

Variszische und alpidische Deformationsgeschichte im Grenzbe- reich zwischen Unter-, Mittel- und Oberostalpinen Decken südöst- lich von Schwaz (Tirol)

Von Reinhold ROTH*)

Mit 13 Abbildungen

Zusammenfassung

Die tektogenetische Entwicklung der Kellerjochgneis-Decke, die südöstlich von Schwaz in den Tiroler Zentralalpen liegt, läßt zwei Deformationszyklen erkennen.

Ein erster, mutmaßlich variszischer Deformationszyklus führte zur homogenen Mylonitisierung des ehemaligen Granitkomplexes unter Ausbildung der Foliation s_v sowie N-S-streichender Streckungslineare l_v . Erst in der Endphase der Deformationen kam es zur Ausbildung eines reliktsch erhaltenen Deckenbaus.

Der alpidische Deformationszyklus beginnt im Rahmen der ersten Deformation (D_1) mit der Reaktivierung älterer Deckengrenzen unter nordgerichteten Deckenschüben sowie der Ausbildung einer neuen Schieferung (s_1) und E-W-streichender Strukturen (f_1). Dabei reagierte die Kellerjochgneis-Decke als eigenständige alpidische Decke.

Die 2. Deformation (D_2 /Querfaltung) schloß an den Deckenschub an und schuf N-S-streichende Gefüge (f_2/l_2). Hierbei wurde das Quarzachsengefüge fast vollständig umgeprägt.

Die 3. Deformation (D_3 /Kollisionsstadium) schuf neben konjugierten Scherflächensystemen erneut einen nord-(west-)vergenten Faltenbau, der gegen Süden zunehmend südvergent wird.

Den Abschluß bildet die Bruchtektonik, die in diesem Bereich von Zillertal- bzw. Inntal-parallelen Brüchen beherrscht wird.

Abstract

The tectogenetic evolution of the Kellerjochgneiss-nappe in Tyrol reveals two deformation cycles.

A first, presumably variscan deformation cycle led to the homogeneous mylonitisation of the former granitic complex, causing a foliation s_v and a N-S-striking stretching lineation l_v . The elder relics of nappe boundaries are related to the final stage of these movements.

The first alpidic deformation (D_1) caused a recovery of elder shear zones during northward directed nappe transports as well as the development of a

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Reinhold ROTH, bei BEUNEN, Ortmannsheide 135, D-415 Krefeld/Rh., BRD.

transposed foliation (s_1) and of E–W-striking folds (f_1). Thereby the Kellerjochgneiss-nappe was treated as a separate alpidic nappe.

The nappe transport was followed by a second deformation creating N–S-striking folds (f_2) and leading to preferred orientations of the quartz fabric.

The third deformation (D_3 , collision stage) led, apart from a conjugate crenulation cleavage, to fold structures with north(west)ward vergency turning increasingly southward towards the Tauern Window.

The post-deformational fracture pattern is dominated by fractures and faults running parallel to the Inntal and Zillertal direction.

Inhalt

Einleitung	75
Variszische Deformation	77
s_v -Flächen	78
Lineare und Faltenachsen	80
Alpidische Deformationen	80
Erste Deformation	80
Zweite Deformation	83
Dritte Deformation	83
Bruchtektonik	84
Quarzgefügeuntersuchungen	87
Regelungen nach f_2	88
Regelungen der dritten Deformation	89
Altersdiskussion	89
Literatur	90

Einleitung

Die Kellerjochgneiss-Decke markiert nördlich des Tauernfensters den Grenzbe-
reich zwischen unterostalpinem Innsbrucker Quarzphyllit und oberostalpinen
Nördlicher Grauwackenzone und nimmt damit nach TOLLMANN (1977) eine mittel-
ostalpine Stellung ein (Abb. 1). Eigene Untersuchungen (ROTH 1983 und 1984)
untermauerten die tektonische Eigenständigkeit der Kellerjochgneiss-Decke. Zwar
dürfte es während der jungvariszischen Deckenschübe im Kellerjochgebiet zur
Ausbildung eines älteren Deckenbaus gekommen sein, dieser wird jedoch weitge-
hend von bedeutenden alpidischen Scherzonen zerschnitten, was sich heute in einer
mehrphasigen Mylonitisierung dieses ehemaligen Granitkomplexes widerspiegelt.

Die Verbreitung der unterschiedlichen Mylonittypen zeigt Abb. 2 in einem
rekonstruierten Längsprofil, das auf der Grundlage einer Detailkartierung erstellt
wurde. Während sich die variszischen Mylonitgenerationen auf die zentralen Berei-
che der Kellerjochgneiss-Decke konzentrieren, findet man die jüngeren Mylonitge-
nerationen vorwiegend in den Randpartien, wo sie alpidische Bewegungsbahnen
markieren. Eine Besonderheit ergibt sich im Kellerjochgebiet. Hier verlassen die
alpidischen Bewegungsbahnen die Liegendgrenze des Kellerjochgneisses, um Teile
des unterlagernden Innsbrucker Quarzphyllits abzutrennen, die somit ebenfalls der
alpidischen Kellerjochgneiss-Decke angehören müßten.

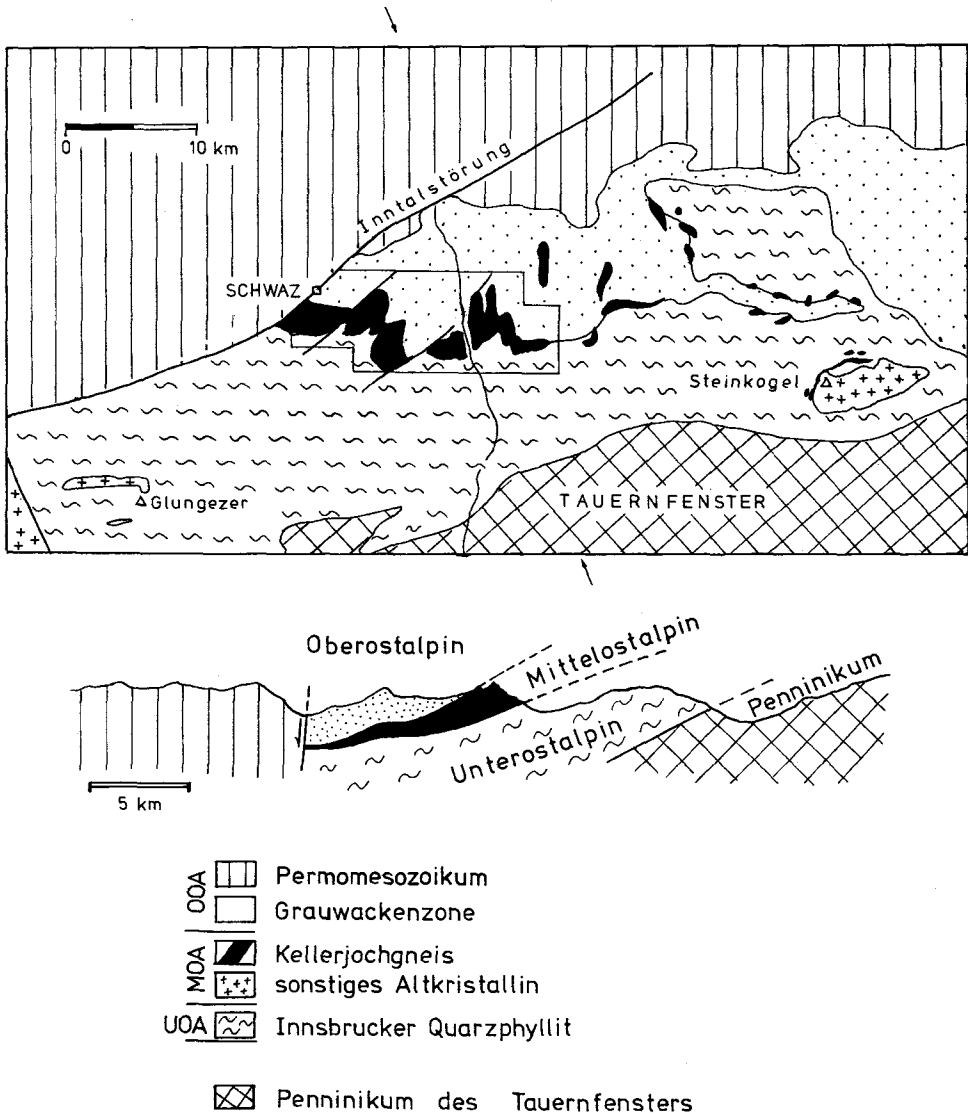


Abb. 1: Geologische Übersicht zur Position der Kellerjochgneis-Decke nördlich des Tauernfensters.

Das Ausmaß des variszischen Anteils an der Intern-Tektonik der Nördlichen Grauwackenzone, Kellerjochgneise und Innsbrucker Quarzphyllite ist bis heute umstritten. Zwar konnten im Ostabschnitt der Grauwackenzone aufgrund kartier-technischer und stratigraphischer Untersuchungen ein Falten- und Schuppenbau nachgewiesen werden, dessen variszisches Alter von einigen Autoren angenommen wird (FLAJS 1967, S. 186; MOSTLER 1970, S. 54 und 1974, Abb. 11). Eine saubere Abtrennung variszischer Gefügeelemente steht jedoch bislang aus.

Streit gibt es vor allem um N-S-streichende Achsenrichtungen in diesem Raum: Während eine Gruppe von Autoren (SCHWINNER 1933, S. 157; METZ 1952, S. 265; PIRKL 1961, S. 100; KNEIDL 1971) meridional liegende Querstrukturen und Achsen als variszisch ansahen, betrachtete FUCHS (1954, S. 202) nach Vergleichen mit den Nördlichen Kalkalpen noch sämtliche NS-Elemente im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone als alpidisch. Im folgenden sollen die wichtigsten tektonischen Gefügeelemente dieses Raumes dargestellt und variszischen bzw. alpidischen Deformation zugeordnet werden.

Variszische Deformationen

Während der variszischen Deckenschübe wurde der ehemalige Granitkomplex zunächst unter Bedingungen der höher temperierten Grünschieferfazies weitgehend homogen mylonitisiert, wobei augengneisähnliche Mylonitgneise entstanden. Erst mit zunehmenden Deformationsbeträgen und abnehmenden Temperaturen kamen inhomogene nicht affine Scherungen hinzu, die in einzelnen Zonen zur Bildung von Ultramyloniten und Quarz-(Feldspat-)Segregationen führten. In diese Phase fällt auch die Ausbildung des im Kellerjochgebiet reliktsch erhaltenen Deckenbaus.

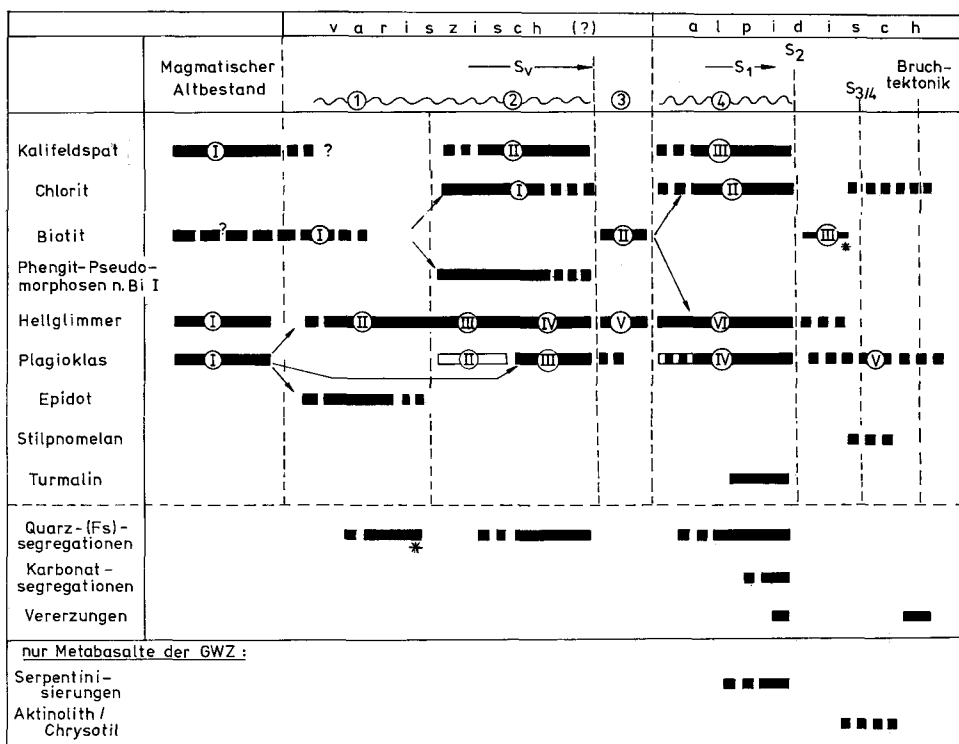


Abb. 3: Kristallisation und Deformation im Untersuchungsgebiet. Die mit Zahlen versehenen Schlangelinien bezeichnen die wichtigsten Ereignisse: (1, 2) Mylonitisierung unter hoch- bzw. tief-temperierter Grünschieferfazies und Ausbildung von f_v bzw. f_s , (3) statische Aufheizung, (4) alpidische Mylonitisierungen und Entstehung von f_1 .

Abgeschlossen werden die gefügeprägenden Vorgänge durch eine statische Aufheizung, während der erneut Temperaturen der oberen Grünschieferfazies erreicht wurden (ROTH 1984, S. 75).

Einen Überblick über die Umbildung des magmatischen Altbestandes (Kf I, Plag I, Bi I und Hgl I) gibt Abb. 3.

Kennzeichnend ist vor allem die Serizitisierung der Feldspäte, die von Albitisierungen begleitet wird. Es dominiert die Neubildung von Hellglimmer (Hgl II bis V) und Albit (Plag II, III). Die statische Aufheizung führt schließlich zur Ausbildung von Hellglimmer/Biotit-Paragenesen.

s_v-Flächen

Innerhalb der Kellerjochgneis-Masse entstanden während der variszischen Mylonitisierungen *s_v*-Tektonite mit fast schwarzen *s*-Flächen, die parallel zur ältesten Deckengrenze verlaufen. In tektonisch weniger beanspruchten Gesteinen (Biotit-Epidot-Mylonitgneise) besteht *s_v* aus subparallelen Scherflächen, die nach BERTHÉ et al. (1979) im Protomylonitstadium gleichzeitig entstehen und mit zunehmenden Deformationsbeträgen immer kleinere Winkel miteinander einschließen.

Mit Hilfe posttektonischer Biotit/Hellglimmer-Paragenesen konnte variszisches *s_v* gegen jüngeres, alpidisches *s₁* abgegrenzt werden.

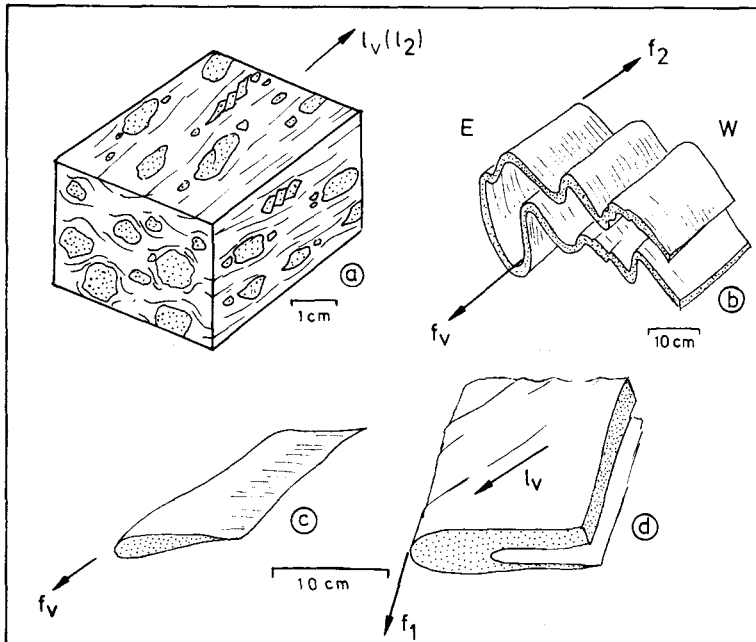


Abb. 4: Präalpidische Gefügeelemente.
 a) Streckungslinear ($l_v(l_2)$) in zentralen, variszischen Mylonitgneis-Partien.
 b) f_2 -Falte, überprägt durch D_2 (Wildschönauer Schiefer).
 c) Quarzknauer nach f_v (Randbereiche der Kellerjochgneis-Decke).
 d) Quarzknauer nach f_1 mit l_v -Strömungen (Randbereiche der Kellerjochgneis-Decke).

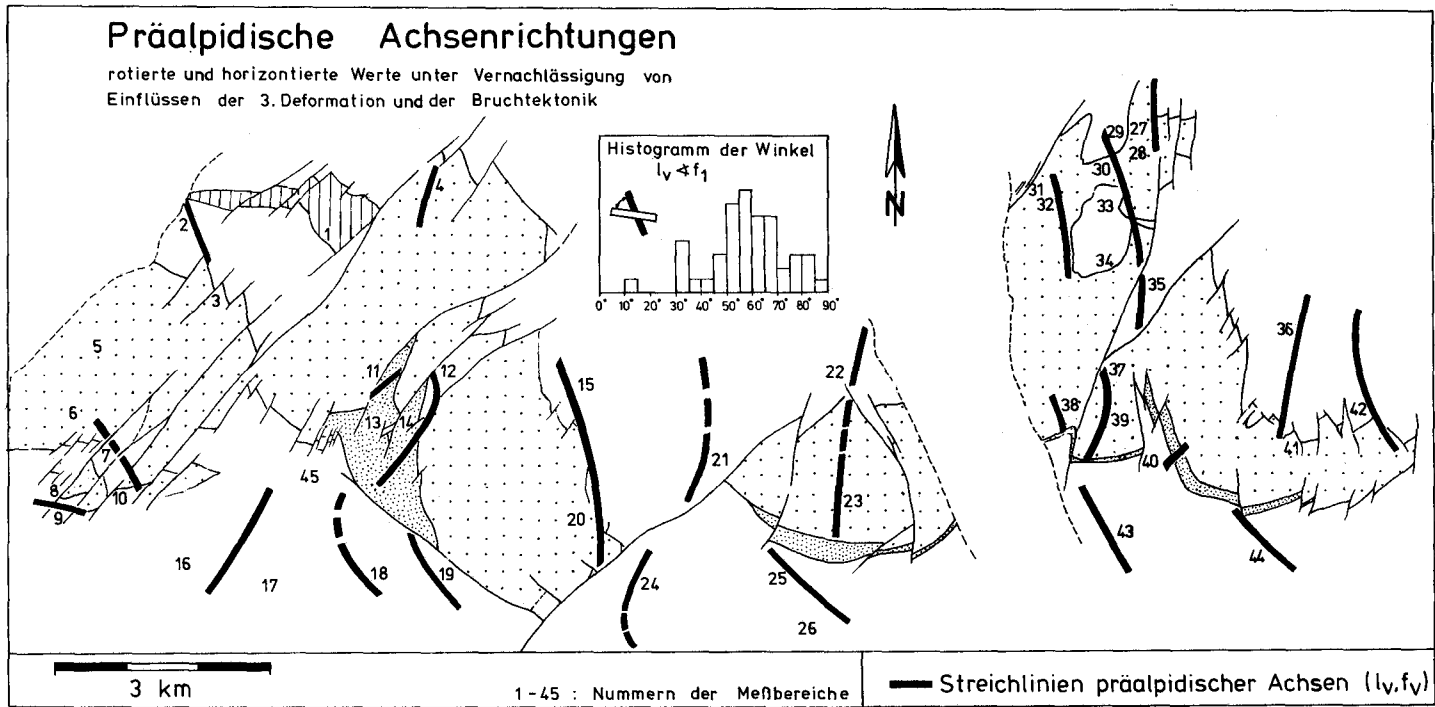


Abb. 5: Präalpide Achsenrichtungen (l_v , f_v) im Bereich der Kellerjochgneise und angrenzender Gebiete.
 weit gepunktet: Kellerjochgneise
 eng gepunktet: Albit-Chlorit-Phyllonitserie
 schraffiert: oberostalpine Quarzporphyre

Lineare und Faltenachsen (l_v und f_v)

Nord-Süd-streichende Streckungslineare (l_v) stellen die ältesten linearen Gefügeelemente innerhalb der variszischen Mylonitgneise dar. Da deren Richtung oft mit jüngeren, alpidischen Streckungslinearen der Querfaltung (l_2) zusammenfällt, war eine Trennung beider Elemente nur dort möglich, wo beide Richtungen einen spitzen Winkel miteinander einschließen.

Günstigere Voraussetzungen zur tektonischen Analyse bieten die Quarzknuern führenden Phyllite bzw. Randpartien der Mylonitgneise. Hier heben sich die Nord-Süd gerichteten variszischen Gefügeelemente vor allem durch den Baustil assoziierter Falten von jüngeren Bildungen ab. So finden sich hier in zunehmendem Maße Reste geschlossener Quarzknuern, die als Faltenkerne zu f_v -Falten gedeutet werden müssen (Abb. 4 c).

In sandigeren Partien der Wildschönauer Schiefer sind dagegen nicht selten f_v -Isoklinalfalten erhalten, die durch die alpidische Querfaltung wiederverfaltet wurden (Abb. 4 b).

Um den Verlauf der präalpidischen Achsenrichtungen vor den alpidischen Deformationen zu rekonstruieren, wurden die s_v -Flächen einzelner Meßbereiche um die alpidischen Achsen f_2 und f_1 rotiert und horizontalisiert, so daß die darauf liegenden l_v und f_v -Richtungen ebenfalls eine andere Raumlage erhielten. Diese Rückformungen, bei denen nur die rotationellen Komponenten der jüngeren Deformationen berücksichtigt wurden, bewirkten in einzelnen Bereichen eine Glättung der f_v/l_v -Streichlinien (s. Abb. 5), deren Richtungen zwischen NNW und NNE schwanken.

Alpidische Deformationen

Das alpidische Gefügeinventar der Kellerjochgneise fügt sich zwanglos in den alpidischen Rahmen der Ostalpen ein.

So folgen auf die alpidischen Deckenschübe (D_1) die alpidische Querfaltung (D_2) und Deformationen des Kollisionsstadiums (D_3). Abgeschlossen werden die Bewegungen durch eine intensive Bruchtektonik, die den Kellerjochgneis in zahlreiche Schollen zerlegte.

Sämtliche Deformationen (D_1 - D_3) sowie die dazugehörigen Gefügeelemente lassen sich bis ins Tauernfenster hineinverfolgen (LEDoux 1984) und sind demnach eindeutig alpidisch. Darüberhinaus führten alle drei Deformationen zur Ausbildung von Großstrukturen, deren Lage im Kellerjochgebiet Abb. 6 verdeutlicht.

Erste Deformation (Nordvergenter Deckenschub)

Während der nordgerichteten Deckenschübe kam es sowohl an der Hangend- als auch an der Liegendgrenze der Kellerjochgneis-Decke zur Reaktivierung älterer Scherzonen unter retrograden Bedingungen der unteren Grünschieferfazies. Dabei gipfelte die Aufarbeitung der älteren Mylonitgenerationen unter inhomogenen Mylonitisierungen im Scherzonenbereich zur Ausbildung von Phylloniten und Blastomyloniten mit deutlichem Lagenbau.

Syngenetische s_1 -parallele Segregationen sind nur ein Aspekt der damit verknüpf-

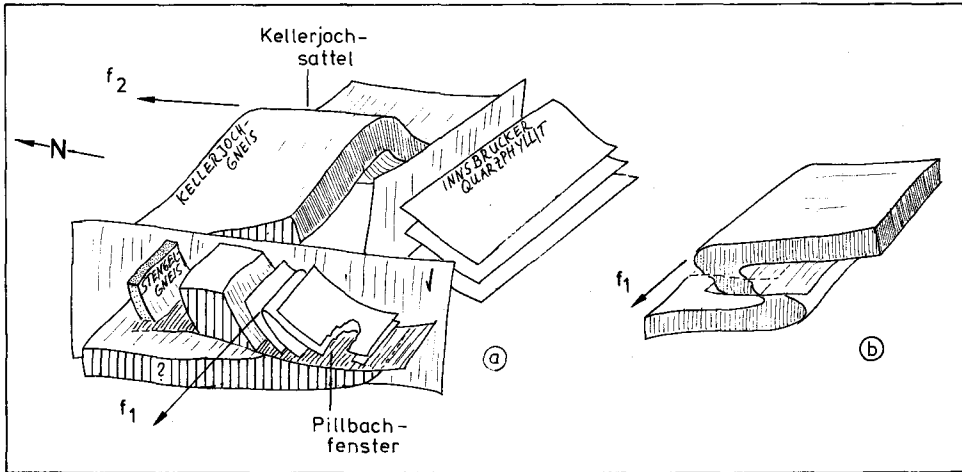


Abb. 6: Alpidische Großstrukturen im Kellerjochgebiet zwischen Schwaz und Zillertal (schematisch ohne Maßstab).

- a) heutige Situation, f_1 - und f_2 -Strukturen werden durch Längs- und Querstörungen zerschnitten.
 b) Im Liegendschenkel aufgerissene und ausgedünnte f_1 -Deckenfalte vor der Querfaltung.

ten zahlreichen Veränderungen im Stoff- und Mineralbestand (nähere Angaben bei ROTH 1984).

Das beherrschende Gefügeelement ist eine neue deckengrenzenparallele Transpositionsschieferung (s_1), die in Deckengrenznähe von zahlreichen Intrafoliationsfalten begleitet wird. Letztere sind nordvergent und besitzen i. d. R. E-W-streichende Achsen (Abb. 7).

Die Ausbildung der s_1 -Flächen und f_1 -Falten lief im wesentlichen gleichzeitig ab, wobei die f_1 -Faltung die Transpositionsschieferungs-Bildung stellenweise überdauerte.

So zeigt das Nebeneinander von unterschiedlich ausgewalzten f_1 -Knauern, deren Achsenebenen parallel s_1 (und damit der neuen Deckengrenze) liegen, daß die f_1 -Falten älter als s_1 sein können, letztere werden jedoch nicht selten wieder in den Faltungsprozeß mit einbezogen, so daß sich neue f_1 -Falten bzw. Knauern aus s_1 -Flächen bilden können. Die s_1 -Flächen-Faltung muß als kontinuierlicher Prozeß angesehen werden, der mitverantwortlich ist für den alpidischen Großfaltenbau, wie er sich heute in Inntalnähe darstellt. Hier lassen sich die überkippten Serien zwanglos als kurze Schenkel einer N-vergenten Deckenfalte interpretieren, die jünger als die Deckengrenzen und älter als die Querfaltung sein muß (Abb. 6 b). Die Bildung dieser Schleppfalten-ähnlichen Struktur dürfte somit in eine letzte Phase der N-gerichteten Deckenschübe fallen, in der die Hauptbewegungen auf den Deckengrenzen abgeschlossen waren.

Ein vergleichbarer Großfaltenbau liegt weiter östlich zwischen dem Windauer Halbfenster und den Steingelschiefern vor (TOLLMANN 1977, S. 513).

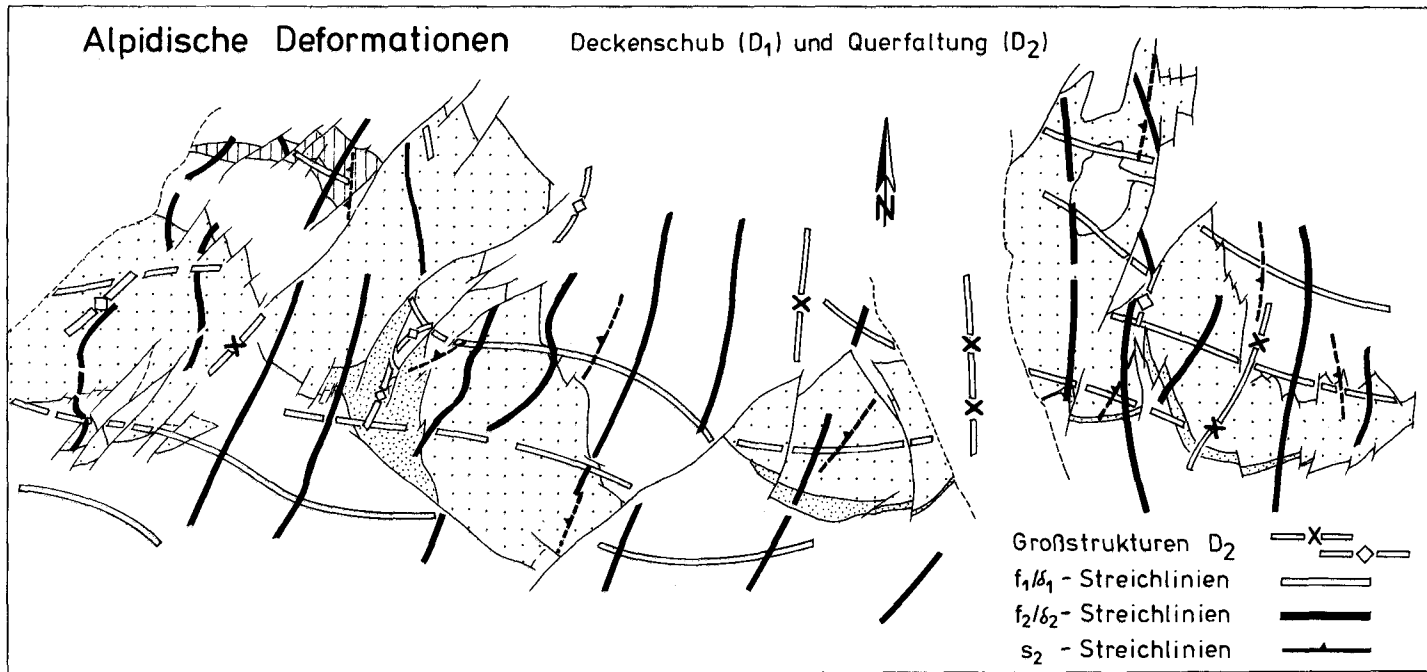


Abb. 7: Streichlinienkarte von Gefügeelementen und Großstrukturen der ersten und zweiten alpidischen Deformation.

Zweite Deformation (D_2 /Querfaltung)

Ein großer Teil der heute sichtbaren Großstrukturen und der geregelten Quarzgefüge ist der Querfaltung zuzuschreiben, die im Gesamttraum der Ostalpen existiert und schon früh als jüngerer Element gegenüber der Längsfaltung erkannt wurde (TOLLMANN 1963, S. 198).

Innerhalb der Kellerjochgneise entstand dabei ein weitgespannter Faltenbau, der von zwei großen, E- bis SE-vergenten Antiklinalen beherrscht wird. Die Faltenlänge dieser Strukturen, die in einzelnen Bereichen in Überkipnungen gipfeln, beträgt etwa 7–8 km.

Aufgrund der Kompetenzunterschiede zwischen den einzelnen Deckeneinheiten bildete sich bezüglich der umgebenden Phyllite eine disharmonische Faltung heraus, wobei letztere mit einer wesentlich kurzwelligeren Faltung auf die E–W-Einengung reagierten. Dort spiegelt sich der großtektonische Baustil in der Kleintektonik wider (Abb. 4 b). Charakteristisch sind hier die offeneren Faltenstile, an denen sich die f_2 -Achsen gut von den f_v -Achsen unterscheiden lassen.

Im Mikrobereich der Kellerjochgneise werden glimmerreiche Partien oft E-vergent verfaltet oder zerschert, wobei meist das gesamte Mikrogefüge beeinflusst wird und einzelne Kf-Porphyroklasten nach f_2 gestreckt werden können. Bereichsweise bildet sich auch hier eine neue Schieferung heraus (s_2), die einzelne Gneispartien als crenulation cleavage diskordant durchschneidet.

Die Querfaltung schuf im wesentlichen N–S-streichende Achsen, deren regionale Verteilung Abb. 7 zeigt. Im Untersuchungsgebiet fällt ein leichter Achsenfächer auf, der sekundärer Natur ist und auf spätere Faltungen bzw. auf die Bruchtektonik zurückzuführen ist.

Der oben beschriebenen f_2 -Tektonik entsprechen ähnliche Strukturen aus dem Westrand des Tauernfensters, in dem die 2. Deformation in westvergenger Schlingenbildung gipfelte (LEDoux 1984). Die Gründe für diesen auffälligen Vergenzwechsel liegen noch im Dunkel.

Dritte Deformation (D_3)

Die dritte Deformation, die außerhalb der Kellerjochgneis-Gebiete für die Ausbildung Ost-West-streichender Großstrukturen verantwortlich ist, erzeugte in den Kellerjochgneisen konjugierte Scherflächensysteme (s_3/s_3'), deren Ausbildung abhängig von der Lithologie ist.

Eine Auswahl kleintektonischer Gefügeelemente der dritten Deformation zeigt Abb. 8.

Abb. 8a/b zeigen, daß die Faltenachsen f_3/f_3' in der Regel aus δ -Achsen hervorgehen und naturgemäß von der Lage älterer s-Flächen abhängen. Daher ist es in diesem Falle weniger sinnvoll, ausführliche Betrachtungen über f_3 -Richtungen anzustellen. Aufschlußreicher ist dagegen die regionale Verteilung der s_3/s_3' -Lagen, die in Streichlinienform dargestellt wurden (Abb. 9).

Innerhalb der Kellerjochgneise dominiert s_3 mit NE–SW-Streichen. Weiter südlich kommt es dagegen in den Quarzphylliten zu einem Umbiegen dieser Streichrichtungen nach E–W, was der Steichrichtung der Steinkogelmulde entspricht. Ein ähnliches Umbiegen ist weiter nördlich in der Grauwackenzone gegeben (LORK, mdl. Mitt.). s_3' tritt nur untergeordnet auf und ist meist mit NW–SE-Richtungen vertre-

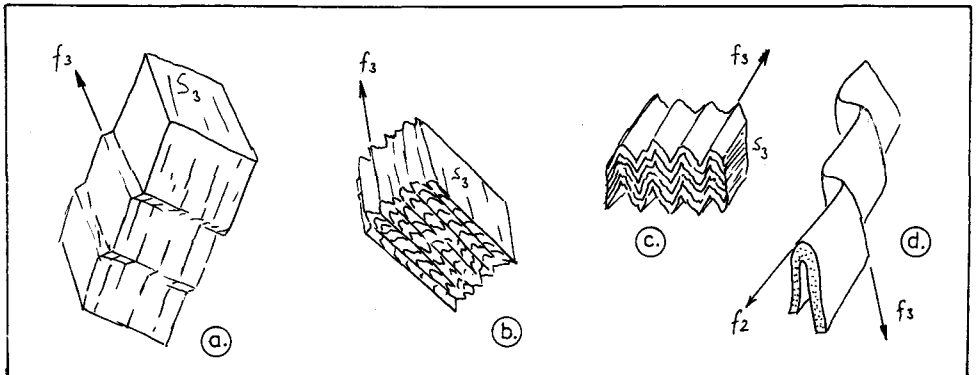


Abb. 8: Kleintektonische Elemente der dritten Deformation:
 a) Knitterungszonen in massigen Mylonitgneisen
 b) crenulation cleavage in Phylliten und Phylliten
 c) chevron folds in Plattenmyloniten
 d) flexurartige Überprägungen von f_2 -Falten in Wildschönauer Schiefern.

ten. Innerhalb der Innsbrucker Quarzphyllite und Wildschönauer Schiefer gleichen sich beide Richtungen immer mehr einander an (Abb. 9) und münden in die nordvergente D_3 -Faltung, die die E-W-streichenden Großstrukturen schuf.

Im Querprofil zum gut erforschten Tauernfenster zeigt sich, daß die generell südfallenden s_3/s_3' -Flächen sich zunehmend versteilen und fließend in die N-fallenden s_3 -Flächen des Tauernfensters übergehen, wobei der Vergenzsattel etwa im Bereich des Kreuzjoches (Nordrand des Tauernfensters) liegt. Fast überall zeigen die s_3 -Flächen einen abschiebenden Bewegungssinn.

Baut man diesen ostalpinen s_3 -Fächer in den großtektonischen Rahmen ein, so läßt sich die dritte Deformation als Effekt des Kollisionsstadiums nach den ostalpinen Deckenschüben interpretieren, in dem sich die Subduktionszone nach dem Suture-Progradationsmodell von ROEDER (1980, S. 360) nach Norden verlagerte. In diesem Stadium wäre das Penninikum bereits der Oberplatte eingegliedert, die fächerförmig gefaltet wird. Dabei kommt es im Endstadium zur Aufwölbung des Tauernfensters, so daß die Deformationsphase D_3 fließend in D_4 übergeht, die jedoch nur im Tauernfenster als eigenständige Phase erkannt werden kann (LEDOUX 1982, S. 136).

Bruchtektonik

Den Abschluß der Faltungsphasen bildet ein Muster zahlreicher Diagonal- und Querwerfungen, bei denen drei Richtungen überwiegen:

Die ältesten auskartierten Brüche streichen meist WNW-ESE und werden sowohl von Inntal- als auch von Zillertal-parallelen Störungen versetzt (Abb. 11). Hierbei handelt es sich meist um linkssinnige Schrägabschiebungen, die steil nach NNE einfallen. Daneben lassen sich zwei weitere Richtungen unterscheiden:

Unter diesen dominieren die Inntal-parallelen Brüche, bei denen es sich zum größten Teil um linkssinnige Schrägaufschiebungen bis Blattverschiebungen handelt, die meist steil nach SSE einfallen. In Inntalnähe werden sie zunehmend häufiger und engständiger, wobei einzelne Bereiche in linsenförmige Scherkörper zerlegt werden.

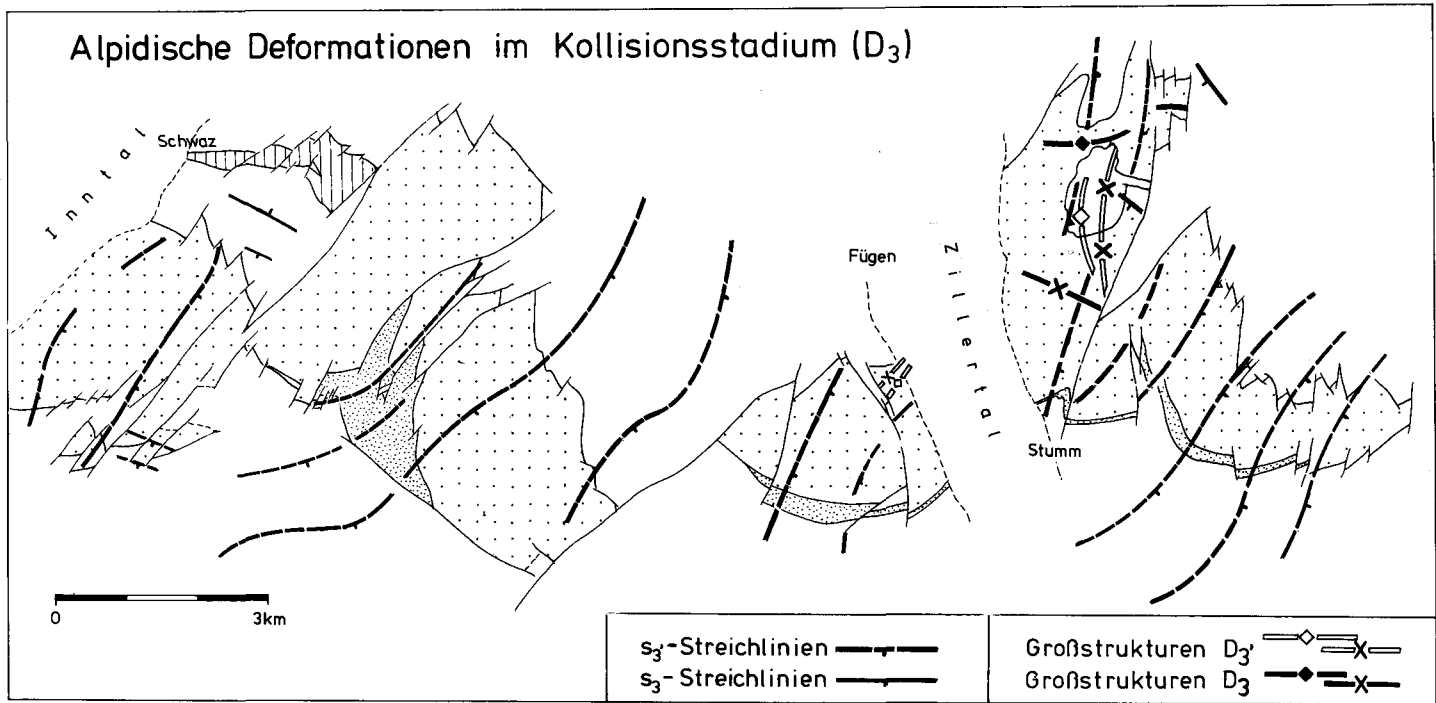


Abb. 9: Streichlinienkarte von s_3 und s_3' .

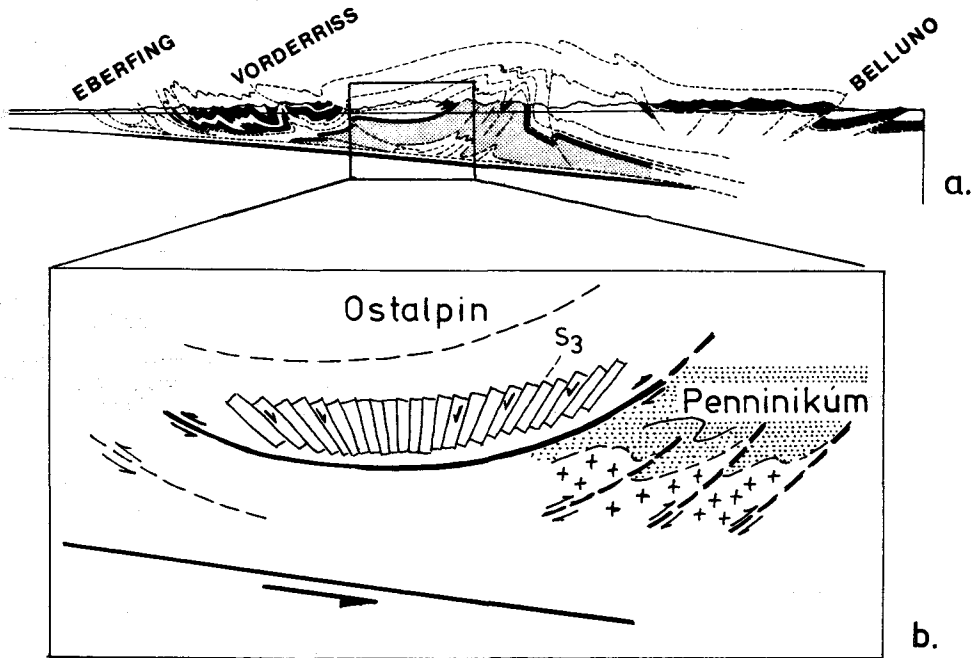


Abb. 10: Großtektonischer Rahmen der dritten Deformation.

a) Querprofil durch die Ostalpen auf der Grundlage des elastic flexure Modells (ROEDER, 1980, S. 367).

b) Ausschnitt aus Abb. 10 a. Dargestellt ist der ostalpine s_3 -Fächer sowie die S-vergenten Rückaufschüppungen des Tauernfensters (vgl. LEDOUX 1982).

Dieser Vergenzfächer entspricht in etwa der „nordalpinen Narbe“, die bereits von KRAUS (1936) in das Unterströmungsmodell eingebaut wurde.

In relativ regelmäßigen Abständen von 2 bis 3 km treten ferner langdurchziehende Störungszonen auf, in denen sich horst- und grabenartige Schollen ausbilden können. An diesen Zonen, die als bevorzugte Aufstiegsbahnen für erzhaltige Lösungen dienten und sich oft über 10 km verfolgen lassen, konnten mitunter Versätze bis zu 4 km auskartiert werden (Finsinggrund).

Bei dem Zillertal-Störungssystem handelt es sich um zwei, sich spitzwinklig schneidende Richtungen, die nur in unmittelbarer Zillertalnähe dem Zillertal parallel verlaufen und erst im Kartenbild deutlich werden. Hierbei dominieren rechtssinnige Schrägabschiebungen, die NNE streichen und nach ESE steil einfallen. Untergeordnet finden sich Schrägaufschiebungen bzw. Blattverschiebungen. Es handelt sich hierbei um Elemente des meridionalen Störungssystems, das TOLLMANN (1970, S. 73) von diagonalen Störungssystemen der Alpen abtrennte und das mit den klassischen Ammer-Loisach-Verwerfungen verwandt sein dürfte.

Daß ein Teil der auskartierten Störungen sehr lange als Bewegungsbahnen dienten, zeigen die Inntal-parallel Gänge, die sowohl mit verschiedenen Erzgenerationen als auch Quarzfüllungen oder tonigen Störungsletten gefüllt sein können. Selbst in jüngster (historischer) Zeit halten die Bewegungen auf den Inntal-parallel Verwerfungen an, wie Beobachtungen von GSTREIN (1978, S. 84) zeigen.

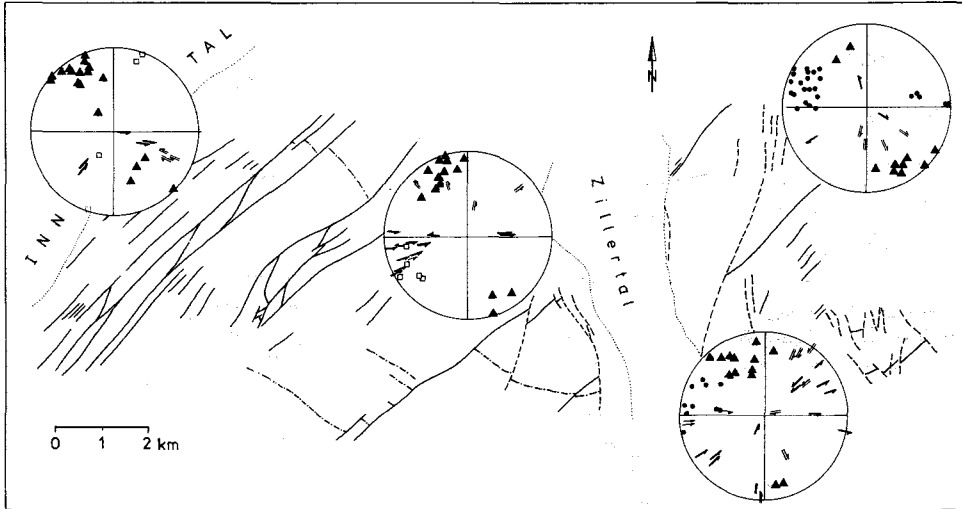


Abb. 11: Störungsmuster im Bereich der Kellerjochgneis-Decke zwischen Schwaz und Märzengrund. Die Pfeile markieren bedeutendere Verwerfungs-zonen.

- - - - - älteste Störungsrichtungen
- // zugehörige Flächenpole und Harnische
- - - - - „Zillertalstörungen“
- // zugehörige Flächenpole und Harnische
- - - - - „Inntalstörungen“
- ▲ // zugehörige Flächenpole und Harnische

Quarzgefügeuntersuchungen

Um die Auswirkungen der einzelnen Deformationen auf das Quarzteilgefüge abschätzen zu können, wurden aus sämtlichen tektonischen Einheiten Quarzachsendiagramme hergestellt, wobei sich herausstellte, daß sämtliche Quarzregelungen auf die Querfaltungsprozesse D_2 und auf D_3 zurückzuführen sind. Über ältere, mit den

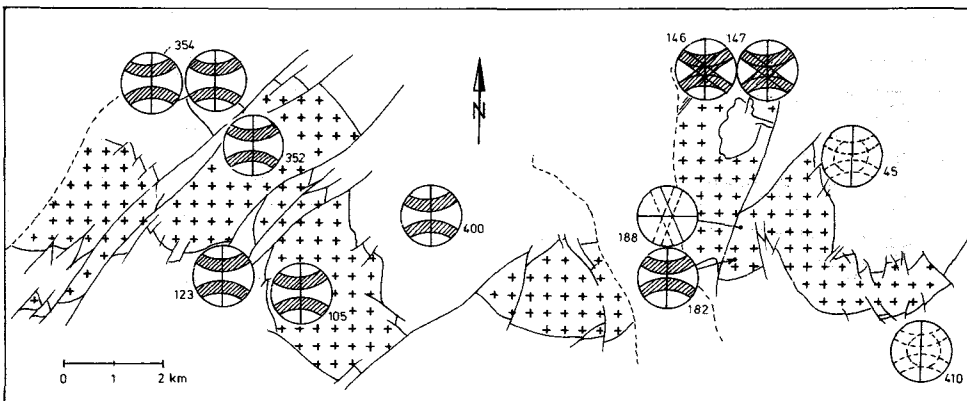


Abb. 12: Lage und Regelungstypen untersuchter Proben:
 Regelungen nach I_2 : Proben 45, 123, 105, 146, 182, 352, 354, 355, 400, 410.
 Regelungen nach s_2 : Probe 188

Deckenschüben verknüpfte Quarzteilgefüge lassen sich dagegen kaum Aussagen machen.

Regelungen nach f_2

Weit verbreitet sind asymmetrische Kleinkreisgefüge um f_2 , die sich in allen Serien finden lassen (s. Abb. 12/vgl. WEZEL 1982). Die Öffnungswinkel schwanken zwischen 90° und 110° . Auffällig ist, daß der Regelungsgrad mit zunehmender Streckung nach f_2 zunimmt. Bestes Beispiel hierfür sind die Stengelgneise, in denen es zur Ausrollung von Quarzstengeln kam.

Wichtiges Merkmal der beobachteten Kleinkreisgefüge ist die deutliche Asymmetrie mit ausgeprägten Randmaxima, die LISTER & PRICE (1978, S. 61 f.) auf präexistente Regelungen zurückführen. Hier dürften Relikte älterer, mit den Deckenschüben verknüpfter Quarzgefüge vorliegen.

Parallel zu den Kleinkreisgefügen entstehen in plattigen Quarzblastomyloniten Kreuzgürtelgefüge, die ebenfalls nach f_2 geregelt sind und sich vor allem durch ein ausgeprägtes Y-Maximum von den Kleinkreisgefügen unterscheiden (Abb. 13 b).

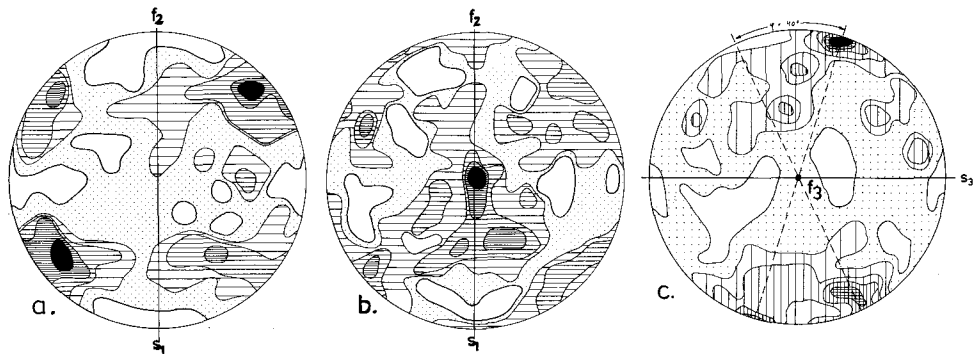


Abb. 13: Wichtigste Quarzregelungstypen im Untersuchungsgebiet.

- Kleinkreisgefüge nach f_2 (260 c / 0,3–1–2–3–4%) Biotit-Mylonitgneis (Probe 182).
- Kreuzgürtelgefüge nach f_2 (220 c / 0,4–1–2–2,5–5%) alpidischer Quarz-Blastomylonit in Plattenmyloniten.
- Regelungen nach s_3 (250 c / 0,5–1–1,5–2–2,5–3%) s_3 -Tektonit (Probe 188).

Kleinkreisgefüge um b bilden sich vorwiegend im Bereich achsialer Dehnungen sowie bei rotationellen Deformationen einfacher Scherungen (BEHR et al. 1980, S. 67). Zu ähnlichen Ergebnissen kommt LISTER (1980) über Modellrechnungen, die er für coachsiale Deformationsgeschichten durchführte. Das Nebeneinander von Kleinkreis- und Kreuzgürtelgefügen dürfte auf unterschiedliche Deformationsmechanismen zurückzuführen sein, die Lithologie-abhängig sind:

Kleinkreisgefüge finden sich vor allem in Myloniten und Phyll-(on-)iten, in denen rotationelle Deformationen möglich sind. Demgegenüber treten Kreuzgürtelgefüge meist in ungefalteten Lagen mit plattigem Habitus auf. Hier dürften während der Querfaltung einfache Scherungen auf den s -Flächen überwiegen haben. Ähnliche Erklärungen bietet VOLLBRECHT (1981, S. 44) aus der Münchberger Gneismasse an.

Anhand der beobachteten Kleinkreis- und Kreuzgürtelgefüge lassen sich die pT -Bedingungen zum Zeitpunkt der Querfaltung eingrenzen. So ermittelte BEHR (1980, S. 252) anhand von Flüssigkeitseinschlüssen für Kleinkreisgefüge um b innerhalb der Münchberger Gneismasse Bildungstemperaturen zwischen 250 – 450° C und Drucke

bis 2,5 kb. Berücksichtigt man darüberhinaus die alpidischen Mineralparagenesen, so dürften die Bildungstemperaturen bei der Querkaltung etwa zwischen 250 und 350° C gelegen haben.

Regelungen der dritten Deformation

In reinen s_3 -Tektoniten finden sich Quarzregelungen mit zwei Maxima, die mehr oder weniger senkrecht zu s_3 orientiert sind (Abb. 13 c). Derartige Gefügetypen, die modifizierte Doppelgürtelgefüge darstellen, sind auf einfache Scherungen zurückzuführen, bei denen die Gleitungen vorwiegend auf den Basisflächen der Quarze (0001) stattfinden (LISTER & WILLIAMS 1979, S. 283). In solchen Fällen ist während der Quarzachsenregelung mit niedrigeren Temperaturen und größeren strain-Raten zu rechnen (TULLIS 1977, S. 87), womit man auch anhand des Quarzachsengefüges nachweisen kann, daß die dritte Deformation in einem höheren Strukturstockwerk stattgefunden hat.

Altersdiskussion

Hinweise auf das relative Alter der einzelnen Gefügeelemente ergeben sich aus dem Vergleich mit dem tektonischen Inhalt mesozoischer Serien. Hierfür bieten sich die penninischen Bündner-Schiefer an, in denen LEDOUX (1984) vier alpidische Achsenrichtungen feststellte (f_1 bis f_4). Während die drei Richtungen f_1 bis f_3 recht gut mit entsprechenden Richtungen im Bereich der Kellerjochgneise korrelieren (s. o.), wird ein älteres, l_v/f_v entsprechendes Linear aus der mesozoischen Schieferhülle des Tauernfensters nicht beschrieben.

Das absolute Alter der mit den ältesten Deformationen verknüpften Gefüge läßt sich dank radiometrischer Altersbestimmungen von SATIR & MORTEANI (1979) näher einengen. So ermittelten SATIR & MORTEANI für die Sr-Homogenisierung der Kellerjochgneise ein Gesamtgesteinsalter von ca. 322 Mio. Jahren, das dem Alter der homogenen Mylonitisierung und damit dem Alter der Gefügeelemente s_v und l_v innerhalb der zentraleren Mylonitgneis-Partien entsprechen dürfte.

Für den Zeitraum von 370–320 Mio. Jahren postulieren FRISCH et al. (1984) südvergente Deckenbewegungen an nordgerichteten Subduktionszonen. In diesem Falle wäre die Hauptdurchbewegung der Kellerjochgneis-Masse auf eine Nord-Süd-Einengung zurückzuführen, wobei die Streckungsfaser l_v als a-Linear interpretiert werden müßte. Hinweise darauf liegen aus den homogen durchbewegten Mylonitgneis-Partien durchaus vor. Das Modell einer N-S-Einengung läßt sich jedoch nicht ohne weiteres auf die Randbereiche der Kellerjochgneise übertragen. Hier deuten die Gefügeuntersuchungen eher auf eine E-W-Einengung hin, die die N-S-Einengung ablöste und parallel zu l_v streichende Faltenachsen schuf (s. Abb. 4 b, c).

Bedeutsam sind in diesem Zusammenhang Untersuchungen von AGTERBERG (1961, S. 100), der in südalpiner variszischen Quarzphylliten eindeutig variszische, N-S-streichende Kleinfaltenachsen nachweisen konnte. Im einzelnen unterschied AGTERBERG hier zwei variszische Phasen, bei denen eine N-S-Einengung von einer E-W-Einengung abgelöst wurde.

Der im Kellerjochgebiet reliktsch erhaltene Deckenbau dürfte wohl noch in der Endphase der variszischen N-S-Einengungen entstanden sein und entspricht am

ehesten den jungvariszischen Deckenschüben unter retrograden Bedingungen, die sowohl im Ötztal- als auch im Saualpenkristallin auftreten (TOLLMANN 1977).

Danksagung

Diese Arbeit entstand an der Universität Münster unter Anregungen durch Herrn Prof. Dr. H. MILLER (Münster), dem an dieser Stelle herzlich gedankt sei.

Literatur

- AGTERBERG, F. P.: Tectonics of the crystalline basement of the Dolomites in North Italy. – Diss., 232 S., Utrecht 1961.
- BEHR, H. J., ENGEL, W. & FRANKE, W.: Guide to excursion No. 2. – Microtectonics '80, 100 S., Göttingen 1980.
- BEHR, H. J.: Polyphase shear zones in the granulite belts along the margins of the Bohemian Massif. – J. struct. Geol., 2 (1/2), 249–254, New York 1980.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P.: Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the south Armorican Shear Zone. – J. struct. Geol., 1 (1), 31–42, New York 1979.
- FLAJS, G.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. – Mitt. geol. Ges. Wien, 59/2, 157–212, Wien 1966.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F., SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rdsch., 73/1, 47–68, Stuttgart 1984.
- FUCHS, A.: Vorläufige Ergebnisse von Gefügeuntersuchungen in den Kitzbühler Alpen. – Tscherms miner. petrogr. Mitt., 3 (4), 193–202, Wien 1954.
- GSTREIN, P.: Neuerkenntnisse über die Genese der Fahlerzlagerstätte Schwaz/Tirol. – Diss. Univ. Innsbruck 1978.
- KNEIDL, V.: Geologische Untersuchungen am NW-Rand der Hohen Tauern im Gebiet zwischen Gerlos und Hintertux (Tirol). – Diss., 75 S., Erlangen 1971.
- LEDoux, H.: Die Geologie des inneren Tuxertales (Tirol, Österreich). – 224 S., Diss. Münster 1982.
- LEDoux, H.: Paläogeographie und tektonische Entwicklung im Penninikum des Tauern-Nordwestrandes im oberen Tuxer Tal. – Jb. geol. B.-A., 126, 359–368, Wien 1984.
- LISTER, G. S. & PRICE, G. P.: Fabric development in a quartz feldspar mylonite, – Tectonophysics, 49, 37–78, Amsterdam 1978.
- LISTER, G. S. & WILLIAMS, G. S.: Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. – J. struct. Geol., 1 (4), 283–297, Oxford 1979.
- LISTER, G. S.: The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. – J. struct. Geol., 2 (3), 355–370, Oxford 1980.
- METZ, J.: Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen. – Geol. Rdsch., 40, 261–275, Stuttgart 1952.
- MOSTLER, H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der nördlichen Grauwackenzone (Tirol/Salzburg). – Veröff. Univ. Innsbruck, 86, 237–266, Innsbruck 1970.
- MOSTLER, H.: Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – Veröff. der Univ. Innsbruck, 86, 237–266, Innsbruck 1974.
- PIRKL, H.: Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). – Jb. geol. B.-A., 104, 1–150, Wien 1961.
- ROEDER, D.: Geodynamics of the Alpine-Mediterranean system – a synthesis. – Eclogae geol. Helv., 73/2, 353–377, Basel 1980.
- ROTH, R.: Petrographie und Tektonik der mittelostalpinen Kellerjochgneis-Decke und angrenzender Gebiete zwischen Schwaz und Märzengrund (Tirol). – Diss. Münster 1983.
- ROTH, R.: Veränderungen im Stoff- und Mineralbestand während mehrphasiger Mylonitisierung der Kellerjoch-Gneise (Tirol). – Geol. Rdsch. 73/1, 69–89, Stuttgart 1984.
- SATIR, M. & MORTEANI, G.: Kaledonische, hercynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen, – Geol. Rdsch., 68/1, 1–40, Stuttgart 1978.
- SCHWINNER, R.: Variszisches und alpines Gebirgssystem. – Geol. Rdsch., 24, 144–159, Berlin 1933.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S., Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. – Geotekt. Forsch., 34, 1–90, Stuttgart 1970.

- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. I: Die Zentralalpen. – Wien (Deuticke) 1977.
- TULLIS, S.: Preferred orientations of quartz produced by slip during plane strain. – *Tectonophysics*, **39**, 87–102, Amsterdam 1977.
- VOLLBRECHT, A.: Die Tektogenese der Münchberger Gneismasse. – *Göttinger Arbeiten Geol. Paläont.*, **24**, 122 S., Göttingen 1982.
- WEZEL, F.: Geologisch-petrologische Kartierung des Kellerjochgebietes (Zillertal, Tirol, Österreich) unter besonderer Berücksichtigung des tektonischen Makro- und Mikrogefüges. – Diplomarbeit, TU-Berlin 1982.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 9. Juli 1984.