

| | | | |
|--------------|-------------------|------------|-----------------|
| Carinthia II | 176./96. Jahrgang | S. 179–202 | Klagenfurt 1986 |
|--------------|-------------------|------------|-----------------|

Deformationsanalyse der unteren Gneisgruppe in der südlichen Koralpe (Ostalpen)

Von Thomas FLÖTTMANN, Georg KLEINSCHMIDT und Dagmar WOLF

Mit 8 Abbildungen und 1 Tabelle

Herrn Hofrat Universitätsprofessor Dr. Franz KAHLER ergebenst gewidmet

Zusammenfassung: In der Koralpe wurde östlich von St. Georgen im Lavanttal eine Gesteinsfolge von den Zentralen Gneisquarziten bis in die Untere Schiefergneisserie strukturellgeologisch analysiert. Es ließen sich sechs Deformationsphasen mit dem zugehörigen kleintektonischen Inventar nachweisen (Abb. 5). Das zur vierten Faltung gehörende s_4 wird durch Simple Shear zum Flächengefüge des Plattengneises ausgebaut, verbunden mit einer ausgeprägten Streckung (= Plattengneislineation). Parallel zu dieser Entwicklung steigert sich von den Gneisquarziten über die sog. Übergangsgneise in die Plattengneise die Quarz-c-Achsen-Regelung. Quarzgefüge und die vierte Deformation bzw. ihre Steigerung in den Plattengneisen (mit straffer s-Flächen- und Lineationsbildung) bedeuten einen kräftigen frühalpindischen NW-Schub innerhalb eines etwa 1 km mächtigen Kristallinprofils.

Abstract: A section of the crystalline basement of the Koralpe (Eastern Alps) ranging from the "Gneisquarzite" to the "Plattengneise" has been structurally examined. Six phases of deformation were proved according to their different smallscale features (see Fig. 5). s_4 was intensified by simple shear leading to an extremely strong foliation with a related SE-NW stretching lineation within the Plattengneise. The quartz-c-axes fabric is increasingly pronounced from the Gneisquarzite into the Plattengneise. The quartz fabric and the F_4 -deformation and its subsequent intensification in the Plattengneise indicate a strong NW trending Alpine shearing in a section of the Austroalpine basement rocks more than 1 km thick.

EINFÜHRUNG UND KRISTALLIN- STRATIGRAPHIE

Die Koralpe, der südöstlichste Kristallinblock der österreichischen Zentralalpen, wird u. a. nach TOLLMANN (1977) der großtektonischen Einheit des Mittelostalpins zugerechnet. Der Gebirgszug wurde in den letzten Jahren im nördlichen und zentralen Abschnitt von BECK-MANNAGETTA (z. B. 1980a), im Süden von einer Arbeitsgruppe der TH Darmstadt (KLEINSCHMIDT et al., z. B. 1984a und b) geologisch großmaßstäblich

aufgenommen. Die Abb. 1 gibt den Abschnitt dieser Aufnahmen zwischen St. Georgen im Lavanttal und dem Krumbach in vereinfachter Form wieder (nach FLÖTTMANN 1984, KLEINSCHMIDT & FLÖTTMANN 1984, KLEINSCHMIDT et al. 1983 a, b, 1984 a, b, WOLF 1983). Die ältere, eher übersichtsmäßige Kartierung von KIESLINGER (in BECK et al. 1929) berücksichtigte in weit geringerem Maße die intensive bruchtektonische Zerstückelung und führt so besonders am Westhang der Koralpe zu einer verkehrten prostratigraphischen Gliederung der Gesteinsfolge. Aus der Gesamtaufnahme Koralpe-Süd ergibt sich die in Abb. 2 dargestellte (tek-

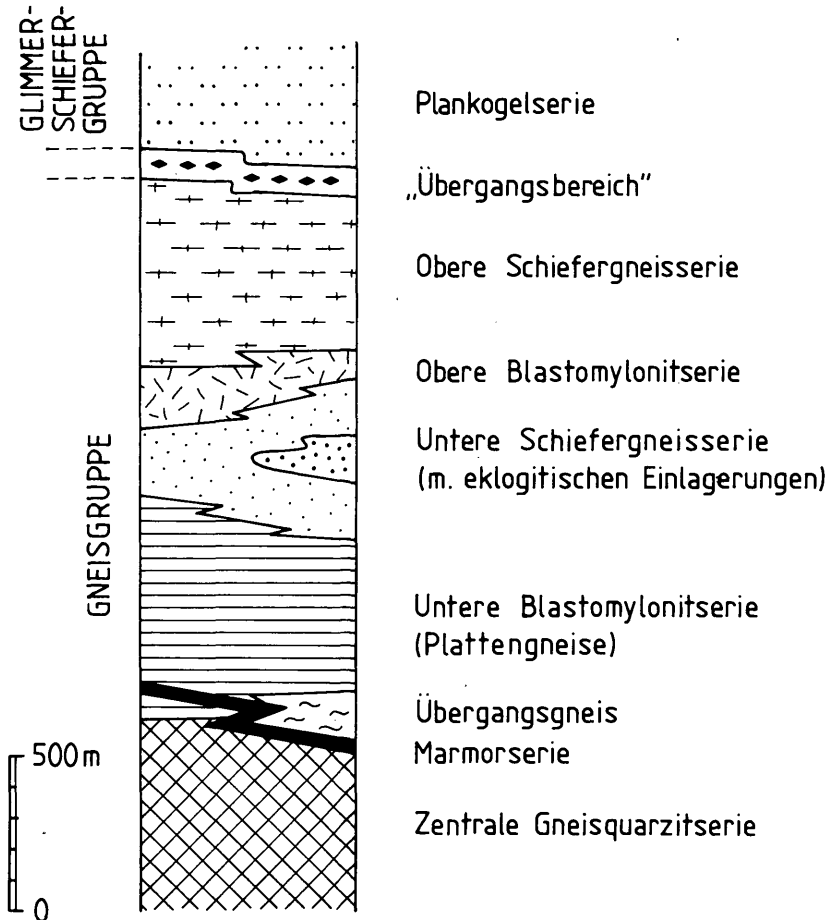


Abb. 2: Säulenprofil der tektonisch-prostratigraphischen Seriengliederung der südlichen Koralpe.

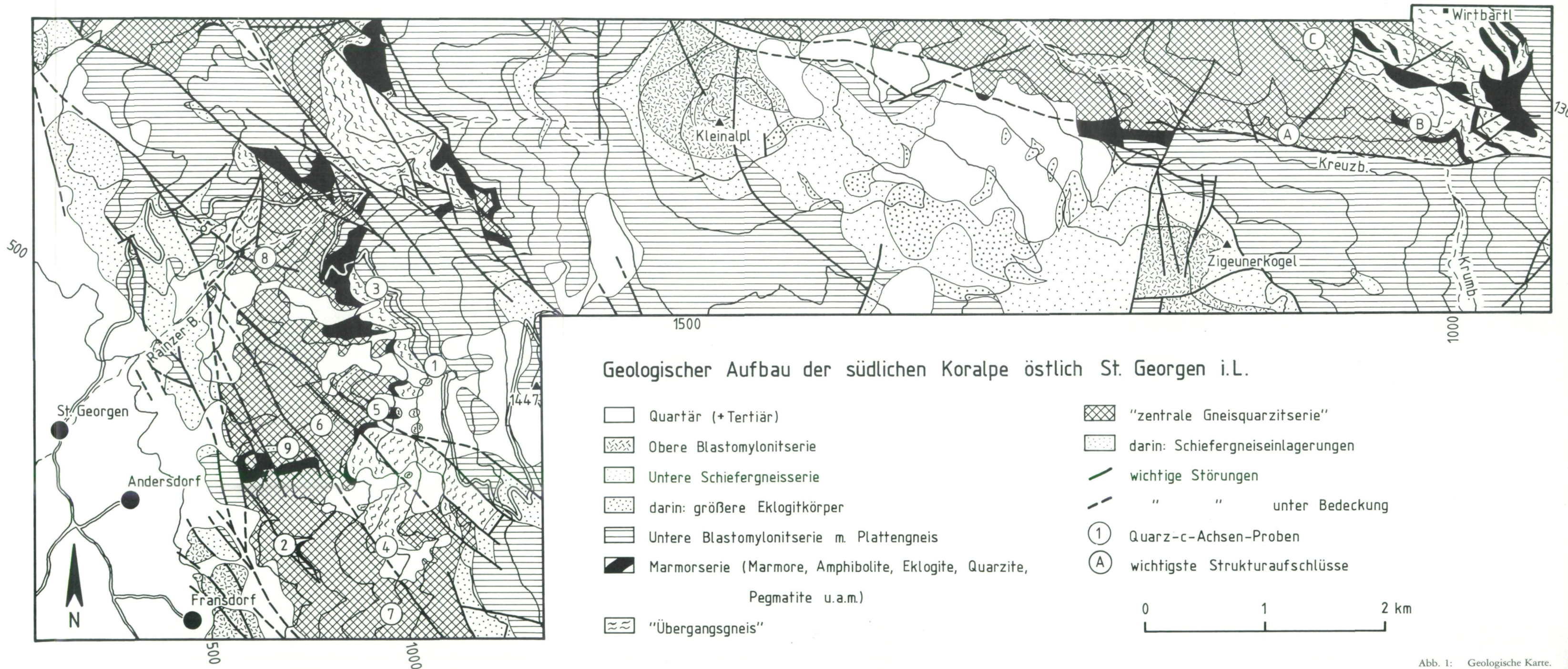


Abb. 1: Geologische Karte.

tonisch-) prostratigraphische Gliederung, die im wesentlichen mit der BECK-MANNAGETTAS (1970, 1980b) übereinstimmt (KLEINSCHMIDT & FLÖTTMANN 1984, KLEINSCHMIDT & RITTER 1976, KLEINSCHMIDT et al. 1983a, 1984b).

Unsere strukturgeologischen Untersuchungen betreffen nur den in Abb. 1 enthaltenen, d. h. den tieferen Abschnitt dieses Gesamtprofils, und umfassen den Bereich von der Zentralen Gneisquarzitserie bis in die Untere Schiefergneisserie. Eine Charakterisierung der wichtigsten Gesteine dieser Serien (vom Liegenden zum Hangenden) schließt sich an. Die höheren Serien sind z. B. ausführlicher von KLEINSCHMIDT & RITTER (1976) beschrieben.

Der Begriff „Zentrale Gneisquarzitserie“ wurde mit gewissen nomenklatorischen Varianten von BECK-MANNAGETTA (1942, 1970) für die Koralpe eingeführt und wird hier in dessen Sinn (1980b) weiterbenutzt. Die über 500 m mächtige Serie umfaßt eine Reihe blastomylonitischer, quarzitischer Gneise mit unterschiedlicher Zusammensetzung und einem breiten Spektrum geländemäßig unterscheidbarer Varianten. Dies läßt sich in den Geländebezeichnungen recht sinnfällig andeuten: „Gneisquarzit mit Disthenparamorphosen“, „glimmerrekristallreicher Gneisquarzit“, „quarz- und feldspatreicher Gneisquarzit“, „quarzreicher, großglimmeriger Gneisquarzit“, „Paramorphosenschiefer“, „Blastomylonitgneis mit Disthenparamorphosen“ u. ä. Es lassen sich demnach eher quarzitischer von eher disthen- und glimmerreichen Typen trennen, aber leider kaum kartierend über weite Entfernungen verfolgen. Allgemein lassen sich die Gneisquarzite wie folgt charakterisieren: Die Gesteine erscheinen meist relativ massig, ihre Schieferungsflächen sind selten streng parallel ausgebildet. Dies ist Ausdruck der gegenüber anderen blastomylonitischen Gesteinen schlechten Mineralregelung. Meist ist in den Gneisquarziten ein zerscherter, von Quarz- und Glimmerbändchen nachgezeichneter polyvergenter Kleinfaltenbau von Zentimeter- bis Dezimetergröße enthalten. Die Varianz der mineralogischen Zusammensetzung ist in Tab. 1 angedeutet (Gneisquarzite = Nr. 6, 7, 8); keines dieser Beispiele dürfte eigentlich mit „Gneisquarzit“ bezeichnet werden! Auffälligster Gesteinstyp der Serie ist der Paramorphosenschiefer mit bis zu 50 cm langen Paramorphosen von Disthen nach Andalusit, letztere in weniger spektakulärer und weniger erhaltener Form in der Serie weit verbreitet. In den disthenärmeren Typen wurde die unerwartete Berührungsparagenese Alkalifeldspat/Disthen des öfteren beobachtet. Wir nehmen jedoch an, daß es sich dabei nicht um eine echte Reaktionsparagenese handelt, denn die Reaktionsisograde Muskovit out = K-Fsp. + Al_2SiO_5 (ALTHAUS et al. 1970) fällt selbst in dem Al_2SiO_5 -Stabilitätsdiagramm von HOLDAWAY (1971) nie in den Disthenbereich!

Die 500–600 m mächtige Untere Blastomylonitserie besteht praktisch ausschließlich aus typischen Blastomylonitgneisen, und zwar überwiegend vom Typus der sog. Plattengneise. Diese Gesteine zeichnen

sich durch ausgesprochen ebene s-Flächen, durch eine ausgeprägte, straffe Lineation auf diesen s-Flächen, meist hervorgerufen durch extreme Zerdehnung von Feldspäten, und durch einen feinlagigen Wechsel im Millimeterbereich von hellen, feldspatreichen und dunklen, blau-violettstichigen biotit- und disthenreichen Lagen aus. Die dunklen Lagen sind meist sehr feinkörnig, die hellen enthalten stark gestreckte Feldspatauge. Beispiele für die Gesteinszusammensetzung enthält die Tabelle 1 (Plattengneise = Nr. 1 bis 3).

Zwischen beiden Serien und ihren Hauptgesteinen vermittelt nach Gefüge und Mineralbestand ein „Übergangsgneis“, von BECK-MANNAGETTA (bes. 1980a) auch „Streifengneis“ genannt. In Tabelle 1 (Nr. 4) ist ein Beispiel für die Zusammensetzung des Gesteins angegeben. Die Mächtigkeit des Übergangsgneises erreicht 150 m; er ist jedoch nicht immer zwischen Gneisquarzit- und Plattengneisserie nachweisbar.

Die Grenze Gneisquarzite/Plattengneise wird darüber hinaus in etwa durch die Marmorserie markiert. Sie durchzieht als nur 10 bis 50 m dickes Band die gesamte Koralpe im Bereich dieser Grenze. Sie ist offenbar kristallin stratigraphisch nicht ganz lagekonstant, sondern liegt im Süden unseres Arbeitsraumes (Abb. 1) etwa an der Grenznaht Übergangsgneis/Gneisquarzit, im Norden dagegen des öfteren etwas höher, so an der Grenznaht Übergangsgneis/Plattengneis, gelegentlich sogar innerhalb der Plattengneise, was im Prinzip schon KIESLINGER (1926) auffiel. Die Serie besteht nicht nur aus einer Vielzahl von Lagen und Boudins von Marmoren, darunter auch sehr grobkörnigen, sondern enthält auch Amphibolit-, Eklogit-Amphibolit-, Quarzit- und Pegmatitlinsen. Zwischen diesen Gesteinen gibt es einerseits Übergänge (z. B. Kalksilikatgesteine), andererseits scharfe Grenzen. Zu der Serie gehört das „Spitzelsofenband“ KIESLINGERS (1926), allerdings auch eine Reihe weiterer Marmore, die KIESLINGER in Unkenntnis der Bruchtektonik davon abtrennte. BECK-MANNAGETTA (1942) benutzte den Serienbegriff zunächst sehr weit, inzwischen jedoch etwa wie wir (1980b). Die große Gesteinsvielfalt dieser Serie erinnert durchaus an die Plankogelserie (Abb. 2; KLEINSCHMIDT 1975), zumal BECK-MANNAGETTA (1980b) Ultrabasite und Manganquarzite aus der Marmorserie des Blattes Wolfsberg beschreibt. Von den Gesteinstypen der Marmorserie findet hier zunächst nur ein Hornblendegneis (Tab. 1, Nr. 5) Berücksichtigung.

Die Untere Schiefergneisserie ist im größten Teil der südlichen Koralpe über 400 bis 500 m mächtig, scheint jedoch westlich des Kleinapl (Abb. 1) auf nur 50 m auszudünnen. Ihr kennzeichnendes Gestein ist ein grobkörniger Schiefergneis. Die Gesteinsbezeichnung wurde aus dem Saualpenkristallin übernommen, wo die gleichen Gesteine ausführlich von WEISENBACH (z. B. 1963, 1965) bearbeitet wurden. BECK-MANNAGETTA (1970, 1980b) nennt die entsprechenden Koralpengesteine meistens „Gneis-Glimmerschiefer“. KIESLINGER (in BECK et al. 1929) subsumiert

den größten Teil der Schiefergneise unter seinen „Injektionsglimmerschiefern“.

Wichtigstes Kennzeichen der Schiefergneise ist, daß keine Mineralgeneration wesentlich von einer postkristallinen Deformation erfaßt wurde. Dies äußert sich u. a. darin, daß die Glimmerblasten als relativ unregelmäßige, undeformierte, bis cm-große Blättchen erscheinen. In die Schiefergneismatrix dieser Serie sind vor allem Eklogit- bzw. Eklogit-Amphibolit-Körper eingelagert. Bis auf die kleinen Eklogitlinsen in der Marmorserie und seltenen Ausnahmen in den Blastomylonitserien bilden die eklogitischen Gesteine geradezu das Leitgestein für die Untere Schiefergneisserie; sie sind praktisch auf diese Serie beschränkt. Die typischen grobkörnigen Schiefergneise kommen dagegen in mehr oder weniger ausgedehnten Linsen auch innerhalb der tieferen, gelegentlich auch der höheren Serien vor. Das Schiefergneisbeispiel der Tab. 1 (Nr. 9) entstammt einer solchen Linse aus der Gneisquarzitserie.

Die Obere Blastomylonitserie (Mächtigkeit zwischen 100 und 200 m) ist vor allem weiter im Süden (Soboth-Ort) verbreitet. Im Bereich der Abb. 1 ist sie durch zwei inselartige Vorposten vertreten: südwestlich des Zigeunerkogels und wohl auch am Kleinalpl. Die Hauptgesteine dieser Serie, Blastomylonitgneise, sind nicht so ebenflächig geschiefert und weniger ausgeprägt von einer Streckungsfaser durchsetzt wie die Plattengneise. Sie ähneln daher eher den Disthenflasergneisen der Saualpe. Bemerkenswerte Einlagerungen sind Kalksilikatschiefer und -felse südlich und westlich des Zigeunerkogels, darunter Skapolith-Diopsid-Kalzitfelse, Tremolith-Diopsid-Felse und Skapolith-Kalifeldspat-Diopsid-Felse (ENGEL 1981). Ein derartiges Gestein (Biotit-Zoisit-Korund-Fels westlich Zigeunerkogel) führt poikiloblastischen Korund (FLÖTTMANN 1984), der sich sehr wahrscheinlich nach der Reaktion Paragonit = Albit + Korund + H₂O (CHATTERJEE 1970) gebildet hat.

PROBLEMSTELLUNG

Zwei tektonische Hauptprobleme konnten (u. a.) bisher in der Koralpe nicht oder nur ansatzweise gelöst werden:

- (1) die Entwirrung der Mehrfachdeformation,
- (2) die Ermittlung der Hauptrichtung(en) des tektonischen Transports.

Zu (1): Heteroaxiale, polyphase Einengungstektonik wurde in der Koralpe immer wieder nachgewiesen (z. B. BECK-MANNAGETTA 1951, KLEIN-SCHMIDT & RITTER 1976), jedoch bereitete eine Korrelation der einzelnen Deformationsphasen von Aufschluß zu Aufschluß Schwierigkeiten. Ein Ziel war daher, eine konsistente Deformationsanalyse von der Zentralen Gneisquarzitserie mit ihren leicht deutbaren Faltenbildern in die Plattengneise hinein zu versuchen (siehe Faltenanalyse), etwa so, wie es beispiel-

haft für die höheren Einheiten der Muralpen durch v. GÖSEN (1982) in den Gurktaler Alpen gelang.

Zu (2): Für alle Deformationsphasen stellt sich nicht nur die Frage nach dem Deformationsmechanismus (Faltung oder verschiedenartige Scherungen oder Kombinationen von Faltung + Scherung), sondern vor allem auch die Frage nach der jeweiligen Hauptrichtung des tektonischen Transports. Dieser Frage soll wenigstens für die das Gesteinsgefüge hauptsächlich prägende Deformation nachgegangen werden (siehe Quarzgefüge-Analyse), und zwar ebenfalls im Profilausschnitt von den Zentralen Gneisquarziten bis in die Plattengneise. Erste derartige Untersuchungen liegen bisher vorwiegend aus den Plattengneisen vor (FRANK et al. 1983). Wir wollten die (liegenden) Nachbargesteine mit einbeziehen, auch um zu den folgenden Nebenproblemen Stellung nehmen zu können:

Die weiteren Fragen, die wir (1) mit Hilfe der Analyse der Mehrfachdeformation (Kap. Faltenanalyse) und/oder (2) mit der Bestimmung der tektonischen Transportrichtung (Kap. Quarzgefüge-Analyse) zu klären versuchen, sind:

- In welchen Gesteinstypen der Koralpe hat die Hauptdeformation stattgefunden? (1), (2). WEISSENBACH (1965) hatte die entsprechenden Schiefergneise der Saualpe gegenüber den Blastomylonitgneisen als stärker deformiert, weil stärker „rekristallisiert“, aufgefaßt.
- Was bedeutet die sog. „Plattengneislineation“ mechanisch? (1), (2). Alle Autoren sind sich mehr oder weniger darüber einig, daß es sich nicht um ein Runzel- oder Schnittkanten-, sondern um ein Streckungslinien handelt. Unklar ist bisher, wie der zugehörige Deformationsakt zu indizieren ist, und vor allem, ob es sich um eine Streckung parallel „B“ oder parallel tektonisch „a“ handelt. BECK-MANNAGETTA (1947 cum lit., 1951, 1980b) und HERRMANN et al. (1979) sprechen sich für eine B-Parallelität der Plattengneislineation aus, zugleich schließt ersterer auf eine zugehörige westvergente, präalpidische Tektonik. BECKER (1976) geht davon aus, daß die Plattengneislineation einer Streckung in „a“ entspricht, vernachlässigt aber etwas den polyphasen Deformationscharakter; auch FRANK et al. (1981) interpretieren die Plattengneise als a-Tektonite.
- Wie ist die Feinlagigkeit der Plattengneise zu deuten? (1). Handelt es sich um eine reliktsche, sedimentogene Feinschichtung, wie HERITSCH (1978) annimmt? Oder handelt es sich nicht vielmehr um eine tektonisch-metamorphe Bänderung durch metamorphe Differentiation?

NOMENKLATORISCHE VORBEMERKUNG

Im anschließenden Text benutzen wir die folgenden, weitgehend üblichen tektonischen Kürzel bzw. Symbole:

| | |
|--------------------------|---|
| F _{1, 2, ...} | erste, zweite, ... Faltung bzw. Deformation, dementsprechend: |
| B _{1, 2, ...} | = erste, zweite, ... Faltenachse, Falte, |
| S _{1, 2, ...} | = erste, zweite, ... Schieferung, |
| str _{4, 5, ...} | = vierte, fünfte, ... Streckung(sfaser), |
| L | = Lineation, |
| X, Y, Z | = Achsen des Strain-Ellipsoids. |

Die Begriffe „Stress“ (= Spannung, Beanspruchung) und „Strain“ (= Deformation) werden im Sinne MEANS' (1976) verwendet, die Termini

„Pure Shear“ (= reine, zweisecharige Scherung) und „Simple Shear“ (= einfache, einscharige Scherung) im Sinne RAMSAYS (1967).

FALTENANALYSE

Die Strukturanalyse der Falten- und Deformationsfolge wurde exemplarisch an einem Profil nördlich des Kreuzbaches durchgeführt. Durch junge Bruchtektonik weitgehend unbeeinflusst, kommt hier eine Abfolge von Gneisquarziten über die Übergangsgneise bis zur Unteren Blastomylonitserie (Plattengneise) vor.

Als Grundlagen für die Faltungsuntersuchungen dienten die Arbeiten von NABHOLZ & VOLL (1963) und VOLL (1960, 1969). Danach bilden sich im Zuge erster Deformation s_1 -parallele Quarzlagen, die – von den nachfolgenden Faltungen überprägt – ein Bezugssystem zur Indizierung der Faltenphasen darstellen. Somit ließ sich die erste, zur Anlage der Gänge führende Faltung als F_1 , deren Wiederfaltung als F_2 , die dritte Faltung als F_3 usw. indizieren. Allerdings können einzelne Faltungsphasen lokal nicht ausgebildet sein, so daß auf F_2 nicht unbedingt F_3 , sondern z. B. F_4 folgen kann. Der Begriff „Phase“ bezeichnet nicht, wie früher üblich, ein größeres orogenetisches Ereignis, sondern mehrere „Phasen“ beschreiben lediglich ein zeitliches Nacheinander, das zunächst durchaus einem einzigen orogenetischen Großereignis angehören könnte.

Erschwert werden die Untersuchungen durch eine nach ersten Einengungsphasen auftretende, durchgreifende Zerschering des Kristallins, so daß nur selten zusammenhängende Faltenstrukturen und Überprägungsphänomene verschiedener Faltungsphasen studiert werden können. Vielmehr täuschen die diversen Blastomylonite, insbesondere die feinzeilig-lagig strukturierten Plattengneise, trotz ihrer mehrphasigen Durchbewegung eher eine ruhige Lagerung vor. Infolgedessen basieren die Untersuchungen der Faltungsphasen auf einer begrenzten Anzahl von Schlüsselfunden, an denen der komplexe strukturelle Werdegang des Koralpenkristallins ablesbar ist (vor allem Punkte A, B, C der Abb. 1).

1. Die Faltungen F_1 bis F_4

Von dem ersten Deformationsakt zeugen lediglich s_1 -parallele Quarzgänge. Direkt können zugehörige B_1 -Falten im Kristallin nicht mehr beobachtet werden. Die älteste beobachtbare Falten-generation legt die s_1 -parallelen Quarzgänge in Falten und ist somit als B_2 indiziert worden.

Die B_2 -Falten sind isoklinal ausgebildet und meist nur durch feine (mm-dicke), zwischen den Faltenchenkeln auftretende Glimmerbändchen als solche erkennbar. Die Umbiegungen sind lediglich andeutungsweise sichtbar. Durch eine mit der Bildung einhergehende Plättung werden die B_2 -Falten zu bis halbmeterlangen, boudinartigen Relikten auseinandergezogen. Die Achsenrichtungen der zumeist liegenden B_2 -Falten

divergieren. Häufig kann ein NW–SE-Streichen mit flachem Einfallen nach SE und NW beobachtet werden.

B_3 verfault halboffen um öfters steilstehende NW–W fallende Achsen eine mit B_2 angelegte, aus parallel geregeltem Glimmer I gebildete Schieferung. Diese im Arbeitsgebiet selten ausgebildete Faltenordnung ist an zentimeter- bis dezimetergroßen Falteninterferenzmustern zu erkennen (Abb. 3), die sie mit den jüngeren B_4 -Falten bildet („Fold interference pattern“ nach RAMSAY 1967). Da B_4 direkt meßbar ist, wurden die B_3 -Achsenlagen relativ dazu anhand des von THIESSEN & MEANS (1980) systematisierten Interferenzschemas ermittelt. Anschnitteffekte bedingen jedoch Unsicherheiten bei der Bestimmung der B_3 -Achsen. Eine gleichzeitige Bildung von B_3 und B_4 durch allseitige Verkürzung des Deformationsellipsoids im Sinne RAMSAYS (1967:112) ist unwahrscheinlich, weil die B_3 -Achsenebenen durch die F_4 -Faltung verbogen werden. Es entstehen triklone Faltsymmetrien. Die letztere Phase erfolgte also zeitlich später (Abb. 3). Ebenso sprechen die deutlich voneinander verschiedenen Faltenachsenlagen (unterschiedliches Stressfeld) gegen eine zeitgleiche Anlage.

Die relativ offenen, manchmal spitzwinklig ausgebildeten, bis zu mehrere Dezimeter Amplitude erreichenden liegenden B_4 -Falten sind das prägende Strukturelement der Gneisquarzite. B_4 verfault häufig annähernd koaxial B_2 . Dies wird angezeigt durch oft beobachtbare, zuvor isoklinal verfaultete, dann durch B_4 in offene Falten gelegte Quarzgänge. Ebenso werden vorher boudinierte B_2 -Relikte in die weitere Deformation einbezogen und mitgefaltet.

Die B_4 -Achsen fallen in den basalen Teilen der Gneisquarzitserie mit $10\text{--}40^\circ$ nach SE bis S ein, während in den höheren Abschnitten flache, bisweilen leicht N- bis NW-geneigte Achsenlagen auftreten. Im Gegensatz zu den älteren Phasen wird mit F_4 eine straffe, das Korngefüge durchsetzende, meist zweischarig angelegte axial-planare Schieferung (s_4) gebildet, in der Glimmer eingeregelt sind (Abb. 3).

2. Die progressive Zerschering

Die geschilderte Beobachtung konnte in erster Linie in den Gneisquarziten nördlich des Krumbaches (Abb. 1) gemacht werden. Die mit F_4 angelegte Schieferung ist besonders für die Strukturentwicklung der höheren Anteile des Kristallins (Übergangs-/Plattengneise) von großer mechanischer Bedeutung. An s_4 erfolgen hier in den gesamten Gesteinsverband eingreifende Deformationen, die sich bezüglich des Beanspruchungsplanes von den vorhergegangenen unterscheiden: Nach Faltenbildung in einem vorwiegend durch Pure Shear beherrschten Strainfeld rotieren die Achsenebenen durch eine stärker wirksam werdende Simple-Shear-Komponente in die heute vorherrschende liegende Position.

An der durch s_4 -parallele Glimmerlagen bedingten Schieferungsanisotro-

pie setzt eine annähernd horizontal verlaufende Zerschierung der B_4 -Falten ein. Die initialen Scherbewegungen sind wenig richtungs konstant. NW–SE wie auch W–E gerichtete Relativbewegungen treten auf. Ebenso sind die Bewegungen in der Vertikalen zunächst wenig gleichgerichtet. Neben den an s_4 verlaufenden Bewegungen werden in einem Winkel von $10\text{--}30^\circ$ dazu verlaufende Scherzonen aktiviert (s_4'), die ältere Bahnen durchschneiden und teilweise ihrerseits von noch jüngeren durchschlagen werden. (Die durch Scherung gebildeten Schieferungsflächen werden im folgenden als

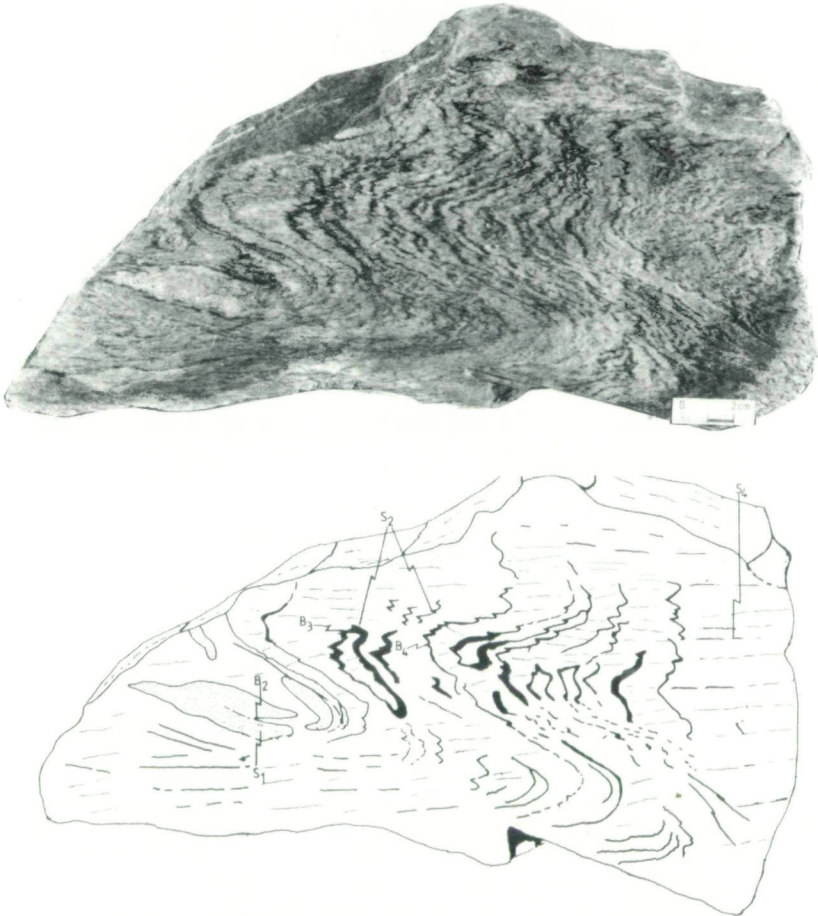


Abb. 3: Gneis Quarzit, Probe A. Ein parallel s_1 angelegter Quarzgang wird durch B_2 isoklinal verfault ($B_2 = 160/10$ SE), B_3 und B_4 bilden Falteninterferenzstrukturen miteinander aus ($B_3 = 280/80$ NW; $B_4 = 170/30$ SE). Mit B_4 bildet sich ein axial-planares s_4 .

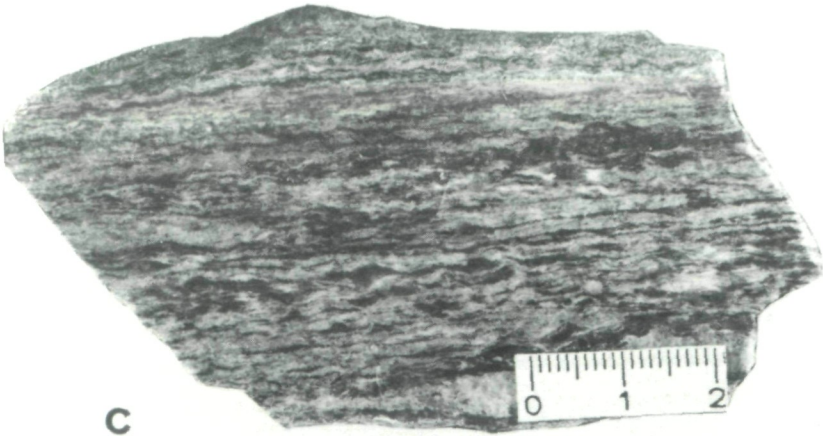
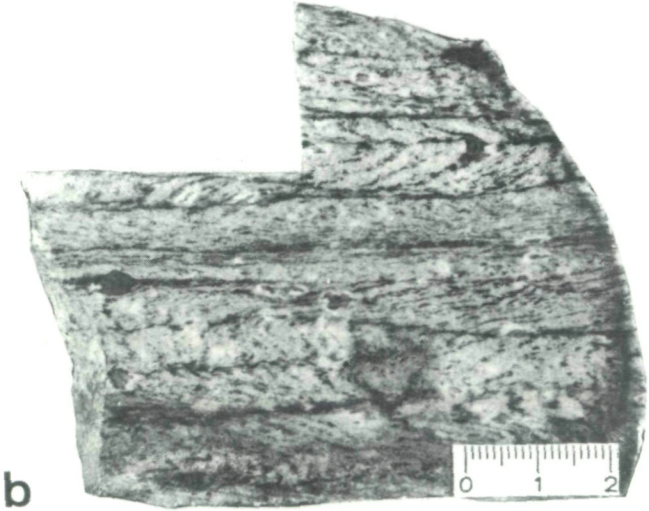
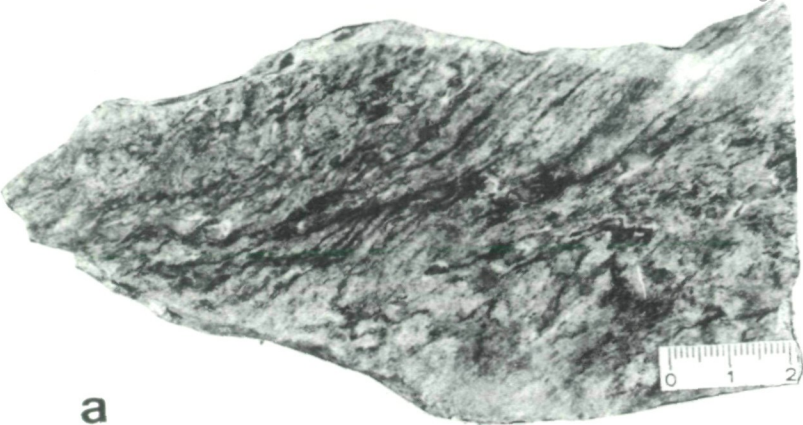
s_4' bezeichnet, um sie von den älteren und jüngeren Schieferungen zu unterscheiden.)

Die Orientierungsschwankungen der Scherbahnen sind auf eine Änderung in der Orientierung des anfänglich wirksamen Stressfeldes und der dadurch bedingten Lageänderung der Hauptachsen des Deformationsellipsoids zurückzuführen (RAMSAY & GRAHAM 1970). Dementsprechend legen sich jüngere Bahnen so an, daß sie unter geringstmöglichem Widerstand durch das Gestein fortschreiten können, und deshalb nehmen sie je nach Stressfeld und Gesteinshomogenität von den ersten Scherungen unterschiedliche Lagen ein. Die laterale Ausdehnung einzelner Scherbahnen ist bemerkenswert unterschiedlich; sie reicht von mehreren Metern bis zu wenigen Zentimetern.

Die starke Simple-Shear-Einwirkung auf das zuvor mehrfach überprägte Kristallin verursacht eine Vielzahl von oft nur schwer voneinander unterscheidbaren Kleinstrukturen. Gleichzeitig mit der Zerschierung des Faltenbaues werden an den Scherbahnen mit unterschiedlichem Bewegungssinn Fiederklüfte gebildet. Diese weiten bei zunehmender Rotation auf und nehmen fältelungsähnliche Formen an. Die Enden der Fiederklüfte schwänzen entgegen dem Schersinn aus, wogegen gescherte Faltenrelikte in Richtung der Scherung ausgelängt werden. Zwischen den beiden in stark deformierten Bereichen sehr ähnlich aussehenden Strukturen muß unterschieden werden, um den Bewegungssinn an einer Scherfläche ermitteln zu können. Tatsächlich voneinander unterschiedliche relative Schersinne verschiedener Flächen ergeben sich dadurch, daß auf engem Raum einscharig mit zweischarig ausgebildeten Schersystemen wechseln. In dem ersten Fall werden typische fischgrätenähnliche Muster ausgebildet. In Bereichen mit stark erhöhten Strain-Raten werden Glimmer älterer, zum Teil schon zerscherter Schieferungen nahezu parallel den Scherbahnen eingelenkt, wodurch die älteren Vorzeichnungen unkenntlich werden und gleichsam fließend in die stärker wirksame Scherschieferung übergehen (Abb. 4).

In den höheren Abteilungen der Gneisquarzite in der Nähe der Übergangsgneise bilden sich im Kristallin in immer engeren Abständen (Zentimeter bis Millimeter) Scherbahnen. Die meisten der im Basalen prägenden B_4 -Falten wie auch das vorher beschriebene kleintektonische Inventar weichen der durch die zunehmende Zerschierung gebildeten Schieferung (s_4') (Abb. 4). Es kommt dabei durch Zusammenwirken von Pure und Simple Shear zu einer starken Plättung und Rotation von älteren Schie-

Abb. 4: Bildfolge zur Verdeutlichung des progressiven Eingreifens der s_4' -Scherschieferung in das zuvor mehrfach überprägte Kristallin.
a: zweischarig angelegtes s_4' durchschneidet das mit B_2 angelegte s_2 . Kleinfaltenrelikte unten rechts. Gneisquarzit.
b: s_4' engständiger und richtungskonstanter. Ältere Schieferungen, Kleinfalten und Fiederklüfte werden zunehmend von s_4' überprägt. Höherer Gneisquarzit.
c: Dominanz der s_4' -Schieferung in Übergangsgneis.



ferungen, Faltenresten, Fiederklüften usw. in eine den Scherbahnen parallele Lage. Gleichzeitig oder anschließend werden die meisten älteren Vorzeichnungen zerschert und ausgewalzt.

In den stark gescherten Gneisquarzitpartien ist auf den s-Flächen immer häufiger eine NW–SE bis NNW–SSE gerichtete Linéation (str.₄) zu beobachten. Diese ist in der Unteren Blastomylonitserie (Plattengneise), bedingt durch den erhöhten Feldspatanteil des Gesteins, wesentlich deutlicher ausgebildet und verläuft in gleicher Richtung (Abb. 5).

Am Top der Übergangsgneise und insbesondere in den stark ausgewalzten Plattengneisen nimmt der anastomosierende Charakter von s₄' kontinuierlich ab, und die engständigen s₄'-Flächen werden strenger parallel gerichtet. Dies legt nahe, daß die Schieferung sich fortschreitend immer mehr parallel der XY-Ebene des nunmehr richtungskonstanten, generell wirk-samen Strain-Ellipsoids bildete (BELL 1978).

Die Übergangs- und Plattengneise sind somit als die am stärksten deformierten (zerscherten) Gesteinsprodukte einer starken, diskontinuierlich in das Kristallin eingreifenden Scherung anzusehen.

3. Die Faltungen F₅ und F₆

Die Übergangsgneise (und darin besonders die quarzitischen Varianten) und Plattengneise sind öfters durch zumeist offen ausgebildete Sattel- und Muldenstrukturen verfalzt, deren Wellenlänge zwischen Dezimetern und mehreren Metern, in einem Fall sogar über 100 m beträgt. Die Amplituden erreichen in den meisten Fällen nur wenige Meter (z. B. Abb. 1, Pkt. B). Verschiedene Gründe zeigen an, daß es sich hierbei um von den vorherigen unabhängige, später gebildete Faltenphasen handelt:

Die zur Genese der Übergangs- bzw. Plattengneise führenden Scherprozesse müssen weitgehend abgeschlossen gewesen sein, bevor die Wiederfaltung einsetzte, da durch diese das zuvor durch F₁ bis F₄ verfaltete und anschließend zerscherte Kristallin erneut in Falten gelegt wird.

Die durch Zusammenspiel von Deformation und Rekristallisation geschaffene kompakte Lagentextur der Übergangs- und Plattengneise ermöglicht nur einen offeneren Faltenbau, der sich in Stil und Dimensionen deutlich von dem der früheren Phasen unterscheidet (enger, kleinerer Faltenwurf).

Das isoklinalisierte Relikt einer der früher gebildeten Falten (höchstwahrscheinlich B₁), das im Sattel einer späteren, größeren Falte beobachtet wurde, zeigt aufgrund der Lang-kurz-Beziehungen der Faltenschenkel (Z-Struktur), daß es nicht als Schleppefalte zugleich mit der Großstruktur gebildet sein kann (Abb. 5).

Die Pole der gemessenen bzw. auf dem SCHMIDT'schen Netz konstruierten, nach obigen Kriterien als „späte Phasen“ eingestuft Falten weisen deutlich in zwei Richtungen: 100 bis 130° und 40 bis 70°. Es scheint daher wahrscheinlich, daß es sich um eine zweifache Überfaltung nach der Hauptdeformationsphase handelt, die als F₅ (mit B₅) bzw. als F₆ (mit B₆) zu indizieren ist (Abb. 5). Dies wird durch den Kartierbefund in der vom Gasthaus Wirtbartl nach SSE reichenden Marmorserie bestärkt, worin ebenfalls ein großräumiger NW-SE-Faltenbau von jüngeren SW-NE-

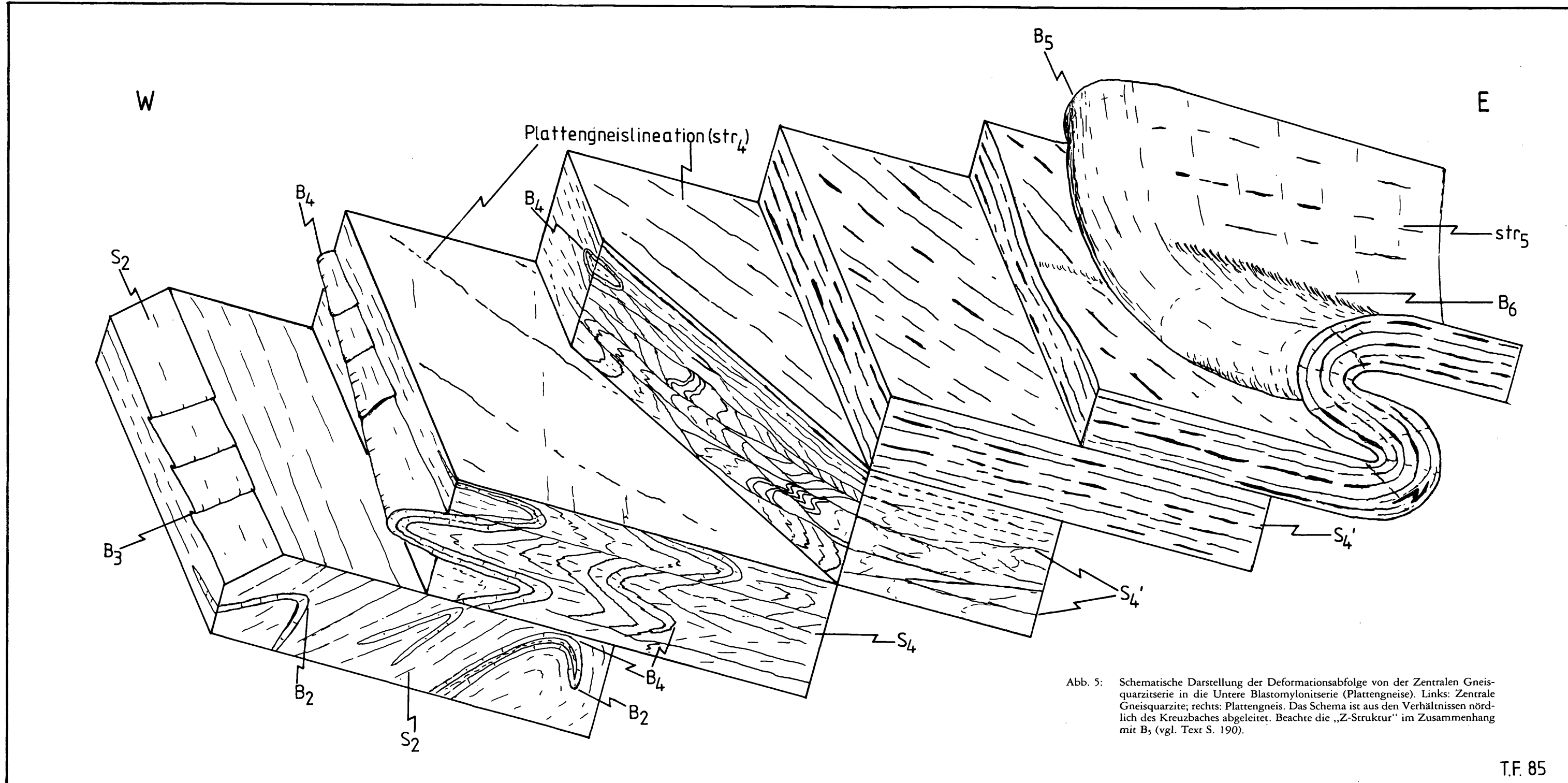


Abb. 5: Schematische Darstellung der Deformationsabfolge von der Zentralen Gneisquarzitserie in die Untere Blastomylonitserie (Plattengneise). Links: Zentrale Gneisquarzite; rechts: Plattengneis. Das Schema ist aus den Verhältnissen nördlich des Kreuzbaches abgeleitet. Beachte die „Z-Struktur“ im Zusammenhang mit B₅ (vgl. Text S. 190).

Strukturen überprägt wird. Achsenrichtungen sowie obengenannte zeitliche Abfolge stimmen auch gut mit den von ENGEL (1981) und HESSMANN (in KLEINSCHMIDT et al. 1983 b) in benachbarten Platten- und Schiefergneisfolgen kartierten Faltenachsen überein. Unsere B_5 - und B_6 -Achsen entsprechen den von den o. a. Autoren als B_3 bzw. als B_4 indizierten Falten.

4. Plattengneislineation (str_4)

Die generelle NW-SE-Richtung der Plattengneislineation stimmt gut mit der beobachteten Scherrichtung im Kristallin überein. Allein dieser Befund legt nahe, daß die Lineation in Richtung des tektonischen Transports verläuft, somit als a-Tektonit anzusehen ist. Ein Widerspruch zur Deutung der Plattengneislineation als Streckungsfaser parallel tektonisch „a“ scheint darin zu liegen, daß Faltenachsen zumeist kleinerer Falten (Dezimeter- bis Metergröße) bisweilen parallel zur Lineation verlaufen. Dies bewirken zwei voneinander unabhängige Mechanismen:

(1) Selbst in den stark zerscherten Übergangsgneisen sind manchmal isoklinale Falten erhalten, die deutlich das oben beschriebene B_2 - B_4 -Überprägungsmuster zeigen, somit vor dem „Plattengneisereignis“ gebildet wurden. (Die erhaltenen Faltenstrukturen sind allesamt durch starke s_1 -parallele Quarzgänge nachgezeichnet, so daß anzunehmen ist, daß sie der Scherung einen mechanischen Widerstand boten und erhalten blieben.) Die B_4 -Faltenachsen verlaufen in den Übergangsgneisen jedoch meistens parallel der Lineation (Abb. 6), wohingegen B_4 -Achsen in den tiefer liegenden, geringer gesicherten Gneisquarziten in einem Winkel von ca. 50 – 80° zur Scherrichtung (= Lineationsrichtung) liegen.

Die in den höheren Abteilungen der Gneisquarzite und in den Übergangsgneisen herrschenden hohen Strain-Raten bewirken zunächst eine Isoklinalisierung der B_4 -Falten, die die Zerschering überdauerten. Analog BELL (1978) ist weiterhin anzunehmen, daß die Paral-

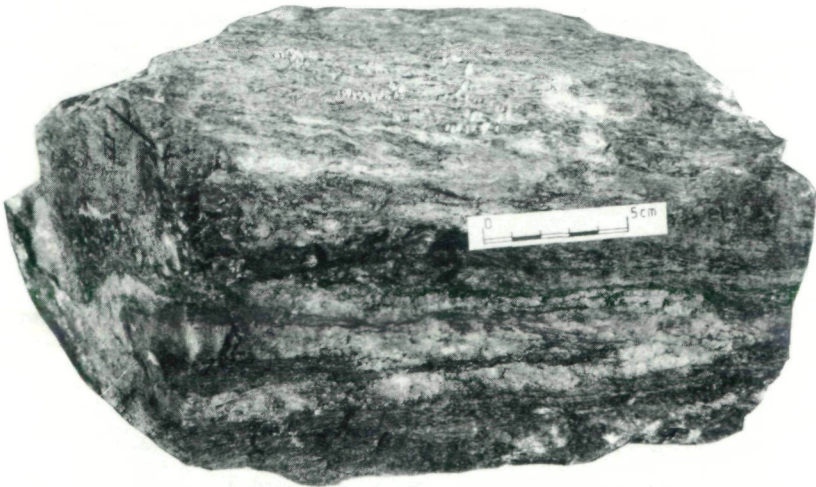


Abb. 6: Übergangsgneis, Probe C. B_2 -Isoklinalfalten, die durch B_4 nochmals verfal­tet werden. B_2 - und B_4 -Achsen liegen hier parallel zur Lineation.

leilität von B_4 -Achsen und Lineation in den Übergangsgneisen auf eine Rotation der Faltenachsen zurückzuführen ist: Wie oben gezeigt, ist davon auszugehen, daß sich die Lineation parallel der X-Achse des Strain-Ellipsoids bildete. Daher müßten die B_4 -Falten, wären sie nach dem gleichen Beanspruchungs- und Deformationsplan gebildet worden, zu jeder Zeit parallel zur Lineationsrichtung gelegen haben, da Einengungen hauptsächlich entlang der Z-Achse des Deformationsellipsoids erfolgen, d. h. senkrecht zur X-Achse. Die B_4 -Achsen liegen aber in den tieferen, geringer gescherten Teilen der Gneisquarzitserie in einem stumpfen Winkel zur Lineations- bzw. Scherrichtung. Diese Beobachtung zeigt, daß B_4 unter Einwirkung eines Beanspruchungsplanes gebildet würde, der nicht in direktem Zusammenhang mit der Plattengneistektonik stand. Mit zunehmender Scherungsintensität im Zentrum der Scherzone kommt es zu einer für Simple-Shear-Tektonik typischen Rotation älterer Vorzeichnungen (hier B_4 -Achsen) in eine der X-Achse des Strain-Ellipsoids parallele Lage (= parallel zur Lineation) (dazu vgl. JOHNSON 1968, SANDERSON 1973).

(2) Häufiger zu beobachten ist eine (zumeist nur annähernde) Parallelität von B_5 -Falten mit der Lineation. Dies ist dadurch zu erklären, daß die zuvor gebildete Lineation bei stärkerer Deformation mitgefaltet wird, wobei die Achsenrichtungen eher zufällig mit der Lineationsrichtung übereinstimmen. Es kann dabei lokal zur Bildung eines neuen Linears (str_5) nach dem von VOLL (1960) beschriebenen Anlagemechanismus (senkrecht zur Faltenachse) kommen (ENGEL 1981). Faltungsbedingtes Linear und Plattengneislineation bilden dabei einen Winkel zueinander.

QUARZGEFÜGE-ANALYSE

Für die Quarzgefüge-Untersuchungen wurden aus der unteren Gneisgruppe (Zentrale Gneisquarzitserie bis Untere Blastomylonitserie) zehn Proben (Abb. 1; Tab. 1) orientiert entnommen. Pro Schriff sind dabei statistisch über alle Korngenerationen verteilt ca. 200 c-Achsen am U-Tisch eingemessen sowie die Lage des Hauptprismas ($10\bar{1}0$) – in Probe (1) zusätzlich ($11\bar{2}0$) – und des Rhomboeders ($10\bar{1}1$) mit Hilfe des Röntgexturgoniometers bestimmt worden. Entsprechend den makroskopisch bzw. mikroskopisch sichtbaren Gefügeheterogenitäten, auf deren Basis die Kartierung durchgeführt wurde, besitzen auch die Quarzgefüge große Unterschiede und werden nachfolgend als ein Profil mit zunehmen-

| | (1) | (2) | (3) | (4) | (5) | (6) | (7) | (8) | (9) |
|---------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Quarz | 53 | 30 | 36 | 35 | 33 | 31 | 9 | 7 | 27 |
| Plagioklas I | – | – | – | 7 | 1 | 6 | 14 | 5 | 14 |
| Alkali-Fsp. I | – | – | – | 5 | 1 | 9 | 7 | 6 | 2 |
| Feldspat II | + | 26 | 18 | – | – | – | – | – | – |
| Muskovit I | + | + | 4 | 9 | 1 | 6 | 9 | 17 | 24 |
| Muskovit II | 3 | 8 | 15 | 23 | 29 | 8 | 15 | 22 | 2 |
| Biotit I | 1 | + | 2 | 1 | 11 | 6 | 12 | 13 | 15 |
| Biotit II | 9 | 20 | 14 | 5 | 2 | 14 | 16 | 9 | 2 |
| Granat | 3 | 10 | 6 | 10 | 7 | 9 | 16 | 12 | 11 |
| Disthen | 29 | 2 | 3 | 1 | 2 | 10 | + | 3 | + |
| Hornblende | – | – | – | – | 6 | – | – | – | – |
| Erz/Akzess. | 2 | 4 | 2 | 4 | 7 | 1 | 2 | 6 | 3 |

Tab. 1: Prozentuale Zusammensetzung der untersuchten Proben. Probe 1–3 = Plattengneis; 4 = Übergangsgneis; 5 = Hornblendegneis; 6–8 = Gneisquarzit; 9 = Schiefergneis (+ = „vorhanden“; – = „nicht beobachtet“).

dem Regelungsgrad dargestellt. Diese Tendenzen bei der Quarzregelung, zunehmender Plattigkeit und Korngrößenreduktion als Produkt intensiverer Rekristallisation (Glimmer, Quarz, Feldspat) und Durchbewegung führen vom Schiefergneis zum Plattengneis.

Die geringmächtigen Schiefergneiseinlagerungen in der Gneisquarzitserie entsprechen zwar nicht völlig dem typischen Schiefergneis höherer Serien mit nur einer undeformierten Glimmergeneration und ohne feines Glimmerrekristallinat; sie unterlagen jedoch deutlich geringerer Deformation als die Gneisquarzite in der direkten Umgebung. In gleicher Weise kann man das Quarzgefüge von Probe (9) (Schiefergneis) als eine ungestörte, ältere Regelung mit zwei sich kreuzenden und nach SW bzw. NE einfallenden Gürteln interpretieren (Abb. 7, Fig. 9). Möglicherweise ging diese Bildung mit der B₂- bzw. B₃-Tektonik (siehe Faltenanalyse) einher.

Eine allmählich stärker werdende Deformation der Glimmer führt zu den Gneisquarziten der Probe (8) und weiter zu (7). Die Zerschering ist jedoch noch so gering, daß das ältere, in den Schiefergneisen unberührte Quarzgefüge nur wenig gestört wird (Abb. 7, Fig. 8 und Fig. 7). Dies äußert sich in dem Ausbruch einiger c-Achsen in Richtung der bisher polfreien Regionen (NE und SW). Der in diesen beiden Proben sehr geringe Quarz- und hohe Glimmergehalt haben sich dabei zusätzlich störend auf eine straffere Regelung ausgewirkt.

In einem weiteren Typ Gneisquarzit (Probe (6)) mit deutlich höherem Rekristallisationsgrad und ausgeprägterer Plattigkeit hat sich die Regelung zwar mit großer Streubreite, aber trotzdem klar in NE–SW-Richtung durchgesetzt, was ein erster Hinweis auf die NW–SE-Bewegung ist (Abb. 7, Fig. 6). Durch einen gleichmäßig besetzten Gürtel senkrecht zu dem c-Achsen-Maximum zeigt das Röntgendiagramm auch zum ersten Mal eine Regelung von Prismenflächen, deren Reflexe zuvor in den Proben (7) bis (9) noch wenig differenzierte Diagramme ergaben (ohne Abb.). Nicht abgebildet ist ebenfalls der Befund aus einem der Quarzgänge, die die Gneisquarzite großzügig durchschwärmen. Auch hier zeigt sich das gleiche Bild: reliktsche c-Achsen, die einen \pm senkrecht stehenden NW–SE streichenden Gürtel beschreiben, und ein neues, fast horizontales Maximum in der NE–SW-Richtung.

Der Marmorserie entstammt ein Hornblendegneis (5), in dem sich die Quarz-c-Achsen fast vollständig auf dem NE–SW streichenden Gürtel mit einem Winkel zu s eingeregelt haben (Abb. 7, Fig. 5). Eine bevorzugte Orientierung von (10 $\bar{1}$ 1) und (10 $\bar{1}$ 0) ist aber noch immer nicht erkennbar gewesen. Diese wurde zum ersten Mal bei dem Übergangsgneis (4) deutlich und erlangt in einem Quasi-Einkristallgefüge der Plattengneise ein Optimum (s. u.; Abb. 8). In zunehmendem Maße ergibt sich dabei ein Punkt-Maximum der c-Achsen parallel s (= s₄') und senkrecht zur Lineation. Dieses Gefügebild ist als Produkt in den am stärksten durchbewegten und rekristallisierten Gesteinen, den Plattengneisen (1), (2) und

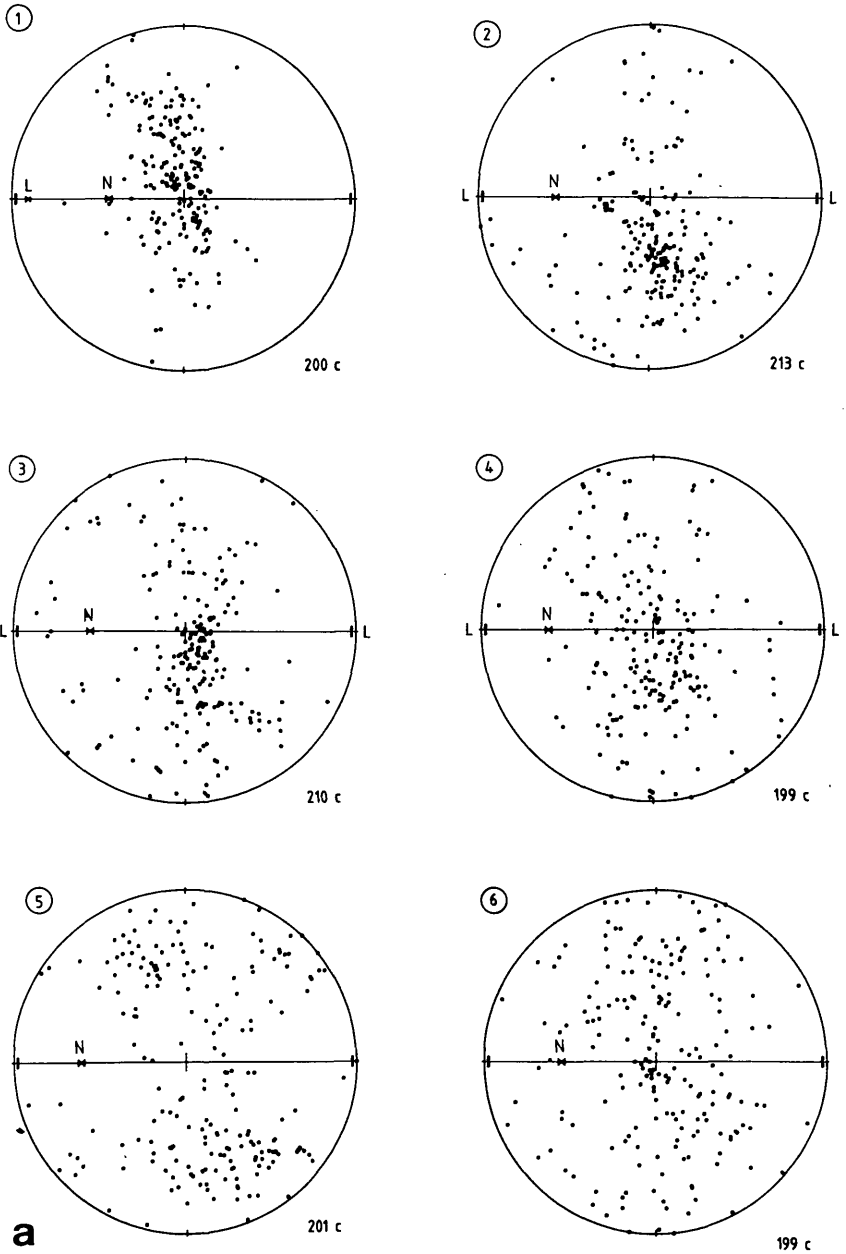
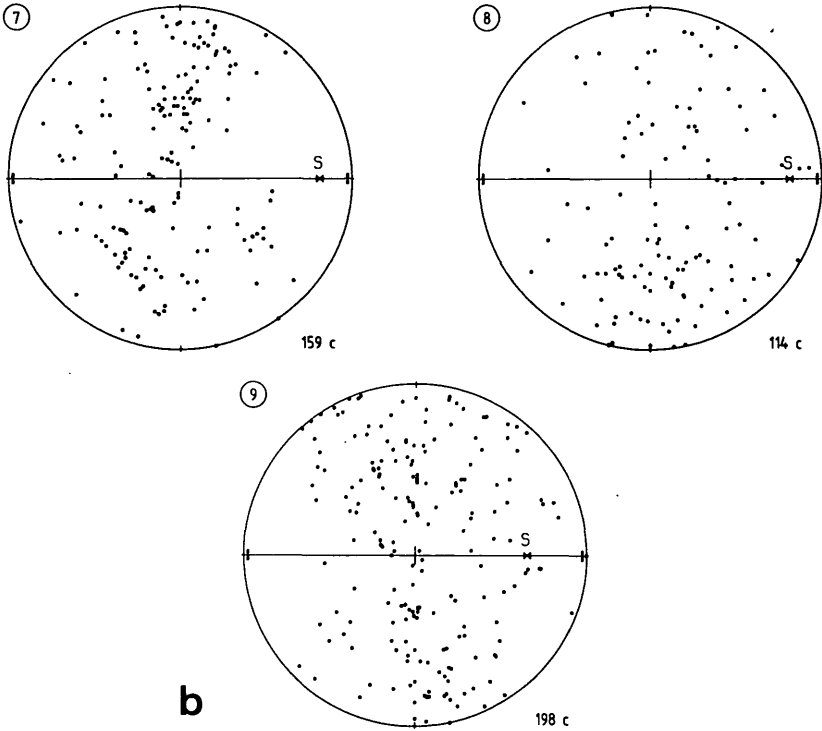


Abb. 7: Quarz-c-Achsen-Diagramme der unteren Gneisgruppe der Koralmpe. a: (1)–(6) Richtung NW–SE, b: (7)–(9) Richtung NE–SW. (1)–(3) Plattengneis, (4) Übergangsgneis, (5) Hornblendegneis, (6)–(8) Gneisquarzit, (9) Schiefergneis.



(3), erreicht (Abb. 7, Fig. 1, 2 und 3). Diese Regelung ist in der fast quarzitischen Probe (1) am besten ausgebildet (Abb. 7, Fig. 1): Die c-Achsen häufen sich parallel s in NE-SW-Richtung \pm senkrecht zu der Feldspat-Lineation (der 10° -Winkel zwischen L und der Scherrichtung X in dieser Probe ist derzeit noch ungeklärt), und die Quarz-a-Achsen fallen dementsprechend nach NW ein (Abb. 8). Der Winkel zwischen diesen a-Achsen und L (bzw. s) hat sich ebenfalls im Verlauf der zunehmenden Zerschering verkleinert:

| | |
|---------------------------|----------------|
| Übergangsgneis (Probe 4): | ca. 50° |
| Plattengneis (Probe 3): | ca. 45° |
| Plattengneis (Probe 2): | ca. 30° |
| Plattengneis (Probe 1): | ca. 30° |

Der Richtung [1000] kommt im Quarz eine bedeutende Rolle als Gleitgerade zu, wobei das Prisma ($10\bar{1}0$), die Basis (0001) und die Rhomboeder ($10\bar{1}1$) und ($01\bar{1}1$) als Gleitebene fungieren (WHITE et al. 1978, SIMPSON & SCHMID 1983). Überträgt man diese Beobachtungen auf die untersuchten Gesteine, resultiert daraus die Feldspat-Lineation als Streckungsfaser, die im Verlauf von progressivem Simple Shear subparallel zur Scherrichtung angelegt wird und sich dabei der Gleitebene immer weiter annähert. Der abnehmende Winkel zwischen [1000] und L vom Übergangsgneis

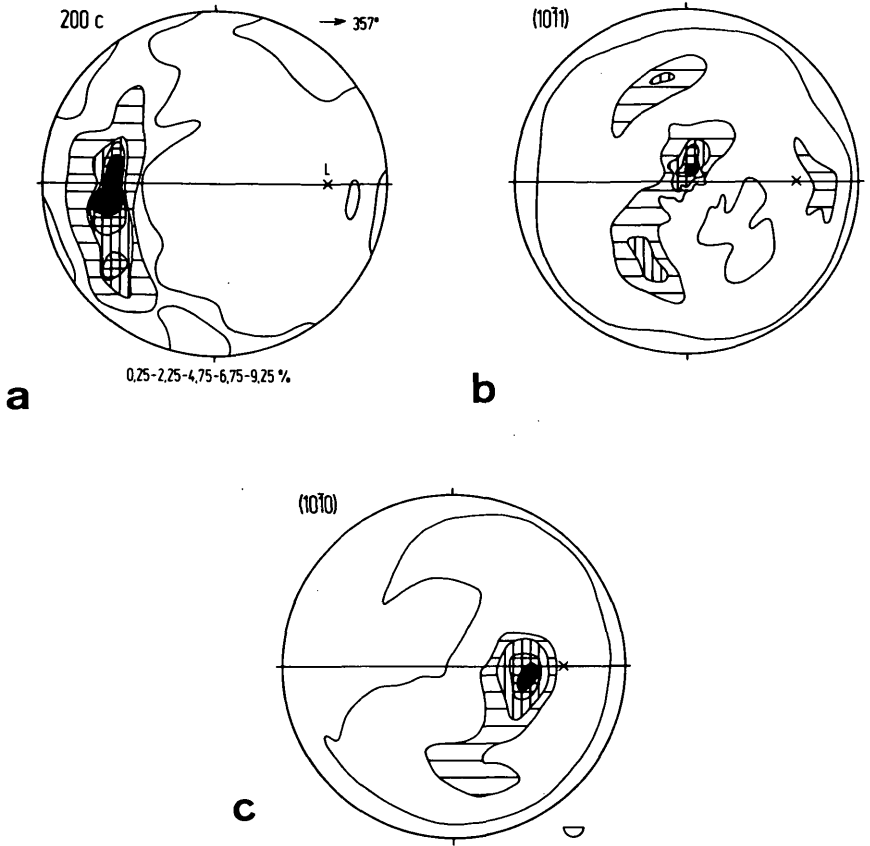


Abb. 8: Quarzflächenregelung in bezug zur Quarz-c-Achse im Plattengneis (Probe 1): a: (0001), b: (1011), c: (1010).

zum Plattengneis ist daher das Produkt zunehmender Scherintensität. Nach LISTER & WILLIAMS (1979) unterlag ein solches kristallines Gefüge nacheinander heteroaxialer Scherung und anschließend einer koaxialen Überprägung (Plättung) durch Überlagerungsdruck, wie es an großräumigen Scherzonen häufig zu beobachten ist (RAMSAY & GRAHAM 1970). Aus den hier dargestellten Quarz-c-Achsen-Regelungen ist zu ersehen, daß in der südlichen Koralpe eine Durchbewegung den größten Teil der Gesteine unterschiedlich intensiv überprägte und damit ältere Quarzgefüge z. T. ganz zerstörte. Dabei besteht eine enge Beziehung zu dem makroskopischen Gefügebild. Die weniger stark zerscherten Proben (5) und (6) besitzen ein Quarzgefüge, das aus einem NW- und einem SE-vergenten Gürtel besteht. Während der erste sich mit zunehmender Sche-

rung immer deutlicher abzeichnet, entwickelt sich der zweite zum Nebenast (4, 3, 2, s. Abb. 7 a). Zum Schluß ist nur noch der annähernd senkrecht stehende Hauptgürtel mit hoher Besetzungsdichte erhalten (1, Abb. 7 a). In diesen am meisten beanspruchten Metapeliten, den Plattengneisen, bildete sich dabei in NW–SE-Richtung eine Feldspat-Lineation parallel zur Scherrichtung. Dieses Gefügebild ist trotz jüngerer, weniger intensiver Deformationsphasen (F_5 , F_6 , siehe Faltenanalyse) unberührt überliefert.

Unsere Befunde fügen sich nahtlos in die Ergebnisse FRANKS et al. (1981, 1983) ein.

DIE ALTERSFRAGE

Vor dem Vorliegen von radiometrischen Altersdatierungen wurde vielfach angenommen, daß sich alpidische Orogenese in Kor- und Saualpe nur bruchtektonisch ausgewirkt habe; Metamorphosen und Deformationen mit Gefügeprägungen wurden präalpidisch eingestuft, so auch die Bildung der Plattengneisschieferung und -lineation (z. B. BECK-MANNAGETTA 1951). Die in den vorherigen Kapiteln dargelegte Deformationsgeschichte der Koralpe ist mit einer ähnlich komplexen Metamorphosegeschichte (Polymetamorphose) kombiniert. Diese äußert sich u. a. in den eingangs genannten Paramorphosen von Disthen nach Andalusit, im Auftreten mehrerer Generationen der meisten gesteinsbildenden Minerale (z. B. Granat, Feldspäte, Glimmer) und dabei besonders im Aufsprossen von Staurolith „II“ in den Destruktionsprodukten von Staurolith „I“ (KLEINSCHMIDT 1979). Im analogen Saualpenkristallin wurde diese Polymetamorphose mangels radiometrischer Altersdaten als prävariskische Mitteldruck-, gefolgt von variskischer Niederdruckmetamorphose gedeutet (KLEINSCHMIDT et al. 1976). Diese Alterseinstufung wird durch die Datierungen von MORAUF (1981, 1982) und FRANK (1981, 1983) widerlegt. Danach hat das letzte entscheidende thermische Ereignis kretazisch, also frühhalpidisch, stattgefunden. Die entsprechenden Bestimmungen ergaben

1. je nach Datierungsmethode und datiertem Material Abkühlungsalter zwischen 72 und 122 Ma,
2. das Überschreiten der Grenze Grünschiefer-/Amphibolitfazies durch dieses Ereignis.

Die Bildung des strain-freien Feldspatrekristallisats und der Glimmerrekristallisate in den Blastomylonitgneisen inkl. Plattengneisen ist daher diesem Ereignis zuzuordnen. Gekoppelt mit diesen Rekristallisationen ist die Deformation F_4 und ihr Ausbau zum Plattengneisgefüge ($s_4 \rightarrow s_4'$; str_4): Zumeist überdauert die Durchwärmung die Deformation (strain-freie Feldspatrekristallisation), lokal werden allerdings Glimmerrekristallisate (Glimmer II) noch von dieser scherenden Durchbewegung erfaßt. F_4 und ihre Steigerung zur Plattengneistektonik fassen wir daher wie FRANK et al. (1983) als frühhalpidisch auf.

F₁ und F₂, möglicherweise auch F₃, sind daher präalpidisch. Mischalter bei den Datierungen durch MORAUF (1981, 1982) und FRANK et al. (1981, 1983) schließen dafür Variszikum nicht aus, so daß der Dualismus „kaledonisch – variskisch“ (KLEINSCHMIDT et al. 1976) durch „variskisch – alpidisch“ zu ersetzen ist. Überlegungen zum Verhältnis Kristallisation zu Deformation legen nahe, daß in erster Linie F₂ variskisch ist; so wird während F₂ in s₂ eingeregelter Glimmer der Generation I durch F₃ deformiert. F₃ könnte auch als erste frühalpidische Deformation unmittelbar vor F₄ einzuschalten sein, was aber wegen des anders orientierten Hauptstressfeldes (siehe Faltenanalyse) unwahrscheinlich ist. Über das Alter von F₁ läßt sich außer „präalpidisch“ keine Aussage machen, da damit gebildete Mineralparagenesen durch die späteren Metamorphosen völlig überprägt sind.

Bei Einsetzen der Faltungsphasen F₅ und F₆ war die Durchwärmung des Kristallins weitgehend abgeklungen. Dies zeigt sich darin, daß Quarze besonders im Umfeld der B₆-Falten verstärkte Anzeichen von Kaltdeformationen aufweisen. Weitgehend während F₅ und durchweg während F₆ sind die Schwellentemperaturen der Quarzrekristallisation von 275°C bis 290°C (VOLL 1980) unterschritten gewesen. F₅ und F₆ sind daher deutlich jünger als die oben genannten frühalpidischen Altersdaten.

SCHLUSSFOLGERUNGEN

In den größten Teilen des Arbeitsgebietes ist das prägende „s“ als eine durch Scherung gebildete Schieferung (s₄) anzusehen. Dünnschliffuntersuchungen zeigen, daß die durch die scherende Durchbewegung und die einhergehend bzw. anschließend erfolgte Rekristallisation hervorgerufene blastomylonitische Strukturprägung für weite Teile des bearbeiteten Kristallins charakteristisch ist. Daher ist anzunehmen, daß die meisten Metapelite des Korallenkristallins analog den beschriebenen Prozessen gebildet wurden.

Es ist zu beachten, daß in allen Metapeliten unseres Kristallinprofils (selbst in den am stärksten gescherten Bereichen) vor Einsetzen der Scherung die gleichen Faltungs- und Wiederfaltungsprozesse abgelaufen sind wie in den schwächer gescherten. Einzelne Faltenrelikte von B₂-, B₃- und B₄-Falten in den Übergangsgneisen beweisen dies (Abb. 5). Somit ist davon auszugehen, daß die Deformationsabfolge im gesamten Korallenkristallin die gleiche war, also F₁- bis F₄-Faltung und Scherung stets nacheinander erfolgten. Letztgenannter, dominierender Prägungsakt macht es möglich, zuvor abgelaufene und spätere Faltungsphasen relativ dazu zeitlich zuzuordnen.

Die Entwicklungsgeschichte und die NW-Vergenz der Quarzgefüge lassen auf eine NW-gerichtete Bewegung innerhalb einer mehrere 100 m mächtigen Scherzone schließen, die bis in den Nordteil der Koralpe zu verfolgen

ist (FRANK et al. 1983). Diese Scherung erfaßt frühalpidisch (FRANK et al. 1983, MORAU 1982) ein zuvor mehrfach deformiertes Kristallin. Sie ist zwar in den Plattengneisen am stärksten ausgeprägt, betrifft jedoch das gesamte liegende Kristallin (Übergangsgneise, Gneisquarzite), nur mit geringerer Intensität. In den Schiefergneisen ist sie kaum angedeutet bzw. fehlt, so daß die Schiefergneise kaum als stärker deformiert (WEISSENBACH 1965) angesehen werden können.

Deformations- und Quarzgefüge-Analyse zeigen, daß die Lineation der Plattengneise als vorwiegend durch Simple Shear angelegt und allenfalls passiv durch spätere Bewegungen deformiert worden ist. Obwohl des öfteren eine Parallelität zwischen Plattengneislineation und Faltenachsen verschiedener Generationen besteht (Abb. 5), ist ein genetischer Zusammenhang nicht wahrscheinlich. Wir sehen daher die Lineation mit BECKER (1976) und FRANK et al. (1981) als Streckungsfaser parallel zu tektonisch „a“ an.

Die geschilderten Beobachtungen beweisen ebenfalls, daß der lagige Wechsel von hellen und dunklen Mineralien in den Plattengneisen nicht, wie HERITSCH (1978) äußerte, durch eine überlieferte primäre Schichtung hervorgerufen sein kann. Der Lagenbau ist als metamorphe Bänderung vielmehr auf das Zusammenspiel von Metamorphoseprozessen mit den verschiedenen genannten Deformationen zurückzuführen. Dabei wurde das Kristallin mehrfach verfault, entsprechend bis ins Korngefüge geschiefert und schließlich stark geschert, wobei Glimmer und Disthen eingeregelt und lagenweise angereichert wurden. Helle Minerale wie Quarz und Feldspat reicherten sich dabei infolge von Drucklösung und Sammelkristallisation verstärkt zwischen den Glimmerlagen an.

Die untere Gneisgruppe der Koralpe – und darin besonders der Plattengneis – ist vorwiegend durch eine starke Simple-Shear-Tektonik geprägt worden. Deshalb gehört das Gebirge zum großen Teil einer bedeutenden intrakristallinen alpidischen Scherzone im Ostalpin an.

D a n k s a g u n g : Der Aufsatz faßt Vorarbeiten für ein von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördertes Projekt (Kl 429/4) zusammen und bringt auch erste Ergebnisse innerhalb dieses Projekts. Die Kartierungsarbeiten wurden in großzügiger Weise von der Geologischen Bundesanstalt (GBA Wien) unterstützt. Herr H.-M. BRAUN (Darmstadt) stellte uns ein von ihm entwickeltes Computerprogramm für die Auswertung der Quarzachsen zur Verfügung. Die Herren Dr. P. BECK-MANNAGETTA (Wien) und R. HESSMANN (Darmstadt) gestatteten uns den Einblick in Manuskriptkarten. Das Mineralogische Institut der TH Darmstadt ermöglichte uns die Benutzung des Röntgentexturgoniometers unter Anleitung von Herrn Dipl.-Min. R. APFELBACH. Allen genannten Kollegen und Institutionen sind wir zu großem Dank verpflichtet.

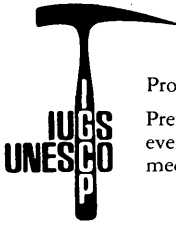
Während der Korrektur erschien die Arbeit von P. BECK-MANNAGETTA, M. KIRCHMAYR & D. NEMEC (Jb. GBA, 128:183–195), auf deren Interpretation der Plattengneisstreckung als B-Lineation wir hier nicht im einzelnen eingehen können. Die Arbeit berücksichtigt u. E. nicht hinreichend das polyphase Deformationsgeschehen und den blastomylonitischen bzw. – im modernen Sprachgebrauch – mylonitischen Charakter der plattengneisartigen Gesteine.

LITERATUR

- ALTHAUS, E., H. NITSCH, E. KAROTKE & H. G. F. WINKLER (1970): An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. – N. Jb. Miner. Mh. 1970:325–336.
- BECK, H., A. KIESLINGER, F. TELLER & A. WINKLER (1929): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Nr. 5354 Unterdrauburg (1:75.000), Geol. Bundesanst. Wien.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1942): Die Geologie des Einzugsgebietes der Laßnitz (Weststeiermark). – Mitt. alpenländ. geol. Ver. 34(1941):1–37.
- (1947): Zur Tektonik des Stainzer- und Gamser-Plattengneises in der Koralpe (Steiermark). – Jb. geol. Bundesanst. 90(1945):151–180.
- (1951): Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. – Jb. geol. Bundesanst. 94(1949–1951):127–157.
- (1970): Über den geologischen Aufbau der Koralpe. – Verh. geol. Bundesanst. 1970:491–496.
- (1980a): Geologische Karte der Republik Österreich 188 Wolfsberg (1:50.000), Geol. Bundesanst. Wien.
- (1980b): Die Koralpe. – In: Der geologische Aufbau Österreichs: 386–392, Geol. Bundesanst. Wien.
- BECKER, L. P. (1976): Gefügekundliche Studien an pegmatoiden Gneisen mit Plattengneistextur aus dem Gebiet östlich des Wölkerkogels (Stubalm, Steiermark). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 106:39–49.
- BELL, T. H. (1978): Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: the Woodroffe Thrust. – Tectonophy. 44:285–320.
- CHATTERJEE, N. D. (1970): Synthesis and upper stability of paragonite. – Contr. Miner. Petrol. 27:244–257.
- ENGEL, S. (1981): Geologische Neuaufnahme der südlichen Koralpe, Raum Soboth – Gradischkogel – Dreieck-Ebene. Untersuchungen zur Petrographie, Tektonik und Metamorphose. – Unveröff. Dipl.-Arb. FB Geowiss. TH Darmstadt, 107 S., Darmstadt.
- FLÖTTMANN, T. (1984): Strukturgeologische und petrographische Untersuchungen nördlich des Dreieckkogels (Südliche Koralpe/Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. FB Geowiss. TH Darmstadt, 109 S., Darmstadt.
- FRANK, W., M. ESTERLUS, I. FREY, G. JUNG, A. KROHE & J. WEBER (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S15, 4:263–293.
- FRANK, W., I. FREY & G. JUNG (1981): Strukturgeologische und geochronologische Neuergebnisse aus Stub- und Koralpe. – Jber. 1980 Hochschulschwerpkt. S15, 2:11–18.
- GOSEN, W. von (1982): Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decke (Steiermark/Kärnten – Österreich). – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg 53:33–149.
- HERITSCH, H. (1978): Die Metamorphose des Schiefergneis-Glimmerschiefer-Komplexes der Koralpe, Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 108:19–30.
- HERRMANN, A., P. PAULITSCH & C. ROCH (1979): Steirische Gefüge (Österreich). – Mitt.-Bl. Abt. Miner. Landesmus. Joanneum 47:19(163)–26(170).
- HOLDAWAY, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. – Amer. J. Sci. 271:97–131.
- JOHNSON, R. L. (1968): Structural history of the western front of the Mozambique Belt in northeast Southern Rhodesia. – Geol. Soc. Amer. Bull. 79:513–526.
- KIESLINGER, A. (1926): Geologie und Petrographie der Koralpe, II. Marmore. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 135:479–497.
- KLEINSCHMIDT, G. (1975): Die „Plankogelserie“ in der südlichen Koralpe unter besonderer Berücksichtigung von Manganquarziten. – Verh. geol. Bundesanst. 1974:351–362.

- (1979): Die Verteilung von Chloritoid in den südlichen Muralpen (Gurktaler Alpen, Saualpe, Koralpe) und ihre geologische Bedeutung. – *Clausthaler geol. Abh.* 30:74–94.
- KLEINSCHMIDT, G., S. ENGEL, E. HERBER, K.-V. KUNDRUS & W. SANDAU (1983a): Bericht 1979 über Aufnahmen im Kristallin des Blattes 205 St. Paul im Lavanttal (Koralpe). – *Verh. geol. Bundesanst.* 1980:A138–A143.
- KLEINSCHMIDT, G., S. ENGEL, K.-V. KUNDRUS & D. WOLF (1984a): Bericht 1980 über geologische Aufnahmen im Kristallin der südlichen Koralpe auf Blatt 205 St. Paul i. L. – *Verh. geol. Bundesanst.* 1981:A116–A120.
- KLEINSCHMIDT, G., & T. FLÖTTMANN (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Nordostteil des Blattes 205 St. Paul im Lavanttal. – *Jb. geol. Bundesanst.* 127:270–271.
- KLEINSCHMIDT, G., T. FLÖTTMANN & R. HESSMANN (1983b): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen des südlichen Koralpenkristallins auf Blatt 205 St. Paul. – *Jb. geol. Bundesanst.* 126:337–339.
- KLEINSCHMIDT, G., & U. RITTER (1976): Geologisch-petrographischer Aufbau des Koralpenkristallins südlich von Soboth/Steiermark – Kärnten (Raum Hühnerkogel–Laaken). – *Carinthia II, Klagenfurt*, 166./86.:57–91.
- KLEINSCHMIDT, G., F. P. SASSI & A. ZANFERRARI (1976): A new interpretation of the metamorphic history in the Saualpe basement (Eastern Alps). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1976:653–670.
- KLEINSCHMIDT, G., D. WOLF & R. HESSMANN (1984b): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen im Koralpenkristallin auf Blatt 205 St. Paul. – *Verh. geol. Bundesanst.* 1982:A97–A100.
- LISTER, G. S., & P. F. WILLIAMS (1979): Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. – *J. struct. Geol.* 1:283–297.
- MEANS, W. D. (1976): Stress and strain. – 339 S., (Springer) New York.
- MORAU, W. (1981): Rb-Sr- und K-Ar-Isotopenalter an Pegmatiten aus Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. – *Tschermaks miner.-petrogr. Mitt.* 28:113–129.
- (1982): Rb-Sr- und K-Ar-Evidenz für eine intensive alpidische Beeinflussung der Paragneise in Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. *Tschermaks miner.-petrogr. Mitt.* 29:255–281.
- NABHOLZ, W. K., & G. VOLL (1963): Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). – *Eclogae geol. Helvet.* 56:755–808.
- RAMSAY, J. G. (1967): Folding and fracturing of rocks. – 568 S., (McGraw-Hill) New York.
- RAMSAY, J. G., & R. H. GRAHAM (1970): Strain variation in shear belts. – *Canad. J. Earth Sci.* 7:786–813.
- SANDERSON, D. J. (1973): The development of fold axes oblique to the regional trend. – *Tectonophysics.* 16:55–70.
- SIMPSON, C., & S. M. SCHMID (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* 94:1281–1288.
- THIESSEN, R. L., & W. D. MEANS (1980): Classification of fold interference patterns: a reexamination. – *J. struct. Geol.* 2:311–316.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Bd. 1: Die Zentralalpen. – 766 S., (Deuticke) Wien.
- VOLL, G. (1960): New work on petrofabrics. – *Liverpool & Manchester geol. J.* 2:503–567.
- (1969): Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. – *Habil.-Schr. Fak. Bergbau u. Hüttenwes. TU Berlin*, 206 S., Berlin.
- (1980): Deformation, crystallization and recrystallization. – *Internat. Conf. Effect of Deformation on Rocks, Göttingen 1980, Abstr.*, Appendix 1–9.
- WEISENBACH, N. (1963): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), V. Zur Seriengliederung und Mineralisationsabfolge des Kristallins im Gipfelgebiet der Saualpe. *Carinthia II, Klagenfurt*, 153./73.:5–23.

- (1965): Geologie und Petrographie der eklogitführenden hochkristallinen Serien im zentralen Teil der Saualpe, Kärnten. – Diss. Bergakad. Clausthal, 205 S., Clausthal-Zellerfeld.
- WHITE, S. H., S. E. BURROWS, N. D. CARRERAS, F. J. SHAW & F. J. HUMPHREYS (1980): On mylonites in ductile shear zones. – J. struct. Geol. 2:175–187.
- WOLF, D. (1983): Geologie, Tektonik und Petrographie des westlichen Koralpenhanges zwischen Rainzer und Weißenberger Bach, Kärnten (Bl. 205, St. Paul i. L.). – Unveröff. Dipl.-Arb. FB Geowiss. TH Darmstadt, 78 S., Darmstadt.



Project No. 5

Prevariscic and variscic
events of the alpine
mediterranean mountain belts

Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. Thomas FLÖTTMANN, Prof. Dr. Georg KLEINSCHMIDT,
Dipl.-Geol. Dagmar WOLF, Geol.-Paläont. Institut der Universität Frankfurt, Senckenberg-
anlage 32, D-6000 Frankfurt/Main 1.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Carinthia II](#)

Jahr/Year: 1986

Band/Volume: [176_96](#)

Autor(en)/Author(s): Wolf Dagmar, Flöttmann Thomas, Kleinschmid Georg

Artikel/Article: [Deformationsanalyse der unteren Gneisgruppe in der südlichen Koralpe \(Ostalpen\) 179-202](#)