es ist zu vermuten, daß dies in der Hauptsache nur überprägte oder umgeprägte flache B-Achsen sind, welche auf die eigentliche Körperform nicht direkt rückschließen lassen. Wenn nämlich das Paläozoikum nach Osten aushebt, was mir wahrscheinlicher vorkommt als ein Abtauchen in derselben Richtung, dann müßte der durchschnittliche Neigungswinkel der Muldenachse mindestens 25—30° nach WNW betragen. Das ergibt sich aus der profilmäßigen Verbindung der Talsohle des Kapruner Tales (mit dem dort unter dem Paläozoikum aufgeschlossenen kleinen

*) H. P. Cornelius hat allerdings die dort endenden vormesozoischen Gesteine damals noch zum Altkristallin gestellt, während sie nun als Glieder der Habachserie eingestuft werden.

Fenster von mesozoischen Gesteinen) *) mit dem Ostende des zusammenhängenden Paläozoikums bei P. 2133 (Falkenbachkar) und weiter auch mit der von Cornelius am Kamm N der Brandlscharte aufgefundenen kleinen Decksholle von Paläozoikum. — Auf jeden Fall wurde aber auch die andere Möglichkeit nachgeprüft, nach welcher das Paläozoikum im Kapruner Tal nach Osten untertauchen würde. Im Bereich der theoretisch zu erwartenden streichenden Fortsetzung im Hirzbachgebiet W Fusch konnte jedoch keine Spur einer tatsächlichen Fortsetzung — etwa ein fensterartiges Wiederauftauchen der paläozoischen Habachserie — gefunden werden. Das schließt zwar ein steileres Untertauchen nach Osten noch nicht aus, aber die im Hirzbachtal gemessenen Achsen fallen recht regelmäßig flach nach WNW ein, während ein Achsenfallen nach E (bei P. 1972) sehr zurücktritt. Das spricht aber doch eher gegen ein regionales Untertauchen des Paläozoikums nach Osten und für ein Ausheben in derselben Richtung, ebenso wie die muldenförmige und in der Größenordnung passende Umbiegung der Kalkglimmerschieferzüge beim Hirzbachfall SW des Ortes Fusch wo doch sonst solche Umbiegungen in dieser Gegend sehr selten sind. — Beugnen wir uns diesmal mit diesem vorläufigen Ergebnis und wenden wir uns nun dem weiteren Verlauf dieser Grenze zwischen Alter und Junger Schieferhülle nach WNW zu.

Schon am steilen W-Hang des Wildeck (Kapruner Tal—Ostflanke) hat H. P. Cornelius eine innige Verknetung von Triasdolomit und Quarzit von mehreren Metern Mächtigkeit zwischen dem älteren, höher kristallin erscheinenden ehemaligen Untergrund einerseits und dem mit Kalkglimmerschiefern zusammenhängenden Schwarzphyllit (Rauriser Phyllit) anderseits kartiert. Quarzit und Karbonatgesteine der Trias begleiten auch weiterhin die Grenzlinie zwischen der Alten und der Jungen Schieferhülle bis zum Stubachtal, wobei die Mächtigkeit beider Gesteine auch 100 m überschreiten kann. Regelmäßig ist dabei eine steilstehende Lage von Quarzit und grünem Phengitschiefer der Wustkogelserie zwischen den Kalken und Dolomiten der Trias im N und der porphyroidführenden Habachserie im S eingeschaltet. Über der Trias schließt sich die mächtige, vorwiegend kalkarme Bündnerschiefer-Serie bis zur Salzach an. Es ist dies also von S nach N wieder eine im wesentlichen normale Schichtfolge von Paläozoikum bis ins jüngere Mesozoikum. — Westlich des Stubachtales ist in der Enzinger Wand die Folge Quarzit—Triasdolomit und Triaskalk vervielfacht, und da dort ebenso wie zwischen Kapruner und Stubachtal regelmäßig flach W-fallende Achsen ausgebildet sind, möchte ich hier ein Abtauchen der Jungen Schieferhülle nach W unter die Habachserie annehmen, wozu auch die S gerichteten Fallzeichen im Stuhlfeldner Wald auf der Karte Kitzbühel—Zell a. See vorzüglich passen.

Wenn man demnach die heutige Lagerung an der Grenzfläche der Alten gegen die Junge Schieferhülle hier im Norden der Hohen Tauern an Hand von Tafel XXV überblickt, dann kommt man zu folgendem räumlichen Bild:

Zwei steile Aufwölbungen mesozoischer Gesteine tauchen westlich des Stubachtales (Lützelstubach, Enzinger Wand) flach-achsigt nach W ab, und

*) Aus der Manuskriptkarte von H. P. Cornelius läßt sich bei P. 1112 eine weich verfaltete inverse Serie ablesen, wenn man die umrahmenden „Muskowitschiefer“ als paläozoisch, Dolomit und Quarzit als Permotrias und den folgenden Phyllit als jung (Rauriser Phyllit) ansieht.

zwischen ihnen senkt sich das darüber liegende Paläozoikum tief ein. Dieses hebt erst 15 km weiter östlich beim Kapruner Tal nach E aus. In der Jungen Schieferhülle kommen wir dabei in zunehmend jüngere Schichten, je weiter wir von der Grenzfläche des Paläozoikums abrücken. Das bedeutet also, daß man sich in diesem Gebiet eine im großen inverse Lagerung vorzustellen hat, die nun nach einer flach W-fallenden Achse verfault ist.

Dieser inversen Lagerung im Norden steht im Süden, etwa von der Linie Fellern (Stubachtal)—Kesselfall-Alpenhaus (Kapruner Tal) angefangen, im tieferen Stubachtal und bis auf der Südabdachung der Hohen Tauern die grundsätzlich normale Lagerung derselben stratigraphischen Horizonte gegenüber, wie schon vorher skizziert wurde. Der Übergang von der normalen Lagerung im Süden zur inversen im Norden und der Zusammenhang der beiden Faltenschenkel ist im Stubachtal bei Fellern und anschließend im Lützelstubach (Guggernbachtal) zu sehen: dort befindet sich die Faltenscharniere mit den jüngsten Gesteinen im Kern.

Angesichts der bedeutenden Mächtigkeit und der viele Quadratkilometer umfassenden Ausdehnung der invertierten Gesteinsmassen ist es schon wichtig, zu überlegen, welche Transportrichtungen für das Zustandekommen dieser Lagerung in Frage kommen. Man muß dabei von der Tatsache ausgehen, daß das im Norden auf dem inversen Mesozoikum schwimmende Paläozoikum nur im Westen mit der Hauptmasse des Paläozoikums zusammenhängt. Es kann also das obenauf schwimmende Paläozoikum des Kapruner Tales nur vom Westen (SW?, NW?) abgeleitet werden, nie aber vom Süden oder vom Osten! Das gleiche muß aber auch für die damit im stratigraphischen Verband befindlichen und invertierten mesozoischen Gesteinsmassen gelten. Somit ist hier aus den beschriebenen Lagerungsverhältnissen zweifellos ein bedeutender Massentransport höherer Horizonte in ungefähr östlicher Richtung anzunehmen. Diese Überfaltung nach Osten muß naturgemäß auch ungefähr N—S-gerichtete B-Achsen erzeugt haben, aber solche gibt es heute nur noch in den zentralen Teilen der Tauernkuppel und nicht im nördlichen Stubach- und Kapruner Tal, wo man sie auf Grund der im Gebirgsbau ablesbaren Überfaltung doch am ehesten erwarten sollte. Dieses Fehlen von meridionalen Achsen im Norden möchte ich damit erklären, daß die randlichen Teile der Tauernkuppel durch eine nachträgliche N—S-Einengung so stark beansprucht wurden, daß das ursprüngliche Flächen- und Achsengefüge samt der Form der größeren Gesteinskörper entweder den neuen Bedingungen weitgehend angepaßt wurde oder auch ganz umgeprägt wurde. Diese die anderen Transversalbewegungen überdauernde N—S-Einengung ist also der Grund für das Einlenken so mancher im Inneren der Hohen Tauern vorhandener Querstrukturen in die E—W-Richtung, sobald sie in randnähere Teile der Tauern eintreten, und zwar im Norden und auch im Süden (Siehe dazu: Frasl, 1952.).

Im speziellen Fall des nördlichen Stubach- und Kapruner Tales ist die heutige inverse und verfaulte Lagerung also etwa wie folgt zu erklären:

1. Zuerst wurde hier das Glocknermesozoikum ungefähr von Westen her von der Alten Schieferhülle überwältigt und gemeinsam mit dieser z. T. invertiert;

2. Erst dann wurde das inverse Gesteinspaket im Zuge der N—S-Einengung im randlichen Teil der Tauern nach einem flachen E—W-Achsenplan in steile Falten gelegt. Mit dieser Phase hängt auch die Prägung

der heute meßbaren, meist flachen und E—W-gerichteten B-Achsen im wesentlichen zusammen.

Nach dieser Vorstellung braucht sich übrigens die bei Lützelstubach untertauchende Junge Schieferhülle unterirdisch nicht mehr weit nach Westen zu erstrecken, denn wahrscheinlich ist dort die ursprünglich mehr N—S-gerichtete Faltenscharniere nur etwas nach Westen verdreht und steiler gestellt worden. — Freilich sind das nur ungefähre Vorstellungen über den hiesigen Gebirgsbau, Behelfsvorstellungen, die dem Geologen im Laufe der Kartierungsarbeiten kommen und eine Vielzahl von Erscheinungen recht gut erklären lassen. Daß hier jedoch noch gründliche tektonische Untersuchungen notwendig sein werden und besonders ein reifliches Abwägen der Bedeutung der heute vorherrschenden B-Achsenlagen in bezug auf Verlegungen oder Umprägungen bevor man die Situation als restlos geklärt betrachten kann, versteht sich von selbst.

Was wir aber heute schon auf Grund der angegebenen Grenzverhältnisse zwischen Alter und Junger Schieferhülle für den ganzen Ostabschnitt der mittleren Hohen Tauern mit Bestimmtheit aussagen können, ist, daß die ursprüngliche Serienfolge der überwiegend mesozoischen Jungen Schieferhülle am Kontakt mit der Alten doch noch im wesentlichen erhalten ist, und zwar trotz teilweise inverser Lagerung. Die ursprünglich wohl weitaus mächtigere Trias ist dabei zwar nur mehr zum geringen Teil erhalten geblieben; und daß die Rauriser Phyllite als Gleithorizont stark ausgedünnt wurden, ist im Vergleich mit östlicheren, mächtiger erhaltenen Profilen anzunehmen. Aber die in derselben Folge regelmäßig anschließende, stratigraphisch am höchsten stehende Hauptmasse der Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer (d. i. die Obere Schieferhülle nach Cornelius u. Clar) liegt ja schließlich besonders im Gebiet Großglockner—Wiesbachhorn—Kitzsteinhorn doch schon wesentlich ruhiger da.

Die Tektonik im Inneren der großen Massen der Jungen Schieferhülle in der Osthälfte der mittleren Hohen Tauern — die man am besten in Anlehnung an bekannte Vorbilder als das „Glocknermesozoikum“ oder als das „Mesozoikum der Glocknerdepression“ bezeichnen kann — soll hier nur in ganz großen Zügen gestreift werden.

Beginnen wir beim Großglockner selbst. Dieser besteht, wie auch kilometerweit seine Umgebung, aus jenen Prasiniten und Kalkglimmerschiefern, welche sich in Form eines großen und mächtigen Gewölbes über die Hohen Tauern spannen. Im Süden fallen sie unter die Matriere Zone ein, im zentralen Gebiet (Burgstall—Hohe Dock—Bärenköpfe—Wiesbachhorn) liegen sie nach der Großglocknerkarte von Cornelius und Clar fast söhlig, und gegen Norden hin fällt dieses Gewölbe zunehmend steiler nach Norden ein, bis es endlich an der Nordgrenze bei Fusch mit seinen hangendsten Partien auch seiger steht oder gar invers steil nach Süden einfällt. Der Nordflügel dieses Kalkglimmerschiefer-Prasinit-Gewölbes taucht im Westen bei Lützelstubach gegen Westen unter, gegen Osten hin setzt sich der Nordflügel noch über das Seidlwinktal zum Edlenkopf fort, wobei im Tal wieder eine eher steilere Lagerung zu erkennen ist als auf den östlich anschließenden Bergeshöhen, wie z.B. eben beim Edlenkopf.

Dieses Kalkglimmerschiefer-Prasinit-Gewölbe, welches u. a. auch kleinere Partien von Serpentin, Eklogit und massenhaft Lamellem von Granat-

muskowitschiefer sowie schwarzem Phyllit beinhaltet, wurde bisher von Cornelius und Clar als eigene Decke aufgefaßt, die als Obere Schieferhülle bezeichnet wurde. Da Cornelius und Clar damals die schwarzen Phyllite und Granatmuskowitschiefer für paläozoische Einschuppungen im mesozoischen Kalkglimmerschiefer hielten und auch die Ableitung der grünen Gesteine aus einem vormesozoischen Altkristallinbestand erwogen (C. u. C. 1935), kamen sie sogar zu der Vorstellung, daß die Decke eigentlich eine typische „tektonische Mischserie“ sei, also eine sekundäre tektonische Einheit, die erst selbst durch die innige Verschuppung und Verschweißung von einander ursprünglich fremden, „tektonisch verschieden beheimateten“ Gesteinen entstanden sein soll. Ich kenne jedoch, wie im ersten Teil begründet wurde, heute keinen triftigen Grund mehr, warum die damals als vormesozoisch aufgefaßten Gesteine dieses Gewölbes nicht zur Gänze in die Bündnerschiefer-Ophiolith-Serie passen sollten. Dementsprechend habe ich auch keine Veranlassung hier an der Vorstellung von einer „tektonisch gemischten“ Deckeneinheit im Sinne von Cornelius und Clar festzuhalten. Eine interne Verschuppung innerhalb dieser kalkreichen (oberen) Bündnerschiefer-Serie ist natürlich durchaus gegeben, auch liegende Falten von *km*-Größe sind vorhanden, aber es muß nicht bei jeder Einschaltung z. B. eines Phyllits oder Granatmuskowitschiefers auch zwangsläufig zugleich an eine markante Schubbahn und Schuppengrenze gedacht werden, denn für ihre Existenz kann auch eine lokale, ursprünglich tonigere Einlagerung im Mergel bestimmend gewesen sein.

Unter dem Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Gewölbe kommt auf beiden Seiten das ältere Mesozoikum hervor, aber auf der Westseite über dem Paläozoikum der Riffdecken in tektonisch wesentlich stärker reduzierter Form und dazu noch stärker metamorph als im Osten (s. S. 407 f. und S. 394 ff.). Dort finden wir — wenn wir von der wahrscheinlich von Westen her eingeschuppten Trias bei Ferleiten absehen — unter der kalkreichen oberen Bündnerschiefer-Serie des Gewölbes zuerst die kalkarme untere Abteilung der Bündnerschiefer-Serie und darunter die Seidlwinkltrias, beide in großer, wahrscheinlich tektonisch wesentlich verstärkter Mächtigkeit. Über die genaueren Lagerungsverhältnisse im tieferen Fuschertal und besonders im Seidlwinkltal wurde schon weiter vorne in einem eigenen Kapitel berichtet, wobei auch beschrieben wurde, daß unter den zum Großteil flach liegenden Karbonatgesteinen der Trias noch die Quarzite und Arkoseschiefer der permotriadischen Wustkogelserie liegen. Unter diesen aber folgt beiderseits des Seidlwinkltales ein verkümmerter Liegendschenkel der genannten Abfolge, dessen triadische Karbonatgesteine sicher ausscheidbar sind, während sich die sie wahrscheinlich im Liegenden begleitenden Bündnerschiefer nicht auffällig von der Masse der darunter anschließenden und schon zur nächsten tektonischen Einheit gehörenden Bündnerschiefer-Serie *) abheben. Die Wustkogelserie, die Seidlwinkltrias und die Bündnerschiefer-Serie bilden jedenfalls hier eindeutig eine *km*-große und mächtige Falte, in deren Kern eben die Wustkogelserie als ältestes Glied liegt **). Diese Groß-

*) Vom Rauriser Tauernhaus und Diesbachkar.

***) Gerade im Umkreis des Wustkogels sind der Gesteinskörper walzenförmig nach einer N—S-Achse gestreckt, aber diese Richtung hat nur auf wenige *km* (von der Weissenbachscharte bis zur Hirzkaralm) eine dominierende Bedeutung.

falte besitzt im mittleren Seidlwinkltal Nordost-Vergenz. Da eine Überschiebungswerte von mehr als 5 km gesichert ist, kann man sie nach H. P. Cornelius auch als Decke bezeichnen, sie scheint mir aber nur eine lokale Überfaltung im Zuge der Abschiebung der Jungen Schieferhülle von der Alten zu sein, und ich möchte auch nicht gleich einen eigenen Deckennamen für sie einführen. Die darunter liegenden Bündnerschiefer gehören schon zur parautochthonen und autochthonen Hülle des Sonnblickkernes. Dieser wurde wohl während der Bündnerschiefersedimentation von einer ursprünglich wahrscheinlich vorhandenen Trias-Auflage befreit und selbst z. T. abgetragen. Darauf wiesen z. B. die Dolomitgeröll führenden Horizonte und die Arkosegneise der Bündnerschiefer-Serie hin*). Für die Formausbildung der einzelnen Gesteinslagen ist hier in der untersten Bündnerschiefer-Serie eine intensive Laminierung bestimmend gewesen. Die dazugehörige vormesozoische Unterlage, nämlich der Zentralgneis des Sonnblickkernes, befindet sich bereits im östlich anschließenden Aufnahmegebiet von Ch. Exner und wird daher nicht mehr in diese Betrachtungen einbezogen.

Die Fuscher Schieferhülle (E. Braumüller). — An den bisher beschriebenen Teil der Jungen Schieferhülle, der nach oben durch das Gewölbe von Kalkglimmerschiefer und Prasinit recht auffällig abgeschlossen wird, legt sich im Norden noch ein breiter Streifen von ebenfalls jungen Gesteinen der Schieferhülle an (Fuscher Schieferhülle). Dieser Gesteinsstreifen reicht zwischen Stubach- und Fuscher Tal bis zur Salzach und wurde von Cornelius und Clar als „Nordrahmenzone“ bezeichnet. Sie stellten die Nordrahmenzone der „Matreier Zone“, also der südlichen unterostalpinen Rahmenzone, tektonisch gleich und nahmen an, daß die ganzen Gesteine der Nordrahmenzone von Süden her über die zusammenhängenden Kalkglimmerschiefer-Prasinit-Massen, welche sie als „Obere Schieferhülle“ auffaßten, hinweg nach Norden überschoben worden seien. Mit der Vorstellung von einer solchen generellen Überschiebung der Fuscher Schieferhülle über die „Obere Schieferhülle“ lassen sich aber manche Beobachtungen nicht vereinbaren. Dagegen spricht z. B. im Osten der stratigraphische Zusammenhang der Oberen Schieferhülle mit der Fuscher Schieferhülle bei der Edweinalm im Seidlwinkltal (S. 448); dagegen spricht aber auch mehr im Westen der noch erhaltene stratigraphische Zusammenhang der mesozoischen Gesteine der Fuscher Schieferhülle mit dem von Westen bis zum Kapruner Tal hereinreichenden Paläozoikum. Es ist nämlich ganz ausgeschlossen, daß dieses Paläozoikum selbst auch von der Matreier Zone abgeleitet werden könnte, denn es ist ja nachweisbar eine Ausstülpung der paläozoischen Gesteinsmassen der Riffdecke, die normalerweise unter der Jungen Schieferhülle liegen und in denen auch größere Zentralgneismassen stecken. Demnach ist also zumindest der südliche Anteil dieser randlichen Schieferhüllenzonen, die man nun nach Braumüller besser als „Fuscher Schieferhülle“ bezeichnet, sicher nicht über die „Obere Schieferhülle“ hinweg aus dem Süden gekommen. — Diese Herkunft weit von S her kann aber bei nördlicheren Partien der Fuscher Schieferhülle möglicherweise doch gegeben sein, obwohl keine auffällige Grenze zwischen solchen

*) Daß von den Orthogneisen, die L. Kober in der Umrahmung des Seidlwinkltales als Kerngesteine seiner „Modereckdecke“ eingezeichnet hat, kaum etwas nachzuweisen ist, wurde auf S. 345 und S. 393 bereits dargelegt.

heterogenen Anteilen innerhalb der mesozoischen Gesteinsserie der Fuscher Schieferhülle zu erkennen ist. — In der südlichen Fuscher Schieferhülle ist übrigens in der streichenden Verlängerung des von Westen hereinragenden Paläozoikums sogar noch mit einer Inversion des mesozoischen Schichtstoßes bis in die Nähe von Fusch zu rechnen, während sich dafür weiter östlich keine Anhaltspunkte mehr ergeben.

H. P. Cornelius faßte seine Nordrahmenzone wieder als ein gutes Beispiel einer „tektonischen Mischserie“ von jetzt miteinander verschweißten, aber tektonisch verschieden beheimateten Elementen auf, da hier zahlreiche, schon von ihm als mesozoisch eingestufte Gesteinszüge mit Schwarzphyllit abwechseln, den er noch zur Gänze für paläozoisch hielt. Die neue Seriergliederung, für deren prinzipielle Richtigkeit gerade in diesem Gebiet wertvolle Beweise vorliegen, weist nun auch hier besonders auf Grund der Aufteilung des schwarzen Phyllits auf zwei stratigraphische Serien (Habachserie und Bündnerschiefer-Serie; s. Tafel XXV) den Weg, wie man den in der Natur vorgefundenen Gesteinsbestand mit einer einzigen, ganz unkompliziert geformten Grenzfläche zwischen Junger und Alter Schieferhülle und daher mit bedeutend weniger tiefgreifenden Schuppungen erklären kann.

Zwischen Fuscher und Rauriser Tal hat E. Braumüller (1939, Braumüller u. Prey 1943) innerhalb der Fuscher Schieferhülle zwei Decken unterschieden. Die mesozoische „Obere Schieferhülle“ in der Hauptsache aus Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern bestehend, sollte hier in Form von vielen Stirnzapfen von oben her in die als paläozoisch angesehene „Untere Schieferhülle“ eintauchen. Mit letzterer Deckenbezeichnung war hier in der Hauptsache die Masse der schwarzen Phyllite gemeint. Auch diese Vorstellung können wir heute zugunsten einer Verschuppung und Verfaltung einer einzigen zusammenhängenden Schichtfolge (vom Perm bis zur Bündnerschiefer-Serie) aufgeben, also zugunsten eines schlichteren Baustiles mit wesentlich seichten Überschiebungsflächen; dies ist umso eher möglich, als auch Braumüller sich nun selbst zur Anerkennung des mesozoischen Alters der hiesigen Schwarzphyllite bekehrt hat (Braumüller 1958). Daß die genaueren Schuppengrenzen in dieser Gegend nicht leicht festzulegen sind, ist begreiflich, denn sie liegen ja zum Großteil innerhalb der mächtigen Bündnerschiefer-Serie mit ihrer wechsellagernden Sedimentation. Das gilt auch für das Gebiet der mehr sandigen bis grobklastischen Bündnerschiefersedimentation, welche Braumüller (1939—1958) als eine eigene, in der Schieferhülle von oben her stirnende „Sandstein-Brecciendecke“ (= untere Radstädter Decke = unterostalpin) abgegrenzt hat. Diese Abtrennung von der Schieferhülle kann aber nicht als zwingend anerkannt werden, wie bereits auf S. 401 f. ausführlicher dargelegt wurde.

Damit kommen wir zu folgenden Grundzügen der Tektonik in den mittleren Hohen Tauern:

Relativ autochthon dürfte die Kuppel des Granatspitzkernes sein, über deren autochthone und parautochthone Hülle in mesozoischer Zeit große Deckenbewegungen vor sich gingen. Diese können aber nicht nur von Süden — wo wahrscheinlich große Deckenmassen ausgequetscht worden sind — nach Norden vor sich gegangen sein, sondern auch eine sehr bedeutende Relativbewegung höherer Horizonte etwa nach Osten ist hier

anzunehmen *). Im Westen des Granatspitzkernes ist — wenn wir von dem nördlichen und südlichen Randgebiet der Tauern absehen — eine relativ ruhigere Lagerung vorhanden. Hier stecken auch die Venedigerzunge und die Habachzunge in der alten Schieferhülle, und in dieser dürften hier sogar noch z. T. voralpidische Strukturen eine gewisse Rolle spielen (s. S. 418 ff. und Frasl 1955), die sich im geschlossenen Areal der älteren Gesteine begreiflicherweise eher funktionell erhalten konnten, als in mehr randlichen Partien desselben Materials. Im Osten der Granatspitzkuppel sind nur geringere, überschobene Gneismassen vorhanden und die Alte Schieferhülle erscheint dort meist viel stärker strapaziert. Die Junge Schieferhülle zieht im Süden durch die ganzen mittleren Hohen Tauern durch; in den zentralen und nördlichen Teilen ist sie heute aber von der Alten Schieferhülle weitgehend abgeschoben worden und liegt hauptsächlich im Ostteil der mittleren Hohen Tauern angehäuft. Trotz dieser Abschiebung ist die normale Serienfolge im Zusammenhang der Jungen mit der Alten Schieferhülle noch weitgehend gewahrt geblieben und auch in der mächtigen Anschuppung der Jungen Schieferhülle in der Glocknerdepression ist die ursprüngliche Schichtfolge in ihren wesentlichen Zügen noch z. B. in einer kilometerdicken Decke im tieferen Fuscher und Seidlwinkltal erhalten. Die für den heutigen Bau maßgeblichen Bewegungen wurden in der Regel noch von der alpidischen Metamorphose überdauert, die in den zentralen und den besonders stark eingeengten südlichen Teilen der Schieferhülle intensiver gewirkt hat, als in den höheren und mehr nördlich gelegenen Teilen, in denen man dementsprechend auch viel öfter das Ausgangsmaterial der metamorphen Gesteine erkennen kann. Die junge Heraushebung (Exner, Clar) ist schließlich in der Westhälfte unseres Abschnittes größer gewesen als im Osten, in der Glocknerdepression.

Man sieht aus diesem tektonischen Anhang, daß sich aus der neuen Seriengliederung zahlreiche Anregungen für die zukünftige Forschung in den mittleren Hohen Tauern ergeben, denn z. B. die Vorstellung von dem in der Glocknerdepression herrschenden Baustil hat sich durch den Wegfall einer hundertfältigen Verschuppung zwischen Mesozoikum und Paläozoikum schon jetzt grundlegend geändert. Auch in der Seriengliederung werden noch Verfeinerungen und genauere Parallelisierungen mit der Formations- und Stufengliederung möglich sein, und auch für die petrogenetische Forschung ist noch ein weites Betätigungsfeld offen, sodaß also die mittleren Hohen Tauern gewiß noch für längere Zeit ein interessantes Forschungsgebiet darstellen werden.

Literatur

Abkürzungen wie im alljährlichen Literaturverzeichnis in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien.

Angel, F. 1929: Der Stüdlgrat (Großglockner). Vh. GBA. Wien 1929, 69.

Angel, F. 1954: Petrochemie der Hochalm—Ankogel-Gesteine. Jb. GBA. Wien 1954, 97, 1—16.

Angel, F. 1956: Über die splitisch-diabasische Gesteinssippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgaues. Mitt. Geol. Ges. Wien 1955 (1956), 1—15.

*) Das harmoniert z. B. mit der NE-Vergenz des Sonnblickkernes in den östlichen Hohen Tauern (Exner).

- Angel, F. 1957: Einige ausgewählte Probleme eklogitischer Gesteinsgruppen der österreichischen Ostalpen. N. Jb. Min.; Abh. 91, Wien 1957.
- Becke, F. 1895: Olivinfels und Antigoritserpentin aus dem Stubachtal (Hohe Tauern). Tsch. Mitt. 14, 1895, 271—276.
- Benedict, P. C. 1952: Zur Tektonik der südlichen Granatspitzgruppe. Dissertation, Univ. Zürich 1952. Druck: Gebr. Rosenbaum, Wien 1952.
- Bistritschan, K. 1953: Die Geologie des Stollens Schriederau—Wirtenbach im Stubachtal. Kober-Festschr., Wien 1953.
- Bistritschan, K. und Braumüller E. 1958: Die Geologie des Stollens Rauris—Kitzloch im Bereiche des Tauernnordrandes (Salzburg). Mitt. Geol. Ges. Wien 49, 1956.
- Braumüller, E. 1939: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. Mitt. Geol. Ges. Wien 30, 1937, 37—150, Wien 1939.
- Braumüller, E. und Prey, S. 1943: Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. Ber. RA. f. Bodenf. Wien 1943, 113—140.
- Braumüller, E. 1958: Siehe Bistritschan, K. und Braumüller, E. 1958.
- Cadisch, J. und Niggli, E. 1953: Geologie der Schweizer Alpen. Verlag Wepf & Co., Basel 1953.
- Clar, E. 1932: Modereckdecke oder Rote Wandgneisdecke. Vh. GBA. Wien 1932, 153—157.
- Cornelius, H. P. 1931: 2. Bericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe. Vh. GBA. Wien 1931, 102—106.
- Cornelius, H. P. und Clar, E. 1932: Dritter Vorbericht über geologische Aufnahmen im Großglocknergebiet. Vh. GBA. Wien 1932, 75—80.
- Cornelius, H. P. 1934: Bericht über Revisionen auf Blatt Kitzbühel—Zell am See, sowie Anschlußbegehungen auf Blatt Großglockner. Vh. GBA. Wien 1934, 31—32.
- Cornelius, H. P. 1935: Zur Geologie von Lützelstübach, Hohe Tauern. Vh. GBA. Wien 1935, 145—147.
- Cornelius, H. P. und Clar, E. 1935: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großglocknergebietes. GBA. Wien 1935, 34s.
- Cornelius, H. P. 1938: Aufnahmebericht über Blatt Großglockner. — Verh. GBA. Wien 1938, 51—52.
- Cornelius, H. P. 1939: Berichte über Aufnahmen 1938 auf Blatt Großglockner (5149) sowie auf den Nachbarblättern Zell am See—Kitzbühel (5049) und Hofgastein (5150). Vh. Zweigst. f. Bodenf. Wien 1939, 38—40.
- Cornelius, H. P. und Clar, E. 1939: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). Abh. Zweigst. Wien d. RSt. f. Bodenf. (GBA.) 25, Wien 1939, 1—305.
- Cornelius, H. P. 1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Zs. D. Geol. Ges. 92, Berlin 1940, 271—312.
- Cornelius, H. P. 1941 a: Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. Ber. RSt. f. Bodenf. Wien 1941, 89—94.
- Cornelius, H. P. 1941 b: Zur Geologie des oberen Felber und Matreier Tauerntales und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise. Ber. RA. f. Bodenf. Wien 1941, 14—20.
- Cornelius, H. P. 1942 a: Neue Aufnahmeergebnisse aus dem Matreier Tauerntal. Ber. RA. f. Bodenf. Wien 1942, 4—6.
- Cornelius, H. P. 1942 b: Über ein Breccienvorkommen in der südlichen Schieferhülle des Venedigermassivs (Hohe Tauern). Ber. RA. f. Bodenf. Wien 1942, 49—51.
- Cornelius, H. P. 1942 c: Zur Deutung der hellen Pseudomorphosen in Prasiniten der Hohen Tauern. Ber. RA. f. Bodenf. Wien 1942, 101—103.
- Cornelius, H. P. 1942 d: Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. Ber. RA. f. Bodenf. Wien 1942, 101—103.
- Cornelius, H. P. 1942 e: Geologisches über die Granatspitzgruppe. Zs. d. D. Alpenver. München 1942, 61—68.
- Cornelius, H. P. 1944: Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge (Venedigermassiv, Hohe Tauern). Ber. RA. f. Bodenf. Wien 1944, 25—31.
- Cornelius, H. P. 1949: Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie. SBmn. Abt. I 158, 543—570.
- Dal Piaz, G. und Bianchi, A. 1934: Monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige orientale e Regione limitrofe. Mem. dell'Ist. Geol. della R. Univ. di Padova 10, 1934.
- Del Negro, W. 1950: Geologie von Salzburg. Univ. Verlag Wagner, Innsbruck 1950.
- Del Negro, W. 1954: Diskussionsabend und Bericht über einige neuere Tauernarbeiten. Mitt. naturwiss. Arb. Gem., Haus der Natur, Salzburg 5, 1954, 47—53.

- Del Negro, W. 1958: Geologische Forschung in Salzburg 1949—1956. — Mitt. Geol. Ges. Wien 49. 1956/1958, 107—128.
- Dietiker, H. 1938: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml. Dissertation, ETH, Zürich 1938 (Buchdruckerei Fluntern).
- Egger, A. 1954: Beitrag zur Geologie der südöstlichen Großvenedigergruppe (Hohe Tauern). Unveröff. Diss., Univ. Wien 1954.
- Exner, Ch. 1947: Das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern. Tsch. Mitt. 3. F. 1, Wien 1947, 82—87.
- Exner, Ch. 1949: Das geologisch-petrographische Profil des Siglitz-Unterbautollens zwischen Gastein- und Rauristal. SBmn., Abt. I 157, Wien 1949, 375—420.
- Exner, Ch. 1951: Exkursionsführer V: Tauernfenster (Gastein—Mallnitz). Vh. GBA., Sonderheft. A., Wien 1951, 76—87.
- Exner, Ch. 1952: Geologische Probleme der Hohen Tauern. Vh. GBA., Sonderh. C, Wien 1952, 86—95.
- Exner, Ch. 1953: Zum Zentralgneis-Problem der östlichen Hohen Tauern. Radex-Rdsch., H. 7/8, 1953, 417—433.
- Exner, Ch. 1957: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. GBA. Wien 1957.
- Fischer, H. 1947: Zur Geologie zwischen dem Stubachtal und dem Habachtal. Vh. GBA. Wien 1947
- Fischer, H. 1948: Beitrag zur Geologie des Tauernnordrahmens zwischen Stubach- und Habachtal. Unveröff. Diss., Univ. Wien 1948.
- Fischer, H. 1955: Der Wennis-Veitlehner Kalk-Marmorzug. Vh. GBA. 1955, 187—197.
- Frasl, G. 1948: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im Oberpinzgau. — In L. Kober: Bericht über Arbeiten des Geologischen Institutes der Universität Wien. Vh. GBA. Wien 1948.
- Frasl, G. 1949: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Habachtal. Unveröff. Diss., Univ. Wien 1949.
- Frasl, G. 1952: Aufnahmen auf Blatt Rauris (154). Vh. GBA. Wien 1952, 16—20.
- Frasl, G. 1953 a: Ein Porphyroidgneis mit Orthoklaseinsprenglingen aus dem Habachtal (Hohe Tauern). Akad. Anz. Jg. 1953, Nr. 2, 23—26.
- Frasl, G. 1953 b: Aufnahmen 1952 auf Blatt Rauris (154). Vh. GBA. Wien 1953, 31—35.
- Frasl, G. 1953 c: Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). Jb. GBA. 96, Wien 1953, 143—192.
- Frasl, G. und Heißel, W. 1953: Über die Fossilfunde in den Füscher Phylliten. Vh. GBA. Wien 1953.
- Frasl, G. 1954 a: Aufnahmen 1953 auf Blatt Rauris (154). Vh. GBA. Wien 1954, 38—42.
- Frasl, G. 1954 b: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphygranite, Porphygranitgneise und Augen-gneise Österreichs. Jb. GBA. Wien, 97, 1954, 71—132.
- Frasl, G. 1955: Aufnahmen 1954 auf den Kartenblättern 154 (Rauris) und 152 (Matrei in Osttirol). Vh. GBA. Wien 1955, 22—26.
- Frasl, G. und Frasl, E. 1956: Geologische Aufnahmen 1955 auf Blatt Großglockner (153). Vh. GBA. Wien 1956, 33—36.
- Frasl, G. 1957: Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, 1957; Graz 1957.
- Fuchs, G. 1956: Vorbericht über geologische Untersuchungen im Gebiet Granat-spitze—Großvenediger. Mitt. Ges. Geol. u. Bergb. Stud. Wien 1956. 29—42.
- Haiden, A. 1950: Über Bausteinvorkommen des Ober- und Unterpinzgaves. Geol. Bw. 17, Wien 1950, 127—142.
- Hammer, W. 1935: Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal. Jb. GBA. Wien 1935.
- Hammer, W. 1937: Bemerkungen zur Geologischen Spezialkarte Blatt Kitzbühel—Zell am See. Vh. GBA. Wien 1937.
- Hammer, W. 1938: Beiträge zur Tektonik des Oberpinzgaves und der Kitzbüheler Alpen. Vh. GBA. Wien 1938, 171.
- Heritsch, F. 1919: Fossilien aus der Schieferhülle der Hohen Tauern. Vh. GRA. Wien 1919, 155.

- Heißel, W. 1951: Grauwackenzone der Salzburger Alpen. — Vh. GBA., Sonderheft A, Wien 1950/51.
- Holzer, H. 1949: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Stubach- und Dietsbachtal. Mitt. Ges. Geol. Bb. Stud. Wien 1, H. 3, 1949, 1—30.
- Holzer, H. 1951: Bemerkungen zu dem Artikel von A. Haiden: Über die Bausteinvorkommen des Ober- und Unterpinzgaaes. Geol. Bw. 18, Wien 1951, 112—114.
- Holzer, H. 1952: Über geologische Untersuchungen am Westrand der Granatspitzgruppe. SBmn. Abt. I 161, Wien 1952, 185—192.
- Holzer, H. 1953 a: Aufnahmen 1952 auf Blatt Großglockner (153). Vh. GBA. Wien 1953, H. 1.
- Holzer, H. 1953 b: Über die phyllitischen Gesteine des Pinzgaaes. Vh. GBA. Wien 1953, H. 2, 115—121.
- Horninger, G. 1954: Manganminerale vom Mooserboden b. Kaprun. Tsch. Mitt. 3. F., 5, 1954, 48—69.
- Horninger, G. 1956: Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten. Vh. GBA. Wien 1956, 114—118.
- Hottinger, A. 1934: Zur Geologie des Nordrandes des Tauernfensters in den zentralen Hohen Tauern. Ecl. geol. Helv. 27, 1934.
- Hottinger, A. 1935: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick—Hocharngruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. Eclogae geol. Helvet. 23, 1935, 250—368.
- Hradil, G. 1924: Notizen über einige Eruptivgesteine aus der Kitzbühler Grauwackenzone. Vh. GBA. Wien 1924, 192—198.
- Huttenlocher, H. F. 1946: Konglomerate und konglomeratähnliche Bildungen aus der Umgebung von Naters (Wallis). Schweiz. Min. Petr. Mitt. XXVI. 1946, 257—272.
- Karl, F. 1951: Die Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal. Tsch. Mitt. 3. F., 2, 1951, 198—246.
- Karl, F. 1952 a: Analytisch-tektonische Studien an Gesteinen des Gerlostales. N. Jb. Geol. Pal. Mh. 1952, 5—24.
- Karl, F. 1952 b: Aufnahmen auf Blatt Wald (151/2) (Bericht 1951). Vh. GBA. Wien 1952.
- Karl, F. 1953 a: Das Gainfeldkonglomerat bei Bischofshofen (nördl. Grauwackenzone) und seine Beziehungen zu einigen Konglomeraten in den Westalpen. Akad. Anz. 1953, Nr. 1.
- Karl, F. 1953 b: Aufnahmen 1952 auf den Blättern Wald (151/1), Hohe Fürelegg (152/1), Prägraten (152/3) und Dreiherrn-Spitze (151/4). Vh. GBA. Wien 1953.
- Karl, F. 1954: Aufnahmen 1953 auf Blatt Krimml (151). Vh. GBA. Wien 1954, 48—51.
- Karl, F. 1955: Aufnahmen 1954 auf Blatt Krimml (151) und Großglockner (152). Vh. GBA. Wien 1955, 39—43.
- Karl, F. 1956 a: Eine Arbeitshypothese als Beitrag zum Zentralgneisproblem in den Hohen Tauern. Akad. Anz. 1956, Nr. 1, 1—4.
- Karl, F. 1956 b: Bericht 1955 über Blatt Krimml (151) und Matrei i. O. (152). Vh. GBA. Wien 1956, 49—54.
- Karl, F. 1956 c: Die Komponenten des oberkarbonen Nöflach-Konglomerates (Tirol). Mitt. Geol. Ges. Wien 48, 1955 (1956), 71—88.
- Kieslinger, A. 1937: Aufnahmebericht über Blatt Hofgastein. Vh. GBA. Wien 1937, 63—69.
- Klebensberg, R. v. 1940: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). Zs. D. Geol. Ges. 92, Berlin 1940.
- Kober, L. 1912: Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung. SBmn., Abt. I 121, Wien 1912, 105—119.
- Kober, L. 1922: Das östliche Tauernfenster. Denkschr. Akad. Wiss. Wien; m. nw. Kl. 98, Wien 1922, 201.
- Kober, L. 1928: Mesozoische Breccien in der Oberen Schieferhülle der Sonnblick- und Glocknergruppe. Akad. Anz. 65, Wien 1928, 275.
- Kober, L. 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. Springer, Wien 1938.
- Kölbl, L. 1924: Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. SBmn. Kl. I 133, Wien 1924.
- Kölbl, L. 1932 a: Das Nordostende des Großvenedigermassivs. SBmn. 141, Wien 1932, 39—66.

- Kölbl, L. 1932 b: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mittersill und Kaprun. Akad. Anz. 1932, 69, 266.
- Kölbl, L. 1935: Das Tauernproblem in den Ostalpen. Geol. Rdsch. 1935, 151.
- Leitmeier, H. 1936: Die Blei-Zink-Vorkommen der Achselalpe im Hollersbachtal in Salzburg. Tscherm. Min. Petr. Mitt. 47, Wien 1936, 376—382.
- Leitmeier, H. 1937: Das Smaragd-vorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. Tsch. Mitt. 49, 1937, 245—368.
- Leitmeier, H. 1950: Über die Entstehung der Klüftmineralien in den Hohen Tauern. Tsch. Mitt. 3. F. 1, Wien 1950.
- Leitmeier, H. 1953: Orogenese und Vererzung im Raum der Ostalpen. Kober-Festschr. 1953, Skizzen zum Antlitz der Erde, Geol. Abreiten, herausgeg. aus Anlaß d. 70. Geburtstages von Prof. Dr. L. Kober, Universität Wien.
- Leitmeier, H. 1955: Sind die Ergebnisse geologischer und petrologischer Forschung in den Ostalpen unvereinbar? Jb. GBA. 98, Wien 1955, 33—66.
- Mutschlechner, G. 1956: Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen (Zillertal). Mitt. Geol. Ges. Wien 48, 1955 (1956), 155—166.
- Nabholz, W. 1945: Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. Eclogae geol. Helv. 38, 1945.
- Ohnesorge, Th. 1924: Aufnahmebericht über Blatt Kitzbühel—Zell am See. Vh. GBA. Wien 1924.
- Ohnesorge, Th. 1929: Bericht über geologische Untersuchungen um Wald und Krimml im Oberpinzgau. Akad. Anz. Wien 1929, 200—203.
- Petraschek, W. 1947: Die alpine Metallogenese. Jb. GBA. Wien 90, 1945 (1947).
- Prey, S. 1938: Modereckdecke und Rote-Wand-Gneisdecke. Vh. GBA. Wien 1938, 190—192.
- Prey, S. 1951: Exkursionsführer VII: Tauernfenster (Großglockner Straße). Vh. GBA. Wien 1951, Sonderheft A., 95—109.
- Sander, B. 1947: Die allotigenen Komponenten der Tuxer Grauwacken. Mitt. nat. med. Ver., Innsbruck 1947.
- Scharbert, H. 1954 a: Vorbericht über Untersuchungen an den Grüngesteinen des Tauernnordrandes (Pinzgau). Akad. Anz. Wien 1954, 37.
- Scharbert, H. 1954 b: Die eklogitischen Gesteine des südlichen Großvenedigergebietes (Osttirol). Jb. GBA. Wien 97, 1954, 39—63.
- Scharbert, H. 1954 c: Zweiter Vorbericht über Untersuchungen an den Grüngesteinen der Großvenediger-Nordseite (Oberpinzgau). Akad. Anz. Wien 1954, 143—147.
- Scharbert, H. 1956: Über einen „Floilit“ aus dem Habachtal (Oberpinzgau, Salzburg). Akad. Anz. Wien 1956, 29—33.
- Schmidegg, O. 1949: Bericht über die 1947 und 1948 durchgeführten geologischen Aufnahmen im Gebiete von Gerlos. Vh. GBA. Wien 1949.
- Schmidegg, O. 1951: Aufnahmen auf Blatt Hippach—Wildgerlosspitze (5148) (Bericht 1950). Vh. GBA. Wien 1950/51, 113—117.
- Schmidegg, O. 1952: Bericht (1952). Geologische Aufnahmen auf Blatt Hippach—Wildgerlosspitze (5148). Vh. GBA. Wien 1952, 20—22.
- Schmidegg, O. 1953: Aufnahmen 1952 in der nördlichen Schieferhülle der Hohen Tauern auf Blatt Hippach und Wildgerlosspitze (5148). Vh. GBA. Wien 1953, 42—44.
- Schmidegg, O. 1954: Bericht über geologische Aufnahmen 1953 auf Blatt Zell am Ziller (150) und Krimml (151). Vh. GBA. Wien 1954, 76—77.
- Schmidegg, O. 1955 a: Geologische Aufnahmen 1954 auf Blatt Krimml (151). Vh. GBA. Wien 1955, 71—72.
- Schmidegg, O. 1955 b: Geologische Aufnahmen in der Venediger Gruppe Blatt Krimml (151) und Großglockner (152). Vh. GBA. Wien 1955, 73—75.
- Schmidegg, O. 1956: Bericht 1955 über Aufnahmen auf Blatt Zell am Ziller (150), Krimml (151) und Matrei i. Osttirol (152). Vh. GBA. Wien 1956, 83—85.
- Schmidt, W. J. 1950/52: Die Matreier Zone in Österreich. Teil. I—V. SBmn. Abt. I 159, 160, 161, 1950, 1951, 1952.
- Spitz, A. 1909: Basische Eruptivgesteine aus den Kitzbühler Alpen. Tsch. Mitt. 28, 1909, 497—534.
- Stark, M. 1907 a: Grünschiefer mit Diabasreliktstruktur. Tsch. Mitt. 26, 142.
- Stark, M. 1907 b: Grünschiefer etc. aus dem Groß-Arl- und Gasteintal. Tsch. Mitt. 26, 1907, 486—491.

Stark, M. 1912: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. SBmn. 121, 1912, 195—226.

Stark, M. 1930: Über Pseudomorphosen im Grünschiefer des Großglockners und über Formermittlung aus dem Gesteinsgewebe nicht herauslösbarer Komponenten. Zbl. Min. usw., Abt. A., 1930, 481.

Stark, M. 1939: Entwicklungsstadien bei kristallinen Schiefern (Grünschiefern) der Klammkalk-Radstädter Serie im Arl- und Gasteintal. SBmn. Abt. II a, 148, 1939, 41—106.

Stark, M. 1940: Porphyroide und verwandte Eruptiva aus dem Groß-Arl- und Gasteiner Tal. SBmn. Abt. I, 149, 1940, 13—50.

Stark, M. 1950: Die Grünschiefer der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie des Großarl- und Gasteiner Tales. SBmn. Abt. I, 159, Wien 1950, 183—197.

Thiele, O. 1951: Beobachtungen am Tauernnordrand von Gerlos (Tirol). Mitt. Ges. Geol. Bb. Stud. Wien, Jg. 2, H. 2, 1951.

Tollmann, A. 1957: Aufnahmebericht 1956, Mittlere Radstädter Tauern, Blatt Muhr (156). Vh. GBA. Wien 1957.

Vuagnat, M. 1946: Sur quelques diabases suisses. — Contribution à l'étude du problème des spilites et de pillow lavas. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 26, 1946, 116—228.

Weinschenk, E. 1895: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen etc.: Über die Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen Serpentinesteine. Abh. kgl. bayr. Akad. II. 18, 1895. 651 und Z. Kristallogr. 26 (1896) 479.

Geologische Spezialkarte 1: 75.000, Blatt Kitzbühel und Zell am See (5049), Wien 1935.

Geologische Spezialkarte des Großglocknergebietes 1: 25.000 von H. P. Cornelius und E. Clar. Herausgegeben von der GBA., Wien 1935.

Bemerkungen zu den Karten auf Tafel XXV

A. Zur Hauptkarte:

Bei dieser Übersichtskarte wurde in erster Linie getrachtet, die Verbreitung der derzeit im Inneren der Schieferhülle der mittleren Hohen Tauern unterschiedbaren, stratigraphischen Gesteinsserien aufzuzeigen.

Die Seriengliederung wurde dabei nur auf jenen Raum angewandt, den ich für sicher zur Schieferhülle gehörig erachte, während darüber hinaus die viel diskutierten Rahmenzonen im Norden und Süden (siehe S. 448 f) gesondert ausgeschieden wurden, obwohl sie aus weitgehend gleichartigen Komponenten wie die Schieferhülle bestehen.

Es ist im übrigen selbstverständlich, daß die vorliegende Hauptkarte nur die vereinfachte Darstellung der neuen Seriengliederung zum besseren Überblick über die Zusammenhänge in den ganzen mittleren Hohen Tauern zum Ziele haben kann, und daß dadurch die künftige sukzessive Herausgabe der einzelnen Blätter der geologisch-petrographischen Spezialkarten mit genauem Maßstab in keiner Weise eingeschränkt wird.

Das ursprüngliche Vorhaben, einen größeren Maßstab zu wählen (z. B. 1: 50.000), wobei man schon eher die petrographische Aufgliederung der einzelnen Serien hätte unterbringen und die Verdeckung des Untergrundes durch die jungen Schuttformationen hätte korrekterweise berücksichtigen können, wurde aus verschiedenen technischen Gründen fallen gelassen. Bei dem Maßstab von 1: 100.000 und der Verwendung von vier Farben war jedenfalls in einem petrographisch derart abwechslungsreichen Gelände nur mehr die Herstellung einer abgedeckten Karte mit einfacher Seriengliederung möglich, mit allen damit stets verknüpften Vor- und Nachteilen.

Zur Zusammenstellung der Hauptkarte wurde eine Reihe von geologischen Detailkarten benutzt, so besonders die „Geologische Karte des Großglocknergebietes“ von Cornelius und Clar (1935) und die nördlich und westlich anschließenden Manuskriptkarten von H. P. Cornelius (im Dorfertal von E. Clar), die in der Kartensammlung der Geologischen Bundesanstalt Wien aufliegen. In der Nähe des Salzachtales bot östlich des Fuschertales die Aufnahme von E. Braumüller, 1939, und westlich des Fuschertales bis zum Hollersbachtal das Blatt Kitzbühel—Zell am See von W. Hammer, 1935, (Aufnahme Bruck—Kaprun—nördliches Stubachtal von H. P. Cornelius) die nötigen Unterlagen. Von dem zwischen der Großglocknerkarte und Blatt Kitzbühel—Zell freibleibenden Geländestreifen lag außer Manuskriptkarten von H. P. Cornelius und eigenen Aufnahmen auch eine Manuskriptkarte von H. Holzer (1935) vor, die sich wieder in der Kartensammlung der Geologischen Bundesanstalt befindet. In der Gegend des Matreier Tauernhauses wurde neben der Manuskriptkarte von H. P. Cornelius auch die in diesem Jahrbuch erscheinende Karte von G. Fuchs für einigefragliche Grenzver-

läufe zu Rate gezogen, während die Matreier Zone im Westen z. T. von W. J. Schmidt übernommen wurde. Im Nordwesten, im Gebiet der Gneisungen von Hollersbach bis Krimml lagen eigene Aufnahmeergebnisse (Frasl 1949—1953) vor, die an einigen Stellen durch Angaben aus Aufnahmeberichten von O. Schmidegg und F. Karl und bei der Achselalm durch Unterlagen von W. Petraschek (1947) ergänzt wurden. Die Eintragungen östlich der Großglocknerkarte beruhen wieder auf eigenen Aufnahmen (ab 1951), und auch ein guter Teil der sonstigen zuvor genannten Arbeitsgebiete ist mir durch eigene Untersuchungen bekannt.

Als topographische Unterlage wurde ein stellenweise etwas veränderter Auszug aus der Wanderkarte 1:100.000 von Freytag & Berndt herangezogen. Die ursprünglichen Aufnahmen lagen aber im allgemeinen auf Blättern der neuen Österreichischen Karte 1:25.000 vor und dessen gute Topographie stimmt mit jener der Wanderkarte nicht immer überein, sodaß sich bei der vorwiegend photographischen Übernahme der geologischen Grenzen von der einen Karte auf die andere manche Schwierigkeiten ergaben.

Die meisten näheren Ortsbezeichnungen im Textteil sind der Österreichischen Karte 1:25.000 entnommen. Trotzdem ist es beim ersten Vergleich der Hauptkarte mit dem Gelände wohl ratsamer, als verbindendes Zwischenglied die entsprechende Wanderkarte von Freytag & Berndt (Blatt 12: Glockner- und Venedigergruppe; sowie Blatt 19: Goldberg-Ankogelgruppe, Radstätter Tauern) zu benutzen. Andererseits wird man bei der Frage nach der örtlichen Verbreitung der einzelnen Gesteinsarten wie bisher die petrographischen Ausscheidungen der bereits vorhandenen geologischen Karten dieses Raumes zu Rate ziehen, da es ja aus verschiedenen Gründen nicht möglich war, auch noch so zahlreiche und oft miteinander abwechselnde Gesteinsarten auf dieser Übersichtskarte darzustellen, wie sie z. B. die selbst schon stellenweise vereinfachte Großglocknerkarte beim Maßstab 1:25.000 (Cornelius und Clar, 1935) aufweist.

B. Zur Nebenkarte:

Es ist heute in den mittleren Hohen Tauern eine Reihe von Deckennamen und sonstigen Bezeichnungen tektonischer Einheiten geläufig, die für das Verständnis der bisherigen Entwicklung der geologischen Forschung unentbehrlich ist, und auf denen auch die vorliegende Studie weiterbaut. Da bisher eine Übersicht über die Kartenabgrenzungen dieser Einheiten für die ganzen mittleren Hohen Tauern fehlte, wurde sie hier als Nebenkarte beigegeben. Dabei mußte, da die bisher übliche Deckengliederung z. T. von mehr lokalen Erfahrungen ausging, für den Osten eine andere Einteilung getroffen werden, als in der Mitte und im Westen.

Der eingerahmte Raum in der Mitte entspricht etwa der in den Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großglocknergebietes von Cornelius und Clar, 1935, vorgelegten tektonischen Gliederung, während die Glocknerkarte selbst noch um einiges kleiner ist. Die tektonischen Grenzen des westlich daran anschließenden Raumes (Felbertal, Tauerntal) hält sich an die gedruckten schriftlichen Angaben und die Manuskriptkarten von H. P. Cornelius, nur die Matreier Zone wurde nach W. J. Schmidt abgegrenzt.

Im Nordwesten wurde die Gliederung südlich der Krimmler Trias von G. Frasl, 1953, im wesentlichen übernommen, nördlich davon stammt sie von W. Hammer.

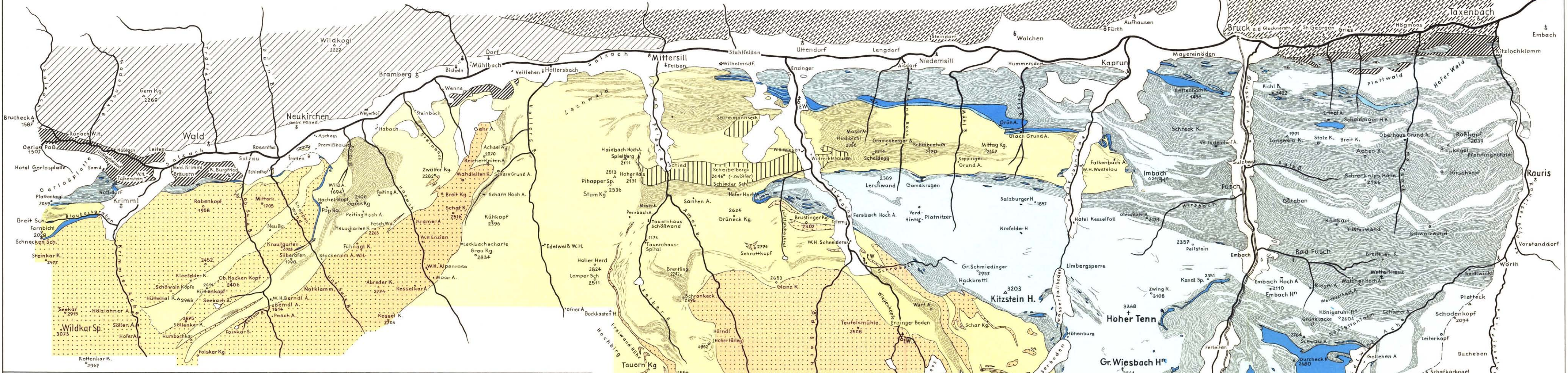
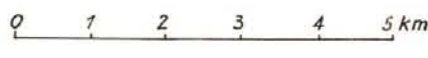
Östlich des in der Mitte eingerahmten Raumes wurde die tektonische Gliederung nach E. Braumüller und S. Prey, 1943, sowie Prey, 1951, angewandt. — Eine Skizze der tektonischen Gliederung des nördlichen Stubachgebietes nach H. Holzer wurde als Figur 3 auf Seite ... in den Text eingefügt, um eine Überdeckung zweier Auffassungen auf der Nebenkarte zu vermeiden.

Für die Erlaubnis der Einsichtnahme in die Manuskriptkarten aus dem Besitz der Geologischen Bundesanstalt sowie für alles verständnisvolle Entgegenkommen bei der Drucklegung der Karte und auch des Textes bin ich dem Direktor der Geologischen Bundesanstalt, Herrn Prof. Dr. H. Kupper, sehr zu Dank verbunden; aber auch den Herren J. Kerschhofer und O. Binder von der dortigen Zeichenabteilung gebührt mein bester Dank.

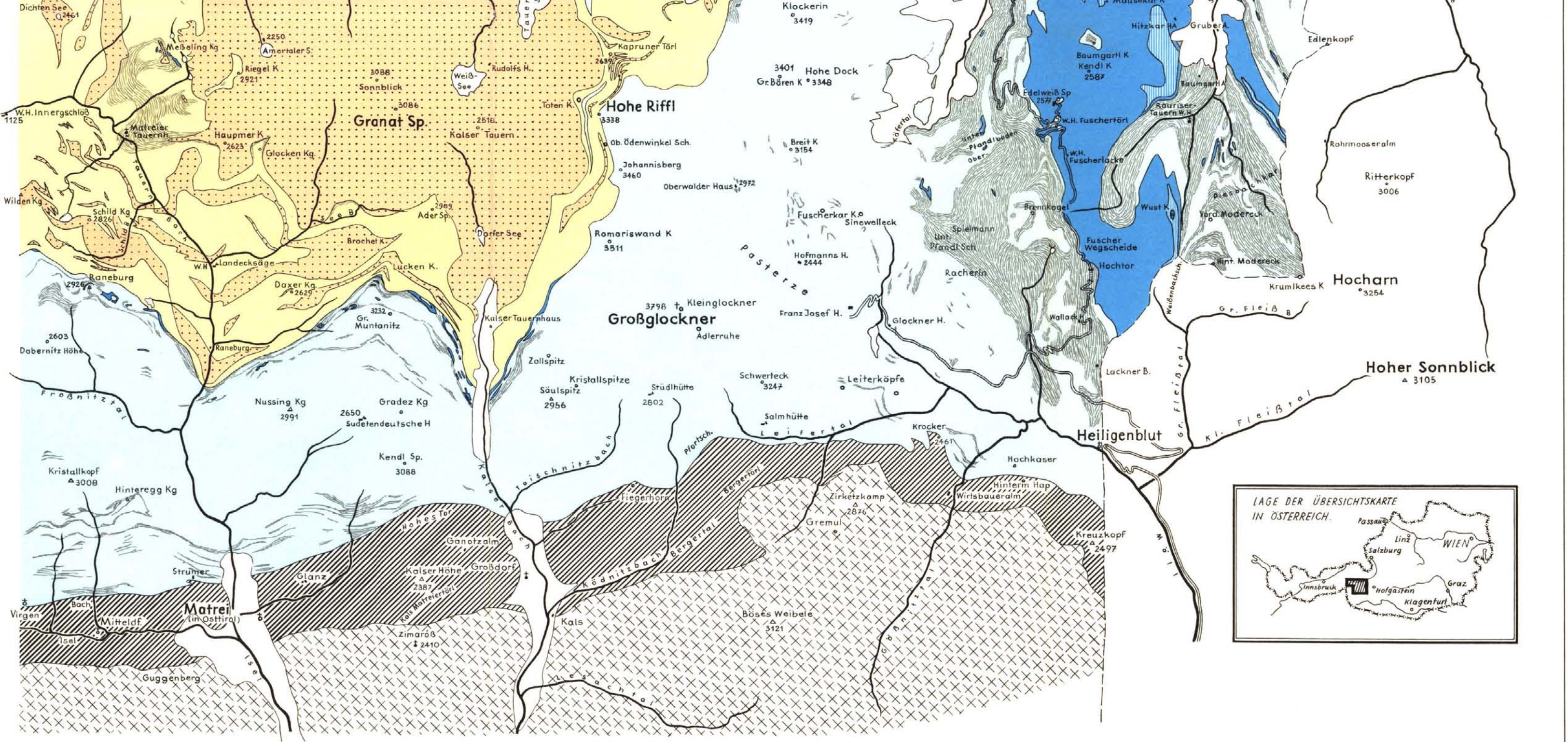
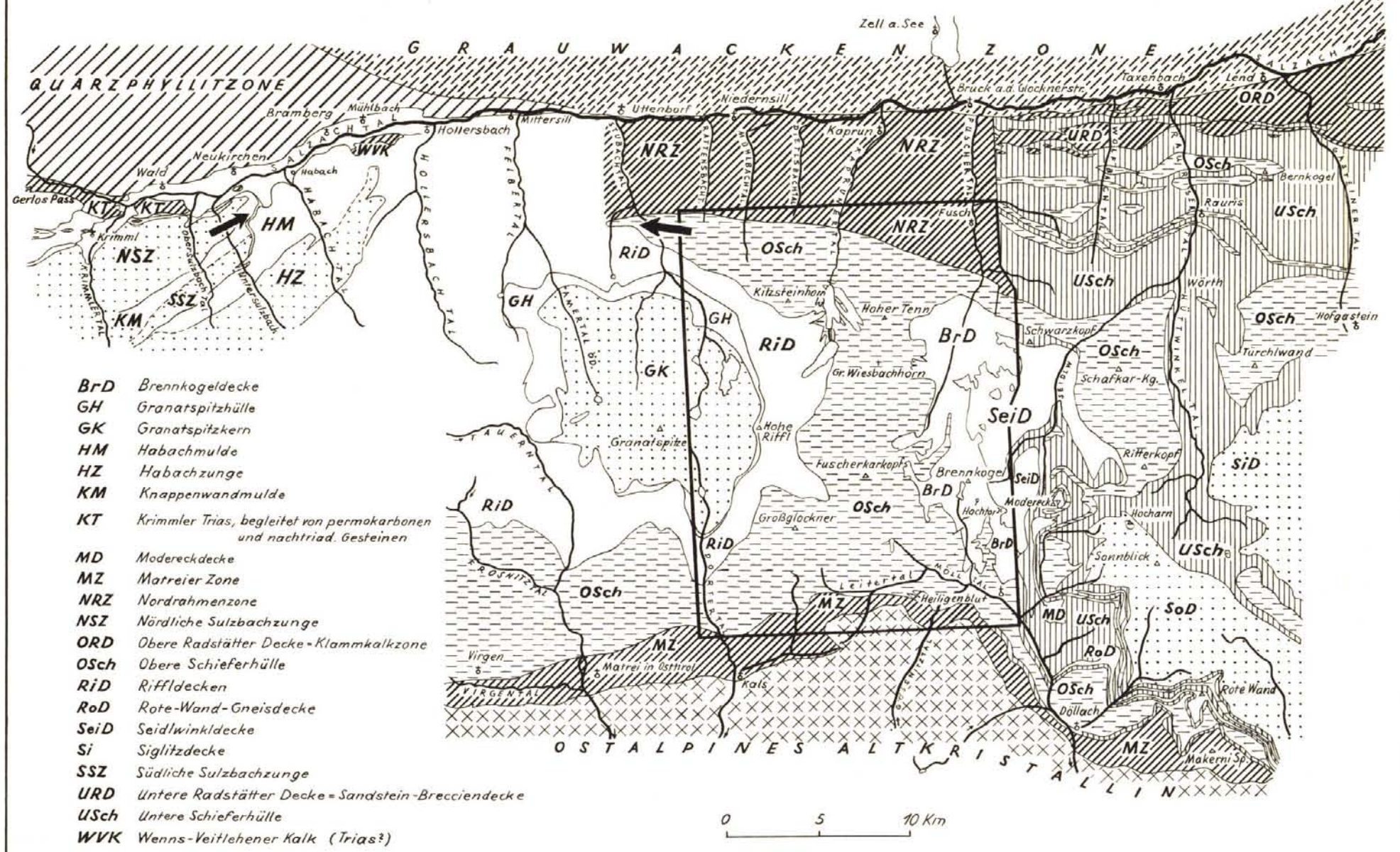
ÜBERSICHTSKARTE ZUR SERIENGLIEDERUNG DER SCHIEFERHÜLLE DER MITTLEREN HOHEN TAUERN.

Entworfen auf Grund vorhandener und eigener Aufnahmen von G. FRASL 1958

Maßstab 1:100.000



BISHERIGE TEKTONISCHE GLIEDERUNG DER MITTLEREN HOHEN TAUERN.



Großgliederung westlich Fusch-Heiligenblut:

Pennin

- Geschlossene Zentralgneisgebiete
- Untere Schieferhülle im Alp (mit kleinen Zentralgneiskörpern, mit Mikristallin, Paläozoikum, Trias u. wenigen nachtriad. Elementen)
- Obere Schieferhülle (hauptsächlich nachtriadische Kalktuffschiefer und Prasinita)

Ostalpin

- Unter-Ostalpin
- Unter-Ostalpin
- Ober-Ostalpin

Untersuchen der Oberen Schieferhülle im Stubachtal und der Krimmler Gneiswälze S. Neukirchen

Großgliederung im Raum östlich Fusch-Heiligenblut:
(Nach Braumüller & Frey 1943 und Frey 1951)

Pennin

- Geschlossene Zentralgneisgebiete z.T. mit parautochthoner Schieferhülle (Paläoz.-Trias)
- geringmächtige Zentralgneisdecken mit parautochthoner Schieferhülle (Paläoz.-Trias)
- Untere Schieferhülle
- Obere Schieferhülle

HOHE TAUERN: I. SCHIEFERHÜLLE:

JUNGE SCHIEFERHÜLLE:

- Bündnerschieferserie: Oberste Trias bis unterste Kreide; darin strichliert ausgeschieden: Rauriser Phyllit
- Karbonatgesteinsserie der Trias, einschließlich Hochsteingalk und Hachekopfkalk unsicheren Alters / im NW
- Wustkogelserie: Oberes Perm bis untere Trias

ALTE SCHIEFERHÜLLE:

- Habachserie, paläozoisch bis höchstens unteres Perm, z.T. stärker umgewandelt und injiziert / neben geringeren altkristallinen Anteilen, strichliert: Habach-Phyllit.
- Altkristallin im nördlichen Stubach- und Felbertal, besonders der sog. Scheibelbergzug

II. ZENTRALGNEIS

UMRAHMUNG DER HOHEN TAUERN:

RAHMENZONEN:

- Matreier Zone im Süden
- Obere Radstätter Decke (im Sinne von Braumüller) im NE, Wanns-Veitlehener Kalkzug, Krimmler Trias mit ihren Begleitgesteinen im NW
- Quarzphyllitzone
- Grauwackenzone
- Altkristallin im S der Hohen Tauern