

Exkursion I/2:
Mittlere Hohe Tauern

(Epi- bis mesozonales Kristallin aus Altkristallin bis Mesozoikum.
Petrogenese, Seriengliederung und Tektonik)

Mit 1 Tafel

Von **G. Frasl*** und **W. Frank***)

Erster Teil: Übersicht über die Tagesrouten

1. Tag:

Habachtal: Zu Fuß am Talweg durch die typische Entwicklung der Habachserie (insbesondere 200 m vor der Brücke 1007 über den Habach: Blockwerk mit Metabasiten mit schönen Reliktgefügen, neben intermediären pyroklastischen Gesteinen, z. T. ehem. Kristalltuffen). Erst bei der Kramer Alm am Fuß der Fazenwand: „Zentralgneis“ (Metagranit bis Zweiglimmergneis) der Habachzunge. — Nachher eventuell im Blockschutt des Bachbettes unmittelbar unter dem E-Werk-Damm am Südende des Ortes **Hollersbach:** reichhaltigste Musterkollektion aus den Metabasiten der Habachserie.

2. Tag:

Stubachtal: Kleinere Felswand hinter der Sägemühle (bei Brücke 789 m über die Stubach): Rauriser Phyllit (Bündnerschiefer-Serie). Eventuell von dort 250 m zu Fuß auf der Werksstraße und dann auf dem gegen S ansteigenden Karrenweg: Blockwerk aus der hoch über dem Kraftwerk Utendorf (Wirtenbach) befindlichen Felswand: meist grüne Quarzite der Wustkogelserie sowie Kalkmarmor und Dolomit der penninischen Mitteltrias. — Bei der Straßenbrücke über dem **Sturmbach:** Blockschutt, hauptsächlich aus dem Altkristallin, daneben u. a. Rostfleckschiefer (Metaquarzkeratorphyre). — Bachschutt 200 m NE **Wiedrechtshausen:** Phyllit, Lydit, helle Pyroklastika und helle Schiefer aus Quarzkeratophyrmaterial (alles Habachserie). — Fahrweg vom **Wiesen-WH.** nach S hangaufwärts (noch vor dem Guggernbach am Bergfuß: prasinitischer Rand der altkristallinen Amphibolite. — Unmittelbar

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. G. Frasl, Hochschule für Bodenkultur, Institut für Bodenforschung, Wien XVIII, Gregor-Mendel-Straße 33, cand. phil. W. Frank, Geologisches Institut der Universität, Wien I, Universitätsstraße 7.

bei Brücke 954 über den Ferschbach: im Murenschutt besonders Antigoritserpentin, mineralreicher Chloritfels, Gabbroamphibolit und Epidotamphibolit der Bündnerschieferserie. — An der Kurve bei km 13,1 der Talstraße (über der Rohrbrücke) stehen „Biotitporphyroblastenschiefer“ an. Eben solche sowie auch Amphibolite der Habachserie sind häufig in der folgenden Stützmauer über der Straße. — Westlich der Staumauer am Enzingerboden geht der Uferfahrweg durch den Peridotit, Pyroxenit und Serpentin der Habachserie; gegen S folgt über dem Uferweg der Zweiglimmergranitgneis (Zentralgneis) des Granatspitzkernes mit Weißschieferlagen.

3. Tag:

Von Taxenbach zu Fuß durch die Kitzlochklamm (Treppenweg) ins Rauris Tal bis Landsteg: Nordrandstörung, Klammkalk, Phyllite und sandige Schiefer der Bündnerschieferserie (oder für Pkw-Fahrer: Straße im Klammkalk auf der Klammhöhe der Straße nach Rauris). Weitere Haltepunkte: Steinbruch im Kalkschiefer der Bündnerschieferserie nach km 9 recht der Straße (gegenüber Untersteinbach). — Eventuell Grünschieferbruch beim Ausgang des Gaißbachtals E Rauris. — Zurück nach N bis „March“ (Klammhöhe). — Wanderung ins äußere Wolfbachtal. Am Höhenweg auf rund 1100 m Höhe ist nach Moränenbedeckung erst im Wolfbachtal der Zusammenhang der niedrigst metamorphen Bündnerschiefer (Phyllite, sandige Schiefer, Kalkphyllite und Dolomitenbreccien) aufgeschlossen. — Noch vor der Weggabel bei P 11,5 liegt Blockwerk von groben mesozoischen Metabasiten. — Gleich gegenüber (über den Steg P 1134 erreichbar) ist der zweite, im Text genannte Stilpnomelanfundort und zwei km weiter S ist bei der Oberhaus Grundalm Stilpnomelan im Albitdiabas, wobei der ganze Talschutt nur aus der Bündnerschieferserie stammt. Karten für diesen Tag: in BRAUMÜLLER 1939, BISTRITSCHAN und BRAUMÜLLER 1958 und die geologische Karte von Gastein.)

4. Tag:

Glocknerstraße: (Geologische Karte des Glocknergebietes, H. P. CORNELIUS und E. CLAR 1939.) Erster Aufschluß in der Bärenschlucht bei 900 m; Glimmermarmore der hier überkippt abtauchenden Oberen Schieferhülle. (Hinweis auf Achsenüberprägung) — Parkplatz Tauernbach 1620 m. Rundblick auf die Obere Schieferhülle des Wiesbachhornkammes mit den Triasschollen an der Basis am Sandboden und im Walcher Kar; im Bachschutt die Gesteine der Bündnerschiefer in Brennkogelfazies und der Seidlwinkeltrias. — Halteplatz im Rutschhang der Hexenküche mit verschiedensten Quarztypen der Brennkogelfazies. — Am Fuschertörl

gipshältige weiße Triasdolomite mit Übergang in helle Chloritoidphyllite (= Quartenschiefer) und Auflagerung der Brennkogelquarzite. — In der Elendgrube nach dem Mittertörl Aufschluß in den Kalkmarmoren der Seidlwinkltrias und im Schutt der Antigoritserpentin des Brennkogelgipfels. Vom Hochtor auf den Gr. Margrötzenkopf Profil in hochmetamorphem Bündnerschiefern (s. Beilage) — Wanderung vom Parkplatz Franz-Josefs-Haus (2400 m) auf dem Promenadenweg in die Gamsgrube (2,5 km) vorbei an den Prasiniten des Freiwandecks und Kalkglimmerschiefern mit Feinbreccienlagen. In der Gamsgrube (Naturschutzgebiet) bei der Brücke O P 2529 Blöcke eklogitischer Prasinite, weitere Blöcke verschiedenster Typen höher oben im O-Teil der Gamsgrube.

5. T a g :

Fußwanderung durch die liegende Falte der Seidlwinkltrias (5 St. Gehzeit) (Übernachtung Franz-Josefshaus oder Dr. F. Rehrl Haus). Von der Edelweißspitze (Dolomite) auf den Kendlkopf (Gips in den Rauhacken). Von der Scharte zwischen Kendlkopf und Baumgartlkopf durch das Baumgartlkar über Rauhacken, Dolomite und Kalkmarmore zu P. 2205, weiter am Fuß der Hummelwand zur Auflagerung der (anisichen) Kalkmarmore auf plattigen Skythquarziten. Durch mächtige Arkoseschiefer der Wustkogelserie (Faltenkern) zur Quelle E P 2190 und weiter zu P 1965 über den ausgedünnten Liegendschenkel der Trias (Kalkmarmor, Dolomit und Rauhacke) zu P 1965 (Quarzite und Tonschiefer der unterlagernden Bündnerschiefer in Brennkogelfazies. Vom Steinmann etwa 250 m NNE von P. 1965 genießt man einen eindrucksvollen Rundblick über das Seidlwinkltal. Abstieg über die Baumgartlalm (1595) und die Gruber Alm durch das Seidlwinkltal nach Wörth (Autobus) oder für Autofahrer Rückweg über den Sattel 2342 N der Braunleiten zur Edelweißspitze.

Zweiter Teil: Exkursionserläuterung

Zur Einführung: Das Tauernfenster sticht inmitten der Ostalpen heraus durch die besondere penninische Fazies der mesozoischen Ablagerungen, durch die relativ stärkste alpidische Metamorphose und durch die besonders plastische Verformung des Fensterinhalts während der alpinen Orogenese. Erst eine alttertiäre Aufwölbung hat bewirkt, daß diese beim Hauptakt der Orogenese besonders tief versenkten Gesteinmassen so rückenartig hochgewölbt wurden, wie wir sie heute vorfinden. Gerade in dem von der Exkursion besuchten Mittelabschnitt konnte im vergangenen Jahrzehnt eine inzwischen schon erprobte Seriengliederung (Frasl 1958) aufgestellt werden, die im wesentlichen endlich zu einer klaren und bleibenden Aufteilung in große, geschlossene paläozoische und mesozoische

Anteile führte, obwohl der *Perisphinctes* aus dem Hochstegenkalk (R. KLEBELSBERG 1940, westl. Hohe Tauern) noch immer das einzige bestimmbar Fossil des ganzen Tauernfensters ist. Eine wesentliche Stütze für die neuen Erkenntnisse war die betonte Beachtung der Reliktgefüge und Reliktmineralien und ihre Verfolgung vom schwächst metamorphen Norden in die höher metamorphen Kern- und Südabschnitte der Tauern, sowie die Beachtung der primären Zusammenhänge und Übergänge innerhalb der Serien. Es ließen sich vorerst 5 stratigraphische Serien unterscheiden. Ihre genauere stratigraphische Untergliederung ist derzeit meist noch Gegenstand der Untersuchung und Diskussion. Die Wirkung der Metamorphose in alpiner und zum Teil auch in voralpiner Zeit ist weitgehend erkannt; über die Großtektonik wird noch diskutiert.

Der kurzen Besprechung der Gesteinsserien sei noch vorausgeschickt, daß in den Hohen Tauern auch noch immer die einfache Zweiteilung in die „Zentralgneise“ (d. s. im wesentlichen die vorwiegend granitischen Gneise) und in die „Schieferhülle“ (d. s. alle anderen stets kristallinen Gesteine des Fensterinhalts) gilt, auch wenn das nur eine von alters her überkommene und keine genetische Gliederung ist. Daß diese Schieferhülle besonders in ihren mesozoischen Anteilen in vielem vollkommen dem Verhältnissen im Schweizer Pennin entspricht, ist so bekannt und auffallend, daß es dann etwas verwunderte, daß das darunter liegende, neuerdings hier klarer erkannte, mächtige, niedrig metamorphe Paläozoikum (i. W. die Habachserie) dort viel weniger Entsprechungen hat, als z. B. in der ostalpinen Grauwackenzone. Doch nun zur

Seriengliederung:

Als das „Altkristallin“ wird auch innerhalb der Hohen Tauern — wie in den Ostalpen allgemein üblich — eine Serie mit mesozonaler oder auch stärkerer, aber jedenfalls vormesozoischer Metamorphose bezeichnet. Es wird damit jedoch heute nicht mehr die Vorstellung verbunden, daß dieses Kristallin präkambrisch sei, sondern es kann ebensogut auch variszischen Alters sein. Dieses Altkristallin ist in den Hohen Tauern wegen der späteren, zum Teil auch bis in die Mesozone gehenden Wirkung der alpidischen Metamorphose nur mehr zum Teil erkennbar. Dazu gehören die von F. KARL und O. SCHMIDEGG (SCHM. 1961) mit dem Ötztaler Kristallin verglichenen Amphibolite und Gneise südlich der Venedigermasse im Südwesten der mittleren Hohen Tauern, dann noch nicht scharf abgegrenzte Anteile an der engeren Umhüllung des Granatspitzkernes (Granatspitzhülle z. T., CORNELIUS und CLAR) und besonders gut erkennbar das Altkristallin im äußeren Stubach- und Felbertal. Letzteres wird am zweiten Exkursionstag etwa bei Wieden im Stubachtal besucht, wo besonders die Amphibolite mit

z. T. noch bräunlichen Hornblenden und die Granatamphibolite bis Granataplite mit auffallend großen Granaten z. B. dem Muralpenkristallin ähnlich sind. Daneben gibt es auch pegmatitische Gneise und Granatglimmerschiefer mit \pm chloritisierten Granaten. Am Rand dieser Masse wird die alpidische metamorphe Überprägung so intensiv, daß z. B. aus den Amphiboliten Prasinite werden, die von manchen Prasiniten der Habachserie oder der Bündnerschieferserie (s. u.) kaum zu unterscheiden sind. — Eine größere Verbreitung als das „Altkristallin“ hat in den mittleren Hohen Tauern die folgend genannte Habachserie, die im Mittelabschnitt zugleich am besten studiert werden kann.

Als Habachserie wird seit 1958 eine ursprünglich wohl km-mächtige, geosynklinale Serie bezeichnet, bei welcher der sehr bedeutende Schwarzschieferanteil mengenmäßig noch von den altersmäßig zugehörigen magmatischen Anteilen übertroffen wurde. Dabei überwiegen die basischen Magmatite bei weitem, aber auch die Ultrabasite sowie die sauren und die bisher meist verkannten intermediären Vulkanite einschließlich der pyroklastischen Gesteine (z. B. „Porphyrmaterialschiefer“) treten in größeren Mengen auf. Die Habachserie läßt sich somit in ihrem Serieninhalt vorzüglich mit dem im Norden des Salzachtales tektonisch anschließenden Altpaläozoikum der Grauwackenzone von Zell am See-Kitzbühel parallelisieren. Ein wesentlicher Unterschied ist, daß die Habachserie zusätzlich alpinmetamorph ist, und zwar im allgemeinen von epizonal bis schwach mesozonal. — Wir besuchen am ersten Tag den typischen Querschnitt durch diese Serie im äußeren Habachtal, wo die Metamorphose noch besonders schwach ist und neben den Schwarzphylliten die primären Gefüge der intermediären und basischen ehemaligen Vulkanite z. T. noch erstaunlich gut erhalten sind. Nach Möglichkeit werden wir auch im Schutt am Ausgang des Hollersbachtals die verschiedensten Arten von Metabasiten dieser Serie sehen. Als Ergänzung kommen wir am zweiten Tag im äußeren Stubachtal zuerst in jenes Gebiet beiderseits Wiedrechtshausen, in dem Graphitquarzite (Lydite), helle Metaquarzkeratophyre und grobklastische Einstreuerungen hellen vulkanischen Materials in den schwarzen Phylliten (Habachphyllite) liegen. Dann wird im tieferen Stubachtal S der Schneiderau ein Querschnitt durch eine etwas höher metamorphe Ausbildung der Habachserie gezeigt, mit grauen und grünen „Biotitporphyroblastenschiefern“ und einem dazugehörigen metamorphen, pyroklastischen Gestein. Anschließend ist die mehrere km große Pyroxenit-Peridotit- bis Serpentinlinse des Enzinger Bodens mit ihren verschiedenen Gesteinsarten zu sehen. Karbonatgesteine treten in dieser Serie mengenmäßig ganz zurück, das gleiche gilt auch für Serizitquarzitschiefer, Disthenquarzite und Paragneise. Ob sich in der bisherigen kartenmäßigen Abgrenzung der Habachserie

auch geringfügige Karbonanteile verbergen, ist noch nicht abzusehen. Im übrigen müssen wir schon in variszischer Zeit mit einer differenziellen Tektonisierung und gleichzeitigen ebenso differenzierten Metamorphosierung der Habachserie in Analogie mit den Verhältnissen z. B. in der nahen nördlichen Grauwackenzone rechnen. Dazu muß man noch bedenken, daß wahrscheinlich syn- bis posttektonische variszische granitische Gesteine, also die heutigen Zentralgneise, mit der Habachserie in noch zum Teil gut erhaltenem Intrusionsverband stehen.

Die *Zentralgneise* haben in der Geologie der Hohen Tauern immer eine hervorragende Rolle gespielt; einmal, weil sie leicht abgrenzbar sind, so daß danach auch die ersten Deckengliederungen versucht wurden; dann aber auch wegen der Schwierigkeiten, die uns die petrogenetische Deutung der makroskopisch und besonders mikroskopisch beobachtbaren Eigenheiten lange Zeit aufzulösen gegeben hat. Denn es fehlen z. B. die sonst gegen Phyllite oft auftretenden Hornfelskontakte praktisch ganz und die meist granitischen Gneise sind ebenso wie das Nebengestein mineralfaziell etwa auf die Grünschiefer- bis Epidotamphibolitfazies eingestellt. Man erprobte daher am Beispiel der Zentralgneiszone wesentliche Ideen über die Granit- und Gneisentstehung bei niedrigen Temperaturen (Piezokristallisation, deuterische Erscheinungen bei der Abkühlung, großräumige Migmatitbildung oder auch Granitisation durch Ichorese etwa in der Albitepidotamphibolitfazies, „Zentralgneisfazies“), bis sich in den letzten Jahren die im wesentlichen zweiphasige Erklärung nach vielen musterhaften und bekannten Vorstudien recht allgemein durchgesetzt hat. Sie beinhaltet 1. die normale Granitentstehung in verschiedenen hohen Stockwerken wie im Moldanubikum und Schwarzwald auch, und 2. die alpidische Metamorphose bei niedriger Temperatur. — Als Beispiele sehen wir am ersten Tag bei der Krameralm (Habachtal) den dort praktisch unregelmäßig, aber doch mineralfaziell der niedrigen temperierten Überprägung angepaßten Metagranit in einem tektonisch besonders geschonten Teil der Habachzunge. Am zweiten Tag erreichen wir beim Enzingerboden (Stubachtal) den besonders saueren Granitgneis des Granatspitzkernes mit seinen an jungen Scherflächen entstandenen Weißschiefern. Beide Zentralgneismassen werden, wie der überwiegende Teil der granitischen Gneise der Hohen Tauern, heute auch von KARL und SCHMIDEGG (1961) als wahrscheinlich variszische Intrusionen mit alpidischer Überprägung aufgefaßt. Die nach ihrer Einschätzung alpidisch intrudierten „Tonalitgranite“ (Metatonalite bis Tonalitgneise) des Venedigergebietes können wir im Blockwerk am Ausgang des Habachtales sammeln. — An einigen Stellen an der Nordseite der Gneismassen — also im Schatten der alpinen S-N-Ferntransporte — ist noch die Primärdiskordanz der permisch-mesozoi-

schen Schichten über Zentralgneisen trotz der sonst recht allgemeinen alpidischen Verformung des Fensterinhaltes deutlich erhalten geblieben. Die schöne Diskordanz über der südlichen Sulzbachzunge unter dem Hachelkopf ist zwar nur $3\frac{1}{2}$ km westlich vom äußeren Habachtal, sie liegt aber rund 900 m über dem Talboden und wird deshalb nicht besucht.

Die Wustkogelserie: Die Verbreitung dieser relativ geringmächtigen permisch-skythischen Sedimente innerhalb der mittleren Hohen Tauern ist in den wesentlichen Zügen aus der Übersichtskarte über die Seriengliederung zu ersehen. Der untere, größere, im wesentlichen vermutlich oberpermische Anteil dieser ursprünglich sandig-tonigen Sedimentserie entspricht dem „alpinen Verrucano“ im Sinne von A. TOLLMANN. Die Metamorphose hat daraus grünlich-weiße Quarzite und z. T. auch Porphygerölle führende, phengitreiche, also grünlich-graue Arkosegneise sowie Phengitschiefer gemacht. Gerade in der Gegend ihrer charakteristischen Ausbildung (beim Wustkogel E der Glocknerstraße) war der Hauptteil dieser Serie früher als eine Zentralgneislamelle (Modereckdecke) kartiert worden. Wir wollen sie dort unter der Hummelwand am 5. Exkursionstag queren.

Die Trias im Seidlwinkltal, welche wir am 5. Exkursionstag besuchen, stellt das am reichhaltigsten gegliederte Triasvorkommen in den Hohen Tauern dar. Trotz komplizierter Tektonik konnte durch die Kombination vieler Profilstücke ein einigermaßen gesichertes Normalprofil aufgestellt werden (siehe Tafelbeilage). Über plattigen grünen Quarziten (Skythanteil der Wustkogelserie) liegt eine Kalkmarmorfolge mit einem basalen Leithorizont mit grünen Phyllitflatschen (Anis). Beim Übergang in den mächtigen Dolomit — Rauhwakekomplex schalten sich meist Dolomitschlierenkalke ein, die in Analogie zu gleichen Gesteinen im Unterostalpin in das obere Anis gestellt werden. In den Rauhwacken befinden sich die bekannten Fundstellen von Gips am Kendlkopf (Karn?), wo auch die Rauhwackenbildung aus einer Dolomit-Gips-Wechselagerung muster-gültig studiert werden kann. In diesen Horizonten schalten sich auch geringmächtige Dolomite ein, die zum Unterschied vom unteren, viel mächtigeren Dolomithorizont keine Glimmerführung zeigen und meist dunkelgraue Farbe besitzen. Den Anschluß der Triasschichtfolge bilden helle Chloritoidphyllite, die den Quartenschiefern entsprechen. Die Obergrenze der Trias dürfte mit der Obergrenze der Chloritoidphyllite zusammenfallen, da alle darüber abgelagerten Gesteine faziell schon zu den Bündnerschiefern gehören.

Bündnerschieferserie: I. Die niedrig metamorphe Ausbildung im Raume Bruck — Rauris.

Die sichtbaren faziellen Zusammenhänge haben im Verein mit dem Studium der streichenden Zusammenhänge ergeben, daß das Tauernfenster im Profil der Rauriser Ache (3. Exkursionstag) ohne wesentliche Zwischenschaltung von unterostalpinen Gesteinen an die oberostalpine Grauwackenzone anstößt. Damit reicht die Bündnerschieferserie auch hier (wie nach W auf einer Strecke von 30 km Länge) bis an das Salzachtal. Im Profil des Rauriser Tales sind es insbesondere die Klammkalkzüge, die auf der Übersichtskarte der Seriengliederung (FRASL 1958) noch nach E. BRAUMÜLLERS Gliederung zur unterostalpinen Rahmenzone gerechnet wurden, die aber nach der heutigen großräumigen und auf neuen Detailstudien beruhenden Übersicht doch zum Fensterinhalt gehören. Die meist grauen, stark stengelförmig E-W-gestreckten Klammkalke (Jura) zeigen — wie schon F. TRAUTH 1925 weiter östlich fand — Übergänge in die zugehörigen „Klammphyllite“. Von diesen schwächst epimetamorphen Gesteinen ausgehend nimmt die Metamorphose taleinwärts langsam, aber stetig zu, wie man auch beim Vergleich mit den nächsten, rund 3 km weiter südlich, vom Baukogel herunterkommenden Kalk- bis Kalkphyllitzügen sieht, die schon seit Jahrzehnten als nachtriadische Schieferhüllengesteine eingestuft werden. Die weichen Geländeformen daneben sind durch die großen Massen an nachtriadischem, kalkarmem bis kalkfreiem Schwarzphyllit (Rauriser Phyllit) bedingt, dem mengenmäßig bedeutendsten Schichtglied der Bündnerschieferserie in dieser Gegend. Wie wir an Fahrwegaufschlüssen im Wolfbachtal studieren können, sind solche Phyllite schon primär-sedimentär durch Übergänge mit Lagen von Kalkphylliten, Karbonatquarziten und ganz schwach metamorphen Sandsteinen (und Arkosen) z. T. mit Einstreungen von Dolomitgeröllen und Echinodermengrus verbunden. Außerdem sind am Serienaufbau größere Mengen von Ophiolithen beteiligt, die mit dem Schwarzphyllit z. T. durch ehemalige Tuffeinstreuung verbunden sind. Neben kleineren Serpentinlinsen gehören zu den nachtriadischen Ophiolithen die oft über 100 m dicken Lagen von Grünschiefern, die gegen S in Prasinite überleiten. An geschonten Stellen, also besonders oft in Annäherung an das Salzachtal, finden sich in diesen Grüngesteinen noch Relikte von magmatischen Hornblenden und Pyroxenen, wie sie z. B. BRAUMÜLLER 1937 beschrieben hat. Es gibt aber auch Metabasite mit ± gut erhaltenem magmatogenem Reliktgefüge, wie wir besonders im Wolfbachtal studieren können (porphyrisch, ophitisch, sowie ganz selten auch das Mandelgesteingefüge). Besonders in einer Kette von Grüngesteinszügen, die von Kaprun nach E (3 km südlich Taxenbach) über das Rauristal hinaus verfolgt wurden, ist häufig Stilpnomelan anzutreffen, dessen winzige

Rosetten die Zwickel zwischen den Plagioklasleisten mancher Albitdiabase fast völlig ausfüllen. Leicht erreichbare Fundplätze sind: im Blockschutt 250 m NNW der Oberhaus-Grundalm und im groben Blockschutt am Ende des Grabens, der im Wolfbachtal von der Winkler-Grundalm herunterzieht. Neu, und für die Stratigraphie bedeutsam ist die Erkenntnis, daß es sich bei den „hellgrünlichen Serizitschiefern“, die E. BRAUMÜLLER 1937, S. 104, z. B. vom Baukogel beschrieb, tatsächlich um einen Radiolarithorizont handelt. Ihn könnte man am ehesten mit den mittel- bis oberjurassischen Radiolariten des Unterostalpins parallelisieren. Dergleichen wurde nun an mehr Stellen des nördlichen Schieferhüllenstreifens gefunden, aber nicht in der Nähe des Exkursionsweges.

Das Alter der obigen Serie: So sehr wir überzeugt sind, daß sich am Umfang der hier nur skizzenhaft umrissenen Bündnerschieferserie nichts Wesentliches ändern wird, so wenig möchten wir trotz gewisser Anhaltspunkte heute schon eine nähere stratigraphische Feingliederung und Stufenzuordnung dieser im wesentlichen offenbar in den Jura gehörenden Geosynklinalbildungen vorlegen. Es kann aber darauf hingewiesen werden, daß 1. die sowohl in den Phylliten wie in den kalkreichen Horizonten eingestreuten grobklastischen Gesteine praktisch nie Ophiolithmaterial aufgearbeitet haben, und daß 2. die größten Ansammlungen von Grünschiefern und Prasiniten von wesentlich tuffogener Herkunft regelmäßig über den größeren kalkreichen Horizonten liegen, während an die Schwarzphyllite regelmäßig solche Grüngesteinslinsen und -lagen gebunden sind, die nach den Reliktmineralien und dem oft groben Reliktgefüge eher als ehemalige Lagergänge angesehen werden können.

Tektonik: Die Bündnerschieferserie im Raume Bruck-Rauris hat vorwiegend ein ganz steil N-fallendes Flächengefüge, und es ist mit Sicherheit eine tektonische Vervielfachung der Serie zu erkennen. Man wird jedoch erst dann zu einer bleibenden Decken- und Schuppengliederung kommen, bis zumindest die relative Altersfolge innerhalb der Bündnerschieferserie feststeht, wobei es insbesondere auf eine genauere stratigraphische Untergliederung der nachtriadischen Rauriser Phyllite ankommen wird.

II. Die höher metamorphe Ausbildung der Bündnerschiefer beim Tauernhauptkamm.

In der faziellen Gliederung der nachtriadischen Sedimente der Hohen Tauern zeichnet sich in diesem Gebiet, das am 4. und 5. Exkursionstag besucht wird, derzeit am ehestens folgende Gliederung etwa nach den Ideen von CH. EXNER und A. TOLLMANN ab.

A. Als ursprüngliche nördlichste Zone innerhalb des Ablagerungsraumes der Hohen Tauern ist die Hochstengelkalkentwicklung anzusehen. Diese

Zone wird von der Exkursion nicht berührt, wird jedoch der Vollständigkeit halber hier angeführt. Es ist eine gegenüber den Bündnerschiefern viel geringmächtigere Transgressionsbildung von Kalken des Oberjura auf einem zum Großteil entblößten Granit- bis Gneisuntergrund, wobei auch vorpermische Schieferhüllen übergrieffen wurden und die Trias nur noch in rudimentären Resten vorhanden ist.

B. Gegen S schloß ursprünglich eine Fazieszone an, die eine wechselnde Ausbildung im Streichen zeigt und generell als eine Serie von schwarzen Phylliten mit klastischen Einschaltungen (vermutlich aus N kommend) charakterisiert werden kann. Eine typische Ausbildung werden wir in der Entwicklung der Bündnerschiefer im Brennkogelgebiet (= Brennkogelfazies) kennenlernen. Ihre Sedimentation schließt unmittelbar an jene der Seidelwinkeltrias an und dürfte ihr Schwergewicht im Lias bis Dogger gehabt haben. Das Hauptgestein sind dunkle Phyllite bis phyllitische Glimmerschiefer, ihr Quarzgehalt wechselt in weiten Grenzen; Karbonat ist meist vorhanden, spielt jedoch mengenmäßig nur selten eine Rolle. Stellenweise treten Chloritoid, Rhätizit und Granat als Porphyroblasten auf, so im Bereich um das Hochtorn und im Schwarzkopfgebiet. Die häufigsten Einlagerungen stellen quarzitisches Gesteine dar, wobei zwei Gruppen unterschieden werden können. Als Hauptmasse helle, weiß-grau gebänderte feinkörnige Quarzite in denen nur manchmal ein geringfügiger Karbonatgehalt vorhanden ist. Dagegen haben bänderige Karbonatquarzite (bis über 50% Karbonat) eine geringe Verbreitung. In der Brennkogelfazies treten an einigen Stellen Breccien auf. Ihre groben Komponenten sind zum überwiegenden Teil graue feinkörnige Dolomite, das Bindemittel ist teils phyllitisch (Baumgartlalm), teils quarzitisches (Hochtorn). Die Längung der Komponenten ist im Hochtorngebiet außerordentlich und beträgt das 4—8fache des ursprünglichen Durchmessers. Spärliche Vorkommen von Prasiniten und Serpentin (S Kandlspeitz, Lacknerberg) könnten als stratigraphisch hohe Glieder (Oberer Jura) zur Schichtfolge gehören.

C. Noch weiter im S als die Brennkogelfazies gelangte die außerordentlich mächtige (2—3 km) Kalkglimmerschiefer — Ophiolithserie (= Obere Schieferhülle s. str. H. P. CORNELIUS und E. CLAR 1935) zur Ablagerung. Sie hat die weiteste Verbreitung der mesozoischen Serien in den Tauern. Der größte Teil des Jura wird hier von Kalkglimmerschiefern bis blaugrauen glimmerhaltigen Kalkmarmoren repräsentiert, ihr Quarz-, Glimmer- und Pigmentgehalt schwankt in geringen Grenzen und läßt dadurch die rhythmische Sedimentation der ehemaligen mergeligen Kalke erkennen. Nicht selten kommen Feinbreccienlagen vor. An einigen Stellen tritt Granat sprossung auf. Kalkige Phyllite bilden geringmächtige Einlagerungen,

ebenso wie Granatmuskowitschiefer, die z. T. eine auffällige Verknüpfung mit den Ophiolithen zeigen. Die Prasinite (hauptsächlich Hornblende führende Chloritprasinite) sind das zweite Hauptgestein dieser Serie. Die Verteilung der Vorkommen gibt einen Hinweis auf das vermutlich relativ späte Aufdringen des Großteils der Ophiolithe (Oberer Jura), wobei Tuffe neben Ergüssen eine weite Verbreitung hatten. Sonderausbildungen dieser Ophiolithe sehen wir am 2. Tag beim Ferschtal im Stubachtal. Eine Besonderheit stellen auch die granatführenden und eklogitischen Prasinite dar, welche zumeist nahe der Untergrenze der Oberen Schieferhülle an einigen Stellen (Margötzenkopf, Gamsgrube, 4. Exkursionstag) vorkommen. In derselben Position treten auch große Serpentinmassen auf, so der Heiligenbluter Serpentinzug, ein Antigoritserpentin, in dem noch Reste von Diallag auftreten (hieszu gehört auch der Serpentin am Brennkogelgipfel).

Der tektonische Bau des Exkursionsgebietes

Die Beschreibung beginnt hier kurz mit den vormesozoischen Serien.

In alpischer Zeit wurden die beiden Sulzbachzungen, NE-Ausläufer des Tuxer-Gneiskernes, in eine NE abtauchende Walze mit steilen s-Flächen geformt und samt ihrer Hochstegenkalkauflage (= Hachelkopfmarmor) von der S anschließenden Habachmulde überwältigt. Die Habachserie bedeckt SE der Habachzunge, mit der sie durch stellenweise noch erkennbaren Intrusivkontakt verbunden ist, ein ausgedehntes und relativ wenig durchbewegtes Areal und überlagert zwiebelschalenförmig (z. T. in der stark migmatischen Ausbildung der Riffeldecken) den Granatspitzkern mit seiner Hülle.

Über diese Einheiten wölbt sich hauptsächlich von S herkommend das mächtige Mesozoikum, das im E in einer Quermulde (= Glocknerdepression) vom Tauernnordrand bis zum Tauernsüdrand reicht. Im Profil der Glocknerstraße sehen wir darin im einzelnen einen tektonischen Bau, in dem die Seidlwinkeldecke das tiefste Element in der Form einer etwa 5 km überschobenen Falte bildet. Die Wustkogelserie bildet dabei den Kern, um den sich die mehrfach komplizierte Trias herumschlingt, wobei der Liegendschenkel nur in reduzierter Form erhalten ist. Dieses Gebilde wird noch eingehüllt von den stratigraphisch aufgelagerten Bündnerschiefern in der Brennkogelfazies. Darauf liegt gewölbeförmig die Obere Schieferhülledecke als nächsthöhere tektonische Einheit mit einer Schollenzone von Trias an der Basis.

Im N schließt sich dem steilen Nordeinfallen an dieses Gewölbe das komplizierte Schuppenpaket der Bündnerschieferzone von Fusch — Bruck

— Rauris an, welches zum Großteil aus tektonisch höheren Elementen des Deckensystems der Oberen Schieferhülle besteht. Schließlich folgt im N an der jungen Längsstörung des Salzachtales fast gleich die oberostalpine Nördliche Grauwackenzone. Im S folgt auf die Obere Schieferhülle der steilstehende penninische-unterostalpine Reibungshorizont der Matreier Zone und dann das deutlich auflagernde oberostalpine Kristallin der Schobergruppe.

Gefügekundliche Untersuchungen von W. FRANK in den mesozoischen Serien der mittleren Hohen Tauern haben in den letzten Jahren ergeben, daß eine von Ch. EXNER im Gasteiner Gebiet festgestellte Achsenüberprägungszone im Glocknergebiet an der N-Grenze des Kalkglimmerschiefergewölbes weiterstreicht. Südlich davon ist jener Bereich, in dem noch ausschließlich die quer zum Gebirgsstreichen verlaufenden Achsen (N — S Glockner-Richtung) erhalten sind, während nördlich davon nur mehr die teils sichtlich jüngeren etwa 10° — 25° WNW—W einfallenden Achsen (Fuscher Richtung) vorhanden sind (siehe Tafelbeilage).

Die sehr intensive Durchbewegung um die N — S Achsen (starke Längung in b, weitgehende Plättung der Gesteine) hat alle Einheiten, in denen diese Achsen entwickelt sind, in weite liegende Falten (dm — km Bereich) gepreßt. Der Stil der Tektonik ist der einer Einengungstektonik ohne wesentliche Transportleistung. Verfolgt man die Querstrukturen aus dem horizontal gelagerten Bereich der Tauernkuppel nach N, so tritt zunächst mit dem steilen bis überkippten N-Abtauchen der Seidlwinkeldecke und der Oberen Schieferhülle im Bereich N von Ferleiten eine Steil- bis Senkrechstellung der Achsen ein. Schließlich schwenken in diesem Bereich die Querachsen, die immer durch gleichen Deformationscharakter und kontinuierliche Verfolgbarkeit als ein Erzeugnis einheitlicher Prägung kenntlich sind, zunehmend in eine mäßig steil nach E abtauchende Stellung. Bei Horizontierung der s-Flächen erhält man daher in diesem Gebiet das Bild eines NE-Einlenkens der Querstrukturen der Glocknerdepression. In der Zone der Überprägung, die sich etwa mit jener Steilstellung deckt, sind die jüngeren B-Achsen (Fuscher Richtung) zumeist nur als flachwellige Falten (mm bis 10 m Bereich) mit fast rhombischer Symmetrie (auch stoffdiskordant) entwickelt. Das Ausmaß der Durchbewegung bei der Bildung der jüngeren B-Achsen nimmt an Intensität gegen die N-Grenze der Oberen Schieferhülle im allgemeinen zu und ist von einer Kristallisation von Kalzit, Quarz und Glimmer (Hornblende, Epidot und Albit wurden nicht untersucht) begleitet. Chloritoid und Rhätizit, welche para- bis postdeformativ in bezug auf die Glocknerrichtung gesproßt sind, werden von der Fuscher Richtung nur mehr postkristallin etwas verlagert. N der Obergrenze der Oberen Schieferhülle, die im Raum Seidlwinkel- und Fuschertal jedenfalls

eine größere Bedeutung besitzt (Span von Granitgneis), wurden im untersuchten Gebiet im wesentlichen nur B-Achsen der Füscher Richtung festgestellt, aber keine älteren Querachsen. Dort ist außerdem neben der N-Vergenz der Faltenstrukturen eine S-Vergenz an Scherflächen vorhanden.

Inwieweit es in dieser Zone schon zu jener Zeit, als im darunterliegenden Bereich die Querstrukturen geprägt wurden, auch schon zur Ausbildung etwa E—W orientierter B-Achsen kam, ist noch nicht abzusehen. Sicher ist nur, daß die Querstrukturen im Streifen der Überprägungen schließlich von den im anschließenden, höheren Stockwerk wirksamen WNW-Strukturen überwältigt wurden. Ältere Querachsen kommen übrigens auch beim tunnelartigen Untertauchen des Mesozoikums W vom Stubachtal in den mesozoischen Serien und der Habachserie vor (hier mit steilem NNW—NW-Eintauchen).

Überlegungen, die einen größeren Raum einbeziehen, kommen zu dem Schluß, daß die quer zum Gebirgsstreichen verlaufenden B-Achsen nicht als die zum Überschiebungsbau zugeordneten Strukturen betrachtet werden dürfen, sondern diesen bereits vorgefunden haben. Für die tektonische Geschichte im Raum der Glocknerdepression dürfte das folgende schematische Bild zutreffen. Die Obere Schieferhülle wurde mit Resten ihrer Triasunterlagerung von S her auf die im Ablagerungsraum im N anschließenden Bündnerschiefer in Brennkogelfazies aufgeschoben und in dieser tieferen Einheit die Faltenstruktur der heutigen Seidlwinkldecke angelegt. Diese Vorgänge dürften in einem relativ hohen tektonischen Niveau und ohne eine wesentliche, heute im Kleinbereich erkennbare Gefügeprägung vor sich gegangen sein. Der Zeitpunkt der endgültigen Überdeckung der gesamten Tauern durch die ostalpinen Decken kann dabei noch nicht fixiert werden, solange die Frage nach den stratigraphisch höchsten Schichtgliedern noch nicht endgültig zu beantworten ist. Das Vorhandensein von Unterkreide ist sehr wahrscheinlich, das von Oberkreide nicht ganz unmöglich. Im Zuge der von S her kommenden Überwallung, Versenkung und der N-S-Einengung des heute in den Hohen Tauern erschlossenen penninischen Faziesgebietes traten infolge der allgemeinen Auslängung im Alpenstreichen sekundäre Kräfte auf, welche in manchen Horizonten die Querstrukturen hervorriefen. Zwischen den starreren Zentralgneiskörpern in E und W, kam es in der mobileren Schieferhüllmulde der Glocknerdepression zu einer besonders intensiven Durchbewegung. Das angedeutete Aufwölben der Glockner-Richtung im N (außerhalb des Wirksamkeitsbereiches der Gneisbacken) weist dabei auf ein Einengen von beiden Seiten hin. Dieselben Bewegungen dürften auch die Überfaltung der mesozoischen Serien durch die Habachserie im Bereich des Stubachtales bewirkt haben. Das Abgleiten der oberostalpinen Einheiten von der aufsteigenden Zen-

tralalpenachse nach N ist vermutlich die Ursache für die Prägung der jüngeren B-Achsen (Fuscher Richtung) und damit auch für die weitere Ausgestaltung der Verhältnisse im Stubachtal. Der Lappen der Habachserie Wiedrechtshausen/Stubachtal — Falkenbachkar/Kaprunertal gerät weiter nach N und die mesozoischen Serien quellen im Lützelstubachtal in eine aufreißende Fuge der Habachserie ein. Gleichzeitig damit werden große Teile der mesozoischen Schieferhülle im Raum Bruck—Fusch—Rauris nach N abgeschoben und in sich weiter kompliziert.

Dritter Teil: Karten und Literatur

An die Exkursionsteilnehmer wird die „Übersichtskarte zur Seriengliederung der Schieferhülle der mittleren Hohen Tauern“ 1:100.000 aus dem Jahrbuch der G. B. A. Wien (1958) als Führungsgrundlage ausgegeben werden. Außerdem wird auf folgende Karten hingewiesen:

Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich mit tektonischer Gliederung. G. B. A. Wien, 1964, Bearbeiter P. Beck, Mitarbeiter E. Braumüller, Venediger Freytag und Berndt.

Geologische Spezialkarte, Blatt Kitzbühel und Zell am See, 1:75.000, G. B. A. Wien, 1935.

Geologische Spezialkarte des Großglockner-Gebietes 1:25.000 von H. P. Cornelius und E. Clar. G. B. A. Wien, 1935.

Geologische Karte der Umgebung von Gastein, 1:50.000, von Chr. Exner, G. B. A. Wien, 1956

Geologische Karte der Sonnblickgruppe, 1:50.000, von Chr. Exner, G. B. A., Wien, 1962.

sowie die Karten in folgenden unten zitierten Arbeiten: Braumüller 1939; Frasl, 1953; Schmidegg, 1961.

Als topographische Karten dienen z. B. die Blätter 12: Großglockner- und Venedigergruppe, sowie 19: Goldberg—Ankogelgruppe, Radstädter Tauern der Wanderkarte 1:100.000 von Freytag und Berndt.

Aus der Fülle der einschlägigen Literatur über die mittleren Hohen Tauern seien nur die folgenden Arbeiten angeführt, die zumeist auch ausführliche Literaturverzeichnisse enthalten.

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 dem Rauristal. — Mitt. Geol. Ges. Wien 30, 1937, 37—150, Wien 1939.

Clar, E., 1953: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. — Verh. G. B. A., Wien 1953, S. 93—104.

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.: Neue Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern, Ber. R. A. f. Bodenf. Wien 1942, S. 101—103, 1942.

Exner, Ch.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein, S. 1—168, G. B. A. Wien, 1957.

Frasl, G., 1953: Die beiden Sulzbachungen (Oberpinzgau, Salzburg). — Jb. G. B. A. 96, Wien 1953, 143—192.

Frasl, G., 1957: Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. — Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, Graz 1957.

Frasl, G., 1960: Zum Stoffhaushalt im epi- bis mesozonalen Pennin der mittleren Hohen Tauern während der alpidischen Metamorphose. — Geol. Rundschau, 50, S. 192—203.

- Fuchs, G., 1962: Zur tektonischen Stellung der mittleren Hohen Tauern, Verh. G. B. A. Wien 1962, S. 80—96.
- Karl, F., 1959: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. Jb. G. B. A. Wien, 102.
- Scharbert, H., 1954: Die eklogitischen Gesteine des südlichen Großvenedigergebietes (Osttirol). — Jb. G. B. A. Wien 97, 1954, 39—63.
- Schmidegg, O., 1961: Geologische Übersicht der Venediger-Gruppe. — Verh. G. B. A. Wien 1961, S. 35—56.
- Tollmann, A.: Ostalpensynthese. — Deuticke, Wien, 1963, 256 S.

