

Exkursion E8: Schlegeis und Pfitscher Joch, Zillertaler Alpen

LAMMERER*, B., MORTEANI**, G.

- * Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München
- ** Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie, Technische Universität München, Lichtenbergstraße 4, D-8046 Garching

Überblick

Das Tauernfenster ist eine in Ost-West-Richtung gestreckte, ca. 150 x 30 km messende, domartige Aufwölbung zwischen Brenner und Katschberg. Die Abb. 1 zeigt die geologisch-tektonischen Einheiten des Tauernfensters. Der Rahmen im Zentrum der Abbildung gibt das im folgenden näher behandelte Gebiet an. Die Gesteine im zentralen Teil des Tauernfensters wurden von 20 bis 30 km, lokal mehr als 50 km mächtigen Gesteinspaketen, aus ostalpinen und z.T. höheren penninischen Einheiten überlagert. Diese sind in den vergangenen 30 Millionen Jahren durch Erosion und/oder tektonische Prozesse abgetragen worden.

Im Zentrum des Tauernfensters erscheinen mit den Zentralgneisen und ihren Hüllgesteinen und den diskordant darüber liegenden postvariszischen Metasedimenten die tiefsten Einheiten der Ostalpen. Die Zentralgneise waren variszisch intrudierte Plutone granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung, die in eine Gesteinfolge intrudierten, die hier im folgenden als "Altes Dach" bezeichnet wird (s.u.). Diese tiefsten Einheiten der Ostalpen werden als ein Teilbereich aus dem einstigen Südrand Ureuropas gedeutet, der im Verlaufe der alpidischen Gebirgsbildung teilweise subduziert und während der Oberkreide und/oder dem Alttertiär von penninischen und ostalpinen Decken überfahren wurde. Die Gesteine erfuhren dabei eine recht komplexe metamorphe Überprägung die von verschiedene Autoren diskutiert wurde (vgl. z.B. SATIR, 1975; SATIR & MORTEANI, 1982; FRANZ & SPEAR, 1983; HOSCHEK, 1980a, 1980b, 1981, 1982; MILLER, 1986; SELVERSTONE et al., 1984, SELVERSTONE 1985; GRUNDMANN & MORTEANI, 1985; BLANCKENBURG et al., 1989; BLANCKENBURG & VILLA, 1988).

Für den Bereich des Schlegeistales und des Pfitscher Jochs wurde für diese Alpidische Metamorphose eine P-T Schleife der alpinen Metamorphose anhand der typischen Mineralparagenese:

Hornblende + Disthen + Staurolith + Granat + Biotit + Epidot + Plagioklas + Ankerit + Quarz + Rutil + Ilmenit + Chlorit oder Paragonit

der Garbenschiefer der Greinerzone von SELVERSTONE et al. (1984) konstruiert (Abb. 2). Bemerkenswert an diesem P-T-Pfad ist die fast isothermale Dekompression um ca. 7 kb, entsprechend einer schnellen Hebung von ca. 20 km. Eine nennenswerte Abkühlung der Gesteine hat erst dann eingesetzt, als die Gesteine schon in weniger als 5 km Tiefe lagen.

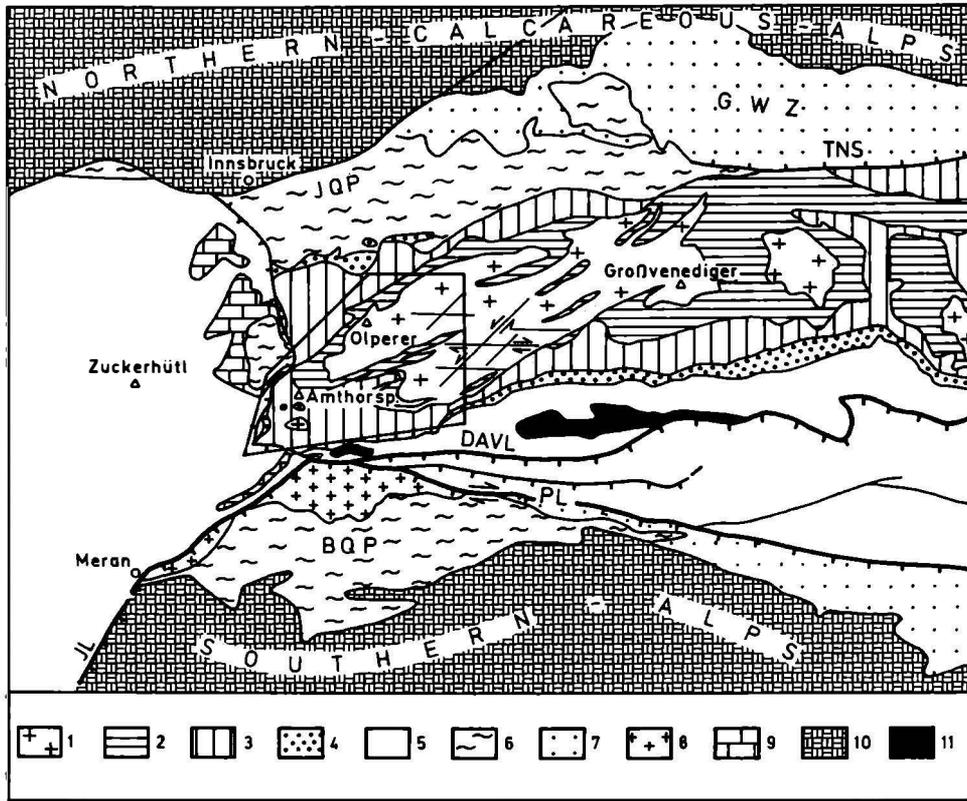


Abb. 1: Übersichtskarte des Tauernfensters.

Legende: Helvetische Zone: 1 = Variszische Intrusiva, 2 = Gesteine des 'Alten Daches' und mesozoische Hüllgesteine. Penninische Zone und Austroalpine/Penninische Schuppenzone: 3 = Bündnerschleifer mit Ophioliten, 4 = Matreier Schuppenzone und Tarmtaler Mesozoikum, 5 = Mittelostalpine Serien, 6 = Innsbrucker Quarzphyllit (IQP), 7 = Grauwackenzone (GWZ), 9 = Metamorphes Mesozoikum. 10 = Nördliche Kalkalpen. Südalpine Zone: 6 = Brixener Quarzphyllit (BQP), 7 = Grauwackenzone (GWZ), 8 = Brixener Granit, 10 = Südalpen, Alpidische Intrusiva: 11 = Tertiäre Granite. Tektonische Linien: TNS = Salzach Linie, DAVL = Defereggan-Antholz-Valles-Linie, PL = Pustertaler Linie, JL = Judikarientlinie

Die Datierung verschiedener Minerale mit unterschiedlichen radiometrischen Altersbestimmungsmethoden erlaubt die Angabe von Zeiten auf der P-T Schleife. Die Zeitangaben in Abb.2 sind der Arbeit von BLANCKENBURG et al. (1989) entnommen. Ein Problem solcher Zeitangaben ist die Festlegung der Schließungstemperatur für die verschiedenen Minerale bei unterschiedlichen Metamorphosetypen und im speziellen für die Tauernkristallisation. Für die Diskussion dieser Problematik wird auf die Arbeiten von BLANCKENBURG & VILLA (1988) und BLANCKENBURG et al. (1989) verwiesen.

Problematisch ist vor allem die Festlegung des unteren fast waagrechten Teils der P-T-Schleife. Sie erfolgte durch SELVERSTONE et al. (1984) im wesentlichen aufgrund von Flüssigkeitseinschlußdaten. Neuere Untersuchungen lassen aber vermuten, daß dieses Verfahren zu geringe Drucke ergibt. Aus diesem Grunde und aufgrund der Spaltspurendatierungen von GRUNDMANN & MORTEANI (1985) wird in Abb. 2 ein zweiter

Abkühlungspfad vorgeschlagen, der bei etwas höheren Drucken liegt, als der von SELVERSTONE et al. (1984).

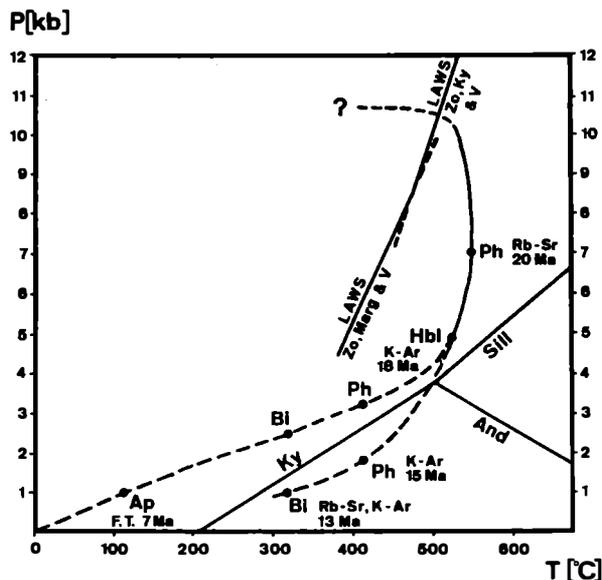


Abb. 2: P-T-t-Pfad für die Garbenschiefer der Greiner serie am Pfitscher Joch nach SELVERSTONE et al. (1984) und BLANKENBURG et al. (1989).

Die Hebungs- und Abkühlungsgeschichte des Tauernfensters wurde von GRUNDMANN & MORTEANI (1985) anhand von Spaltspurenaltern an Apatiten untersucht. In zentralen westlichen Tauernfenster treten die jüngsten Apatitspaltspurenalter auf. Dies zeigt, daß die Hebung in dem Bereich des zentralen Tauernwestendes (Zillertaler Alpen) ein Maximum hatte und nach allen Seiten deutlich abnimmt (Abb. 3). Diese Hebung erklärt auch die deutliche, späte, achsenparallele Dehnungstektonik am Tauernwestende, wie sie durch die vielen offenen ac-Klüfte und niedertemperaturierten ac-Kluffüllungen in den Gesteinen der Greiner serie dokumentiert ist.

In dem von der Exkursion besuchten Westteil des Tauernfensters sind die geologisch-tektonischen Verhältnisse besonders klar und vollständig zu erkennen. Vom Pfitscher Joch aus erhält man einen guten Einblick in den strukturellen Bau und in die überlagernden Serien der penninischen Kalkphyllite mit Ophioliteinschaltungen. Ganz im Westen erscheinen bereits die das Tauernfenster überlagernden ostalpinen Einheiten mit der Weißspitze und der Ötztal-Stubai-Masse.

Die tektonischen Einheiten des "Alten Daches", die hier die Greiner serie bilden, des Zentralgneises und seiner eng gefalteten autochthonen bis parautochthonen postvariszischen Sedimenthülle (Permo-Trias bis Kreide) werden besucht.

Es sei hier ausdrücklich bemerkt, daß in der Abgrenzung dieser drei Serien keine Übereinkunft zwischen den verschiedenen Bearbeitern besteht. So wurden insbesondere die Biotit-Graphitschiefer ("Furtschaglschiefer") einmal zu der postvariszischen

Abfolge gestellt (DE VECCHI & BAGGIO, 1982), zum Anderen wegen der östlich des Schönbichler Horns klar erkennbaren Intrusivkontakte gegen die Zentralgneise zu den Serien des "Alten Daches" (LAMMERER, 1986). Andererseits werden von manchen Autoren diese Gesteine mit graphitischen Schiefern und Quarziten im Liegenden des Hochstegenmarmors gleichgestellt (TOLLMANN, 1963; DE VECCHI & BAGGIO, 1982), die von anderen (FRISCH, 1975; LAMMERER, 1986) in den Lias gestellt und somit streng davon abgetrennt werden. Insbesondere können sich zerscherte Zentralgneise und Konglomeratgneise gelegentlich recht ähnlich werden, was schon zu Verwechslungen Anlaß gab.

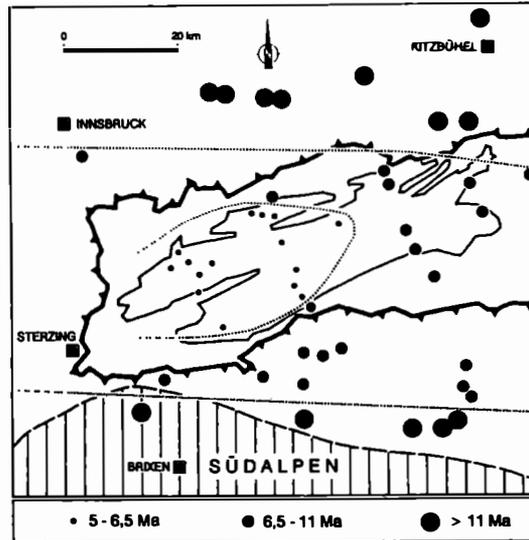


Abb. 3: Apatit-Spaltspurenalter bezogen auf eine Referenzhöhe von 1000 m ü. N.N.. Die sehr jungen Abkühlungsalter im zentralen westlichen Teil des Tauernfensters zeigen die sehr starke und junge Hebung in diesem Bereich. Die gepunkteten Linien umfassen die Gebiete mit gleichen Abkühlungsaltern.

Im folgenden wird die Gliederung nach LAMMERER (1986) verwendet.

Gesteine des "Alten Daches": "Greinerserie" s. str.

Der von CHRISTA (1931) nach dem Hauptgipfel des Greinerkammes (Großer Greiner, 3199 m, östlich des Schlegeisstausees) benannte Gesteinskomplex umfaßt Serpentinite, Amphibolite, Garbenschiefer sowie helle Gneise. Letztere können als grob- bis feinklastische Metasedimente gedeutet werden. Untergeordnet treten zwischen den Amphiboliten auch karbonatische Lagen auf. Diese gesamte Gesteinsfolge wird von granitisch-tonalitischen Magmen intrudiert oder von Gängen durchschlagen.

Die Greinerserie ist in ihrem Gesteinsbestand und ihrer tektonischen Position identisch mit den Gesteinsfolgen des "Alten Daches" (FRASL, 1958) und wird - trotz lithologischer Unterschiede - diesen gleichgestellt. Das Alter der Greinerserie wurde früher meist als altpaläozoisch angesehen, seit den Funden präkambrischer Acritarchen (vermutlich Zysten planktonischer Einzeller) aus den Habachphylliten (REITZ & HÖLL, 1988) könnte man jedoch auch von einem noch höheren Alter ausgehen (ca. 700 Ma, Riphäikum/Wendium).

Als typische Gesteine einer metamorphen einstigen ozeanischen Lithosphäre oder der eines Randmeeres, finden sich in der Greinerserie Serpentinite, Garbenschiefer, Hornblendite und Amphibolite.

Neben dem mehrere Kubikkilometer großen Serpentinittkörper des Ochsner-Rotkopf-Massivs im oberen Zemmgrund treten mehrere Dutzend kleinere Serpentinittkörper (ein- bis tausend Kubikmeter) in vier Horizonten auf. Vielfach sind sie in graphitische Metapelite zusammen mit vereinzelt groben, eckigen Klasten eingelagert, sodaß wahrscheinlich ist, daß es sich um eine "Coloured Melange" oder um einen Olisthostrom handelt. Besonders gut sind diese melangeartigen Gesteine am Südwestrand des Ochsner-Serpentinites (Oberer Zemmgrund, nicht im Exkursionsprogramm) zu sehen. Die Serpentinite bestehen aus Antigorit mit Resten von Ortho- und Klinopyroxen sowie Olivin, weiterhin kommen auch Chlorit, Talk, Klinohumit, Anthophyllit, Aktinolith, Granat, Klufchrysolit und viele andere während der Alpidischen Metamorphose neugebildete Minerale vor. Edukte der Serpentinite waren Harzburgite bis Klinopyroxenite (Wherlite).

Die Granat-Amphibolite und Hornblendite der Greinerserie erweisen sich aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung als Ozeanbodenbasalte (WEBER-DIEFENBACH, 1976). Geochemische Untersuchungen von STEYRER & HÖCK (1985) an Amphiboliten der Habachserie (Zentrale Hohe Tauern) weisen auch auf andesitische Vulkanite, also auf Inselbogenmagmatite hin. Es ist denkbar, daß dies auch für einige der Amphibolite der Greinerserie zutrifft. Untersuchungen an Amphibolitxenolithen im Zentralgneis belegen, daß die Amphibolite bereits spätvariszisch geschiefert und gefaltet waren. Grobkornamphibolite mögen z.T. Metagabbros oder -pyroxenite repräsentieren, doch fehlen gut erkennbare basische Intrusiva, wie sie in anderen Teilen des Tauernfensters vorkommen (Eklogitzone und zentrale Tauern).

Die Hornblende-Garbenschiefer werden zum Teil auf vulkanogen-sedimentäre Ablagerungen oder intermediäre Vulkanite zurückgeführt, zum Teil handelt es sich aber auch um stark tektonitisierte und aplitisch durchäderte Amphibolite und andere Gesteine.

Beiderseits des Schlegeistales und an der Mörchnerscharte (Oberer Zemmgrund/ Florental) sind den Amphiboliten Kalkmarmorlagen von dm bis m Mächtigkeit zwischengeschaltet. Sie belegen eine untermeerische Platznahme des basaltischen Eduktes der Amphibolite.

Die dunkelgrauen bis schwarzen Biotit-Graphitschiefer (Furtschaglschiefer) sind Metapelite mit z.T. rhythmischer Bänderung, die auf ehemalige Silt- oder Feinsandlagen zurückgeht. Die Furtschaglschiefer waren Sedimente eines abgeschlossenen Beckens mit geringer Bodenwasserzirkulation und gelegentlicher Einschüttung distaler Turbidite, wie sie für eine Randmeerfazies typisch sind. Im untersten Teil der Furtschaglschiefer kommen Brekzienlage vor, die an Olisthostromhorizonte erinnern. Migmatische Gneise in der Greinerserie könnten ein noch älteres Basement repräsentieren, doch sind die geologischen Beziehungen aufgrund der mehrfachen Verformung nicht eindeutig.

Zentralgneis

Die Zentralgneise der Tauern entstanden aus Granodioriten, Quarzdioriten, Tonaliten und untergeordnet auch Leukograniten und Gabbros, die vor 280 - 300 Ma (CLIFF, 1981), also gegen Ende der variszischen Gebirgsbildung, in das "Alte Dach" intru-

dierten. Die Vergneisung der magmatischen Edukte ist alpidischen Alters.

Dieser Gesteinsbestand ist charakteristisch für einen aktiven Kontinentalrand, vergleichbar mit den Plutoniten der Anden. Dies bestätigen auch geochemische Untersuchungen (FINGER & STEYRER, 1989). Im westlichen Tauernfenster erscheinen die Zentralgneise hauptsächlich in zwei Aufwölbungen, dem nördlichen Tuxer Zentralgneiskern und dem südlichen Zillertaler Zentralgneiskern. Diese zeigen etwas unterschiedliche Zusammensetzung. Der Tuxer Zentralgneis ist relativ homogen granodioritisch, der Zillertaler Zentralgneis ist dagegen sehr heterogen und weist das gesamte oben erwähnte Gesteinsspektrum auf.

Postvariszische Transgressionsfolge

Die postvariszische Sedimentation begann in einzelnen Tiefgebieten begrenzter Erstreckung. Vermutlich waren es tektonische Grabenstrukturen, wie sie in ganz Europa zu dieser Zeit verbreitet waren, denn mit den Sedimenten sind Vulkanite (Quarzporphyre) vergesellschaftet. Die Sedimentation begann mit Konglomeraten und Brekzien, die im Haufen- und Schlegeistal bis über 500 m Mächtigkeit erreichen und in ihrer Abfolge sehr schön die Aufarbeitung des Untergrundes zeigen: die basalen Lagen sind reich an Komponenten, die sich aus dem "Alten Dach" herleiten lassen (Serpentine, Amphibolite, Marmor, Graphitschiefer), nach oben werden sie reicher an Apliten und Turmalinfelsen, schließlich dominieren als Gerölle Granite und Kluftquarze. Die Änderung der Zusammensetzung geht mit einer Korngrößenabnahme einher (SCHÖN & LAMMERER, 1989). Die grobklastische Abfolge wird schließlich von ehemaligen Rotschiefern überlagert, die alpidisch zu grauen Biotit-Ankerit-Schiefern mit Fe-reichem Epidot umgewandelt wurden.

Ein Hämatit-, Disthen-, Muskovit- und Lazulith-führender Quarzit (ehemaliger Rotsandstein) gehört vermutlich bereits in die Trias ("Buntsandstein") und wird von einer karbonatischen Abfolge (Kalk, Dolomit, Rauhwacken, Quarzit, Chloritoidschiefer) als Muschelkalkäquivalent überlagert.

Die Triasserien erreichen in den ehemaligen tektonischen Gräben oder Rinnen Mächtigkeiten von einigen 100 Metern, können aber auf den ehemaligen Horsten völlig fehlen.

Die jüngeren Sedimente des Jura (Schwarzschiefer und Quarzite, bräunlich-rötliche, plattige Kalkmarmor und grauer, z.T. kieseliger Stinkkalkmarmor, der Hochstegenmarmor) und der Kreide (Klastisch-karbonatische Kaserer Serie) treten erst weiter westlich und nördlich auf. Besucht wird von den Triasgesteinen nur der Hochstegenmarmor bei Mayrhofen.

Strukturen

Die Serien des "Alten Daches" waren schon regionalmetamorph überprägt und zeigten eine penetrative Schieferung, als sie von den magmatischen Edukten der Zentralgneise intrudiert wurden, was in den Kontaktbereichen und an Xenolithen deutlich wird. Die Überprägung durch alpidische Deformation führte dort teilweise zu engen und komplexen Faltenbildern.

Die alpidische Deformation ist in ihrer ersten Phase durch Deckenüberschiebungen

und ein teilweises Abscheren der Sedimenthülle der Zentralgneise gekennzeichnet. Die mesozoischen Metasedimente wurden dabei in enge, z.T. fast isoklinal nordvergente Falten gelegt.

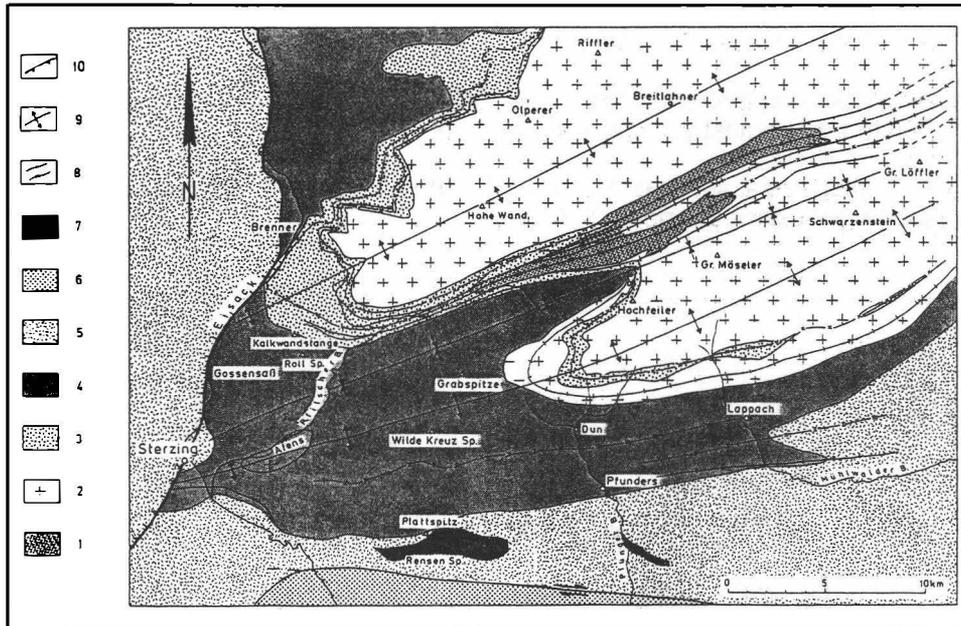


Abb. 4: Tektonische Karte des westlichen Tauernfensters: 1 = Präherzynische Einheiten, 2 = Herzynische Granite und Tonalite, 3 = Postherzynische Metasedimente, 4 = Ophiolitdecke (Glocknerdecke), 5 = Austroalpine Decken, 6 = Südalpine Einheiten, 7 = Oligozäne alpidische Granite, 8 = D2 Antiklinalen, 9 = D3 Antiklinalen, 10 = D3 Synklinalen.

In der Folge wurde durch die zunehmende Temperatur im Verlauf der alpidischen Gebirgsbildung das gesamte Gesteinsvolumen der Tauern von einer duktilen Deformation erfaßt. Die Zentralgneise, die lokal (insbesondere in ihren Randbereichen) bereits bei der ersten Verformung eine Schieferung erfahren, wurden erneut geschiefert und die erste Schieferung gefaltet. Die Antiklinalkerne der Tuxer und Zillertaler Zentralgneise wölbten sich hoch. Die Hochwölbung war durch eine nachvariszische Horstposition bereits vorgegeben. Diese zweite Deformation führte zu einer sehr ausgeprägten Streckungslinieation in Ost-West-Richtung, parallel zu den Faltenachsen. Dies deutet darauf hin, daß die Verformung in einem transpressiven Deformationsregime geschah (LAMMERER, 1988). Der schnelle Aufstieg der Gesteine des Tauernfensters, wie er aus dem Druck-Temperatur-Verlauf der Metamorphose abgelesen werden kann (Abb. 2), wurde dadurch bedingt.

Exkursionsplan

Erster Tag

Fahrt von Neukirchen am Großvenediger über Gerlospaß, Mayrhofen zum Schlegeis-

stausee mit Aufschlüssen im Tuxer Zentralgneis und Hochstegenmarmor. Im Schlegeistal ca. 3 Std. reine Gehzeit, z.T. weglos mit Aufschlüssen in den Gesteinsfolgen der Greiner Serie und dem Zillertaler Zentralgneis.

Stop 1: Mayrhofen - Hochsteg: Überblick über den Tauernnordrand mit seinen Tauchfaltenstrukturen; Besuch der Typlokalität des Hochstegenmarmors (Fundort eines Perisphinctes des Malm).

Stop 2: Stillupp-Klamm: Zentralgneis, migmatische Gneise, Ahornkern-Porphyrigneise, Gänge und Kontakt zur Metasedimentfolge.

Stop 3: Schlegeisstausee: Geologischer Überblick, Augen-Flaserigneise des Tuxer Zentralgneiskernes (Abb. 4, 5, 6).

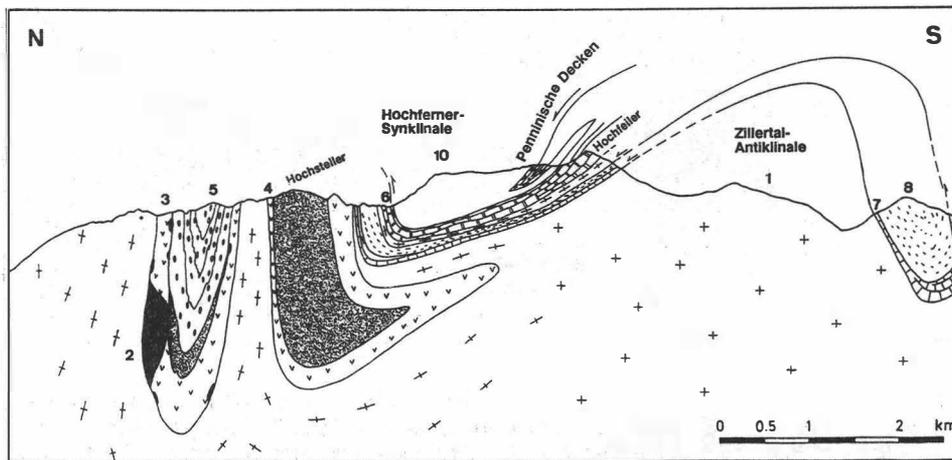


Abb. 5: Profil durch das südwestliche Tauernfenster. Profilfläche senkrecht auf die Faltenachse.
 Legende: Variszische Intrusiva: 1 = Zentralgneis. Gesteine des "alten Daches": 2 = Serpentine, 3 = Amphibolite und Garbenschiefer, 4 = Graphitschiefer (Furtschaglschiefer). Permomesozoische Hüllgesteine: 5 = Permischer Konglomeratgneis, 6 = Triassische Gesteine, 7 = Jurassische Gesteine, 8 = Gesteine der Unterkreide, 9 = Gesteine der Oberkreide. Penninische Gesteine: 10 = Bündnerschiefer und Ophiolite (nach LAMMERER, 1988).

Stop 4: Südseite des Schlegeisstausees: Amphibolite und Granatamphibolite der Greiner Serie. Der einst gut aufgeschlossene Kontakt zu den Konglomeratgneisen ist durch den Stausee überflutet worden (ab hier weiter zu Fuß).

Stop 5: Oberes Schlegeistal: Im Anstehenden und in Schuttfächern das Spektrum der Gesteine: Amphibolite, Epidotschiefer, Kalksilikatfelse, Konglomeratgneise (Abb. 7).

Im Anschluß daran Rückkehr zum Stausee (ca. 1800 m) und Aufstieg durch Zentralgneis und Bergsturzmassen mit Elementen der Greiner Serie zum Pfitscher Joch Haus (2270 m, ca. 2 Std.), dort Übernachtung.

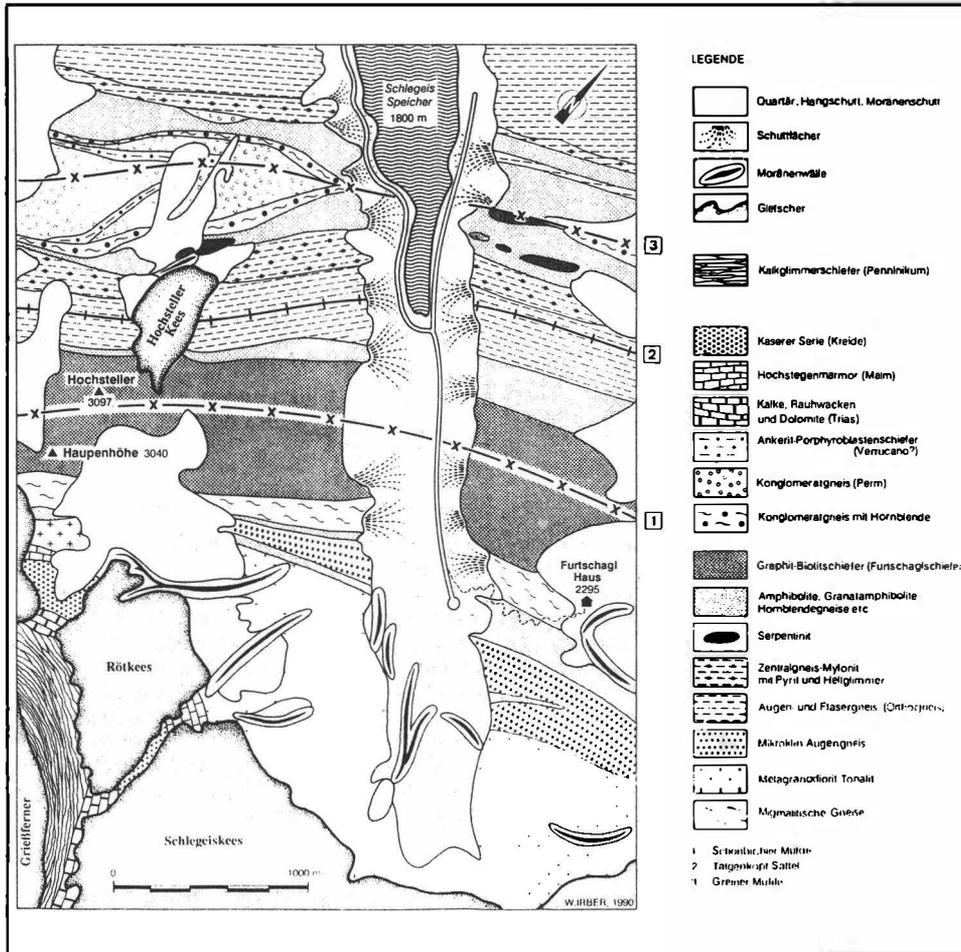


Abb. 6: Geologische Karte des Schlegeisgrundes (vereinfacht nach SCHÖN, 1988, unveröff.).

Zweiter Tag

Weglose Begehung in leichtem Gelände der Umgebung des Pfitscher Joches. Es wird ein Überblick über das westliche Tauernfenster und seinen tektonischen Großbau, über die Gesteine der Greiner Serie (Serpentinite, Amphibolite, Hornblendegneise, Hornblende-Garbenschiefer, Pyritquarzite, Graphitschiefer, Granitporphyrgänge und tektonisch überarbeiteter Intrusivkontakt), den Zentralgneis und seine tektonisierten Varianten und über die Permo-Triadischen-Metasedimente gegeben.

Stop 6: Pfitscher Joch: Rundblick auf Bündnerschiefer mit Prasiniten im Süden und Westen; das Wolfendornprofil und die Weißspitze mit ihrem unterostalpinen Gipfelaufbau und der Ötztal-Stubai Masse (Mittelostalpin) im Hintergrund im Westen, im Norden und Osten Zentralgneis und Greiner Schieferenserie. Erläuterung der geologischen Verhältnisse und der Strukturgeschichte (Abb. 4).

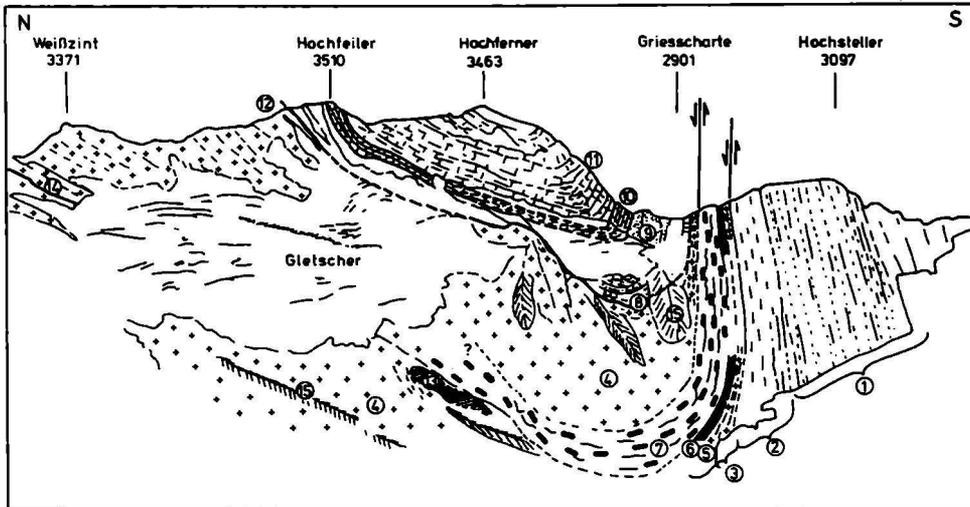


Abb. 7: Geologische Verhältnisse in der Westflanke des Schlegelstales im Profil vom Weißzint zum Hochsteller (LAMMERER, nach Feldbuch-Skizze).

Legende: 1 = Granat-Blotitschiefer der Greinerserie, 2 = Graue plattige Schiefer der Greinerserie, 3 = Span von stark zerschertem Granit mit Amphibolitschollen, der Migmatitzone zugehörig, 4 = Zillertaler Zentralgneis, granitisch-granodioritisch, 5 = lokales Gabbrovorkommen, 6 = Zerscherter Amphibolit, 7 = Blastomylonit mit Mikroklinporphyroblasten, 8 = Autochtone sedimentäre Auflagerung auf dem Zentralgneis (Hochstegenquarzite, Marmor, "Kaserer Serie" p. p.), 9 = Kaserer Serie, 10 = Triassische Marmore der Glocknerdecke, 11 = Kalkglimmerschiefer der Glocknerdecke, 12 = Grenze zwischen Autochthon und Zentralgneis am Hochfeiler, Gneisgefüge verläuft parallel zur Schichtung, 13 = Amphibolit und Graphitschiefer der Greinerserie, mit Apliten, 14 = Lamprophyrgang am Breitnock, 15 = Moränen des 1850-er Verlesungshochstandes.

Stop 7: Weg in Richtung Landshuter Hütte bis in den Tuxer Gneis. Zerscherte Randfazies, Streckungslineare, Intrusivkontakt (Abb. 8)

Stop 8: Weg zur Landshuter Hütte: Amphibolite mit offener ac-Klüftung (Füllung mit Chlorit, Feldspat, Quarz) und strenger Mineralregelung, enge Kleinfaltung. Zentralgneis - Gänge, z.T. Granitporphyrgänge (Abb. 8).

Stop 9: Weg zur Landshuter Hütte: Am Jochsee Geröllgneise. Das Geröllspektrum in diesen zeigt (in zunehmender Häufigkeit): Serpentin, Amphibolit, Marmor, Granit, Aplit und Quarz. In geschonten Bereichen erkennt man, daß das Ausgangssediment schlecht gerundet und schlecht sortiert war. Durch alpidische Deformation entwickelte sich eine ausgeprägte, mit 40° nach West abtauchende Streckung der Gerölle (prolate Deformation). Der Konglomeratgneis wird von einem grauen, turmalinführenden Gneis (Meta-Quarzporphyr?) und von dunkelgrauen, Eisenepidot-führenden Ankerit-Biotitschiefern (ehemalige rote Verrucanoschiefer) überlagert (Abb. 8).

Stop 10: Weiße Quarzite, 10 m mächtig, mit Hämatit, Lazulith, Muskovit, Epidot und Disthen stehen im Kern der hier fast isoklinalen, aufrechten bis leicht südvergenten Pfätscher Mulde an. Die Quarzite zeigen umlaufendes Streichen mit gerade durchsetzender Achsenflächenschieferung. Nach Westen zu werden die Quarzite von Triaskarbonaten überlagert, die in Anrissen in der Ferne sichtbar sind aber

nicht besucht werden (Abb. 8).

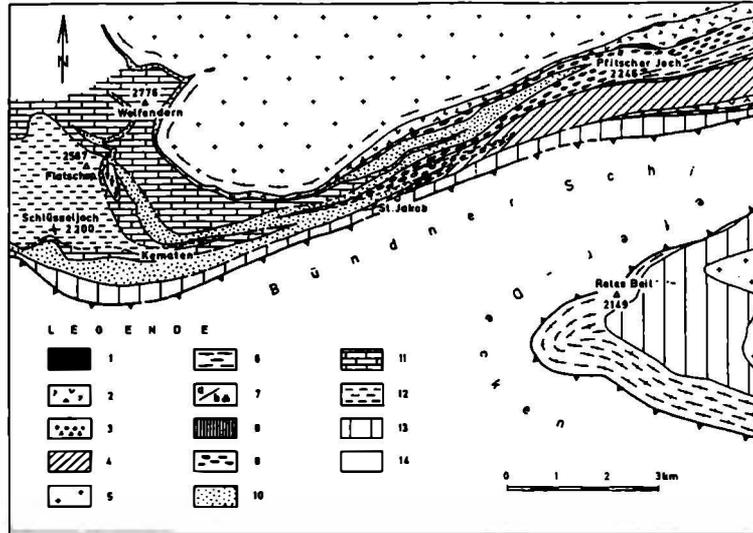


Abb. 8: Geologische Kartenskizze des oberen Pfitschertales. **Legende:** 1 = Tuxer Zentralgneis In den Randbereichen zerschert (Oberkarbon), 2 = Zentralgneis der Talggenkopfantiklinale, z. T. Augengneis, stark zerschert, 3 = Amphibolite, Hornblendegarbenschiefer und verwandte Gesteine des "Alten Daches" (Präkambrium oder Alpaläozoikum), 4 = Serpentin des "Alten Daches" (Präkambrium oder Alpaläozoikum), 5 = Biotit-Graphitschiefer, z. T. Granat-, Disthen- und Staurolith-führend (Präkambrium), 6 = Konglomeratgneis (Oberkarbon-Unteres Perm). 7 = Metaquarzporphyr (Unteres Perm), 8 = Graue Ankerit-Biotitschiefer (Oberes Perm), 9 = Heller Quarzit, lokal mit Lazulith, Mangan-Epidot, Turmalin und Disthen (Untere Trias), 10 = Gelbliche und graue Calcit- und Dolomitmarmore, Rauhwacken und Chloritoldschiefer (Mittel- und Obertrias), 11 = Helle und dunkelgraue Quarzite, Graphit-haltig (Lias), 12 = Quarzite, Kalk- und Dolomitmarmore sowie Schiefer und Arkosegneise, stark deformiert (Trias bis Kreide), 13 = Kalkglimmerschiefer und Amphibolite des penninischen Ozeans (Jura und Kreide), 14 = Schuttkegel.

Stop 11: Weg zur Landshuter Hütte: Die Muldenstruktur wird nach Süden durchlaufen, nach Erreichen der vom Pfitschtal heraufführenden Straße treffen wir erneut auf den Meta-Quarzporphyr und extrem geplättete Konglomerate des Südschenkels der Greiner Mulde. Die starke Plättung ist erklärlich, da es sich hier um den einst überkippten Schenkel einer nordvergente Synform handelte (Abb. 8).

Stop 12: Fahrstraße zum Pfitscher Joch: An der Straße streichen Pyritschiefer aus, die zur Zentralgneisserie gehören, und vermutlich Mylonite eines schon primär autohydrothermal zersetzten Granitoids aus dem Dachbereich der Intrusion darstellen. Im Folgenden gelangen wir in weniger stark deformierte Orthogneise und schließlich in die graphitischen Furtschagschiefer (Abb. 8).

Stop 13: Sofern Zeit bleibt: Abstieg zur Kehre der Straße zum Pfitscher Joch bei 2050 m, dort eine abgerutschte lose Platte aus Mikroklin-Augengneis, der von der Griesscharte hierher herabzieht und den Sattelkern einer weiteren Struktur bildet. Im weiteren Abstieg folgen Schiefer der Kaserer Serie (Kalkmarmore, Arkosegneise, Metapelite) (Abb. 8).

Rückkehr zum Joch und Abstieg zum Schlegeisspeicher, Rückfahrt mit dem Bus nach Mayrhofen und Neukirchen.

Literaturverzeichnis

- BLANCKENBURG, F. v. & MORTEANI, G. (1989): Crystallization and deformation of amphiboles, and cummingtonite forming reactions in the garbenschists of the Western Tauern Window, Eastern Alps: The problem of closure temperatures. *Lithos* 23, 163-177.
- BLANCKENBURG, F. v. & VILLA, I. M. (1988): Argon retentivity and argon excess in amphiboles from garbenschists of the western Tauern Window, Eastern Alps. *Contrib.Mineral.Petrol.* 100, 1-10.
- BLANCKENBURG, F. v., VILLA, I. M., BAUR, H., MORTEANI, G. & STEIGER, R. H. (1989): Time calibration of a PT-path from the western Tauern Window, Eastern Alps: The problem of closure temperatures. *Contrib.Mineral.Petrol.* 101, 1-11.
- CHRISTA, E. (1931): Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. *Jb.Geol.B.-A. Wien* 81, 533-635.
- CLIFF, R.A. (1981): Pre-Alpine history in the Pennine zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr geochronology. *Contrib.Mineral.Petrol.* 77, 262-266.
- DE VECCHI, G.P. & BAGGIO, P. (1982): The Penninic zone of the Vizze region in the Western Tauern Window (Italian Eastern Alps). *Boll.Soc.Geol.Ital.* 101, 89-116.
- FINGER, F. & STEYRER, H.P. (1989): Granite-types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) - some aspects on their correlation to Variscan plate tectonic processes. *Geodynamica Acta* 2, 75-87.
- FRANZ, G. & SPEAR, F.S. (1983): High pressure metamorphism of siliceous dolomites from the central Tauern Window. *Amer.Journ.Sc.* 283, A, 396-413.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. *Jb.Geol.B.-A. Wien* 101, 323-472.
- FRISCH, W. (1975): Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). *Verh.Geol.B.-A. Wien* 1974, 201-221.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1985): The young uplift and thermal history of the central Eastern Alps (Austria/Italy), evidence from fission track ages. *Jb. Geol.B.-A. Wien* 128, 197-216.
- HOSCHEK, G. (1980a): Phase relations of a simplified marly rock system with application to the western Hohe Tauern (Austria). *Contrib.Mineral.Petrol.* 73, 53-68.
- HOSCHEK, G. (1980b): The effect of Fe-Mg substitution on phase relations in marly rocks of the western Hohe Tauern (Austria). *Contrib.Mineral.Petrol.* 75, 123-128.
- HOSCHEK, G. (1981): Zur Abschätzung von P-T-X Bedingungen der alpidischen Metamorphose anhand karbonatführender Metasedimente der westlichen Hohen Tauern. *Jahresbericht 1980 Hochschulschwerpunkt S15*, 59-66.
- HOSCHEK, G. (1982): Alpidische Metamorphosebedingungen in Metasedimenten der westlichen Hohen Tauern. *Jahresbericht 1981, Hochschulschwerpunkt S* 15, 33 - 35.
- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. *Jb.Geol. B.-A. Wien* 129, 51-67.
- LAMMERER, B. (1988): Thrust-regime and transgression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). *Geol.Rundschau* 77, 143-156.
- MILLER, Ch. (1986): Alpine high-pressure metamorphism in the Eastern Alps. *Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitt.* 66, 139-144.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habach-

- Formation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. *Jb.Geol.B.-A. Wien* 124, 361-423.
- SATIR, M. (1975): Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. *Mem.Ist. Geol.Mineral.Univ.Padova* 30, 1-84.
- SATIR, M. & MORTEANI, G. (1982): Petrological study and radiometric age determination of the migmatites in the Penninic rocks of the Zillertaler Alpen/Tyrol/Austria. *Tschermaks Miner.Petr.Mitt.* 30, 59-75.
- SCHÖN, C. & LAMMERER, B. (1989): Die postvariszischen Metakonglomerate des westlichen Tauernfensters, Österreich. *Mitt.österr.geol.Ges.* 81, 219-232.
- SELVERSTONE, J., SPEAR, F.S., FRANZ, G. & MORTEANI, G. (1984): High pressure metamorphism in the SW Tauern Window, Austria: P-T path from hornblende-kyanite-staurolite schists. *Journ.Petrol.* 25, 501-531.
- SELVERSTONE, J. (1985): Petrologic constraints on imbrication, metamorphism, and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps. *Tectonics* 4, 687-704.
- STEYRER, H.P. & HÖCK, V. (1985): Geochemistry of the metabasites in the Habach Formation (Salzburg, Hohe Tauern, Austria). A preliminary report. *Ofioliti* 10, 441-456.
- TOLLMANN, A. (1963): *Ostalpensynthese*.- 256 S., Deuticke, Wien.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1976): Zur Geochemie und Metamorphose von Amphiboliten der Greiner Schiefer-Serie (Zillertaler Alpen/Tirol). *Tschermaks Min. Petr.Mitt.* 23, 1-22.