

Das Autochthon im westlichen Tauernfenster

Von BERND LAMMERER*)

Mit 13 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 148, 149, 150, 175, 176

Österreich
Tirol
Tauernfenster
Postvariszische Serie
Zentralgneis-Tektonite
Helvetikum
Fallentektonik

Zusammenfassung

Die günstige tektonisch-paläogeographische Situation im westlichen Tauernfenster (Zillertaler und Tuxer Alpen) erlauben eine lückenlose Rekonstruktion der (par-)autochthonen Formationen von Prä-, Syn- und Post-Zentralgranit Alter. Die bereits präintrusiv metamorphen und gefalteten Gesteine des Alten Daches („Greinerformation“) leiten sich von einem Ophiolith-Komplex und überlagernden pelagischen Schwarzschiefern ab, untergeordnet auch von Karbonaten, Agglomeraten und verschiedenen klastischen Sedimenten. Reaktion mit dem Nebengestein veränderte die Zusammensetzung des Zentralgranit-Magmas in Richtung Diorit. Tektonite sind weit verbreitet (Zentralgneismylonite, Hornblende-Garbenschiefer).

In den mächtigen permischen Klastika spiegelt sich die post-variszische Aufarbeitung des alten Daches und des Zentralgranites wider. Die mesozoischen Gesteine gehören einem im weitesten Sinne süd- bis ultrahelvetischen Ablagerungsraum an („Tauernhelvetikum“) und reichen mindestens bis in die Kreide. Die komplexe Strukturgeschichte mit interferierenden Großfaltensystemen zeigt dagegen weitgehende Ähnlichkeiten mit den lepontinischen Gneisfaltendecken.

Summary

The favourable tectonic and palaeogeographic situation in the Western Tauern Window (Zillertal and Tux Alps) allow complete reconstruction of the (par-)autochthonous formations of Pre-, Syn-, and Post-Centralgranite age. The rocks of the "Old Roof" ("Greiner formation", presumably Lower Palaeozoic) suffered a first folding and metamorphism during Early or Prehercynian time. They were derived from an ophiolite complex, overlain by pelagic black-shales, and subordinately also from carbonates, agglomerates (?) and siliciclastics. They are correlated with the basal part of the Habachseries. The Upper Carboniferous to Lower Permian granitoid magmas reacted with the Old Roof material which caused shifting towards more tonalitic and dioritic composition. Intense Alpidic ductile shearing of the granitoids and their surrounding injected or migmatitic rocks led to widespread gneissmylonites and sheaveschists.

The Posthercynian siliciclastics give witness to erosion, first of the Old Roof, followed by increasing amounts of the granitoids. The relief energy gradually decreased, the sequence is finer upwards. Red bed sedimentation during Permian and Triassic is documented by Fe-rich micas (phengites), magnetite or hematite contents and occurrence of chloritoid. The Posttriassic sequence can best be interpreted as a deposit of the southern portion of the shelf of the European plate ("Tauernhelvetikum"). During Palaeogene, it was overthrust by Pen-

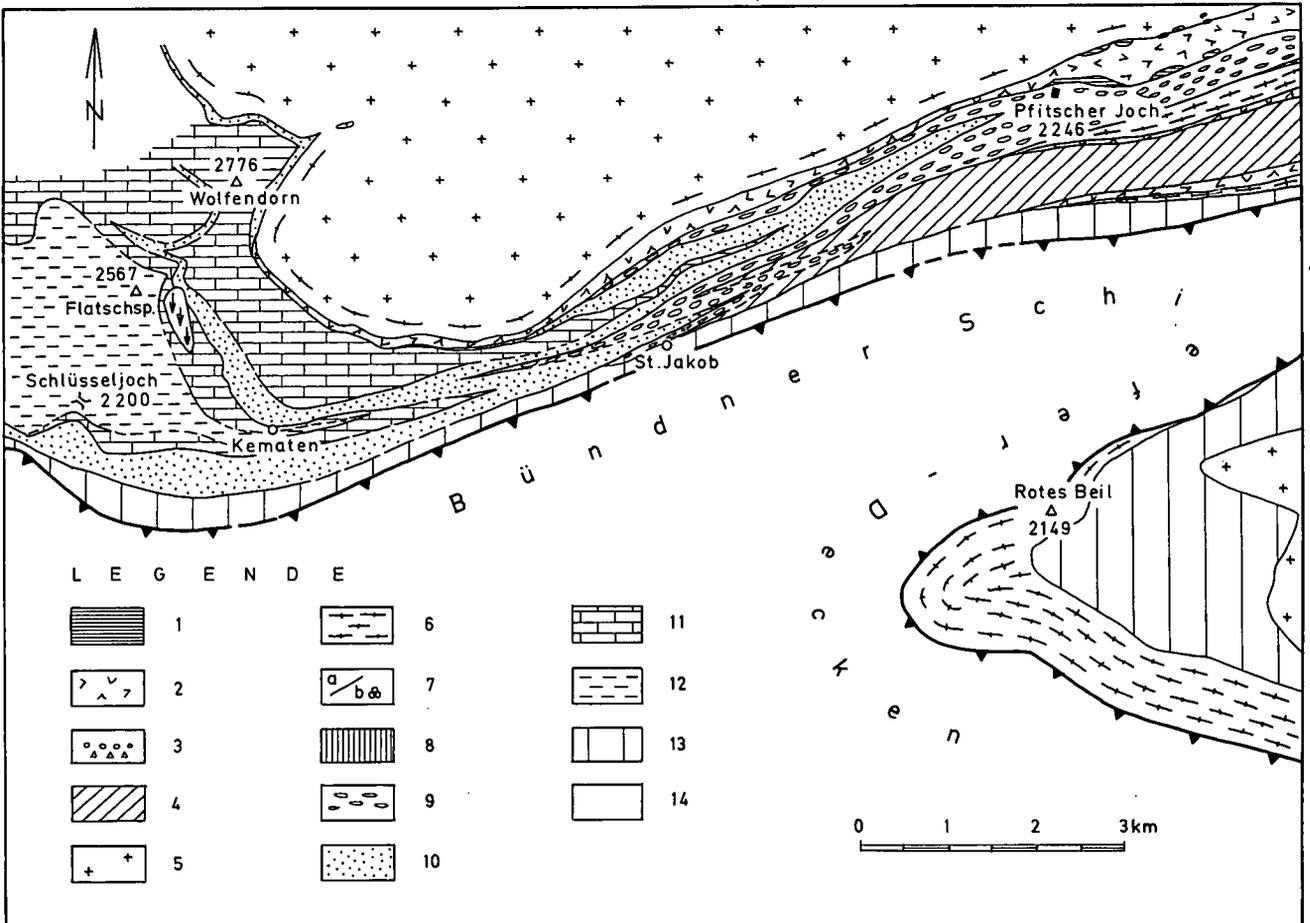
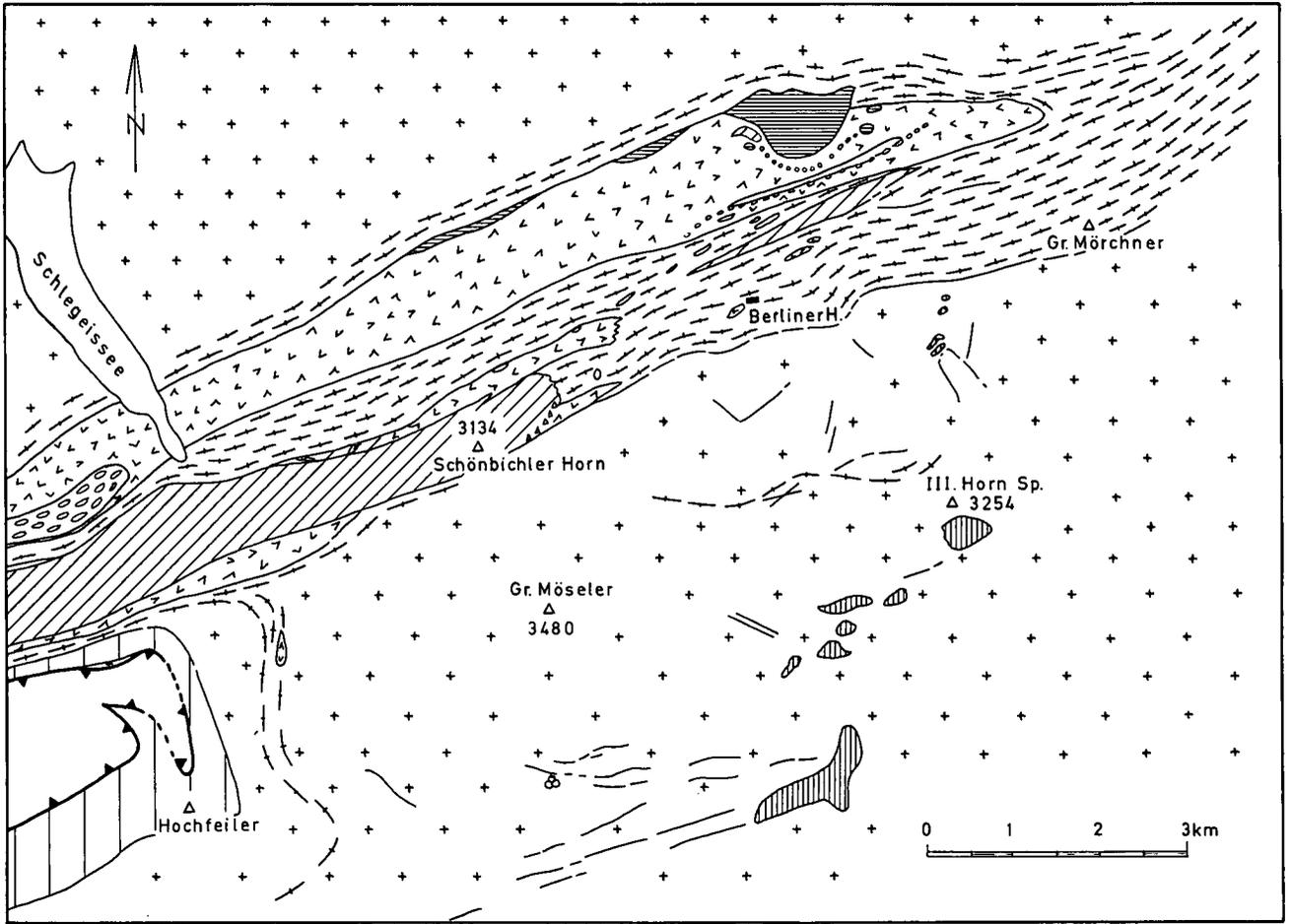
inic and Austroalpine nappes, metamorphosed, and is now exposed as an upwarped, complexly superposed folded, mantled gneiss dome, comparable to the Lepontine area in the Western Alps.

Einführung

Die ausnehmend günstige tektonische und paläogeographische Situation im Tauernwestende zwischen Zemmgrund und dem Brenner gestattet, den wohl vollständigsten Einblick in den autochthon-parautochthonen Komplex des Tauernfensters zu gewinnen (Abb. 1). Neben Zentralgneis und Resten seines alten Daches sind die postvariszischen Gesteine vom Perm bis in die Kreide lückenlos und in konkordanter Abfolge erhalten. Das vielleicht großartigste System interferierender Falten der Ostalpen ist hier aufgeschlossen und erlaubt am gleichen Gestein das Studium verschiedener Deformationsintensitäten und -stile.

Allein die alpidische tektonische Geschichte der Region läßt fünf „Phasen“ ausgliedern, die jedoch graduell auseinander hervorgehen (LAMMERER, 1983, 1986 im Druck). Auf die Überschiebungen der Penninischen und Ostalpinen Decken (D_1) folgt eine enge bis nahezu isoklinale, nordgerichtete Faltung mit flachliegender Achsenfläche und penetrativer Schieferung (D_2). Bei Wellenlängen von weniger als 1 km erreichen die einzelnen Großfalten Amplituden von mehr als 5 Kilometern! Diese werden durch jüngere aufrechte bis leicht südvergente, enge D_3 -Falten mit Wellenlängen von 5–10 km und ähnlich großen Amplituden überlagert. Die zugehörigen Antiklinalen entsprechen den Kernen des Tuxer resp. Zillertaler Zentralgneisastes, während die Synklinale den Bereich zwischen Hochfeiler und Pfitscher Joch einnimmt (Abb. 2). Sie ist also nicht identisch mit der früher als „Greiner Mulde“ bezeichneten Struktur (SANDER, 1911; CHRISTA, 1931), die ein komplexes D_2 -Faltensystem darstellt. Eine D_3 -Runzelschieferung führte, zusammen mit der D_2 -Schieferung im Zentralgneis zu dem Augen-Flasergneis-Gefüge, in den Sedimentserien ebenfalls zu einer Schnittflächen-Lineation. Die Überlagerung der ersten Faltung durch die weitspannige D_3 -Faltung erzeugte am Tauernnordrand zwangsläufig und ausschließlich Tauchfalten (Abb. 2), sowie

*) Anschrift des Verfassers: Dr. BERND LAMMERER, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2.



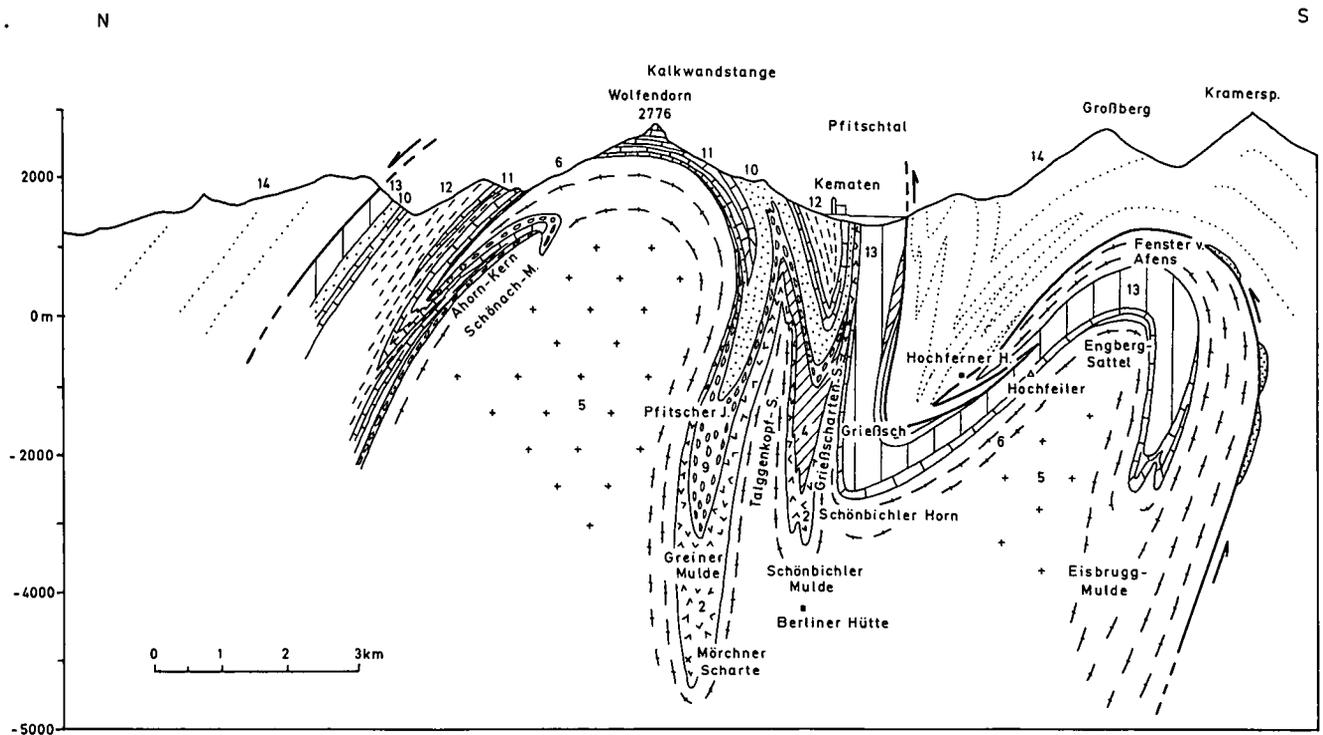


Abb. 2: Sammelprofil durch das westliche Tauernfenster im Meridian des Wolfendorns (Profilfläche senkrecht auf Abtauchen der D_3 -Faltung = 225/20). Nicht überhöht; Legende siehe Abb. 1.

scheinbare Südvergenzen. Nur ein Teil der immer wieder beschriebenen Südvergenzen sind „echt“ (FRISCH, 1976; ROSSNER & SCHWAN, 1982), sie stehen in Zusammenhang mit der insgesamt südvergente D_3 -Faltung, also der Bildung der beiden Zentralgneiskerne. FRISCH (1968) war mit dem erstmaligen Nachweis des Höllenstein-Tauchsattels einer umfassenderen tektonischen Lösung des Tauernwestendes bereits nahe. Er hat auch im Profil des Wolfendorns die stratigraphische Stellung der meisten Serien richtig erkannt und damit das Konzept TOLLMANN'S (1963) entscheidend verbessert. Doch die regionale Beschränkung und die Postulierung der nicht existenten „Wolfendorndecke“ ließen eine vollständige Lösung nicht zu, da verschiedentlich invers liegende Schichten in ein Konzept aufrechter Lagerung eingepaßt werden mußten.

Neuerdings griffen DE VECCHI & BAGGIO (1982) jedoch das Konzept TOLLMANN'S (1963) wieder auf, sind mit FRISCH (1974) „...in total disagreement“ und glauben, daß z. B. die Einstufung der eine Schlüsselstellung einnehmenden Graphitquarzite in den Lias „...lacks any stratigraphic and structural supports“ (DE VECCHI & BAGGIO, 1982, S. 95).

Für die Ausgliederung einer „Venedigerdecke“ (FRISCH, 1976), „Zillertaler Decke“ (TOLLMANN, 1975) und dergleichen ergibt sich aus dem gesamten Untersuchungsraum keinerlei Notwendigkeit. Auch die Ab-

grenzung der Glocknerdecke (FRISCH, 1974) bzw. der Oberen Schieferhülle (DE VECCHI & BAGGIO, 1982; THIELE, 1974, 1976, 1980; TOLLMANN, 1963) bedarf einer Modifikation, da die Serien der Kalkwandstange (inverse Muldenflanke) wie der Schöberspitzen (speziellgefalteter Tauchsattel-Kern) noch zu dem parautochthonen Sedimentmantel der Tauern gehören und nicht zu einem penninischen Deckenkomplex, wie bislang von allen Bearbeitern vermutet wurde.

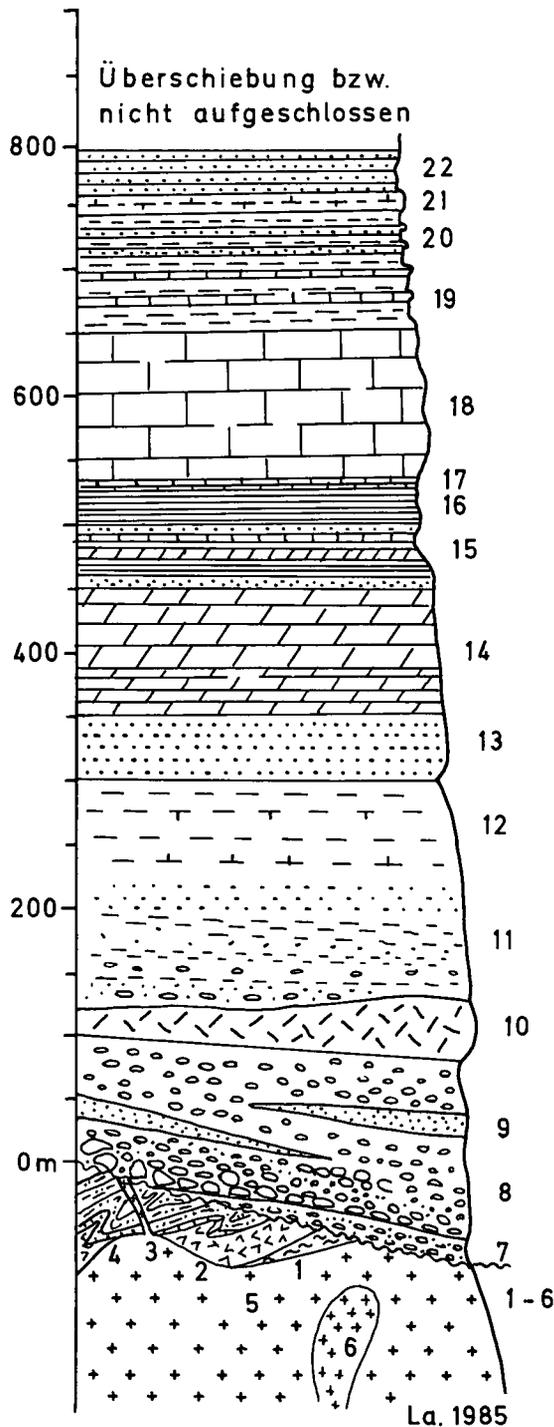
Während oder nach der D_3 -Faltung führte vermutlich diapirisches Hochquellen oder Hochpression einzelner Gneiszentren („Gneisdome“) zu einer west- bzw. osttauchenden Streckungslineation, dem Phänomen der „Querfaltung“ und zur Ausbildung duktiler Scherzonen insbesondere am Tauernfenster-Südrand und an der Brennerlinie (D_4). Von der nachfolgenden semiduktilen bis spröden Deformation (D_5) zeugen u. a. die Tauernnordrandstörung sowie Fiederklüfte und Klüfte.

Im westlichen Tauernfenster sind Prä-Zentralgneis-Gesteine durch eine Erosionsdiskordanz klar von permomesozoischen Metasedimenten getrennt, wobei letztere anscheinend lückenlos vertreten sind (Abb. 3). Dies zeigt, daß der Untersuchungsraum während des Mesozoikums ohne wesentliche Unterbrechung Sedi-mentationsgebiet war, also eher destruktiver Schelf als Schwellenzone.

Abb. 1: Geologische Karten aus dem Tauernwestende (Quartär abgedeckt).

- 1-4 = Greinerformation (Altpaläozoikum): 1 = Serpentin; 2 = Metabasite, migmatische oder injizierte Metabasite und deren Tektonite; 3 = Klastische oder agglomeratische Zwischenlagen; 4 = Biotit-Graphit-Schiefer („Furtschlagschiefer“).
 5-8 = Zentralgneiskomplex (Oberkarbon, Unterperm): 5 = Zentralgneis undifferenziert; 6 = Zentralgneistektonite einschl. „Alte Gneise“; 7a = Lamprophyre; 7b = Orbiculite; 8 = Basitkörper im Zentralgneis.
 9-13 = Permomesozoikum: 9 = Perm (Klastika); 10 = Trias (Hämatitquarzite, Dolomitmarmore, Chloritoidschiefer); 11 = Jura (Graphitschiefer und -quarzite, Eisenkarbonate, Hochstegenmarmor); 12 = Kreide einschl. eventueller Alttertiär-Anteile; 13 = Mesozoikum ungegliedert.
 14 = Bündner Schiefer mit Ophiolithoiden der penninischen Decken.

Prä-Zentralgneis-Gesteine („Greiner Formation“; Kambrium – Silur?)



- 1 = Serpentin; 2 = Metabasite; 3 = Aplitgänge; 4 = Graphitschiefer; 5 = Zentralgneis, granodioritisch; 6 = jüngere Leukogranit-Nachschübe; 7 = Basisfolge der Postvariszischen Serie, diskordant über 1-6, Konglomeratgneise, vorwiegend mit Geröllen des „Alten Daches“; 8 = Konglomeratgneise, vorwiegend mit granitoiden Geröllen; 9 = feinklastische Lagen in 8; 10 = Quarzporphyr?; 11 = Phyllite vorherrschend; 12 = Metasilite, karbonatführend (7-12 = „Perm“); 13 = Hämatit-Quarzit („Buntsandstein“); 14 = Dolomite, Rauhwacken, Kalk („Mitteltrias“); 15 = Quarzite, gelbe und blaugraue Dolomite, Chloritoidschiefer („Keuper“); 16 = Graphitschiefer und -quarzite, untergeordnet auch -karbonate („Lias“); 17 = dünnplattige, eisenschüssige Karbonate („Dogger“); 18 = Hochstegenmarmor („Malm“); 19 = vorwiegend Phyllite und Karbonate; 20 = Phyllite mit Arkosegneislagen (Turbidite?); 21 = Kalkglimmerschiefer; 22 = Quarzite (19-22 = Kaserer Serie, Kreide).

Abb. 3: Schichtfolge des Autochthons im westlichen Tauernfenster.

Die altkristalline Greinerformation besteht vorwiegend aus Serpentiniten, Metabasiten mit geringmächtigen Marmor-Zwischenlagen, Metabreccien und Graphitschiefern. Die Zugehörigkeit von migmatischen Gneisen ist im Einzelfall zu belegen. Kontamination mit Zentralgneismagma und Tektonisierung führten lokal zu schwer interpretierbaren Gesteinen wie z. B. den Hornblende-Garbenschiefen. Die Greinerformation kann wahrscheinlich mit dem basalen Teil der Habachformation korreliert werden.

Exzellente sind in der Region des Schönbichler Hornes, insbesondere an Gletscherschiffen des Schönbichler Keeses die Intrusionskontakte des Zentralgneises aufgeschlossen. Gefaltete und geschieferte Amphibolit- und Graphitschiefer-Xenolithe in kaum deformiertem Zentralgneis belegen eine vorausgegangene früh- bzw. prävariszische Regionalmetamorphose, Schieferung und Faltung.

K/Ar-Datierungen an Hornblenden von vergleichbaren Amphiboliten des Ankogelgebietes (CLIFF et al., 1971) bzw. U/Pb-Datierungen an Zirkonen aus Hornblenditen und Amphiboliten des Tauernnordrandes (v. QUADT, 1984), erbrachten Alter, die auf Effusion bzw. Intrusion in der Zeitwende zwischen Kambrium und Ordovizium hinweisen. Die auflagernden mächtigen Graphitschiefer, ehemals bituminöse Ton- und Siltgesteine, könnten sich von Graptolithenschiefern des Silur herleiten, wie sie im Schwarzwald und der Böhmisches Masse anstehen; doch ist eine solche Korrelation natürlich problematisch.

Die oben beschriebene Gesteinsfolge war bisher, allerdings zusammen mit weiteren Formationsgliedern (z. B. Zentralgneis-Myloniten oder postvariszischen Konglomeraten) als „Greiner Serie“ bekannt geworden (CHRISTA, 1931, 1933). Es wird vorgeschlagen, diesen gut eingebürgerten Begriff auf die altkristallinen Anteile einzuschränken und als „Greinerformation“ oder „Greinerkomplex“ zu bezeichnen.

Migmatische Gneise

Schlierig-migmatische Gneise hochduktiler Deformation und lokaler Kalifeldspatblastese sind weit verbreitet und z. B. auf den Gletscherschiffen unterhalb der Berliner Hütte aufgeschlossen. Sie werden bereits in diesem Zustand von kaum deformierten feinkörnigen Biotitgraniten des Oberkarbon (284 Ma, MORTEANI & SATIR, 1981) durchschlagen, was eindeutig eine hochgradige präalpidische Metamorphose und Deformation belegt (Abb. 4). Da die Zentralgneise jedoch in ihren Randbereichen Migmatisierung verursachten, ist eine Abgrenzung dieser zu älteren migmatischen Gneisen, besonders bei stärkerer alpidischer Gefügeumprägung, nicht immer möglich. Außer im oberen Zemmgrund und den Gebieten östlich und westlich davon, verschiedentlich auch am Tauern-Nordrand (wie beim Bau des Brandberg隧nells sehr schön erkennbar war), können auf der Tauernsüdseite zwischen Ahrntal und Eisbruggjoch-Hütte Reste solcher alter Gneise anstehen (DE VECCHI und BAGGIO, 1982). Ein auffällig hell-dunkel gestreifter Gneis südlich unterhalb des Furtschaglhauses mag

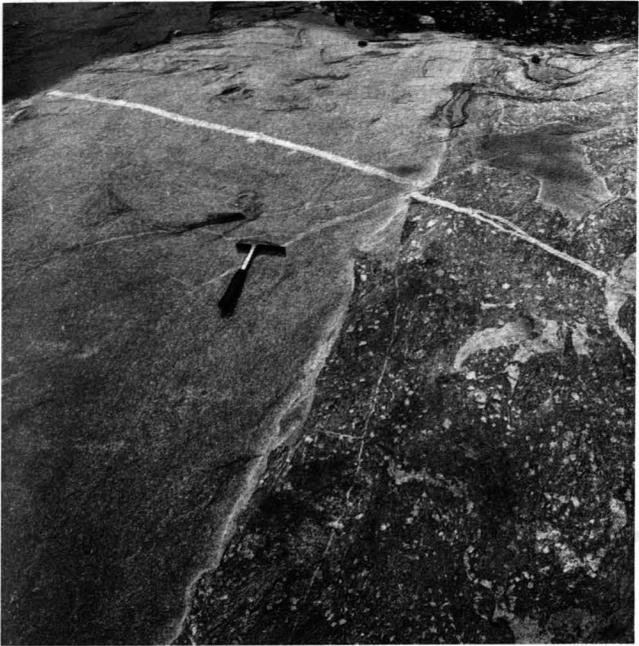


Abb. 4: Alte migmatitische Gneise werden von feinkörnigem Biotitgranit (284 Ma, links im Bild) intrudiert. Im Granit kontaktparalleles Fließgefüge, im Gneis präalpines, schlierig-migmatitisches Gefüge und Kalifeldspatblastose (südlich der Berliner Hütte).

deshalb von Bedeutung sein, als z. B. im Gotthardmassiv die kaledonischen Streifengneise wie der o. a. von paläozoischen Metavulkaniten oder -sedimenten überlagert werden (ARNOLD, 1970).

Serpentinite und Begleitgesteine

Antigorit-Serpentinite, deren Begleitgesteine (Talk- oder Chloritschiefer) und metamorph-metasomatische Reaktionsprodukte bilden den Liegendteil der mafisch-ultramafischen Folge. Wie für viele hochgradige Orogenen typisch, formen sie keine einheitliche Lage, sondern finden sich als Einzelkörper sehr unterschiedlicher Größenordnungen (m³ bis km³).

Der größte Serpentinikörper baut das Massiv des Ochsner-Rotkopfes nördlich der Berliner Hütte auf. Eine ganze Kette dutzender kleiner Serpentine, die in zwei eng benachbarten Horizonten aufgereiht sind, verbindet ihn mit den westlichsten Vorkommen am Pfitscher Joch. Ein weiterer, weniger dicht besetzter Horizont streicht ebenfalls noch nördlich der Berliner Hütte und nahe der „Alpenrose“ zu dem „Totenkopf“ nördlich des Furt-schaglhauses und biegt unterhalb des „Krähenfußes“ östlich unter dem Schönblichler Horn mit dem allgemeinen D₂-Faltenbau nach Süden um.

Die chemische Zusammensetzung der Serpentine sowie Relikte von Olivin, Ortho- und Klinopyroxen verweisen gleichermaßen auf Harzburgit und Lherzololith als Ausgangsgesteine (Abb. 5).

Bei der Serpentinisierung freigewordener Magnetit sitzt staubfein auf Serpentinikongrenzen, belegt massiv einzelne Kluftharnische, oder sitzt in Form idiomorpher Oktaeder in Chloritschiefern. Grün/farblos zonierter Diopsid, Aktinolith in Talkschiefer, Klinohumit, Pennin, Grossular und Uwarowit, rosa Turmalin und Manganepidot (Thulit), dazu Sphen, Klufthyrsofit, Breunnerit, Ankerit und eine Anzahl weiterer Minerale (KOARK, 1950) bildeten sich ebenfalls bei der Serpentinisierung oder

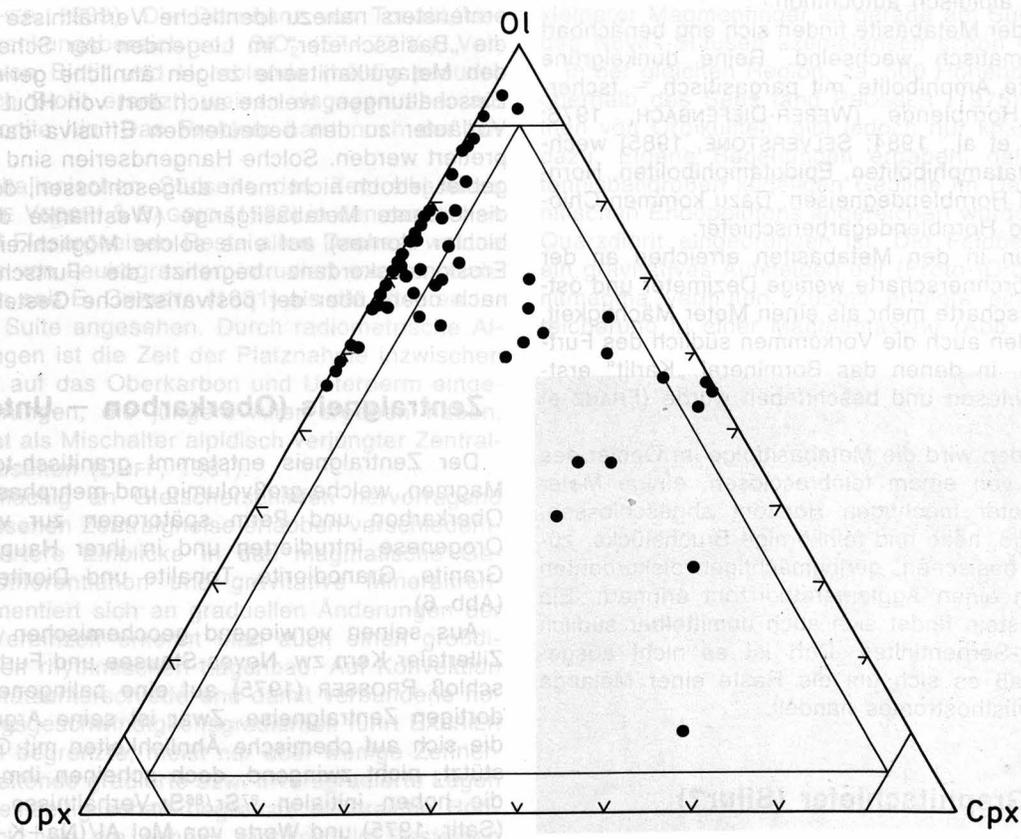


Abb. 5: Nomenklaturdiagramm Ol – Opx – Cpx für Ultramafite nach STRECKEISEN (1976) mit darstellenden Punkten für den Serpentin des Ochsner-Rotkopf-Massives aufgrund von CIPW-Normmineralberechnungen.

infolge von Entwässerungsreaktionen bei der alpidischen Metamorphose. Ankerit oder Breunnerit verdrängen lokal bis zu 20 % der Serpentinitsubstanz (LAMMER, 1972).

Metabasite und assoziierte Gesteine (Kambrium, Ordovizium?)

Ein Amphibolithhorizont begleitet die Serpentinite und läßt sich durchgehend über 25 km entlang der Südgrenze des Tuxer Gneises von der Mörchnerscharte bis unter den Wolfendorn verfolgen. Drei weitere Züge folgen innerhalb der Greinerserie nach Süden, ebenfalls mit Serpentiniten assoziiert. Am Nordrand des Tauernwestendes finden sich Metabasite noch lückenhaft (FRISCH, 1974), doch erreichen sie in der Habachformation und in den „Basisamphiboliten“ der mittleren und östlichen Tauern wieder Mächtigkeiten bis über 1500 m (FRASL, 1958; CLIFF et al., 1971; HÖLL, 1975; STEYRER, 1984). Die Abkunft von basischen Magmatiten wurde von WEBER-DIEFENBACH (1976) aufgrund geochemischer Charakteristika belegt. Obwohl nirgendwo je sichere Pillow-Reliktstrukturen erkannt werden konnten, liegt der Schluß auf ehemalige submarin-extrusive Basalte wegen zwischengeschalteter geringmächtiger Marmore, auflagernder mächtiger Meta-Pelite und enger räumlicher Nachbarschaft zu Ultramafititen nahe. Die gesamte ultramafisch – mafische Serie scheint von ozeanischer oder ozeanisierter Lithosphäre abzustammen und ist am ehesten als Ophiolith-Komplex, verschiedentlich ev. auch als ophiolithische Mélange aufzufassen, deren tektonische Platznahme entweder frühvariszisch vor der Zentralgneisintrusion, oder aber bereits kaledonisch erfolgte. Die Ophiolithe wären demnach präalpidisch allochthon und alpidisch autochthon.

Varietäten der Metabasite finden sich eng benachbart und unsystematisch wechselnd. Reine dunkelgrüne oder schwarze Amphibolite mit pargasitisch – tschermakitischer Hornblende (WEBER-DIEFENBACH, 1976; SELVERSTONE et al., 1984; SELVERSTONE, 1985) wechseln mit Granatamphiboliten, Epidotamphiboliten, Hornblenditen und Hornblendegneisen. Dazu kommen Chlortschiefer und Hornblendegarbenschiefer.

Marmorlagen in den Metabasiten erreichen an der nördlichen Mörchnerscharte wenige Dezimeter und östlich der Griesscharte mehr als einen Meter Mächtigkeit. Zu ihnen zählen auch die Vorkommen südlich des Furttschaglhauses, in denen das Bormineral „Karlit“ erstmals nachgewiesen und beschrieben wurde (FRANZ et al., 1981).

Im Hangenden wird die Metabasitfolge im Gebiet des Krähenußes von einem feinbrecciösen, einige Meter bis Zehnermeter mächtigen Horizont abgeschlossen, dessen kantige, helle und feinkörnige Bruchstücke, zusammen mit basischen, geringmächtigen diskordanten Gängchen an einen Agglomerathorizont erinnern. Ein ähnliches Gestein findet sich auch unmittelbar südlich des Ochsner-Serpentinites. Dort ist es nicht ausgeschlossen, daß es sich um die Reste einer Mélange oder eines Olisthostromes handelt.

Graphitschiefer (Silur?)

Mit stratigraphischem Kontakt folgen über den Metabasiten bzw. dem (?)Agglomerathorizont die von CHRI-

STA (1931) als „Furttschaglschiefer“ benannten Graphit-Granat-Biotitschiefer, nachfolgend kurz als „Graphitschiefer“ bezeichnet. Gelegentlich führen sie auch Hornblende, Disthen und Staurolith. Diese Serie wird als „Filladi e micascisti filladici, grafitici, granatiferi“ von DE VECCHI & BAGGIO (1982) bereits zur postvariszischen Bedeckung gezählt. Wegen der klaren Intrusionskontakte gegen den Zentralgneis (welche nur auf österreichischer Seite in kaum deformiertem Zustand erhalten sind), ist dies jedoch nicht möglich. Die Graphitschiefer beginnen regelmäßig im cm-Bereich gebändert. Dabei sind die gröberkörnigen Lagen arm an Graphit und der Übergang zu den dunkleren, graphit- und biotitreicheren Lagen graduell, sodaß der Eindruck von gradierten Rhythmiten erweckt wird. Zweifellos ist die Bänderung sedimentären Ursprungs und nicht etwa auf eine metamorphe Differentiation zurückzuführen. Ob die Korngrößenunterschiede aber schon primär vorgezeichnet waren oder durch die Kristallwachstumshemmende Eigenschaft der Graphitpartikel während der Metamorphose erworben wurde, ist nicht zu entscheiden. Doch geht diese Verteilung konform mit der zu erwartenden Durchschnittszusammensetzung von Silt-Ton-Wechsellagen, sodaß die inhibierende Wirkung des Graphites vermutlich half, primäre Unterschiede zu konservieren, bzw. in anderem Maßstab auszubilden.

Nach etwa 50 bis 100 m wird die Abfolge dem Hangenden zu immer eintöniger. Alleiniges Gestein ist dann ein aus bituminösen Tonen hervorgegangener Graphit-Biotitschiefer (+/- Granat, Staurolith, Disthen, Pyrit, Muskowit, Chlorit). Nur ganz gelegentlich schalten sich weniger als einen Meter mächtige kompakte Gneislagen ein, welche von SCHWARZENBERG (1973, unpubl.) als Abkömmlinge von sauren Vulkaniten ansah. Bemerkenswert ist dabei, daß im zentralen Nordteil des Tauernfensters nahezu identische Verhältnisse herrschen: die „Basisschiefer“ im Liegenden der Scheelit-führenden Metavulkanitserie zeigen ähnliche geringmächtige Einschaltungen, welche auch dort von HÖLL (1975) als Vorläufer zu den bedeutenden Effusiva darüber interpretiert werden. Solche Hangendserien sind im Arbeitsgebiet jedoch nicht mehr aufgeschlossen, doch weisen diskordante Metabasitgänge (Westflanke des Schönbichler Hornes) auf eine solche Möglichkeit hin. Eine Erosionsdiskordanz begrenzt die Furttschaglschiefer nach oben, über der postvariszische Gesteine folgen.

Zentralgneis (Oberkarbon – Unterperm)

Der Zentralgneis entstammt granitisch-tonalitischer Magmen, welche großvolumig und mehrphasig während Oberkarbon und Perm spätrogen zur variszischen Orogenese intrudierten und in ihrer Hauptmasse als Granite, Granodiorite, Tonalite und Diorite erstarrten (Abb. 6).

Aus seinen vorwiegend geochemischen Studien im Zillertaler Kern zw. Neves-Stausee und Furttschaglhaus schloß PROSSER (1975) auf eine palingene Natur der dortigen Zentralgneise. Zwar ist seine Argumentation, die sich auf chemische Ähnlichkeiten mit Grauwacken stützt, nicht zwingend, doch scheinen ihm zumindest die hohen initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0,714 (Satir, 1975) und Werte von Mol $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}-\text{Ca}/2)$ größer als 1,05 recht zu geben, die als charakteristisch für S-Typ Granite angesehen werden (CHAPPELL & WHITE,

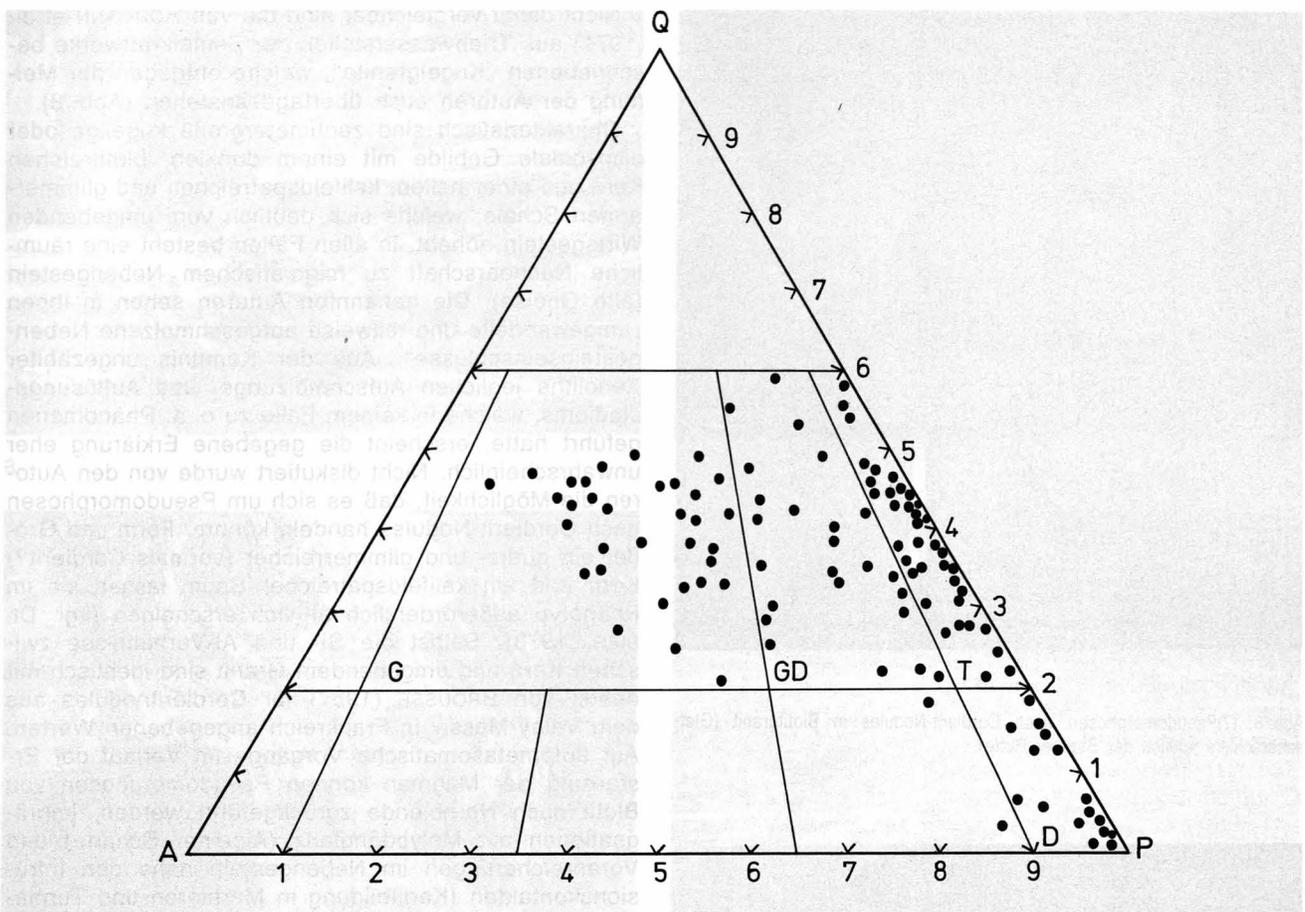


Abb. 6: Nomenklaturdreieck für Plutonite (nach STRECKEISEN, 1976) mit darstellenden Punkten von Zentralgneisen.

1974; PITCHER, 1983). Die Dominanz von Tonalit, der weite Schwankungsbereich von SiO_2 (57–77 %), Vorherrschen von Biotit und Hornblende (häufig pseudomorph durch Biotit ersetzt) weisen dagegen eher auf I-Typ Plutonite hin. Das Problem harrt noch der Lösung.

Auf der italienischen Südseite des Zentralkammes vermuten DE VECCHI & BAGGIO (1982) in den randlichen Augen- und Flasergneisen Reste alten Daches, welche gelegentlich von Leukograniten intrudiert wurden. Gabros werden seit E. CHRISTA (1931) als die ältesten Intrusiva der Suite angesehen. Durch radiometrische Altersdatierungen ist die Zeit der Platznahme inzwischen weitgehend auf das Oberkarbon und Unterperm eingengt. Datierungen, die jüngere Alter ergeben haben, sind zumeist als Mischalter alpidisch verjüngter Zentralgneise anzusehen (CLIFF, 1981).

Die großflächig an Gletscherschliffen hervorragend aufgeschlossenen Zentralgneise erlauben verschiedentlich detailliertere Einblicke in das magmatische Geschehen: Differentiation und gravitative Mineraltrennung dokumentiert sich an graduellen Änderungen der Farbzahl. Vereinzelt erkennt man auch einen großdimensionierten rhythmischen Lagenbau. Auf Konvektion und Viskositätsunterschiede und damit verbundene hohe Strömungsgeschwindigkeitsgradienten führt BARRIER (1981) lokal begrenzte, meist nur über wenige Zehnermeter aushaltende gradierte bzw. inversgradierte Lagen oder auch einseitig scharf begrenzte biotitreiche Horizonte zurück, wie sie nahezu identisch in Gesteinen des Hauptkammes beobachtet werden können. Intramagmatisches Aufsteigen leichter Endodiapire bzw.

kleinerer Magmenfinger ist gerade am Südabfall gegen den Neves-Stausee exemplarisch schön dokumentiert.

In der gleichen Region, ca. 500 Höhenmeter nördlich oberhalb des Sees fand PROSSER (1975) ein Vorkommen von Orbikuliten, gibt jedoch nur knappe Hinweise dazu. Eigene Begehungen ergaben, daß diese etwa tennisballgroßen kugeligen Gebilde im Dach eines granitischen Endoplutons angereichert wurden, welcher in Quarzdiorit eingedrungen ist. Die Feldbefunde lassen ein gravitatives Aufsteigen der (Proto-)Orbikule im Granitmagma vermuten. Zudem erfolgte eine lokale Anreicherung in einer Magmentasche (Abb. 7).

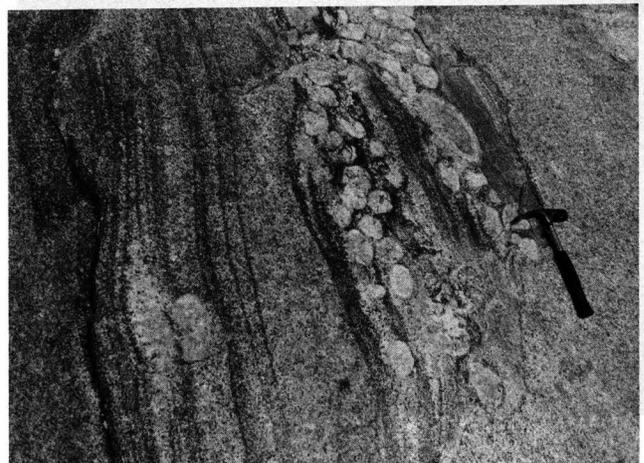


Abb. 7: Magmatische Bänderung und Ansammlung von Orbikuliten im Dach eines granitischen Endoplutons innerhalb der Zentralgneise (Nevestäl).



Abb. 8: (?)Pseudomorphosen nach Cordierit-Nodules in Biotitgranit (Gletscherschliffe südlich der Berliner Hütte).



Abb. 9: Zerfallender Amphibolit-Xenolith und Xenolith-Geisterstrukturen (rechts oben) eines bereits assimilierten Xenoliths (oberes Nevestal).

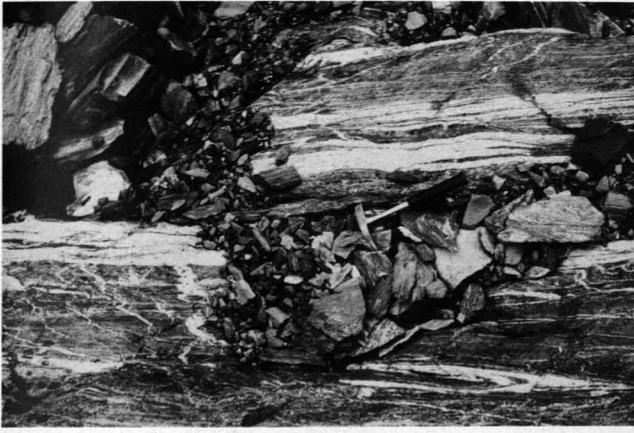
Nicht damit vergleichbar sind die von HÖRMANN et al. (1971) aus Triebwasserstollen der Zemmkraftwerke beschriebenen „Kugelgranite“, welche entgegen der Meinung der Autoren auch übertage anstehen (Abb. 8).

Charakteristisch sind zentimetergroße kugelige oder ellipsoide Gebilde mit einem dunklen, biotitreichen Kern und einer hellen, kalifeldspatreichen und glimmerarmen Schale, welche sich deutlich vom umgebenden Wirtsgestein abhebt. In allen Fällen besteht eine räumliche Nachbarschaft zu migmatischem Nebengestein (alte Gneise). Die genannten Autoren sehen in ihnen „umgewandelte und teilweise aufgeschmolzene Nebengesteinseinschlüsse“. Aus der Kenntnis ungezählter Xenolithe jeglichen Aufschmelzungs- und Auflösungsstadiums, welche in keinem Falle zu o. a. Phänomenen geführt hatte, erscheint die gegebene Erklärung eher unwahrscheinlich. Nicht diskutiert wurde von den Autoren die Möglichkeit, daß es sich um Pseudomorphosen nach Cordierit-Nodules handeln könnte. Form und Größe, ein quarz- und glimmerreicher (vormals Cordierit?) Kern und ein kalifeldspatreicher Saum lassen sie im Phänotyp außerordentlich ähnlich erscheinen (vgl. DIDIER, 1973). Selbst die Si- und Al-Verhältnisse zwischen Kern und umgebendem Granit sind identisch mit denen von BROUSSE (1957) für Cordieritnodules aus dem Velay-Massiv in Frankreich angegebenen Werten. Auf autometasomatische Vorgänge im Verlauf der Erstarrung der Magmen können Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende zurückgeführt werden, Imprägnationen mit Molybdänglanz (Alpeiner Scharte) und Voranreicherungen im Nebengestein nahe den Intrusionskontakten (Karlitbildung in Marmoren und Turmalinkonzentrationen in Chloritschiefern des Haupttales). Bei Miarolen mit Quarz, Muskowit, Pennin, Calcit, Apatit (mit tafeligem Habitus), Adular bzw. Mondstein, Periklin, Laumontit, Beryll etc. ist nicht ohne weiteres entscheidbar, ob es sich um spätmagmatische oder um alpidisch metamorphe Bildungen handelt. Meist findet sich in der unmittelbaren Nachbarschaft der Miarolen ein Bereich diffuser Albitisierung, Chloritisierung und Verquarzung, was auf spät-magmatogene Veränderung hinweist. Als weiteres Indiz wären die Häufungen der Miarolen und Greisenzonen in den Dachbereichen des Zentralgneises zu nennen, soweit sie als solche identifizierbar sind (diese Miarolen dürfen nicht mit den ebenfalls mineralisierten alpidischen Boudinage-Hohlräumen und Fiederklüften verwechselt werden).

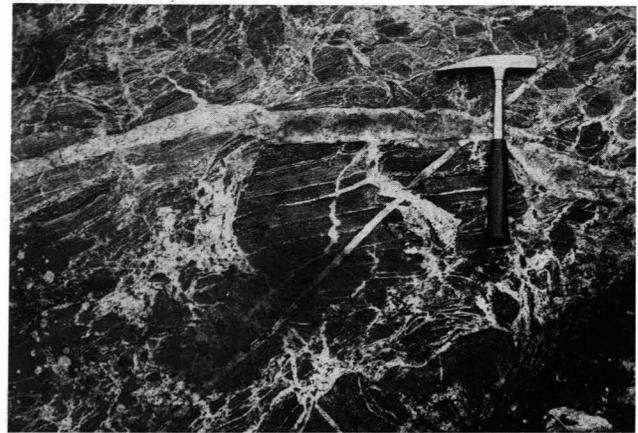
Xenolithe

und das Problem der Kontamination

Ein verbreitetes Phänomen im tonalitischem Zentralgneis ist dessen gleichmäßige Durchsetzung mit dunklen, biotitreichen Einschlüssen. Die im typischen Fall etwa handtellergrößen und je nach Zerscherungsgrad runden bis ellipsoidal geformten Schlieren lassen sich entweder von nicht aufgeschmolzenen Resten während der Anatexis von S-Typ-Graniten herleiten („Restite“) oder von Nebengesteinen, die sich vom Dach des Plutones ablösten und vom Magma nicht vollständig assimiliert werden konnten („Xenolithe“). Für eine ganze Reihe von Einschlüssen ist die Abkunft von Dach- bzw. Nebengesteinen nachweisbar, wie für Serpentine, Amphibolite und Graphitschiefer, die in unmittelbarer Nähe der entsprechenden Kontakte im Plutonit-Magma einge-



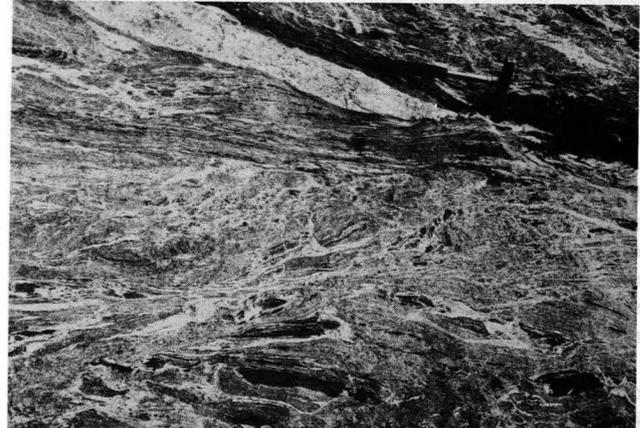
a



b



c



d

Abb. 10: Stadien der Assimilation; Lokalität Schönbichler Kees.

a) Stadium I.

Der dunkle Amphibolit-Altbestand wird von Granit oder Aplitgranit intrudiert. Bevorzugt wird dabei bestehendes Schiefergefüge aufgeblättert. Untergeordnet verlaufen Apophysen auch quer dazu. Im Amphibolit beginnende Metatexis.

b) Stadium II.

Das Schiefergefüge verliert an Bedeutung, es kommt zunehmend zu quergreifender Magmenwegsamkeit und Ausbildung eines Netzgefüges. Paläosom : Neosom im Bild etwa 2 : 1.

c) Stadium III.

Bei steigenden Neosom-Paläosom-Verhältnissen lösen sich von den amphibolitischen Xenolithen hornblendereiche Schlieren ab. Hornblende-Xenokristalle schwimmen isoliert in Aplit. Die Trennung von Alt- und Neubestand ist im Dünnschliffbereich nur noch mit Kenntnis der Gesamtsituation möglich.

d) Stadium IV.

Zusammenhängendes Paläosom tritt mengenmäßig zurück, aber unverfälschtes Neosom ist ebensowenig vorhanden. Das Gefüge wird nebulitisch.

geschlossen sind, oder für größere Areale netzartig zerlegter, aber noch passender kantiger Schollen, welche einen längeren Transport in sich bewegendem Magma nie in dieser Form hätten überstehen können. Schwieriger interpretierbar sind die verbreiteten, eingangs erwähnten elliptischen, biotitreichen Einschlüsse, welche isoliert vorkommen, also bereits weiter transportiert worden sind. Graduelle Übergänge zu sicheren Xenolithen und gleiche Zusammensetzung lassen jedoch eine identische Genese auch hierfür herleiten. Daran ändern auch stoffliche Ähnlichkeiten mit dem Muttergestein nichts, da in dem offenen System Magma / sich auflösender Xenolith stoffliche Angleichungen ermöglicht sind. Ganz lokal erkennt man sogar noch „Geisterstrukturen“ eines Netzgefüges im Granodiorit bzw. Tonalit, welche sich von der Assimilation des Xenoliths noch durchpausen (Abb. 10).

Ein weiteres Problemikum bilden die „Gabbros“, „Gabbroamphibolite“ und „Amphibolite“ im Zentralgneis

des Hauptkammes, welche sich zwischen Schwarzenstein und Gr. Mösele in mehreren kleineren Körpern (bis max. 0,5 km² Ausstrichfläche) häufen. Alle früheren Bearbeiter sahen in ihnen die ältesten Intrusiva, da sie von granitischen Gängchen durchsetzt werden. Niemand stellte bislang ihre Intrusivnatur selbst in Frage. Hier sollen noch zwei weitere Möglichkeiten diskutiert werden: Es könnte sich auch um Grabbroxenolithe aus dem Alten Dach handeln (Metagabbros treten z. B. in der Habachserie auf [STEYRER, 1984]) oder um Amphibolitxenolithe, welche im Magma eine weitgehende Umkristallisation erfahren haben. Aus Feldbeobachtungen erscheint die letzte Möglichkeit die am ehesten zutreffende: Die Gabbros stehen nie im Kontakt mit dem Nebengestein, sind nur in verschwindend geringen Prozentsätzen am Volumen der Zentralgneise beteiligt, finden sich isoliert aber regional gehäuft auch in kleineren Dimensionen. Von den gröberkörnigen „Hornblende-gabbros“ gibt es im gleichen Körper Übergänge zu Am-

phiboliten, welche wiederum Amphibolitxenolithen sehr ähnlich sind. Es könnte sich demnach bei den „Gabbros“ des Zentralkammes um größere Amphibolitxenolithe handeln, welche tief in das Plutonitmagma eingesunken sind und aufgrund langer Verweildauer bei hohen Temperaturen und Beeinflussung durch granitoide H₂O- und CO₂-Gasphase zu einem „Pseudoplutonit“ transformiert wurden.

Die oben besprochenen Phänomene der Xenolithe, Xenokristalle, Geisterstrukturen etc. geben den klaren Hinweis, daß mindestens ein Teil des Platznahmeproblems durch „overhead stoping“ gelöst wurde.

Zwangsläufig folgt auch, daß erhebliche Mengen an Nebengestein assimiliert werden mußten, was vor allem die ältesten Granitoide betrifft. Die jüngeren Nachschübe von Granit und Leukogranit, welche im Schutz ihrer Vorläufer weitgehend unkontaminiert erstarrten, sind bezeichnenderweise auch frei von diesem Xenolithyp.

Feldbefunde zeigen, daß gerade die sehr stark kontaminierten Kontaktzonen zu Amphiboliten, welche von scharfkantigen Xenolithen bis zu schlierigem Auflösen des Nebengesteins und isolierten Hornblende-Xenokristallen im Granit alle Grade des Übergangs zeigen, weit verbreitet sind (Abb. 10a–d). Werden solche Kontaktzonen in alpidischer Zeit duktil zerschert, ergeben sich im Verein mit der syn-postkinematischen Hornblendesprossung die typischen Hornblende-Garbenschiefer, die in ihrer Hauptmasse solche Migmatit-Tektonite darstellen (und nicht etwa Metatuffite etc., wie früher vermutet wurde).

Es kann sogar spekuliert werden, ob nicht die Tatsache, daß Amphibolite ein so verbreitetes Kontaktgestein im ganzen Tauernfenster sind, dafür spricht, daß das Granit/Granodioritmagma durch Kontamination insgesamt basischer wurde, deswegen die Solidustemperatur anstieg, was zur Erstarrung als Quarzdiorit führte.

Gänge

Den Intrusionen folgen aplitische und pegmatitische Gänge als spätmagmatogene Bildungen nach. Diese sind weitgehend steril, d. h. sie führen außer Quarz und Feldspäten keine auffälligen Mineralanreicherungen. Die Gänge zeigen nur eine sehr lose E–W-Orientierung und schlagen oft genug auch in anderen Richtungen durch.

Straffer orientiert erscheinen die zumeist jüngeren Lamprophyre, welche als dunklen Gemengteil vornehmlich Biotit führen, der vielfach pseudomorph nach Hornblende oder Pyroxen auftritt. Die sich locker vernetzenden Lamprophyre (Abb. 11) lassen, wie schon die sauren Gänge, den Schluß auf eine spät- oder postvariszische Nord–Süd-Dehnung zu. Eine Dilatation von etwa 2 % wurde lokal im Zillertaler Ast erreicht, im Tuxer Ast ist weniger dokumentiert. DE VECCHI & MEZZACASA (1980) haben in ihrer ausgezeichneten Detailkarte auf die verwirrenden Durchdringungsbeziehungen der Gangschwärme aufmerksam gemacht, die eine relative Alterszuordnung erschweren.

Einzelne Lamprophyre scheinen Schieferflächen im Zentralgneis als Aufstiegsbahnen benutzt zu haben oder schlagen diskordant zu diesen durch, ohne selbst wesentlich geschiefert zu sein. Da mindestens das Hauptmaß an Deformation im Zentralgneis alpidisch entstanden ist, vermuteten deshalb LAMMERER et al.

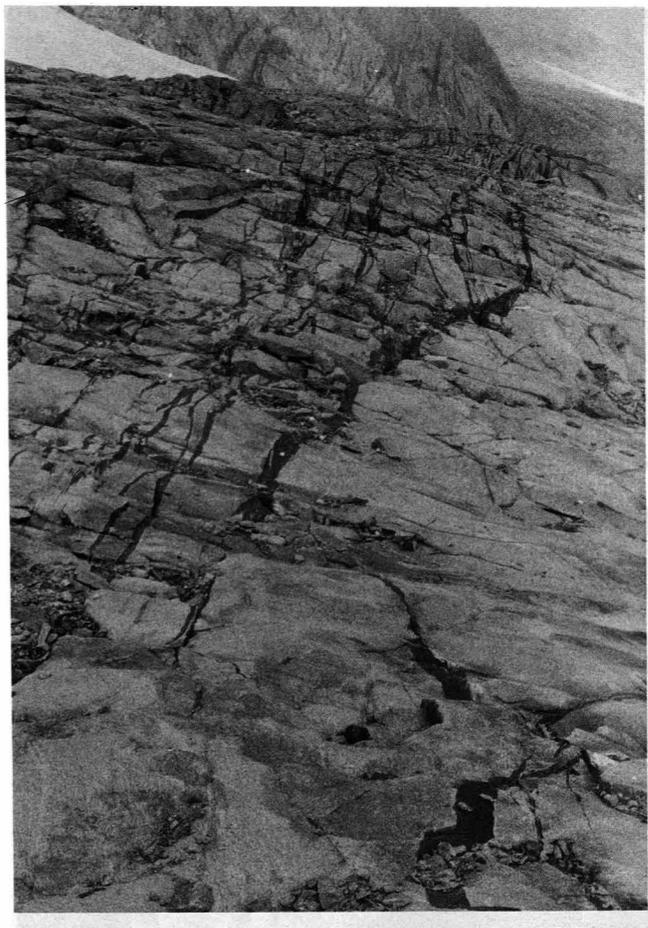


Abb. 11: Vernetzter Lamprophyr-Gangschwarm im Zentralgneis (Thurnerkamp-Südflanke).

(1976), daß es sich hier um jüngere alpidische Gänge handeln könnte. Dem steht entgegen, daß bislang noch keine Gänge dieses Types in mesozoischen Gesteinen gefunden wurden (die oligozänen Gangschwärme um den Rensengranit scheinen damit nicht zusammenzuhängen).

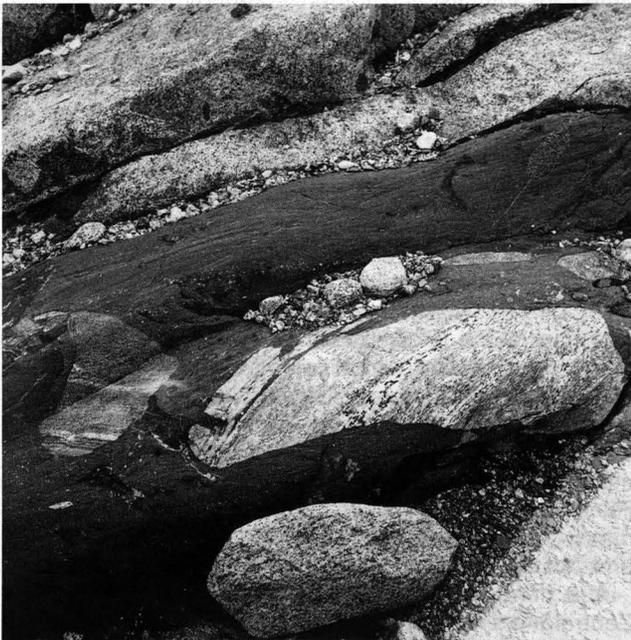
Ein spektakuläres Gangvorkommen dieses Types fand REISSINGER (1971, unpubl.) im westlichen Hornkeesbereich. An mehreren Stellen sind Xenolithe von Zentralgneis, in der Hauptmasse aber von „alten Gneisen“ darin gehäuft. Das Vorherrschen gerundeter Umrisse oder buchtartiges Eingreifen des Muttergesteins verraten randliches Anschmelzen der Xenolithe und damit eine längere Verweildauer im Magma. Die Xenolithe meiden einen etwa 15 cm breiten Randbereich des Ganges, der entweder bereits erstarrt war, als die Einschlüsse angeliefert wurden, oder es ist darin ein Einstromungsgefüge dokumentiert, bei dem sich Festkörper im Zentrum der Strömung konzentrieren, wie es von BHATTACHARJI & SMITH (1964) theoretisch vorausgesagt und experimentell bestätigt wurde. Eine Kombination aus beiden Möglichkeiten ist ebenfalls denkbar.

Tektonite der Zentralgneise

Obwohl die variszischen Intrusiva die gesamte alpidische Orogenese miterlebten und dabei Drucke von 7–10 kb und Temperaturen von 550–650°C überstehen



a



b

Abb. 12: Xenolithe in Lamprophyren; Lokalität Hornkees.
a) Xenolith-Schwarm in einem ?alpidischen Lamprophyr.
b) Angelöste Xenolithe alter Gneise.

mußten (SELVERSTONE et al., 1984; SELVERSTONE, 1985), schienen manche Bereiche in ihrem makroskopischen Gefüge davon gänzlich unbetroffen. Erst das Dünnschliffbild offenbart dann zumeist ein Mörtelgefüge um Feldspäte als Resultat der Umprägung. So wundert es nicht, daß die Zentralgneise immer wieder als „starre Blöcke“ angesehen worden sind, zwischen denen die „leichter deformierbaren“ Schiefermulden eingefaltet worden sind (FRISCH, 1976). Doch dieser Schein trügt. Genauso wie es in der Schieferserie tektonisch kaum alpidisch beanspruchte Partien gibt, findet sich andererseits außerordentlich stark deformierter Zentralgneis, ja

dessen Gefügeumprägung kann so vollständig sein, daß seine wahre Zugehörigkeit lange nicht erkannt worden war und er meist als „Arkosegneis“, „Grauwakengneis“ etc. beschrieben wurde (MORTEANI, 1971; LAMMERER et al., 1976; DE VECCHI & BAGGIO, 1982).

Selbst SANDER (1911, S. 27) sah die Hauptmasse der „Blastomylonite“ dort als Paragneis-Einschaltungen an, wogegen er für den eindeutig sedimentären „Pfitscher Knollengneis“ die Genese offenließ und dessen Ortho- bzw. Paranatur gleichberechtigt diskutierte, obwohl BECKE (1903) diesen bereits richtig als Konglomeratgneis ansprach. Dies mag zeigen, wie schwierig die Unterscheidung im Einzelfall sein kann.

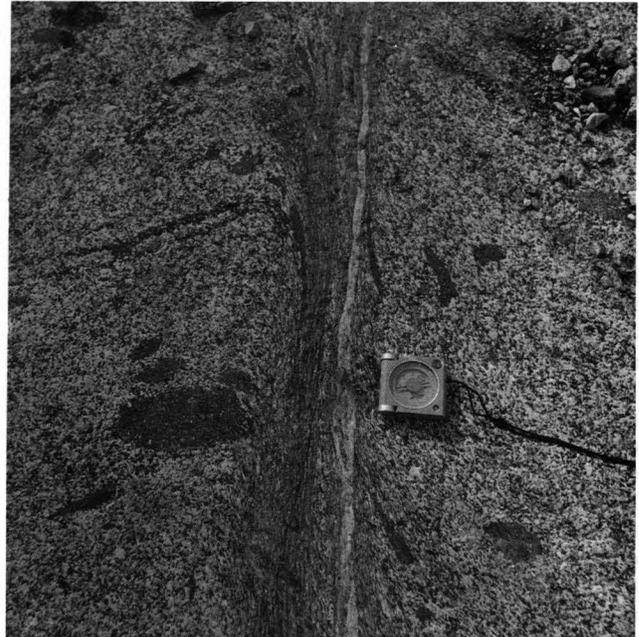


Abb. 13: Duktile Scherzone im Zentralgneis (Hornkees).

Die Zentralgneise sind vielfach von Horizonten ausgeprägter Schieferung durchsetzt. Solche „duktilen Scherzonen“ (ductile shear zones) werden von RAMSEY (1980) als das Tiefenstockwerk-Pendant zu den spröden Verschiebungsbrüchen der oberen Kruste angesehen und zusammenfassend beschrieben. Bei beliebiger Länge kann die Breite zwischen Millimetern und Kilometern schwanken.

Daß neben rein geometrischen Effekten („S-bands“ [COBBOLD, 1977]) bei hohem Strain auch Volumenänderungen als Folge von Stoffzu- oder -abfuhr vorkommen (P-bands [COBBOLD, 1977]) kann auch im Tauernfenster gezeigt werden (SCHENK, 1984 unpubl.). Indikatoren sind hohe Glimmergehalte bei sinkenden Quarzanteilen, Granat- und Disthenbildung, Zunahme der spezifischen Dichte, Abtransport der mobilen Elemente etc. Bei den p-t-Bedingungen der alpidischen Metamorphose waren alle gefügebestimmenden Minerale rekristallisationsfähig, d. h. das gesamte Gesteinsvolumen konnte bei der Deformation mobilisiert werden. Rekristallisation, teilweise gefolgt von Sammelkristallisation ist demnach ein gemeinsames Zeichen aller Tektonite des Tauernfenster-Zentralgneises (mit Ausnahme der selteneren spätalpinen Brüche).

Aus einem „Mörtelgefüge“ (CHRISTA, 1931), das sich makroskopisch noch nicht dokumentieren muß, aber unter dem Mikroskop die Strainakkumulation an Korn-

grenzen deutlich werden läßt, entwickelt sich bei stärkerer Deformation und unter Zunahme des Verhältnisses der Neukörner zu den Altkörnern das Gneisgefüge. Im weiteren Stadium sind Altkörner nur noch reliktsch vorhanden. Plagioklas und Mikroklin weisen dabei vielfach Zeichen partieller Umwandlungen auf; Schachbrett-Albite bzw. -Oligoklase sind häufig (RAITH, 1971). Nach weitgehendem Zurückdrängen der Altkörner kann der Eindruck von „Meta-Vulkaniten“ im Dünnschliff erweckt werden, da in der feinkörnigen Matrix der Rekristallite noch größere, polysynthetisch verzwilligte „porphyrische“ Plagioklase schwimmen. Die sog. „Porphyrmaterialschiefer“ des Tauernnordrandes (OHNESORGE, 1929; THIELE, 1970) verdanken mindestens zum Teil ihre Benennung solchen Vorgängen, ebenso der „Quarzporphyr“ des Venntales (DIETIKER, 1938). Selbst Quarze mit Lösungsbuchten sind ja ev. keine sicheren Kennzeichen für Vulkanite mehr, sollte sich die Hypothese der „Keimbildungskorrosion“ im Zusammenhang mit der Tektonisierung bestätigen (ROTH, 1983, 1984).

Bei geeigneter Zusammensetzung, ausreichendem Strain und genügend hoher Strainrate (Deformationsgeschwindigkeit), deren Randbedingungen zur Zeit noch nicht festgelegt werden können, kann es auch zur syntektonischen Sprossung von Feldspatporphyroblasten in den Scherzonen kommen. Rotierte Oligoklase mit sigmoidalem Interngefüge lassen keinen Zweifel an der Existenz solcher kinematischer Feldspäte. Auch für die mächtigen Mikroklinporphyroblastengneise beiderseits der Griesscharte, bei denen die Großmikrokline bis mehr als 50 % des Gesteinsvolumens ausmachen, könnte eine solche Genese in Frage kommen. WINTSCH (1975) betrachtet verschiedene Gleichgewichtsbedingungen zwischen intergranularer Lösung und Rekristallisations-Reaktion einerseits und Oberflächenaustauschreaktionen andererseits als Ursache für die Feldspatbildung (sowohl Kalifeldspat als auch Plagioklas) in duktilen Scherzonen. Anhaltende Deformation und eine damit verknüpfte permanente Oberflächenvergrößerung der Glimmer hält die Reaktion aufrecht. Feldspäte, die nach diesem Mechanismus wachsen, müssen syntektonisch sprossen, was mit der Gefügebeobachtung in Einklang steht. Solche Feldspatisierungen werden bereits aus einer Reihe von Scherzonen beschrieben (LUNDGREN & EBBLIN, 1972; BAROSH, 1982), die lokal bis zu fast reinen „pegmatoiden“ Feldspatlagen führen können.

Die Kartierungen im westlichen Tauernfenster haben u. a. ergeben, daß Zentralgneise in den isoklinalen D₂-Faltenbau miteinbezogen sind und insbesondere in den stark ausgewalzten Sattelkernen (Talgggenköpfe, Rotbachlspitze) und Faltenflanken als hochdeformierte Zweiglimmergneise, glimmerarme Muskowitgneise und Ähnliches anstehen und sich mechanisch dann wie Paragneise verhalten, mit denen sie auch regelmäßig verwechselt werden. In der Literatur finden sich dafür an verschiedensten Orten Bezeichnungen wie: Zweiglimmer-Paragneise, Arkosegneise, Greiner Schiefer, Wustkogelserie, Grauwackengneise etc.

Nur am Rande sei angemerkt, daß das weitflächig besonders im Tuxer Gneis auftretende Flasergneis-Gefüge ebenfalls alpidisch aufgeprägt ist und es deshalb unsinnig ist, dessen Fehlen oder Vorhandensein als Alterskriterium zu verwenden. Daß z. B. die jüngeren Leukogranite im Tauernfenster diese Gefüge nicht oder nur selten zeigen, liegt an deren glimmerarmen Zusammen-

setzung und damit verbundenen kompetenteren Verhalten.

Postvariszische Transgressionsserie (Oberkarbon? – Perm)

Grobklastische Metasedimente sind erste Zeugen des postvariszischen Zyklus. Ein Hiatus von etlichen Millionen Jahren seit der Erstarrung der Zentralgneismagmen ist aus geologischen Überlegungen heraus zu fordern, da die Kontaktphänomene auf ein tieferes Krustenniveau während der Intrusion hinweisen und somit erst einige km Gestein durch Erosion entfernt werden mußten (dies steht im Gegensatz zu KARL [1959], der eine „hochplutonische Platznahme“ forderte).

Am Pfifcher Joch und insbesondere im Hauptental können sedimentäre Gefüge noch gut studiert werden. Eine alpidische Transversalschieferung und eine z. T. erhebliche Deformation der Gerölle erschwert zwar die Diagnose, hat jedoch die primären Gefüge nicht vollständig auszulöschen vermocht. Eine Schichtung im Meter- und Zehnermeterbereich ist noch an einem Wechsel grobkörniger zu geringmächtiger feinerklastischen, psammitischen Lagen erkennbar.

Die Psephite sind schlecht sortiert und wenig ausgelesen, die Gerölle messen bis 30 cm und mehr im Querschnitt (undeformiert) und sind in der Regel schlecht gerundet. Die Matrix war feinerklastisch, offenbar mit höherem Ton- bzw. Glimmergehalt. Der Sedimentationstyp ist der eines unreifen terrigenen Sediments, dessen nahes Liefergebiet hohe Reliefenergie aufwies.

Geradezu klassisch schön läßt sich die Änderung des Geröllspektrums durch Aufarbeitung des „Alten Daches“ an der Nordostflanke des Hauptentales studieren: Über der (inzwischen etwa saiger stehenden) Transgressionsfläche folgen zunächst 10 Meter mächtige Gerölllagen, in denen Amphibolite, Chlorit- und Fuchsschiefer, Kalksilikatfelse, Marmore und Graphitschiefer weit überwiegen. Ihnen sind nach dem Hangenden zu mehr und mehr Aplit- und Turmalinquarz-Gerölle beige-mengt. Ab etwa 30 Meter über der Basis (was nach Rücknahme der Plättung etwa 100 Meter Sedimentmächtigkeit entspricht), überwiegen dann die Leuko- und Aplitgranite aus dem Plutondach der Zentralgneise.

Aus dem Geröllbestand, der nahezu vollständig aus Zentralgneis und altem Dach herleitbar ist, schlossen bereits DE VECCHI & BAGGIO (1982) auf eine weitgehende Autochthonie dieser Serie, eine Argumentation, der hier gefolgt wird.

Dagegen sind die in gleicher Arbeit vorgenommenen Gleichstellungen der Geröllgneise mit Gneispartien der Rotbachlspitze, des oberen Hauptentales, der Forcella di Monte Stretto und der Flatschspitze aus petrologischen und strukturellen Gründen abzulehnen. Im letzteren Falle handelt es sich um die Kreidesedimente der Kaserer Serie (mit Pseudogeröllern zerscherter Quarzmobilisate), bei den übrigen Vorkommen dagegen um ausgewalzte Lamellen von Zentralgneis-Tektoniten.

Die Deformation der Gerölle ist je nach Position in der D₂-Faltenstruktur verschieden, doch herrschen stark geplättete Typen („pan-cake-type“-Deformation sensu RAMSEY [1967]), d. h. Strainellipsen des „Flattening Types“ im FLYNN-Diagramm vor (SEIDENSTICKER, 1985). Strainanalysen ergaben in Übereinstimmung mit der Feldbeobachtung in wenig deformierten Arealen

eine schlechte Rundung der Ausgangsformen der Gerölle (initiale Ellipsoide haben Achsenverhältnisse nahe 1, gemessen wurden jedoch nur granitoide Gerölle) und keine signifikante bevorzugte Orientierung. Die Mächtigkeit der grobklastischen Folge beträgt gegenwärtig im Meridian des Pfitscher Joches 50–150 Meter. Die Originalmächtigkeit vor der Deformation war etwa 500 Meter.

Ein massiger, hellgrauer, turmalinführender Gneis brachte an manchen Stellen Reliktgefüge eines Quarzporphyres zutage (HOFFMANN, 1984), doch ist insgesamt die Umkristallisation so stark, daß die Aussage nicht verallgemeinert werden darf. Man kann nur spekulieren, daß es sich hierbei um einen Vertreter der im Unterperm verbreiteten Quarzporphyre handelt, der stratigraphisch die Konglomerate von den eher feinerklastischen Metasedimenten des höheren Perms abtrennt, die in seinem Hangenden folgen.

Diese Hangendserie beinhaltet basal Metagrauwacken, zeigt in höherer Position durch zunehmende Gehalte an Disthen, Muskowit, Epidot und idiomorphen Ankeritblasten einen mehr und mehr pelitischen bis schwach mergeligen (flachmarinen?) Einschlag an.

Phengit als häufiges eisenschüssiges Glimmermineral sowie eine ubiquitäre Verbreitung von Hämatit machen für die Gesteine eine Abkunft von ehemaligen Rotsedimenten wahrscheinlich, was als weiterer Hinweis auf permisches Alter gewertet wird.

Die Triasfolge

Der Übergang Perm – Trias ist im Arbeitsgebiet nicht exakt festzulegen, doch liegen den karbonatführenden Metapeliten mit scharfer Grenze auffallend weiße, zuweilen durch höhere Hämatitgehalte auch schlierig graugefärbte, Disthen und lokal Lazulith führende Quarzite von 15 bis mehr als 30 Metern Mächtigkeit auf. Am Pfitscher Joch ließ eine tektonische Rekonstruktion Originalmächtigkeiten bis zu 150 Meter zu. Eine feinschuppige Hämatitführung läßt trotz der sonst auffallend weißen Färbung den Vergleich mit dem alpinen Buntsandstein oder Melser Sandstein zu, jedenfalls aber belegt sie die Abkunft von einem Rotsandstein. Sehr gut aufgeschlossen zeichnen die Quarzite als wichtiger Leithorizont westlich unterhalb des Pfitscher Joches die ausstreichende Muldenstruktur der D₂-Faltung nach. Auch die Quarzite an der Basis des Wolfendornprofils verraten sich durch ihre Hämatitführung und Position als zur Untertrias gehörig.

Im Kern der nahezu isoklinalen, mit 35° nach Westen abtauchenden D₂-Synklinale am Pfitscher Joch erscheinen bald die mächtigen Mitteltriaskarbonate mit ihren gelben und seltener bläulichen Dolomitmarmoren und Rauhacken, welchen gelegentlich auch Kalkmarmore oder metermächtige Quarzite eingelagert sind (Nördlich Stein – Sassi und St. Jakob – San Giacomo). Auch wenn die oben beschriebenen Serien nach Westen zu vorübergehend stark tektonisch ausdünnen und streckenweise von eiszeitlichen Moränenablagerungen verdeckt werden, sind sie bis in das Wolfendornprofil hinein verfolgbar und sind letztlich auch mit den durch FRISCH (1974) fossilbelegten Mitteltrias-Vorkommen an der Kalkwandstange zu verbinden, die er allerdings bereits zur Glocknerdecke zählt.

Die Gesteine der Kalkwandstange werden nur zum Teil der Mitteltrias zugerechnet. Gegen das Schlüsseljoch treten im unteren Hangdrittel in überkippter Abfolge vermutlich auch die jüngeren Schichtglieder bis in die Kreide auf (SENGL, 1985, unpubl.).

In der Obertrias dagegen überwiegen wiederum klastische Sedimente mit Einschaltungen von dünnplattigen gelben und bläulichen Marmoren. Neben dem Vorherrschen der Quarzite sind mehrere Meter mächtige Bänke eines grünlichen Disthen-Chloritoid-Chloritschiefers typisch, der sich weder im Handstück noch im Dünnschliff erkennbar von den Quartarschiefern des Gotthardmassives unterscheidet. Genau wie dort scheint dieses verbreitete, von eisenschüssigen Peliten herleitbare Gestein einen charakteristischen Leithorizont auch in den Tauern darzustellen.

Gesamtmächtigkeit der Triasfolge: ca. 170 m (tektonisch nicht rekonstruiert).

Jurassische Schichtfolge

Im stratigraphisch Hangenden der Obertrias-Metasedimente stehen auffallende Graphitquarzite und graphitische Phyllite an. Insbesondere letztere führen häufig Garben von durch Graphitpigmente schwarz gefärbten Disthen (Rhätizit). Daneben finden sich weiße Quarzite, vereinzelt auch stark kohlige Karbonate an deren Basis. Diese Schichten wurden von FRISCH (1974) in den Lias eingestuft, während TOLLMANN (1963) und BAGGIO & DE VECCHI (1969, 1982) sie ins Paläozoikum stellen, was jedoch durch die Lagerungsverhältnisse ausgeschlossen werden kann. Ein von FRISCH (1974) nicht datierter, petrographisch identischer Zug im Hangenden des Hochstegenkalkes repräsentiert den inversen Hangend-schenkel der D₂-Falte und ist ebenfalls als liassisch anzusehen. Die Mächtigkeit des Lias erreicht 60–90 Meter, kann aber auch, tektonisch reduziert, nur Dezimeter betragen, wie im aufrechten Faltenschenkel 70 m unterhalb des Wolfendorn Gipfels, direkt am Fußweg.

Nach dem Hangenden schließen die Quarzite mit einem wenige mm bis cm mächtigen Eisenkrusten-Hardground ab, dem 2 Meter dünnplattige, brauneisenschüssige Kalkmarmore folgen, die sich zwanglos dem Dogger zuordnen ließen, aber ebenso wie der mutmaßliche Lias bislang keine Fossilien erbracht haben.

Erst für den darüber folgenden bläulichgrauen, zunächst plattigen, dann aber schnell massig bis dickbankig werdenden, H₂S-führenden Hochstegenmarmor ist das Malm-Alter gut fossilbelegt (KLEBELSBERG, 1940; MUTSCHLECHNER, 1956; SCHÖNLAUB et al., 1974). Unterhalb des Wolfendorn Gipfels konnte 1985 im Schutt ein gut erhaltenes Belemnitenbruchstück gefunden werden, was die Zugehörigkeit des Wolfendorn Gipfelbereiches zum Hochstegenkalk bestätigt. Der Hochstegenmarmor bildet im Wandfuß des Wolfendorns den Kern der in diesem Bereich liegenden D₂-Isoklinalfalte. Daher erscheint seine Mächtigkeit durch Schichtverdopplung zu hoch. Sie beträgt etwa 80–100 Meter.

Kretazische Schichtfolge („Kaserer Serie“)

Den Hochstegenmarmor überlagert in sedimentärem Kontakt die „Kaserer Serie“, die von HÖCK (1969) nach

dem Kleinen Kaserer im Tuxer Hauptkamm benannt wurde. Charakteristisch ist ihr wechselhafter Gesteinsinhalt aus Metapeliten, -karbonaten, -arkosen, -grauwacken und -sandsteinen.

Nach FRISCH (1975), der die Serie detailliert beschrieben hat, sind einige mm- bis cm-mächtige Linsen oder Lagen von grauem Dolomit, die er als primär schichtiges Dolomitesediment ansieht, charakteristisch (es kann sich dabei aber auch um stark geplättete Gerölle oder boudinierte feine Lagen handeln). THIELE (1976) erwähnt auch Serpentine und FRISCH (1985) einen Metabasalt als Teil der Kaserer Serie. Doch könnten die auch bereits aus dem Deckenkomplex der Bündnerschiefer mit Ophioliten eingefaltet sein.

Der tiefere Anteil der Kaserer Serie entwickelt sich aus dem Hochstegenmarmor, wobei schwarze Metapelite mit Kalkmarmorlagen, gelegentlich auch Dolomitmarmor wechsellagern. Im mittleren Teil überwiegen an Turbidite erinnernde Einschaltungen von Arkose- oder Grauwackenbänken in den Metapeliten, über denen einige Zehnermeter Kalkglimmerschiefer anstehen, deren Aussehen Ähnlichkeit zu den Bündner Schiefern zeigt. Doch werden sie erneut von Arkosen und Quarziten überlagert.

Unterhalb des Schlüsseljoches kommen in den Bergmatten massenhaft Lesesteine einer stark limonitisch gebundenen porösen Brekzie zutage, deren Herkunft aus der Kaserer Serie möglich aber unklar ist. Die Alterseinstufung in die Kreide wurde aufgrund der konkordanten Auflagerung auf Hochstegenmarmor von THIELE (1967, 1970, 1974, 1976) vorgeschlagen und von FRISCH, (1974, 1975) übernommen. Dagegen setzen BAGGIO et al. (1969) und DE VECCHI & BAGGIO (1982) die Abfolge mit der permischen Wustkogelserie gleich und folgen damit TOLLMANN (1963), der fragliches Paläozoikum dafür angab. Die Lagerungsbeziehungen sind aber doch so klar und der sedimentäre Übergang aus dem Hochstegenmarmor so eindeutig, daß letzteres ausgeschlossen werden kann.

Welches Alter die jüngsten Schichtglieder der Kaserer Serie aufweisen, wäre zwar wegen der Bedeutung des Zuschubes des Tauernfensters von Bedeutung, wofür es erst indirekte Hinweise gibt (OBERHAUSER, 1964, 1983), doch ist dies noch nicht bekannt. Die Suche nach Mikrofossilien verlief bislang ohne positives Ergebnis, erscheint jedoch nicht aussichtslos. Das Hangende zu dieser Serie, die an der Flatschspitze den Kern einer nach Norden offenen engen Mulde ausfüllt und somit im Bereich Venn – Wildlahnertal (von wo THIELE 1980 grobklastische Einschaltungen erwähnt – Wildflynch?) mit noch jüngeren Schichtgliedern vertreten sein müßte, ist im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossen. Die Serie, die in Analogie zum Engadiner Fenster eventuell auch noch alttertiäre Schichtglieder umfassen könnte (OBERHAUSER, 1983) wird durch die Deckenbahn der Bündnerschiefer abgeschlossen, bzw. ist nicht exponiert.

Schlußfolgerungen

- 1 Die Tauernzentralgranitoide sind spätvariszisch in einen mächtigen, bereits metamorphen und gefalteten Ophiolithkomplex eingedrungen. Durch Reaktion mit dem Nebengestein und Assimilation erfolgte lokal eine Änderung der Magmenzusammensetzung in

Richtung auf Tonalit-Diorit. Mylonite (= dynamisch rekristallisierter Tektonit; im Gegensatz zu „Kataklastit“) von Zentralgneis und injiziertem, kontaminiertem bzw. migmatischem Nebengestein („Hornblende-Garbenschiefer“) sind weit verbreitet. Die Greinerformation ist mit der basalen Habachformation vergleichbar.

- 2 Die postvariszische Abtragungsgeschichte ist gut in den vorwiegend permischen Rotsedimenten dokumentiert. Sie liegen heute als phengitische und Hämatit führende Konglomerat- und Arkosegneise vor (Hauptental, Pfitschtal, Realspitze, Höllenstein, ev. auch Schönachmulde?). Diese Sedimente sind als Rinnenschüttungen oder Fanglomerate vermutlich nicht überall in den Tauern vorhanden.

- 3 Bisherige Vorstellungen von der Stratigraphie und Paläogeographie der autochthonen Sedimenthülle der Tauern erscheinen revisionsbedürftig: Wenn THIELE (1976, S. 414) schreibt: „das erste mächtige Tansgressionssediment des Faziesbereiches ist der Hochstegenkalk“ oder (1980, S. 301): „Perm (?) und Trias (?) ist nur lokal und sehr geringmächtig ... entwickelt“, so ist dem entgegenzuhalten, daß es sich bei solchen Kontakten mindestens im Tauernwestende um Décollements vom kristallinen Basement handelt. Vielleicht die einzigen Lokalitäten mit ungestörtem stratigraphischen Kontakt finden sich zwischen Hochstellerkamm und dem Pfitscher Joch, und hier messen die permotriassischen Basisserien an die 500 Meter (tektonisch korrigiert). Bereits wenige Kilometer weiter westlich ist auch dieser Kontakt zunehmend tektonisch verschürft und in den Südhängen des Pfitschtales dünnen sowohl die Amphibolite des Alten Daches als auch die Permischen Serien duktil auf wenige Meter oder Dezimeter Mächtigkeit aus. Sie sind aber noch praktisch lückenlos bis in die Südhänge des Wolfendorns nachweisbar, in dessen Kammbereich aber nur noch der Buntsandstein in tektonischem Kontakt erscheint.

Weiter nördlich, z. B. bei Mayrhofen ist es dann bereits der Hochstegenmarmor mit etwas Liasbasis – nur scheinbar die sedimentäre Auflagerung!

- 4 Die Tauernschichtfolge ist ganz klar im weitesten plattentektonischen Sinne dem ausdünnenden Europäischen Kontinentalrand und seinen Schelfsedimenten zuzurechnen, wie dies erstmal von THIELE (1970) zur Diskussion gestellt und später auch von FRISCH (1974, 1975) vertreten wurde, beide sprechen von einem „Helvetischen Faziesbereich“. Zum allgemein mächtigeren Helvetikum der Schweiz verbleiben jedoch fazielle Unterschiede. Im Vergleich mit dem ultrahelvetischen Gotthardmassiv fällt die dort wesentlich größere Mächtigkeit des tieferen Jura bis einschließlich Aalenien ins Gewicht; jüngere Serien sind nicht vorhanden.

Die westlichen Tauern waren während des Mesozoikums meist Senkungsgebiet. Bei abnehmender Reliefenergie entwickelt sich nach dem Perm die terrigen-lagunäre Fazies der Trias, das schlecht belüftete Liasbecken bis zum pelagischen Hochstegenkalk, der dem Quintner Kalk nahestehet. Die Kaserer Serie deutet auf Verstärkung der im Malm einsetzenden Absenkung hin, ihre vermutlich turbiditischen Einschaltungen in Tonschiefern provozieren eher einen Vergleich mit südhelvetisch-ultrahelvetischen Serien des Allgäus, als mit der Schwellenzo-

ne des Briançonnais (TOLLMANN, 1965) oder einer „Briançonischen Platte“ (FRISCH, 1977, 1979). Bis zu einer weiteren Abklärung wird der Begriff „Tauernhelvetikum“ verwendet. Die Tauern sind ein Helvetisch-Penninisches „Doppelfenster“!

- 5 Die (par)autochthone Serien sind durch einen großzügigen interferierenden Faltenbau miteinander verknüpft. Die Inversschenkel sind vielfach vollständiger erhalten als die Aufrechtschenkel, ein Phänomen, das auch aus den Westalpen bekannt ist. Tauchfalten dominieren am Tauernnordrand.

LEDOUX [1984] sowie MILLER et al. [1984] kommen zwar zu prinzipiell ähnlichen Ergebnissen der Strukturgeschichte, bleiben jedoch der Deckengliederung FRISCHS [1974] verhaftet.

- 6 Strukturell sind die Tauern mit den hochdeformierten Penninischen Gneis-Faltendecken des Lepontin zu vergleichen. Es fehlt ihnen aber die primäre Auflagerung der Bündner Schiefer. Letztere sind im westlichen Tauernfenster als penninische Decken (vermutlich sind es zwei) überschoben. Den Bündnerschiefern fehlt vermutlich der gesamte Unterbau. Basaler Zentralgneis und mesozoische Schürflinge sind eher dem Tauernhelvetikum zuordenbar. Den Bündnerschiefern kann in Analogie zum Engadiner Fenster eine nordpenninische Position zuerkannt werden, wie es bereits TRÜMPY (1960) vorgeschlagen hatte, den höheren penninischen Decken vielleicht eine südpenninische. Eventuell haben sich aber auch beide Ozeanbecken an einer östlich der Tauern gelagerten RRR-Triple Junction vereinigt, oder es existiert nur noch einer von beiden. Die Frage ist ungeklärt.

Dank

Für gemeinsame Geländebegehungen, anregende Diskussionen und wertvolle Hinweise danke ich W. FRISCH (Tübingen), R. HÖLL (München), H. LEDOUX (Münster), H. MILLER (Münster), A. NOWOTNY (Wien), G. PESTAL (Wien), J. SELVERSTONE (Boston), O. THIELE (Wien) und R. TRÜMPY (Zürich) sehr herzlich.

Frau I. RAPPEL besorgte die Zeichnungen, R. SCHERREIKS und C. v. SEIDLEIN lasen das Manuskript. Auch ihnen gebührt mein Dank.

Literatur

- ARNOLD, A.: On the history of the Gotthard Massif (Central Alps, Switzerland). – *Eclogae Geol. Helv.*, **63**, 29–30, Basel 1970.
- BAGGIO, P. et al.: Note illustrative della carta geologica d'Italia 1 : 100.000, foglio 1, Passo del Brennero; Foglio 4a, Bressanone. – 120 S., Roma 1969.
- BAROSH, P. J.: Structural relations at the junction of the Merrimack Province, Nashoba thrust belt and southeast New England platform in the Webster – Oxford area, Massachusetts, Connecticut and Rhode Island. – In: *State geol. Nat. Hist. Surv. Connecticut, Guidebook No. 5*, Hartford 1982.
- BARRIER, M.: On curved laminae, graded layers, convection currents and dynamic crystal sorting in the Ploumanac'h (Brittany) subalkaline granite. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**, 214–224, Berlin 1981.
- BECKE, F.: Westende der Hohen Tauern (Zillertal). – *Exkursionsführer 9. Int. Geol. Kongr.*, **8**, 1–41, Wien 1903.
- BHATTACHARJI, S. & SMITH, C. H.: Flowage differentiation. – *Science*, **145**, 150–153, Washington 1964.
- BROUSSE, R.: Mode de formation des nodules de cordierite du granite de Palisse (Ardèche). – *Bull. soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, **80**, 39–48, Paris 1957.

- CHAPPELL, B. W. & WHITE, A. J. R.: Two contrasting granite types. – *Pacific Geology*, **8**, 173–174, 1974.
- CHRISTA, E.: Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **81**, 533–635, Wien 1931.
- CHRISTA, E.: Das Greiner Schwarzensteingebiet der Zillertaler Alpen in geologisch-petrographischer Betrachtung. – *Veröff. Mus. Ferdinandeum*, **13**, Innsbruck 1933.
- CLIFF, R. A.: Pre-Alpine history of the Pennine zone in the Tauern window, Austria: U-Pb and Rb-Sr geochronology. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**, 262–266, Berlin 1981.
- CLIFF, R. A., NORRIS, R. J., OXENBURGH, E. R. & WRIGHT, R. C.: Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and the southern Ankogel groups, the Eastern Alps. – *Jb. Geol. B.-A.*, **114**, 121–272, Wien 1971.
- COBBOLD, P. R.: Description and origin of banded deformation structures. I. Regional strain, local perturbations, and deformation bands. – *Can. J. Earth Sci.*, **14**, 1721–1731, 1977a.
- COBBOLD, P. R.: Description and origin of banded deformation structures. II. Rheology and the growth of banded perturbations. – *Can. J. Earth Sci.*, **14**, 2510–2523, 1977b.
- DE VECCHI, G. P. & BAGGIO, P.: The Penninic zone of the Vizze Region in the Western Tauern Window (Italian Eastern Alps). – *Boll. Soc. Geol. Italia*, **101**, 89–116, 1982.
- DE VECCHI, G. P. & MEZZACASA, G.: Carta geologico-petrographica del gruppo del Mesule (Alto Adige) 1 : 12.500, Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1980.
- DIETIKER, H.: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). – *Diss. Techn. Hochsch. Zürich*, 131 S., Zürich 1938.
- DIDIER, J.: Granites and their enclaves. – 393 S., Amsterdam (Elsevier) 1973.
- FLINN, D.: On folding during three dimensional progressive deformation. – *Quart. J. Geol. Soc. London*, **118**, 385–428, London 1962.
- FRANZ, G., ACKJERMAND, D. & KOCH, E.: Karlite, a new borate mineral and associated ludwigite from the Eastern Alps. – *American Mineralogist*, **66**, 872–877, 1981.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **101**, 323–472, Wien 1958.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster (mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg). – *Der Aufschluß, Sonderh.* **15**, 30–58, Heidelberg 1966.
- FRISCH, W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). – *Mitt. Geol. Bergbaustud.*, **18**, 287–336, Wien 1968.
- FRISCH, W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner – Gerlospass). – *Mitt. Geol. Ges.*, **66–67**, 9–20, Wien 1974.
- FRISCH, W.: Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974**, 201–221, Wien 1975.
- FRISCH, W.: Hochstegen-Fazies und Grestener Fazies – ein Vergleich des Jura. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1975**, 82–90, Stuttgart 1975b.
- FRISCH, W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke in den westlichen Hohen Tauern. – *Ber. Geol. Tiefbau d. Ostalpen*, **3**, 12–14, Wien 1976.
- FRISCH, W.: Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – *Tectonophysics*, **60**, 121–139, 1979.
- FRISCH, W.: Post-Hercynian formations of the western Tauern window: sedimentological features, depositional environment, and age. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72**, 49–63, Wien 1980.
- FRITZER, T.: Gefügeentwicklung des Zentralgneises innerhalb duktiler Scherzonen. – *Dipl.-Arbeit Univ. München*, Teil II., 68–130, München 1984 (unpubl.)
- HÖCK, V.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). – *Jb. Geol. B.-A.*, **112**, 153–195, Wien 1969.

- HOFFMANN, M.: Petrographische Untersuchungen deformierter Orthogneise und Metasedimente, Erläuterung und Diskussion tektonischer Strukturen. – Dipl.-Arbeit Univ. München, Teil II, 52–117, München 1984 (unpubl.).
- HÖLL, R.: Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., N. F., **157a–b**, 114 S., München 1975.
- HÖRMANN, P. K., MIGNON, K., MORTEANI, G. & RUDAN, P.: Untersuchungen an Kugelgraniten aus den Zillertaler Alpen (Tirol, Österreich). – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **16**, 156–172, 1971.
- KARL, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. – Jb. Geol. B.-A., **102**, 1–192, Wien 1959.
- KERRICH, R., ALLISON, I., BARNETT, R. L., MOSS, S. & STARKEY, J.: Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mieville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. – Contrib. Mineral. Petrol., **73**, 221–242, Berlin 1980.
- KLEBELSBERG, R., v.: Ein Ammonit aus dem Hochstegen-Kalk des Zillertales (Tirol). – Z. dt. geol. Ges., **92**, 582–586, Berlin 1940.
- KOARK, H. J.: Die Serpentine des Ochsners (Zillertal) und des Reckners (Tarntal) als Beispiele polymetamorpher Fazies verschiedener geologischer Stellung. – N. Jb. Miner. Abh., **81**, 399–473, Stuttgart 1950.
- LAMMERER, B.: Statistisch-chemische Untersuchungen an Serpentiniten der Ostalpen und Ost-Elbas zur Klärung ihrer Genese und ihres Stoffhaushaltes. – Diss. L.-M.-Univ. München, 93 S., München 1972.
- LAMMERER, B.: Ductile deformation versus nappe tectonics in the central Eastern Alps (Austria and Italy). – Vth Int. Congr. Basem. Tect., Cairo (Abstract) 1983.
- LAMMERER, B.: Ductile deformation versus nappe tectonics in the central Eastern Alps (Austria and Italy). – Proc. Vth Int. Congr. Basem. Tect., Cairo (in Press).
- LAMMERER, B., FRUTH, I., KLEMM, D. D., PROSSER, E. & WEBER-DIEFENBACH, K.: Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schieferserie (Zillertaler Alpen, Tirol). – Geol. Rundschau, **65**, 436–459, Stuttgart 1976.
- LEDoux, H.: Interferierende Kleinfaltensysteme und ihre Bedeutung für den Bau des Tuxer-Joch-Gebietes (Tauernfenster, Tirol). – Geol. Rundschau, **73**, 91–112, 1984.
- LUNDGREN, L. & EBLIN, C.: Honey Hill fault in eastern Connecticut: Regional relations: Geol. Soc. America Bull., **83**, 2773–2794, 1972.
- MILLER, H., LEDoux, H., BRINKMEIER, I. & BEIL, F.: Der Nordweststrand des Tauernfensters – stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen. – Z. dt. geol. Ges., **135**, 627–644, Hannover 1984.
- MUTSCHLECHNER, G.: Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen (Zillertal). – Mitt. Geol. Ges., **48**, 155–165, Wien 1956.
- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 47–52, Wien 1964.
- OBERHAUSER, R.: Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspallfisch des Rätikon. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 71–93, Wien 1983.
- OHNESORGE, T.: Bericht über geologische Untersuchungen um Wald und Krimml im Oberpinzgau. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **66**, 200–202, Wien 1929.
- PITCHER, W. S.: Granite: Typology, Geological environment and melting relationships. – In: ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D. (Editors): Migmatites, melting and metamorphism, 277–285, Cheshire, U. K. (Shiva Publ. Ltd.) 1983.
- PROSSER, E.: Petrographisch-geochemische Untersuchungen im Zillertaler Zentralgneiskern. Ein Beitrag zum Zentralgneisproblem der westlichen Hohen Tauern. – Diss. L.-M.-Univ. München, 82 S., München 1975.
- QUADT, v. A.: Geochemische und U–Pb-Untersuchungen der Unteren Schieferhülle (Ostalpen). – Fortschr. Miner., **62**, Beiheft 1, 191–193, 1984.
- RAITH, M.: Seriengliederung und Metamorphose im östlichen Zillertaler Hauptkamm (Tirol, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 163–207, Wien 1971.
- RAMSEY, J. G.: Folding and fracturing of rocks. – 568 S., New York (McGraw-Hill) 1967.
- RAMSEY, J. G.: Shear zone geometry: a review. – J. Struct. Geol., **2**, 83–99, Oxford 1980.
- REISSINGER, M.: Zur Geochemie der Greiner Schiefer Serie im Bereich des oberen Schlegeisgrundes (Zillertaler Alpen/Tirol). – Diss. L.-M.-Univ. München, 72 S., München 1976.
- ROTH, R.: Veränderungen im Stoff- und Mineralbestand während mehrphasiger Mylonitisierung der Kellerjoch-Gneise (Tirol). – Geol. Rdsch., **73**, 69–89, Stuttgart 1984.
- ROSSNER, R. & SCHWAN, W.: Zur Natur der südvergente Deformationsstrukturen im NW-Teil des Tauernfensters (Tirol, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 35–54, Wien 1982.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Erster Bericht). – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **82**, 257–319, Wien 1911.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht. – Jb. Geol. St.-A., **70**, 273–296, Wien 1921.
- SATIR, M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. – Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **30**, 1–84, Padova 1975.
- SATIR, & MORTEANI, G.: Radiometrische und petrologische Untersuchungen zur präalpidischen Metamorphose im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – Berliner geowiss. Abh., A, **19**, 194, Berlin 1980.
- SCHENK, P.: Stoffbilanz der Zentralgneise bei progressiver Deformation in duktilen Scherzonen. – Dipl.-Arbeit Univ. München, Teil II., 61–146, 1984 (unpubl.).
- SCHÖNLAUB, H. P., FRISCH, W. & FLAJS, G.: Neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmarmor (Tauernfenster, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974**, 111–128, Stuttgart 1975.
- SCHWARZENBERG, Th. v.: Geologische Untersuchungen am Pfiftscher Joch (Zillertaler Alpen/Tirol). – Unpubl. Dipl.-Arbeit L.-M.-Univ. München, 109 S., München 1973.
- SEIDENSTICKER, U.: Strainanalysen an Geröllgneisen. – Dipl.-Arbeit Univ. München, Teil II., 63–110, München 1985 (unpubl.).
- SELVERSTONE, J.: Pressure-temperature-time constraints on metamorphism and tectonism in the Tauern Window, Eastern Alps. – Diss. Massachusetts Institute of Technology, 279 S., 1985.
- SELVERSTONE, J., SPEAR, F. S., FRANZ, G. & MORTEANI, G.: High-pressure metamorphism in the SW Tauern Window, Austria: P–T paths from hornblende-kyanite-staurolite schists. – J. Petrol., **25**, 501–532, Oxford 1984.
- STEYRER, H. P.: Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **76**, 69–100, Wien 1983.
- STRECKEISEN, A.: To each plutonic rock its proper name. – Earth Sci. Rev., **12**, 1–33, 1976.
- THIELE, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 230–244, Wien 1970.
- THIELE, O.: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A., **117**, 55–74, Wien 1974.
- THIELE, O.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Inner Schmirn (Tirol). – Geol. Rdsch., **65**, 410–421, Stuttgart 1976.
- THIELE, O.: Das Tauernfenster. – In: OBERHAUSER (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 300–314, Wien (Springer) 1980.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke) 1963.

TOLLMANN, A.: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, Sdh. **G**, 103–133, Wien 1965.
TOLLMANN, A.: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148**, 286–319, Stuttgart 1975.
TRÜMPY, R.: Paleotectonic evolution of the Central and western Alps. – Bull. Geol. Soc. America, **71**, 843–908, New York 1960.

WEBER-DIEFENBACH, K.: Zur Geochemie und Metamorphose von Amphiboliten der Greiner Schiefer-Serie (Zillertaler Alpen/Tirol). – Tschermarks Min., Petr. Mitt., **23**, 1–22, Wien 1976.
WINTSCH, R. P.: Feldspatisation as a result of deformation. – Geol. Soc. Amer. Bull, **86**, 35–38, 1975.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 3. Oktober 1985.