

TSK III

3. Symposium

für

Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie
im deutschsprachigen Raum

KURZFASSUNGEN DER VORTRÄGE UND POSTER

Graz, 19.-21. April 1990

Institut für Geologie und Paläontologie
Karl-Franzens-Universität Graz
Heinrichstraße 26
A-8010 Graz

KURZFASSUNGEN DER VORTRÄGE

UND POSTER

..... S. 2 - 251

SEHR VERSPÄTET EINGELANGTE

KURZFASSUNGEN

..... AB S. 253

Hochtemperierte, duktile Scherzonen in der Ivrea Zone-ihre Mikrogefüge, Geochemie und Metamorphose

Uwe Altenberger, Institut für Geowissenschaften,
Saarstr. 21, D 6500 Mainz

Die Ivrea Zone stellt einen Querschnitt durch eine überwiegend präalpin geformte Unterkruste dar. Entlang verschiedener NE-SW streichender Profile (Val Cannobina, Valle d'Ossola, Val Strona und Val Mastallone) wurden die Makro- und Mikrogefüge, die Metamorphose und Geochemie studiert.

Die penetrative Gefügeentwicklung, die zumindest in den Metapeliten einer zweiten Deformationsphase zugeordnet werden muß, fand unter granulit- bis amphibolitfaziellen Bedingungen mit diskontinuierlich sinkender Metamorphose von NW nach SE statt. Ein Metamorphosesprung läßt sich zumindest im Valle d'Ossola mit einer mächtigen Scherzone korrelieren; diese wurde bereits von BRODIE & RUTTER (1988) skizziert. Jüngere Deformationen (D3 bis D5) schufen unter amphibolit- bis grünschieferfaziellen Bedingungen Falten im cm- bis Zehnermeter - Bereich und weitständige Schieferungsflächen .

In Abhängigkeit von der geographisch- orographischen als auch der petrographischen Situation stellen wenige Millimeter bis über 50 m mächtige Scherzonen ein wesentliches Gefügemerkmal dar, welches bisher nur in wenigen Detail-untersuchungen studiert wurde (BRODIE 1980 und 1981, BRODIE & RUTTER 1988). Neben flach liegenden, konjugierten Scherflächensystemen, die eine grünschieferfazielle Paragenese anzeigen sowie Pseudotachyliten, die sich im NW konzentrieren, finden sich häufig höhertemperierte duktile Scherzonen. Letztere liegen überwiegend steil, d.h. parallel oder flachwinklig zum metamorphen Lagenbau bzw. zur penetrativen Schieferung. Die Mächtigkeitsanalyse

dieser Scherzonen zeigt eine Verteilung auf zwei Maxima sowohl im cm- als auch Zehnmeter Bereich an.

Insbesondere die geringmächtigen Scherzonen bieten den Vorteil strukturelle, petrographische und geochemische Änderungen auf kleinstem Raum zu beobachten. Zudem kann bei diesen Größenordnungen der Einfluß von Reibungswärme nahezu ausgeschlossen werden. Das kristallplastische Verhalten der gesteinsbildenden Minerale gibt Auskunft über die Rahmenbedingungen der Scherdeformation. So können anhand der Durchmesser der Quarz-Rekristallisate Differenzspannungen von ca. 80 - 240 MPa für quarzreiche Scherzonen berechnet werden (Methodik nach MERCIER et al, 1977; ORD & CHRISTIE, 1984 und TWISS, 1977).

Die Rekristallisation bildet das zuverlässigste Kriterium zur Temperaturbestimmung. Unter amphibolitfaziellen Bedingungen rekristallisiert Plagioklas von Andesin-Bytownit dynamisch zu Oligoklas oder Andesin. Hornblende reagiert mit undulösem Auslöschen oder bedient sich der Verzwillingung als Mittel konstruktiver Gestaltsänderung, einem Prozess der für Amphibole in normal deformierten Gesteinen nahezu unbekannt ist. Dynamisch gebildete Hornblenderekristallisate treten bevorzugt in den höchsttemperierten Scherzonen im NW der Ivrea-Zone auf, in denen Plagioklas-Neoblasten eine Zusammensetzung von mindestens An_{30} aufweisen. Gleiches gilt für die Rekristallisation von Klinopyroxen. Orthopyroxen, der in einigen Scherzonen seine Stabilität bewahrt, zeigt zwar duktilen Verhalten z.B. in Form von Knickbändern, die Temperaturen liegen in der Regel aber unterhalb der Rekristallisationstemperatur. In den Scherzonen der ultrabasischen Gesteine von Finero und Balmuccia rekristallisiert Olivin.

Alle dynamisch gebildeten Rekristallisate weisen eine von ihren Altkörnern abweichende Mineralchemie auf. Hierbei erweist sich der Anorthit-Gehalt des Plagioklases als brauchbares relatives Geothermometer. Das Maß der chemischen Anpassung korreliert dabei deutlich mit der Rekristallisationskorngroße sowie deren Abstand zu den Altkörnern (bei "core and rim"-Strukturen). Thermobarometri-

sche Verfahren, die auf dem Elementaustausch koexistierender Phasen beruhen, zeigen dagegen häufig unrealistische Werte. Ursache hierfür ist die extrem allochemische Natur der Scherzonen: Scherzonen sind nicht nur Bahnen drastischer Korngrößenreduzierung sondern auch chemische Grenzflächen. Die petrographische und geochemische Analyse der hochtemperierten Scherzonen zeigt den ausgeprägten Einfluß fluidier Phasen, die entlang der Scherzonen das Gestein kanalisiert durchdringen und metasomatisch verändern können. Anhand der Reichweite fluidabhängiger Reaktionen ins Nebengestein läßt sich auch die Abhängigkeit plastischer Deformation von der fluiden Phase belegen. Die statische Temperung der Rekristallitate führt zur Bildung von Gleichgewichtswinkeln: ein Hinweis auf die länger anhaltende Wegsamkeit für Fluide und den Wärmetransport auch nach der Deformation. Massenbilanzierungen, die auch eine mögliche Volumenänderung berücksichtigen (Verfahren nach GRESENS 1967) zeigen den beachtlichen Materialtransport infolge fluidier Phasen. So lassen sich in den höhertemperierten Scherzonen z.T. drastische Anreicherungen an Fe, Ti, Cr, Na und K bei gleichzeitiger Abreicherung von Mg und Ca nachweisen. Teilweise können diese Elementverschiebungen durch Mineralneubildungen erklärt werden (z.B. Neubildung von Phlogopit und Magnetit) oder aus der Rekristallisation von Fe-armen zu Fe-reichen Amphibolen und Pyroxenen. Andernorts spiegeln sie wohl primäre Gesteinsinhomogenitäten wider oder drücken sich in drastischen, sekundären Veränderungen des Modalbestandes aus. Ein Beispiel hierfür ist die Abnahme des Plagioklas-Gehaltes in Amphiboliten von 50 auf unter 10Vol%. Ein Hinweis auf primäre Anisotropien stellt die Paragenese von Diopsid mit Skapolith in den Metagabbros von Finero und Premosello di Chiovena dar. Hier sind Kalksilikatfelse, die in anderen Abschnitten der Ivrea Zone noch wohl erhalten sind, bis auf die silikatischen Phasen ausgelöscht, d.h. durch Zerschering entcarbonatisiert. Die Veränderung des Spurenelementgehaltes weist häufig auf die Quellen der fluiden Phase hin: so sind Sr-, Ba- und U- Anreicherungen in Ultrabasit-Scherzonen ver-

mutlich als Indikator für die Dehydration bzw. Entvolatilisierung saurer Gesteine anzusprechen.

BRODIE, K.H. (1980) : Variations in mineral chemistry across a phlogopite shear zone.- Jour.Struct.Geol. 2, 137-150.

- (1981): Variations in amphibole and plagioclase composition with deformation.- Tectonophysics, 78, 389-402.

BRODIE, K.H.. & RUTTER, E.H. (1988): The role of tectonic grain size reduction in the reological stratification lithosphere.- Geol.Rdschau.,77, 295-308.

GRESENS, R.L. (1967): Composition - volume relationships of metasomatism.- Chem. Geol., 2, 47-65.

MERCIER, J.C., ANDERSON, D.A. & CARTER, N.L. (1977): Stress in the lithosphere: inferences from steady-state flow of rocks. - Pure appl. Geophys .,115, 199-226.

DRD, A. & CHRISTIE, J.M. (1984): Flow stresses from microstructures in mylonitic quartzites of the Moine Thrust zone, Assynt area, Scotland .- Jour.Struct. Geol., 6, 639-654.

FWISS, R.J. (1977): Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer.- Pure appl. Geophys., 115, 227-244.

SCHUPPENBAU UND GEGENVERGENZ
AM SÜDRAND DES RHENOHERZYNIKUMS IM TAUNUS
(RHEINISCHES SCHIEFERGEBIRGE)

Hans-Jürgen ANDERLE, Hessisches Landesamt für Boden-
forschung, Leberberg 9, D-6200 Wiesbaden

Ein 28 km langes Querprofil vom Südrand der Lahnmulde/
Nordrand des Unterdevons im NW bis an den Südrand des
Taunus/Nordrand des Oberrheingraben-Tertiärs quert den
Schuppen-Falten-Bau der tektonischen Einheiten des Hin-
ter-, Hoch- und Vordertaunus. An ihren Hauptstörungen
lassen sich Überschiebungsweiten von mehreren tausend
Metern abschätzen. Stratigraphisch ist das gesamte Unter-
devon in quarzklastischer, schieferreicher Fazies ver-
treten. Ungeklärt ist nur noch die Stellung der Metavul-
kanite der Vordertaunus-Einheit.

Die heutigen, höchstens wenige Meter hohen Felsaufschlüs-
se, aus denen das Profil überwiegend konstruiert ist,
entstanden durch pleistozäne Einschneidung in bereits
bruchtektonisch zerlegte tertiäre Verebnungen über die
nur die Gipfel des Hochtaunus herausgeragt haben. Diese
Aufschlüsse liegen in Höhen zwischen 200 und 600 m über
NN.

Die Interndeformation der Gesteine - mit Ausnahme mäch-
tigerer Quarzite - zeigt eine mehrphasige, rotationsbe-
stimmte Entwicklung von Einengung bei hohem p /mäßiger T
zu Ausweitung bei niedrigem p /niedriger T . Zwei varisti-
sche Deformationen herrschen vor. Beide zugehörigen
Schieferungen - die durchdringende, synmetamorphe 1. und
die lückenhafte, postmetamorphe 2. (Runzelschieferung,
Schubklüftung) - bilden einen Fächer. Im Norden des Pro-
fils fallen sie flach (s_1) bzw. steil (s_2) nach SSE ein,

richten sich innerhalb weniger Kilometer senkrecht auf und fallen von 8 bzw. 6 km an bis zum Süden des Profils steil bzw. flach nach NNW ein. Im Bereich der Vergenzscheitel überlagern sich zwei Ausbildungen streichender Knickbänder, die im NNW nach NNW abschiebend und im SSE nach SSE abschiebend sind. Insgesamt richten sich die Schuppen nach Süden auf und der Grad der Deformation nimmt zu.

Die Hintertaunus-Einheit ist tektonisch dreigliedert. Die nördlichen 8 km bestehen aus Schiefen und Quarziten des höheren Unterems und des Oberems. Sie sind überwiegend flach gelagert und besitzen ausgeprägte NNW-Vergenz. Die Überschiebungsweiten sind gering (10er- bis 100er-m-Bereich). Nach Süden schließt sich eine 4 km breite Falten-Schuppen-Zone mit SSE-Vergenz der D_1 -Strukturen an. Die Ton-Silt-Gesteine des "Hunsrückschiefers", welche eine Reihe größerer Falten bilden, sind hier steil auf die "Singhofener Schichten" des nördlichen Profilmittels aufgeschoben. Die Gegenrotation war dabei so stark, daß die Überschiebungen nach SSE überkippt sind. Das s_1 -Gefüge besitzt in beiden Bereichen nach Schichthorizontierung NNW-Neigung. In den südlich anschließenden 4 km wiederholt sich die "Hunsrückschiefer"-Serie in meist flacher Lagerung, aber mit SSE-Neigung des s_1 -Gefüges nach Schichthorizontierung, so daß hier - an der Hauptüberschiebung der Hochtaunus-Einheit - entweder primäre SSE-Vergenz ausgebildet ist oder ein ehemals nach NNW überkippter Muldenflügel in die Ausgangslage rückrotiert wurde.

In der mindestens 8 km weit auf den Hintertaunus überschobenen Hochtaunus-Einheit streicht die Abfolge Gellin-Schiefer/Siegen-Quarzite in drei steilstehenden Schuppen aus. In den beiden nördlichen Schuppen verjüngt sich die Schichtenfolge nach SSE, in der südlichen Schuppe nach NNW. Diese ist ein abgescherter, ehemals nach NNW überkippter Faltenflügel, an dessen Basis mit

den Kellerskopf-Schichten der Gedinne-Stufe die nachweislich ältesten Sedimente im Profil auftauchen.

Die Vordertaunus-Einheit besteht im Norden auf reichlich 2,5 km Breite aus steil gelagerten sauren Metavulkaniten mit eingelagerten Metasedimenten, an die nach Süden auf reichlich 5 km Breite überwiegend tonige, teilweise grau-wackenartige Metasedimente mit Quarziteinlagerungen mit steiler Grenzfläche anschließen. Deren südlicher (höherer) Teil kann neuerdings nach Sporen in das höhere Unterems bis Oberems eingestuft werden, entspricht also stratigraphisch den Gesteinen am Nordende des Profils. Der NNW-Rand der Vordertaunus-Einheit hat melangeartigen Charakter und ist auf wenige hundert Meter Breite post-D₁/prä-D₂ dextral seitenverschiebend überprägt. Er ist also vermutlich vorher durch eine Großüberschiebung angelegt. Trifft dies zu, dann könnten die Metavulkanite als einzige Gesteinsgruppe im Profil vordevonisch sein.

Als Ursache für den Baustil im Profilbereich kommt die Geometrie flachgründiger Schuppenstapel bzw. eine tieferreichende spätvaristische Rückfaltung in Frage.

über das Gefüge des Plattengneises in der Koralpe

Dr. Peter BECK-MANNAGETTA; A-2500 Baden, Kornhäuselstraße 11 und

Dr. Martin KRICHMAYER; D-6900 Heidelberg, Kirchstraße 16.

Nach den Untersuchungen von P. BECK-MANNAGETTA und M. KIRCHMAYER (1989) ist in der Koralpe mit einer vorwiegend nach Norden gerichteten Bewegungsrichtung zu rechnen, wobei die dabei primär entstandene Gesteinslineation senkrecht zur Bewegungsrichtung verläuft: B-Tektonik.

Die Handstücke und damit die daraus angefertigten Dünnschliffe sind feldorientiert, mit 6 Koordinaten versehen. Die Auswertung orientiert sich am NEUMANN-MINNIGERODE-CURIE-Konzept und ist streßvektorenorientiert. Genitätsgerecht wurden die 8 Plattengneiskomplexe gleichmäßig abgedeckt. Die Tropic-Messungen schälten 3 Plattengneisareale heraus.

Nach WHITTEN (1966) wären mit den Handstücken des Plattengneises alle 3 dort aufgezählten Konstruktionsmöglichkeiten durchzuführen (B. & K. 1989: 529), was wohl eine "einscharige Scherung" unterstützt; doch lief sie komplizierter ab: Vorausgegangene tonigsandige Sedimente waren nämlich bereits gefaltet. Die Gleitbildung erfolgte teils parallel, teils schief, teils senkrecht zum Sedimentfaltengefüge. Die Glimmer-Teilgefüge haben praktisch alle eine kongruente N-M-C-Konzept-Zuordnung (B. & K. 1989: 526), die der einscharigen Scherungsfläche parallel verläuft. Die Glimmerteilgefüge sind grundsätzlich von dem Quarzteilgefüge und dem Feldspatteilgefüge verschieden; sie zeigen im N-M-C-Konzept eine über das ganze System angelegte Streuung: die einzelnen Plattengneiskomplexe haben eine unterschiedliche Bildungsgeschichte, die mit Hilfe der Gefügekunde aufgefächert werden kann. Das ist mit der allgemeinen einheitlichen ostgerichteten Dehnungstektonik nicht immer ganz im Einklang. Die auf die einzelnen Plattengneiskomplexe ausgerichtete B-Tektonik wird der unterschiedlichen Bildungsgeschichte eher gerecht.

In den Deformationsebenen der Gefügediagramme, den ac-Ebenen, erscheinen viele Rotationen, teils deformiert, teils undeformiert. Was beides für eine komplexe Bildung des Plattengneises und wieder gegen eine einheitliche ostgerichtete Dehnungstektonik und für eine differenzierte B-Tektonik spricht. Zu diesen Rotationen gehören auch die Kegelgefüge. Sie sind nicht nur im Dünnschliffbereich sondern auch im Aufschlußbereich auffindbar. Zum Beispiel in der von BECK-MANNAGETTA (1954) beschriebenen Gipfelmulde. Die Gipfelmulde ist gefügekundlich keine Mulde, sondern ein kegelförmig in den Koralpenkörper nach unten gezogener Gesteinsbereich. (Siehe Abbildung in dieser Arbeit). Während man die deformierten Rotationsfiguren mit einer ostwärts gerichteten Dehnungstektonik schon in Verbindung bringen könnte, ist das bei den undeformierten nicht gut möglich: die Zuordnung zur B-Tektonik ist wahrscheinlicher.

Die Blockbildung des Koralpenbereiches fällt besonders bei der Berechnung der Spannungsvektoren mit einer nach südosten gerichteten Zentralachse, die auch als Hebungsachse des Koralpenblockes fungiert, ins Auge. (B. & K. 1987:379). Die nämliche Achse, nur mit umgekehrten Vorzeichen, tritt auch in der trichterförmigen Einsenkung der heutigen "Gipfelmulde" auf: Auch ein Zeichen für die komplexe Bildungsgeschichte der Koralpe, die sich wiederum eher in die B-Tektonik als in die Dehnungs- und Gleitbrett-Tektonik einordnet.

Die nach dem N-M-C-Konzept ausgerichteten Gefügedaten und -diagramme möge sich der Leser aus den im Literaturverzeichnis angeführten Publikationen holen. In den zwei anschließenden Abbildungen bringen wir die Neukonstruktion der Gefügesituation der "Gipfelmulde". Sie wird heutzutage nicht mehr durch Auflösung der Gefügedaten in mehrere Großkreise ausgeführt, sondern durch Auflösung in krummlinige Gefügeelemente. Diese Neukonstruktion, s-Flächen und B-Achsen, bzw. Lineationen, bestätigen in allen Einzelheiten die frühere Konstruktion (BECK-MANNAGETTA 1954), und bringen noch zusätzliche Informationen für die heutige Koralpendebatte.

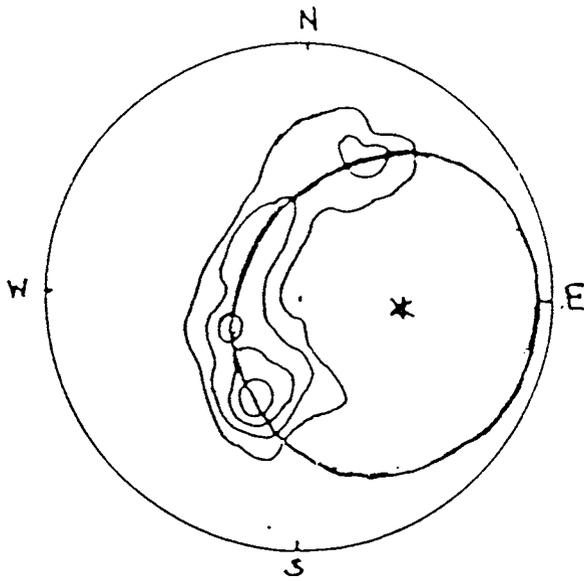


Abb. 1: 131 s-Flächen-Pole, Gipfelmulde, Plattengneiskomplex VI;
 aus: BECK-MANNAGETTA 1952: S. 116. Abb. 1 entnommen.
 Neukonstruktion: Diagnose: Krümmflächiges Gefügeelement,
 Radius der Kegelachse: 50° ;
 Einfallen der Achse: $095/56 = E\ 5\ S/56\ SE$

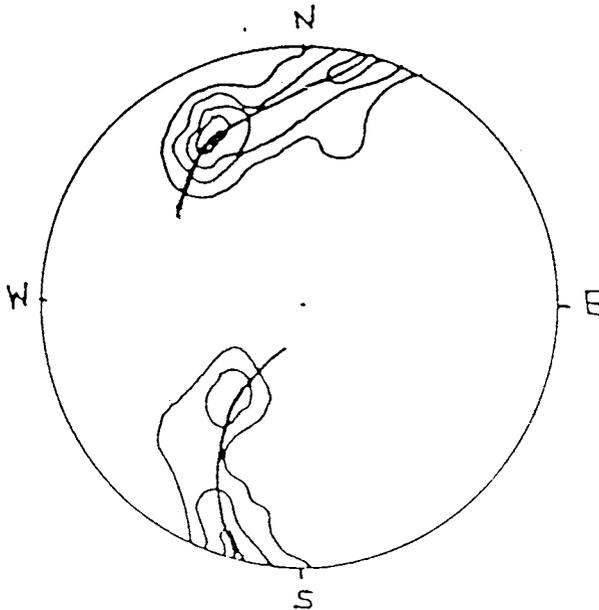


Abb. 2: 134 Lineationen, Gipfelmulde, Plattengneiskomplex VI;
 aus: BECK-MANNAGETTA 1952: S. 117, Abb. 2 entnommen.
 Diagnose: Krümmflächiges Gefügeelement. Ein Prüfungsver-
 such durch eine weitere Konstruktion belegt, daß dieses
 deformiert also ein kappa-Gefügeelement C_1 ist.

- ECK-MANNAGETTA, P. (1952): Rückformung einer Mulde im Gipfelgebiet der Koralpe.- Mitt.Geol.Ges.Wien, 45, 113-134, 1 Taf. 9 Abb. 1 Tab. Wien 1954.
- & KIRCHMAYER, M. (1987): Über die Komplexität der Plattengneislineation der Koralpe (SE-Österreich) gesehen im Sinne des AMSTUTZ'schen Kongruenzbegriffes und unter gefügekundlichen Gesichtspunkten.- Jb.Geol.B.-A. Wien, 130, 4, 375-381. 7 Abb. 1 Tab. Wien 1987.
- & ----- (1988): Die Quarz-, Glimmer- und Feldspatgefüge in den acht Plattengneiskomplexen der Koralpe.- Jb.Geol.B.-A. Wien, 131, 4. 505-532. 18 Abb. 7 Tab. Wien 1988.
- ARL, F. (1964): Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik.- Tektonische Hefte 5, 142 S. A.PILGER, Clausthal-Zellerfeld 1964.
- ATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M., & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps.- Geology, 17, 404-407. May 1989.
- HITTEN, E.H.T. (1966): Structural Geology of Folded Rocks.- 663 p. plus Index. Rand McNally & Co., Chicago.

DIE SCHERSINN-SAGA: ZUR KINEMATIK DER KONTINENTKOLLISION IN DEN OSTALPEN.

Jan BEHRMANN

IGL, Universität Giessen, Senckenbergstr. 3, D-6300 Giessen.

Es wird in diesem Beitrag eine Kompilation in der Literatur verfügbarer sowie eigener kinematischer Daten für die Deformation des kristallinen Grundgebirges der Ostalpen vorgestellt. Eine Auswertung bezüglich der Richtungen konvergenter Plattenbewegungen Adria-Europa ergibt folgende Ergebnisse: (1) vor mehr 90 Ma: N-S; (2) zwischen 90 Ma und 55 Ma: WNW-ESE; (3) zwischen 55 Ma und 25 Ma: NW-SE. Die Resultate für die Perioden 2 und 3 sind etwa kompatibel mit denen einer Studie, die Daten aus den gesamten Alpen berücksichtigt hat (Platt et al. 1989). Die in allen Perioden starke Divergenz von Scher- und Streckungsrichtungen zeigt weiterhin, daß Schwerkrafteffekte auch im nicht bogenförmigen Segment der Alpen die krustale Deformation entscheidend mitgestalten. Ein Vergleich der Bewegungsrichtungen Adria-Europa mit der Bewegungsgeschichte Afrika-Europa legt den Schluß nahe, daß Adria während der gesamten kretazisch-tertiären Plattenkonvergenz kinematisch von Afrika abgekoppelt war.

Eine detaillierte Analyse der kinematischen Daten für die Periode von 90-55 Ma zeigt, daß Massenverlagerungen von Zonen starker Akkretion, Aufheizung, Hebung und tektonischer Erosion kontinentaler Kruste (Sausalpe/Koralpe, östliches und westliches Tauernfenster, Schneeberger Zug) wegführen. "Senken" für dieses Material sind Bereiche, in denen mesozoische und paläozoische Gesteinsserien während der alpidischen Orogenese keine oder nur niedriggradige Metamorphose erlitten haben.

Literatur:

Platt, J.P., Behrmann, J.H., Cunningham, P.C., Dewey, J.F., Helman, M., Parish, M., Shepley, M.G., Wallis, S. & Weston, P.J., 1989. - Nature, 337, 158-161.

COESIT IN DEN EKLOGITEN DER SAUALPE?

Jan BEHRMANN, Dorothée BROSINSKY & Sylke KNECHT

IGL, Universität Giessen, Senckenbergstr. 3, D-6300 Giessen

Die Saualpe (Kärnten, Österreich) ist recht reich an isolierten, bis km-großen Vorkommen von Eklogit mit problematischem Bildungsalter (alpin oder voralpin). Während der petrographischen Bearbeitung von Eklogiten der nördlichen Saualpe fiel eine Probe vom Vorkommen 500m S' Kirchberg (ca. 4.3 km SSE' Bahnhof Hüttenberg) wegen seiner eigenartigen Mikrostruktur auf.

Es handelt sich um einen mittelkörnigen (ca. 1mm), nicht foliierten Eklogit mit der Primärparagenese Granat-Omphazit-Disthen-Quarz-Rutil. Amphibolitisierung und andere Arten von Alteration sind geringfügig. Die Mikrostruktur ist granoblastisch, ohne Anzeichen eines durch plastische Deformation erzeugten Regelungsgefüges nach Kristallform oder Kornorientierung. Quarz kommt sowohl in der granoblastischen Matrix als auch in Form etwa sphärischer Einschlüsse in Granat und Omphazit vor. Die Wirtsminerale um die Quarzeinschlüsse sind in fast allen Fällen von Dehnungsrissen durchzogen, die radialstrahlige Muster bilden. Diese Art von Bruchmuster unterscheiden sich eindeutig von den üblicherweise ausgebildeten Spaltrissen in Granat und Klinopyroxen. Sie sind bisher aus Gesteinen beschrieben worden, die Coesit zumindest reliktsch enthalten (Chopin 1984, Smith & Lappin 1989, Wang et al. 1989).

Der pseudomorphe Ersatz von Coesit ist vollständig. Ein indirekter Nachweis kann jedoch geführt werden, daß ein Phasenübergang Coesit-Quarz für die Entstehung der radialstrahligen Rißmuster verantwortlich ist. In einem eindimensionalen mechanischen Modell analysieren wir die Deformation, die den Einschlüssen und ihrer Umgebung durch Dilatation aufgeprägt werden. Die bei der Dilatation erzeugten Risse in den Wirtsmineralen haben eine charakteristische Länge, die sowohl eine Funktion des Volumengewinns der Einschlüsse als auch der elastischen Kompressibilität der Wirtskristalle ist. Bei

einer zu fordernden Dekompression des Eklogits von 2.5-2.8 GPa (Mirwald & Massonne 1980) beträgt die theoretisch zu fordernde Rißlänge bei Granat das 6.21-fache bis 7.0-fache, bei Klinopyroxen (Jadeit) das 5.06-fache bis 5.67-fache des jeweiligen Einschlußradius. Eine Analyse der im Eklogit von Kirchberg vorgefundenen Rißlängen ergibt in Omphazit ein Mittel vom 5.6-fachen, in Granat vom 6.31-fachen des Einschlußradius. Wir halten es daher für wahrscheinlich, daß im Eklogit von Kirchberg Coesit stabil gewesen ist.

Literatur:

- Chopin, C., 1984. - Contrib. Mineral. Petrol., 86, 107-118.
Mirwald, P.W. & Massonne, H.J., 1980. - N. Jb. Min. Mh., 10, 469-477.
Smith, D.C. & Lappin, M.A., 1989. - Terra Nova, 1, 47-56.
Wang, X., Liou, J.G. & Mao, H.K., 1989. - Geology, 17, 1085-1088.

POLYPHASE DEFORMATION AN DER SE-GRENZE
DES CAMPO-KRISTALLINS

Alfons Berger, Jörn Schäfer, Jürgen Streit, Gerd Zarske

Inst. für Geologie und Dynamik der Lithosphäre 3400 Göttingen, Goldschmittstr. 2

Die Peio-Linie wurde in ihrem mittleren Abschnitt, am südöstlichen Ende des Ultentals (Südtirol/Italien), wie auch die Kristallinserien beiderseits der Störung petrographisch und strukturell kartiert.

Der nördliche Kristallinblock hat mindestens zwei präalpidische Faltungsphasen erfahren. Der asymmetrische F1 - Faltenstil ist NE- und SW - vergent mit NW-SE verlaufenden Faltenachsen. Dominant ist der jüngere F2 - Faltenstil mit engen leicht S - vergentem Falten und E-W verlaufenden Achsen. Der F2 - Faltenbau bestimmt im wesentlichen die Raumlage der Gesteinsfoliation; die Mineralstreckungslineation stimmt in der gesamten Serie mit der F2- Faltenachsenrichtung überein. Einzelne Quarz- "rods" und Interferenzmuster werden als Überprägungsstruktur angesprochen.

Die einphasig prograde Metamorphose hat einhergehend mit der varistischen Deformation - die Amphibolitfazies erreicht.

Das N-Block-Kristallin hat im Zusammenhang mit der überlagernden Quarzphyllitserie eine penetrative alpidische Diaphthorese erlebt, deren Intensität mit Annäherung an den Quarzphyllit zunimmt. Gleichzeitig geben die Qz-Rekristallite Hinweise auf E-gerichteten Transport im Quarzphyllit. Als letztes tektonisches Ereignis tritt eine leichte, offene weitspannige Faltung auf. Darin sind oligozäne Ganggesteine mit deformiert.

Das Kristallin südlich der Peio-Linie hat während der varistischen Deformation eine amphibolitfazielle Hauptmetamorphose erfahren. Es gibt mindestens zwei präalpidische Faltungen, wobei die jüngeren F2-Faltenachsen hauptsächlich ESE-WNW verlaufen.

Im Kern des S-Blocks gibt es Relikte einer älteren höhergradigen Metamorphose. Unmittelbar im tektonisch Hangenden der Peio-Linie liegen stark retrograde Überprägungen vor.

Die Peio-Linie ist eine duktile Scherzone mit sinistraler Bewegungssinn (Scher Sinnindikatoren sind: sigma-Klasten, s-c-Gefüge, Flexurfalten und Quarztexturmessungen). Der S-Block wurde an der Peio-Linie relativ nach ENE bewegt. Erste K/Ar-Datierungen an Hellglimmern ergeben für die Aktivitäten an der Peio-Linie Alter ab Eozän bis mindestens Oligozän.

PETROGRAPHISCHE UND GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN EINER TONALITISCH-GRANODIORITISCHEN INTRUSION

Christoph BÖHM, Klaus DELLER, Andreas NEUMAIR & Georg TROLL
Institut für Petrographie und Mineralogie der Ludwig-Maximilians-
Universität, Theresienstr. 41 III, D- 8000 München 2

Am Westrand der Öztaler Masse, dem sogenannten "Rojen-Kristallin", wurde im Rahmen einer Diplomarbeit eine bisher nicht bekannte Intrusion mit tonalitisch-granodioritischem Chemismus aufgefunden. Die Lokalität liegt südlich der Elferspitze an der Halderscharte zwischen $10^{\circ} 28' 94''/ 10^{\circ} 28' 88''$ östlicher Länge und $46^{\circ} 46' 37''/ 46^{\circ} 46' 56''$ nördlicher Breite in einer Höhe zwischen 2743 m und 2870 m. Der aufgeschlossene Bereich besitzt eine Länge von 500 m und eine maximale Breite von 150 m. Die Proben 1-5 liegen auf einem N-S Profil, die Probe 6 wurde getrennt entnommen. Die Intrusion ist umgeben von amphibolitfaziell metamorphen Glimmerschiefern sowie Flaser- und Plagioklasgneiszügen. Darüberhinaus treten porphyritische Ganggesteine auf, die aber keinerlei Zusammenhänge mit der Intrusion erkennen lassen.

PETROGRAPHIE:

Die Proben 1-3 sind makroskopisch und mikroskopisch nahezu identisch. Das gleichkörnige Gestein ist mittel- bis feinkörnig. Als Hauptgemengteile treten grüne Hornblenden, undulös auslöschender Quarz, Plagioklas und eingeregelt Biotite auf. Die Biotite rufen eine nur im Schliff erkennbare Paralleltexur hervor und sind in den Proben 1-3 und 5 das vorherrschende Mafitmineral. Die Plagioklase zeigen nur zu ca.20% sehr feine Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz (An_{30} , nach RITTMANN). In Probe 4 sind die Feldspäte fast vollständig serizitisiert und in den noch erhaltenen sind geknickte Zwillingslamellen zu erkennen. Es treten einzelne Querbiotite auf und bereits im Handstück zeigt sich ein leicht schiefriiges Gefüge, das sich im Schliff verdeutlicht.

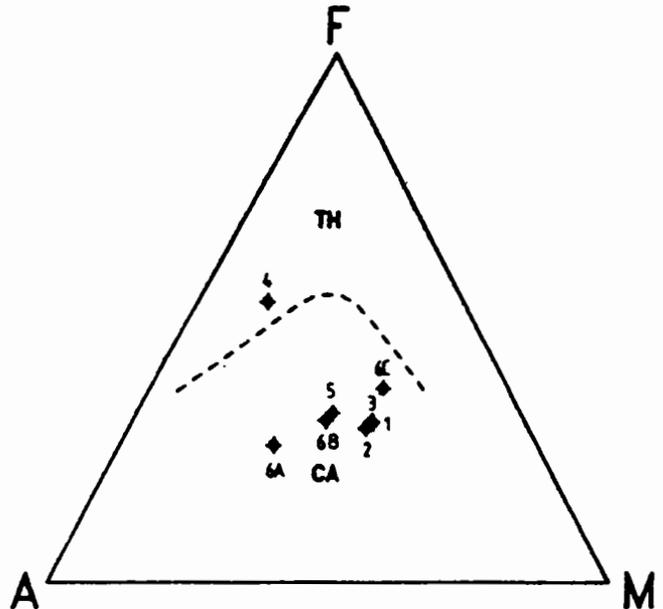
Probe 5 gleicht sehr stark Probe 1-3, nur modal tritt Quarz zu Gunsten von Hornblende zurück.

Proben 6B und 6C scheinen Xenolithe/Autolithe zu sein, die mit ihrem erhöhten Plagioklas- bzw. Hornblendeanteil das direkte Nachbargestein 6A kontaminierten.

Pr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Mn	Cr
1-3	60.09	12.58	6,04	7,54	3,63	2,44	2,58	672	663
4	55,81	2,97	11,96	2,24	0,57	3,75	3,37	615	109
5	60,27	13,52	7,11	6,72	5,12	4,50	2,14	784	525
6A	51,66	21,37	5,03	5,24	3,84	5,55	3,53	368	249
6B	60,45	13,23	6,49	7,13	4,18	5,02	2,50	746	549
6C	45,47	11,58	9,20	10,88	7,48	3,29	1,65	1359	976
2Bi	43,27	13,01	13,31	15,97	2,37	2,60	6,48	897	1340
4Bi	39,68	16,17	13,59	17,06	1,05	0,43	7,56	758	1453

Gesamteisen ist als FeO angegeben. Aus Probe 2 und 4 wurden Biotite separiert: die Proben 2Bi und 4Bi.

Abb. 1: AFM-Diagramm.



Aus dem AFM-Diagramm geht für alle Proben ein eindeutig Kalk-alkalischer Chemismus hervor. Die geochemischen Analysen wurden röntgenfluoreszenz-analytisch durchgeführt.

Auffällig ist wiederum Probe 4, die gegenüber 1-3 und 5 nahezu bei allen Elementen stark veränderte Konzentrationen aufweist. Bei den Hauptelementkonzentrationen fällt der für tonalitisch-granodioritische Plutonite ungewöhnlich hohe MgO-Anteil auf, der hier normalerweise zwischen 0,5 und 4,0 Gew.% schwankt und eher bei mafischen Gesteinen zu erwarten wäre.

Denselben Trend zeigt bei den Spurenelementen das Chrom, da derartig hohe Cr-Konzentrationen eher bei Ultramafitisch-Mafitischen Gesteinen, im Mittel 2750-170ppm, auftreten. Intermediäre bis saure Gesteine enthalten hingegen in der Regel max. 80-25ppm Chrom (SCHARBERT 1984). Biotitchemismus: Viel stärker tritt die erwähnte hohe Cr-Konzentration jedoch bei den Biotiten zutage, da der Einbau von Chrom in Fe-Al-Silikaten durch den ähnlichen Ionenradius 0,70 Å gegenüber

z.B. Mn 0,75 A an Stelle von Fe 0,63 A bzw. Al 0,61 A begünstigt ist. Allerdings sind die Biotite nicht die einzigen Cr-Träger, da ihr modaler Anteil von ca. 10–20% nicht die hohen Gesamtgesteinskonzentrationen erklärt. Aus dem Vergleich der Cr-Konzentration der Proben 4 und 4Bl geht deutlich hervor, daß der in 4 enthaltene Cr-Anteil nahezu ausschließlich aus dem Biotit stammen muß.

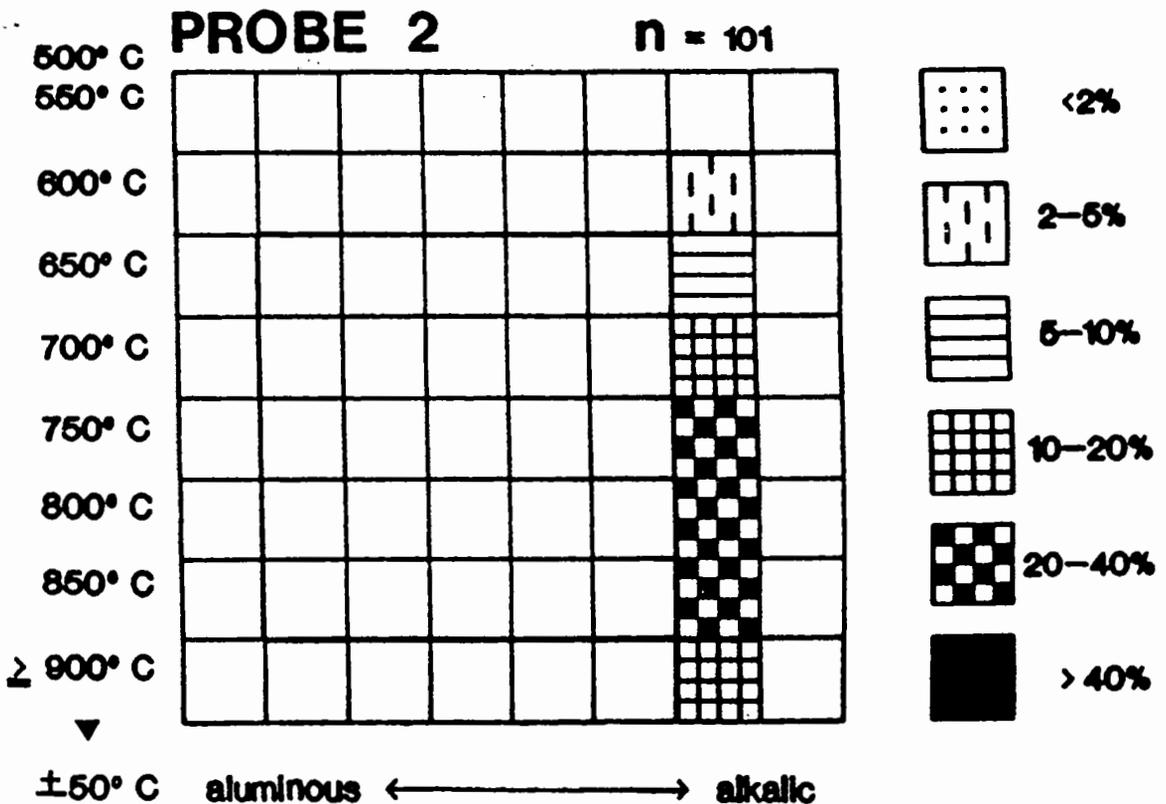
Chemisch liegen die Biotite minimal rechts der Mitte des durch die Endglieder Eustonit/Siderophyllit/Annit/Phlogopit aufgespannten Biotit/Phlogopit-Normvierecks (SPERR 1984), das auf dem Verhältnis Al zu Fe/Fe+Mg beruht, im Bereich des Biotitfeldes. Als Mineralformeln ergeben sich für:



Hierbei sind nur Elemente mit mehr als 3 Gew.% berücksichtigt. Es wurde auf die erste Kommastelle gerundet.

Diese Zusammensetzung ist nach DEER et al. (1962) typisch für Biotite aus kalkalkalischen Plutoniten.

Abb. 2: PUPIN-Diagramm der Probe 2



Zirkontypologie: Die Zirkonaußenflächen wurden raster-elektronenmikroskopisch nach PUPIN (1980) ausgewertet und für die Probe 2 die Anzahl von 101 unzerbrochene Individuen untersucht.

Aus Probe 4 wurden ebenfalls Zirkone separiert und untersucht, sie waren jedoch stark zerbrochen und angelöst, so daß nur 39 Individuen klassifiziert werden konnten, die eine mit Probe 2 identische Verteilung zeigten.

Die Zirkone liegen auf einem Entwicklungspfad, der für Mantelmaterial bzw. Magma mit hohem Mantelanteil typisch ist (PUPIN 1980); zudem weist dieser auf einen deutlich alkalischen Magmenchemismus hin.

VAVRA (1989) fand Zirkone mit nahezu identischer PUPIN- Verteilung, bei der Untersuchung von metamorph überprägten ocean-ridge-granite ähnlichen tholeiitischen Metarhyolithen mit normativ trondhjeimitischen Mineralbestand des Tauernfensters.

Interpretation: Bei Berücksichtigung aller bisher erzielten Ergebnisse handelt es sich hier um eine granodioritisch- tonalitische Intrusion präalpidischen Alters, die nur in einem Bereich erkennbar postintrusiv metamorph beeinflusst wurde. Das Magma entstammt dem Mantel bzw. ist stark mantelbeeinflusst, Anatexis von Ophiolithen oder amphibolitischen Gneisen könnte dabei eine Rolle spielen könnte. Der Entwicklungspfad der Zirkone spricht für eine gleichmässige Abkühlung. Die hohen Cr und Mg Konzentrationen lassen auf eine unvollständige Differentiation schließen.

Literatur:

DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMANN, I. (1962): Rock Forming Minerals: Vol. III: Sheet Silicates.- Longmans London PUPIN, J.P. (1980): Zircon and Granite Petrology.-

Contr. Min. Pet. 73:207-220

SCHARBERT, H.G. (1984): Einführung in die Petrologie und Geochemie der Magmatite.- Deuticke Wien

SPERR, A. (1984): Micas in Igneous Rocks.- Rev.in Min., 13: 299-349

VAVRA, G. (1989): Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen.- Geochemie, Zirkonmorphologie U/Pb-Radiometrie-. unveröff. Diss. Tübingen 1989

DIE KINEMATIK DER SÜDLICHEN AROSA ZONE

Susanne BORCHERT, Geologisches Institut, Sigwartstr.10, D-7400
Tübingen

Die südliche Arosa Zone (nach Ring et al., In press; alias Carungas Decke, Cornelius, 1935) ist Teil der alpinen Suturzone zwischen Unterostalpin und Penninikum. Sie bildet eine verschuppte, lithologisch heterogene Einheit aus kontinentalen und ozeanischen Gesteinen und hat den Charakter einer tektonischen Mélange. Die südliche Arosa Zone zwischen der liegenden Platta Decke im Westen und dem Kristallin der hangenden Err-Bernina Decke im Osten zeigt ein generelles N-S Streichen.

Eine Untersuchung zur Deckenkinematik (Deformationspfad, Rotation, und Strain) ergab vier, duktil bis spröde Deformationen, $D_1 - D_4$. Deren Charakteristika sind:

D_1 : Die erste Deformation D_1 äußert sich in einer nur reliktsch vorhandenen isoklinalen Verfaltung. Deren Strukturen werden durch die penetrative zweite Deformation D_2 nahezu vollständig zerstört. Gefunden wurde sie nur in kalkigen Tonschiefer. Die Schichtung s_s steht schräg zur Schieferung s_1 , die durch Anreicherung von Phyllosilikat und opaken Mineralien erkennbar ist.

D_2 : Die zweite Deformation D_2 erzeugte eine dominante Schieferung s_2 , die parallel zur Schichtung s_s verläuft und eine von SW-NE bis NW-SE gerichtete Streckung str_2 . Nach der Glättung der jüngeren Falten (der dritten Deformation) taucht die Schieferung s_2 mit einem Winkel von 30° nach NE bis SE ab. Eine west-vergente, isoklinalen Verfaltung von Schieferung s_2 ergibt N-S gerichtete Faltenachsen; die Achsenflächen liegen parallel zur Schieferung s_2 . Gestreckte Variolen, synkinematische Faserminerale (z.B. Quarz und

Calzit), gelängte Mineralien, und die Entwicklung von Druckschatten geben eine E-W Streckungsrichtung an. Die Überlagerung der zweiten Schieferung s_2 mit der ersten s_1 bildet in Inkompetenten Gesteinen eine E-W gerichtete Krenulation. Rotationskriterien, z.B. S-C- und ecc-Gefüge und rotierte Klaster, ergeben eine "top nach West" gerichtete Scherung. Druck und Temperatur lagen während der Deformation D_2 bei 2-5 kbar und 300-350°C.

D_3 : Im Anschluß an die prägende Deformation D_2 , kommt es zu großräumigen, nach N bis NNE orientierten Aufschlebungen. Dazu entstehen offene, nordvergente Falten F_3 , die teilweise zerschert sind. Inkompetenten Gesteinen weisen lokal eine schwache Schieferung s_3 auf, die steil nach N bis NE einfällt. Die wenigen Streckungslineare str_3 zeigen eine N-S Orientierung. Mikrostrukturelle Untersuchungen belegen die N-vergenten Überschiebungen parallel zur Streckung str_3 . Die Temperatur der Deformation D_3 wird auf 200-250°C, der Druck auf 1-3 kbar geschätzt.

D_4 : Flache, ostfallende Abschiebungen, Knickfalten F_4 und wenige unverheilte E-W orientierte Extensionsspalten sind die Strukturen der jüngsten Deformation D_4 . Ihr bruchhafter Charakter deutet auf einen geringeren Überlagerungsdruck hin.

Strain: Finite Strain-Daten bestätigen die etwa E-W gerichtete Extension während der zweiten Deformation D_2 . Die oblate Form mancher Strainellipsoide erklärt sich möglicherweise durch eine Wiederverwendung der XY-Ebene von der zweiten Deformation D_2 während der dritten Deformation D_3 .

Durch die Aufteilung des finiten Strains in Inkremente ist es möglich den genaueren Bewegungspfad der prägender Deformation D_2 zu ermitteln. Unter anderem wurde an Hand von gekrümmten synkinematischen Fasermineralien der inkrementelle Strain-Pfad bestimmt. Die ältere SW orientierte Phase der zweiten Deformation D_2^a änderte sich progressiv nach NW D_2^b .

Modell: Mit Hilfe der gewonnenen strukturgeologische Daten konnte die Kinematik der südlichen Arosa Zone ausgearbeitet werden. Sie ermöglichen die Einordnung in ein plattentektonisches Modell (Ring,

1989): die zweite Deformation D_2 steht im Zusammenhang mit der kretazischen südfallenden Subduktion des südpenninischen Ozeans und der nachfolgenden Kollision mit Deckenüberschiebung (Ostalpin über Penninikum). Das resultierende Akkretionsprisma weist vor allem "top nach Westen", nicht-koaxiale Strukturen auf. auf Grund der Rotation des Adriatischen Sporns gegen den Uhrzeigersinn relativ zu Europa entsteht eine N-S Einengung, die im Eozän N-gerichtete Aufschlebungen der D_3 erzeugt. Die flach nach E-gerichteten Abschreibungen der vierten Deformation D_4 erklären sich durch ein gravitatives Abgleiten als Reaktion auf die Hebung des Lepontinischen Wärmedoms WSW des Gebietes.

STRAIN PARTITIONING ZWISCHEN BLÖCKEN UND MATRIX IN DER MELANGE DER AROSA SUTURZONE

Susanne BORCHERT, Uwe RING, Wolfgang FRISCH, Lothar RATSCHBACHER
Geologisches Institut, Sigwartstr.10, D-7400 Tübingen

Die Arosa Zone ist Teil der alpinen Suturzone zwischen Ostalpin und Pennin und bildet eine verschuppte, lithologisch heterogene Einheit aus kontinentalen und ozeanischen Gesteinen. Sie besitzt den Charakter einer tektonischen Mélange, die sich während der kretazischen bis alttertiären Imbrikation bildete.

Kompetente Blöcke ostalpiner und penninischer Herkunft (mit Größen bis in den Kilometerbereich) schwimmen in einer inkompetenten tonig-karbonatischen oder serpentinitischen Matrix. Die Kompetenzunterschiede bewirken eine Aufteilung der Deformation in spröde und duktile Anteile (strain partitioning). Die kompetenten Gesteine (ostalpinen Kristallin, Hauptdolomit, verschiedene Kalke, Radiolarit, Basalt, Peridotit) zeigen Extensionsspalten und Scherbrüche. In der Matrix entwickelte sich unter hohem Strain durch duktilen Fließen eine penetrative Schieferung mit rotationalen Schergefügen. Im Gegensatz zur Matrix verlief die Deformation in den Blöcken vorwiegend koaxial.

Die Mélangebildung wurde im mesoskopischen Bereich von der Fragmentierung der kompetenten Gesteinslagen entlang von Zerrbrüchen gesteuert. Anschließend wurden die Blockränder durch Scherbrüche und Faltung mit einer penetrativen Schieferung überprägt. Kataklyse, Drucklösung und kristallplastische Verformung waren die vorherrschenden Deformationsmechanismen. Die Metamorphose lief im very low- bis low-grade Bereich ab.

DIE RODL-STÖRUNG IN DER SÜDLICHEN BÖHMISCHEN MASSE

M. Brandmayr¹, R. Handler¹, R.D. Dallmeyer² & E. Wallbrecher¹

¹ Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstraße 26, A - 8010 GRAZ

² Department of Geology, University of Georgia, USA - Athens, GA 30602

Die die südliche Böhmisches Masse durchziehenden Scherzonen bilden ein konjugiertes, gleichzeitig aktives System. Durch Untersuchungen an einer der Seitenverschiebungen sollen Aussagen über die Kinematik und Rheologie des gesamten Scherzonensystems getroffen werden. In der vorliegenden Studie wurde die Rodl-Störung im österreichischen Anteil der südlichen Böhmisches Masse bearbeitet (Abb. 1). Das bis jetzt unklare Alter der Bewegung an diesen Störungen (alpidisch, variszisch oder beides) wurde durch geochronologische Methoden eingegrenzt.

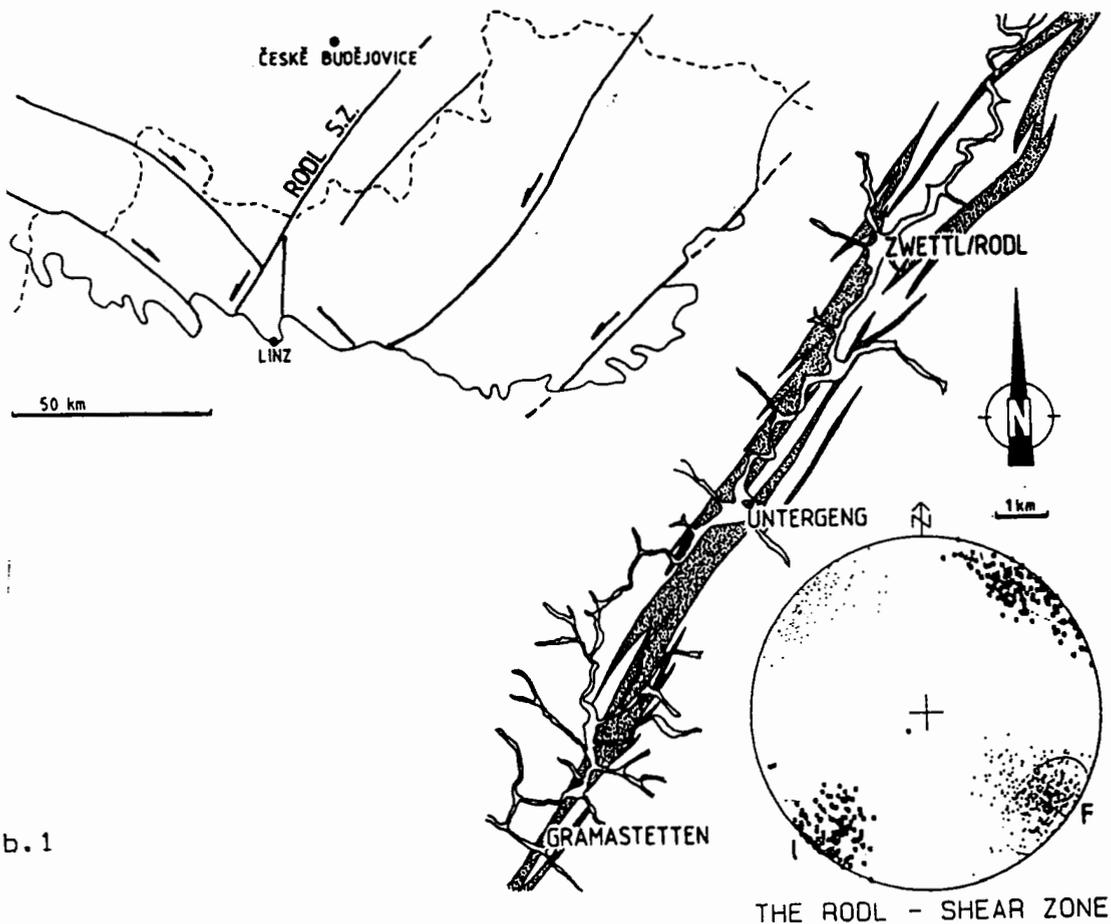


Abb. 1

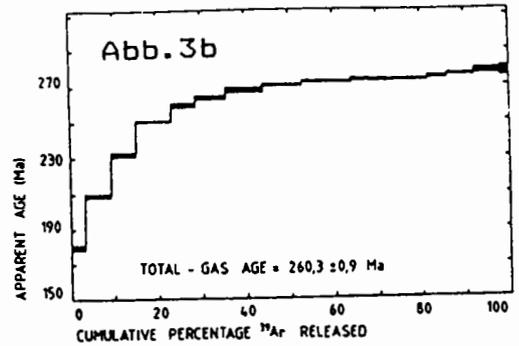
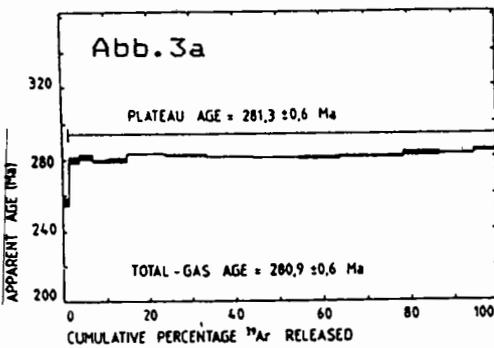
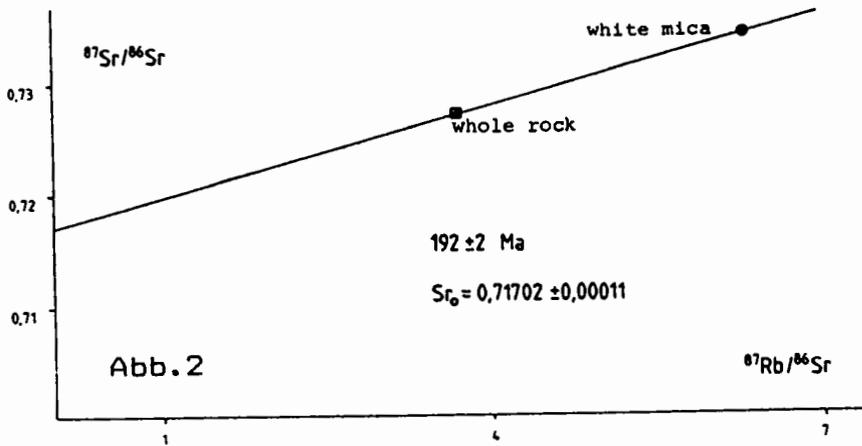
THE RODL - SHEAR ZONE

Während der Bewegung an der Rodl-Störung kam es zu einer duktilen Deformation des Gesteins, verbunden mit der Ausbildung einer mylonitischen Foliation und Streckungslineation. Die Schieferungsflächen (F in Abb. 1) fallen mit ca. 85° gegen NW ein, die darauf befindliche Streckungslineation (l in Abb. 1) ist nahezu horizontal, maximale Einfallswinkel liegen um 30°. Die durch die Deformation gebildeten Gesteine sind Phyllonite, Protomylonite, Mylonite und Ultramylonite (gepunktete Bereiche in Abb. 1). Die Gesteine der Scherzone leiten meist kontinuierlich in das undeformierte Ausgangsgestein über und werden gegen das Scherzonenzentrum hin zunehmend feinkörniger. Die Ausbildung von s-c und ecc-Flächensystemen, asymmetrische Feldspatagen und Schiefgürtel von Quarz-c-Achsenverteilungen belegen eine sinistrale Bewegung an der Rodl-Störung. Unter progressiven spröden Deformationsbedingungen wurden die häufig auftretenden Harnische gebildet. Die Analyse der Lage der Hauptnormalspannungen aus diesen Strukturen ergab eine Lage der Kompressionsachse (σ_1) in Richtung NW-SE und eine Lage der Extensionsachse (σ_3) in Richtung NE-SW. Die mittlere Achse der Hauptnormalspannungen (σ_2) ist nahezu senkrecht, wie es typisch für Seitenverschiebungen ist.

Mikroskopische Untersuchungen zeigen eine bruchhafte Deformation der Feldspäte, die entlang syn- oder antithetischer Abschiebungen zerschert, oder zu σ - und δ -Typ-Porphyrroklasten deformiert, wurden. In den Druckschatten finden sich neu gewachsene Quarze. Die Basis-(0001)-Flächen der Hellglimmer wurden parallel zur Plättungsebene eingeregelt (Glimmerfische). Quarz reagierte plastisch auf die Scherbewegung und wurde durch die Mechanismen des Gleitens und Kletterns von Fehlstellen unter den Bedingungen des 'power-law creep', aber auch durch Diffusionsprozesse deformiert. Messungen von Quarzrekrystalliten ergaben sinistrale Schräggürtelverteilungen der Quarz-c-Achsen, die durch die Aktivierung des Basis- $\langle a \rangle$ - und des Rhomben- $\langle a \rangle$ -Gleitsystems hervorgerufen wurden. Diese Beobachtungen weisen auf eine Deformation unter Metamorphosebedingungen der oberen Grünschieferfazies hin. Dafür spricht auch die Chloritisierung von Amphibolen und Granat, sowie die randliche Umwandlung von Hellglimmern in feinschuppigen Serizit.

Um das Alter der Scherbewegung zu erfassen wurden folgende geochronologische Datierungen durchgeführt: Eine Rb-Sr Mineralisochrone ergab ein Alter von 192 ± 2 Ma (Abb. 2). Die Isochrone wurde über die Rb/Sr - Verhältnisse des Gesamtgesteins und einer Hellglimmerfraktion der Korngröße < 0.002 mm berechnet. Die Deutung dieses Datums ist jedoch nicht eindeutig, da das Hellglimmerkonzentrat durch geringe Mengen an Quarz und Kalifeldspat kontaminiert ist. Für die Messung zweier $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ Altersspektren wurden Hellglimmer von der mylonitischen Foliation abgelöst. Große Glimmer ergaben ein gut ausgebildetes Plateaualter von 281.3 ± 0.6 Ma (Abb. 3a). Eine feinkörnigere Glimmerfraktion (0.13-0.15 mm) ergab ein diskordantes Altersspektrum (Abb. 3b) mit einem oberen Schnittpunkt bei ca. 275 Ma und einem unteren Schnittpunkt bei etwa 180 Ma. Der obere Wert wird als jenes Alter interpretiert bei dem die Schließungstemperatur von Hellglimmer für Argon

(ca. 350 °C) erreicht wurde. Das jüngere Alter kann als Hinweis auf einen diffusiven Argonverlust, bedingt durch eine lokale verformungsinduzierte Erwärmung des Gesteins und erhöhten Fluiddurchsatz während einer fortwährenden (postvariszischen ?) Scherbewegung, gewertet werden.



Aus diesen Daten folgt, daß die Störungssysteme der südlichen Böhmisches Masse sicherlich zu variszischer Zeit, im Anschluß an den Metamorphosehöhepunkt und die Intrusion des Südböhmischen Plutons vor 349 Ma (Scharbert 1987), angelegt wurden. Die Scherzonen werden als 'slip-lines' während der variszischen Orogenese im Zuge der Indentation der Böhmisches Masse (Wallbrecher 1989) gedeutet. Daneben existieren jedoch auch deutliche Hinweise auf eine spröde Betätigung der Scherzonen (Harnische!) in jüngerer Zeit. Die Kreidebecken von Ceske Budejovice und Trebon in der Tschechoslowakei werden als pull-apart Becken entlang der nördlichen Ausläufer der Rodl-Störung gedeutet. Die geologische Karte der Tschechoslowakei (Fusan, Kodym, Matejka & Urbanek 1967) zeigt die starke Deformation an den Rändern dieser Becken. Eine alpidische Bewegung an diesen Störungen ist nicht erstaunlich, da die Kompressionsrichtung während der variszischen und der alpidischen Orogenese

etwa die gleiche Orientierung besaß und die Flyschdecken des Alpenorogens nur etwa 5 km von den südlichsten Ausläufern der Böhmisches Masse entfernt sind.

Literaturhinweise:

Fusan, O., Kodym, O., Matejka, A. & Urbanek, L. (1967): Geological Map of Czechoslovakia, 1:500.000.- Geol. Surv. Czechoslovakia, Praha.

Scharbert, S. (1987): Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich.- Mitt. Österr. Miner. Ges., 132, 21-37, Wien.

Wallbrecher, E. (1989): Variscan strike-slip shear zones in the southern Bohemian Massif.- I.G.C.P. Project 233 Meeting: Tectonostratigraphic expression of Terrane Accretion in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens (Abstracts); Athens, July 1989, 117-120.

ÜBER DAS ALTER VON GEOLOGISCHEN GROSS- UND KLEINSTRUKTUREN IM BEREICH DER SCHEELITLAGERSTÄTTE IM FELBERTAL (LAND SALZBURG, ÖSTERREICH)

Degenhart BRIEGLEB, Wolfram Bergbau, A-5730 Mittersill

Ausgehend von der geologischen Situation im mittleren Teil des Tauernfensters wurden die Makro- und Megastrukturen im Bereich der Scheelitlagerstätte untersucht. Es werden (primär-)magmatische und (sekundär-)tektonische Strukturen unterschieden. Letztere können aufgrund ihrer Beziehung zur variskischen W-Vererzung in vor- bzw. früh-, in mittel- und in spät- bzw. post-variskische Strukturen eingeteilt werden. Dabei erweist sich die primäre Anlage der meisten tektonischen Groß- und Kleinstrukturen als voralpidisch, darunter die Überschiebung der ophiolitischen Sequenz (500 Ma) mit der W-Vererzung (300 - 400 Ma) über die Basisschiefer (670 Ma), aber auch die teilweise penetrative Schieferung (Durchbewegung) der basischen Magmatite und der variskischen porphyritischen Gänge bzw. granitischen Intrusionen (320 Ma). Jünger als die W-Vererzung und diese noch erfassenden Deformationen (Biegescherfalten im cm-dm- und m-Bereich) sind nur noch leicht deformierte Metaporphyrite und Metalamprophyre (spät-variskisch oder jung-alpidisch). Jünger als die W-Vererzung ist auch die Verschuppung der Basis der ophiolitischen Sequenz mit den weitestgehend nicht-mineralisierten Basisschiefen (spät-variskisch, wahrscheinlich jedoch alpidisch oder wenigstens alpidisch reaktiviert). Sichere alpidische Strukturen sind Störungen und Scherzonen mit cm- bis m-mächtigen Myloniten und Diaphtoriten und damit verbundenen Schleppfalten, sowie junge Quarzgänge (alpine Kluftmineralisation), die z.T. noch von s-konkordanten Störungen geringfügig (cm/dm) versetzt sind.

COMPUTERGESTÜTZTE GRAPHISCHE ANALYSE VON FERNERKUNDETEN GEOLOGISCHEN LINEAMENTEN

Manfred F. Buchroithner, Erich Riegler und Dieter Strobl, Institut für Digitale Bildverarbeitung und Graphik, Joanneum Research, Wastiangasse 6, A-8010 Graz

1. Einleitung

Im vorliegenden Beitrag wird eine als operationell und aussagekräftig erarbeitete Methode zur graphischen Analyse von Lineamenten, die aus Satellitenbildern kartiert worden sind, vorgestellt. Derartige Lineamentanalysen, die ihre Vorteile sowohl in großflächigen tektonischen als auch in ökonomisch-geologischen Untersuchungen ausweisen, sind in zahlreichen Publikationen dokumentiert. Die Vorteile der präsentierten Vorgehensweise werden in den Kapiteln 3 und 4 angeführt.

2. Lineamentkartierung

Kartierungen von geologisch relevanten Lineamenten aus Satellitenbildern werden seit der Verfügbarkeit der ersten vertikal aufgenommenen Weltraumbilder durchgeführt und sind in einer Unzahl von Fachartikeln mehr oder weniger detailliert veröffentlicht und methodisch beschrieben worden. Für großflächige Kartierungen (einige Zehntausend km² und mehr) in mittleren bis großen Maßstäben hat sich eine digital-analoge Hybridmethode als optimal erwiesen. Je nach Art des Reliefs und vor allem der Oberflächenbedeckung werden bei multispektralen Weltraumscanneraufnahmen (z.B. Landsat, SPOT) die meistversprechenden Spektralbänder ausgewählt und dann im digitalen Bereich bandspezifisch einzeln oder als Datenkombinationen (z.B. Summen und/oder Ratios) auf ihren (struktur-) geologischen Informationsgehalt hin optimiert. Aus den daraus resultierenden RGB-Laserfilmabspielungen werden großformatige Papierabzüge im endgültigen Auswertemaßstab, auf denen dann visuell-manuell die Kartierungen durchgeführt werden, hergestellt. Erst nach vollkommen abgeschlossener

Lineamentenerfassung wird entweder mittels Scanner oder manuell die Digitalisierung und gegebenenfalls eine Transformation in eine geforderte Kartenprojektion sowie eine genaue Endmaßstabsanpassung vorgenommen.

3. Graphische Lineamentanalyse

Zum Unterschied von Lineamentauswertungen, bei denen nur Rosendiagramme konstruiert werden, werden bei dem hier beschriebenen Ansatz default-mäßig eine Trendkarte der Lineamentdichte und der Lineamentschnittpunktdichte, ein Histogramm, eine Gesamt- und partielle Richtungsrosen sowie tabellarische Statistiken erstellt. Erst die Gesamtheit dieser aufbereiteten Informationen bietet dem Geologen die Möglichkeit für bestmögliche Aussagen.

Die im Rahmen unserer Untersuchungen entwickelten Trendkarten sind den konventionellen Isoplethendarstellungen von Lineament- bzw. Lineamentschnittpunktdichte in verschiedenen Belangen überlegen (siehe Kapitel 4). Den Lineamenten bzw. deren Intersektionen wird – vergleichbar mit der graphischen Darstellung der Wahrscheinlichkeit ihres Auftretens – ein gewisse Höhe und Ausdehnung (Einflußbereich) in Relation zum Auswertemaßstab zugewiesen. Dies ermöglicht die Einführung eines sehr feinen Rasters, wodurch die Darstellung der Ergebnisse deutlich verbessert wird. Zur Erstellung dieser Karten wurde ein parametrischer Ansatz mit teilweise automationsgestützter Festlegung der Parameter gewählt.

Die Rasterzellengröße wird bei den Lineamentdichte-Trendkarten durch den Quotienten aus kumulativer Lineamentlänge und vierfacher Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes ermittelt. Bei den Intersektionsdichte-Trendkarten werden hierfür die Minimalabstände der Schnittpunkte sortiert, und der Medianwert gebildet. In Herleitung von den (Höhenlinieninterpolationen bei) digitalen Geländemodellen wird der Einflußbereich der Lineamente bzw. der Schnittpunkte mit einem darüberliegenden Kurvenquerschnitt (“Höhenrücken” bzw. “Kuppel”) bestimmt. Eine normierte Gaußsche Glockenkurve mit einer Breite von 26 Rasterzellen bzw. einem 13fachen Radius bei den Schnittpunkten hat sich empirisch als optimal erwiesen. Beim “Isoplethen”-Abstand des “Trendgebirges” hat sich ein Wert von 1,5 (bezogen auf die normierte Amplitude der

Glockenkurve) als bester Kompromiß erwiesen, wobei man erst bei diesem Wert zu zählen beginnt. Dies bedeutet, daß mindestens zwei Lineamente "einen Einfluß ausüben" müssen, um reliefartig sichtbar zu werden.

Bei den polaren Richtungsdiagrammen wird zum Unterschied von vielen in der Geologie üblichen Darstellungen in der oberen Hälfte wahlweise die kumulative oder die mittlere Länge pro Richtungsintervall und in der unteren Hälfte die "Frequenz" (Anzahl der Counts) dargestellt, wobei die Größe der Intervalle interaktiv definiert werden kann. Richtungsrosen von Subregionen können ebenfalls ausgeplottet werden.

4. Diskussion

Bei den meisten bisher angewandten Methoden ergaben sich verschiedene Probleme: Um nicht zuviele unbesetzte Rasterzellen zu erhalten, war die Vorgabe eines vergleichsweise groben Rasters notwendig. Daraus ergaben sich nicht sehr aussagekräftige und graphisch nicht ansprechende Darstellungen, da diese einen feinen Raster erfordern. Die Wahl der Rasterzellengröße war zumeist ungelöst, Verschiebungen des Rasters resultierten in unterschiedlichen Ergebnissen.

Ein Hauptvorteil der hier vorgestellten Methode liegt darin, daß das graphische Ergebnis auch bei einer Rasterverschiebung nahezu lageinvariant ist. Dies ist in dem Verhältnis zwischen dem "Einflußbereich" von 26 Rasterzellen und dem maximalen Verschiebungsbetrag von einer halben Zelle begründet. Der gewählte feine Raster ermöglicht bei gleichzeitiger Minimierung der nicht besetzten Rasterzellen eine Darstellung vergleichsweise "glatter" Isolinien und eine homogene Besetzung der Rasterzellen. In der Mehrzahl der bearbeiteten Fälle waren daher nur 20 bis 30 % der Rasterzellen unbesetzt. Einen weiteren Vorteil bilden aufgrund der Herleitung des Ansatzes aus den digitalen Geländemodellen die Möglichkeiten dreidimensionaler perspektiver Darstellungen des "Dichteverteilungsgebirges".

Weitere Untersuchungen über einen effizienten Einsatz von Trendflächen erster bis nter Ordnung und deren Darstellung sind im Gange.

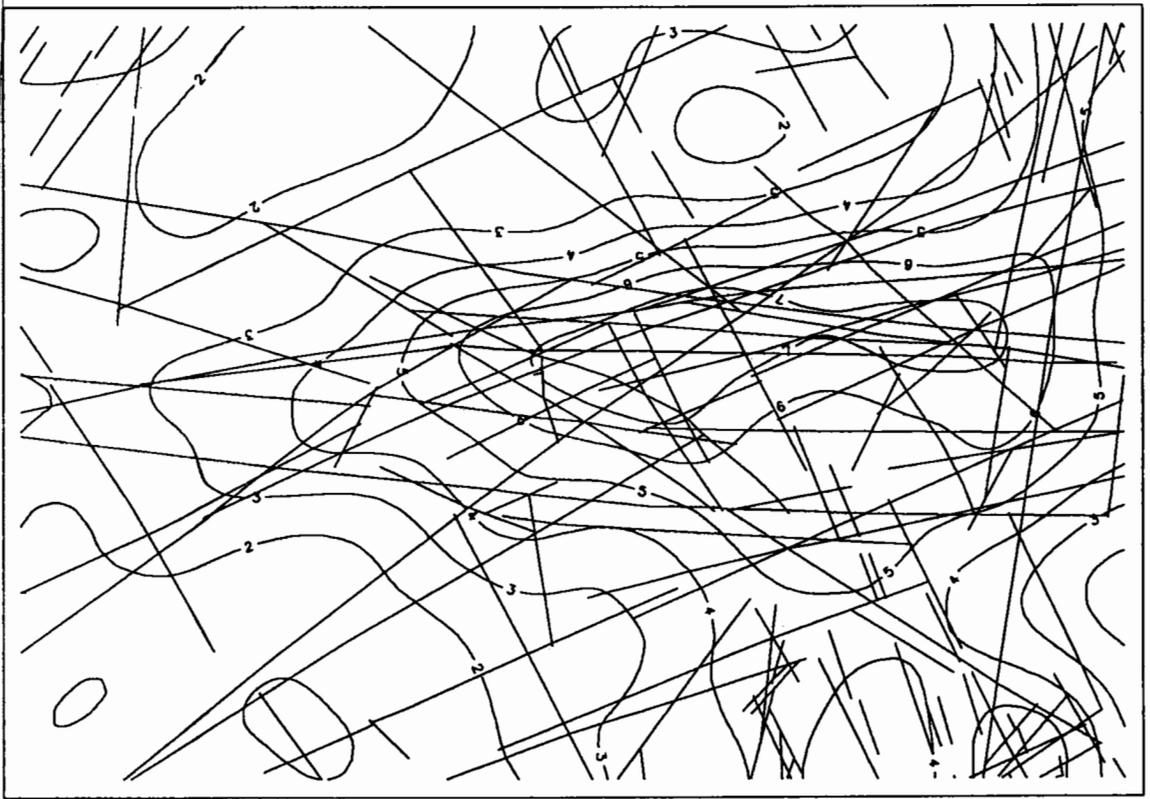


Abb. 1: Beispiel einer Trendkarte der Lineamentdichte.

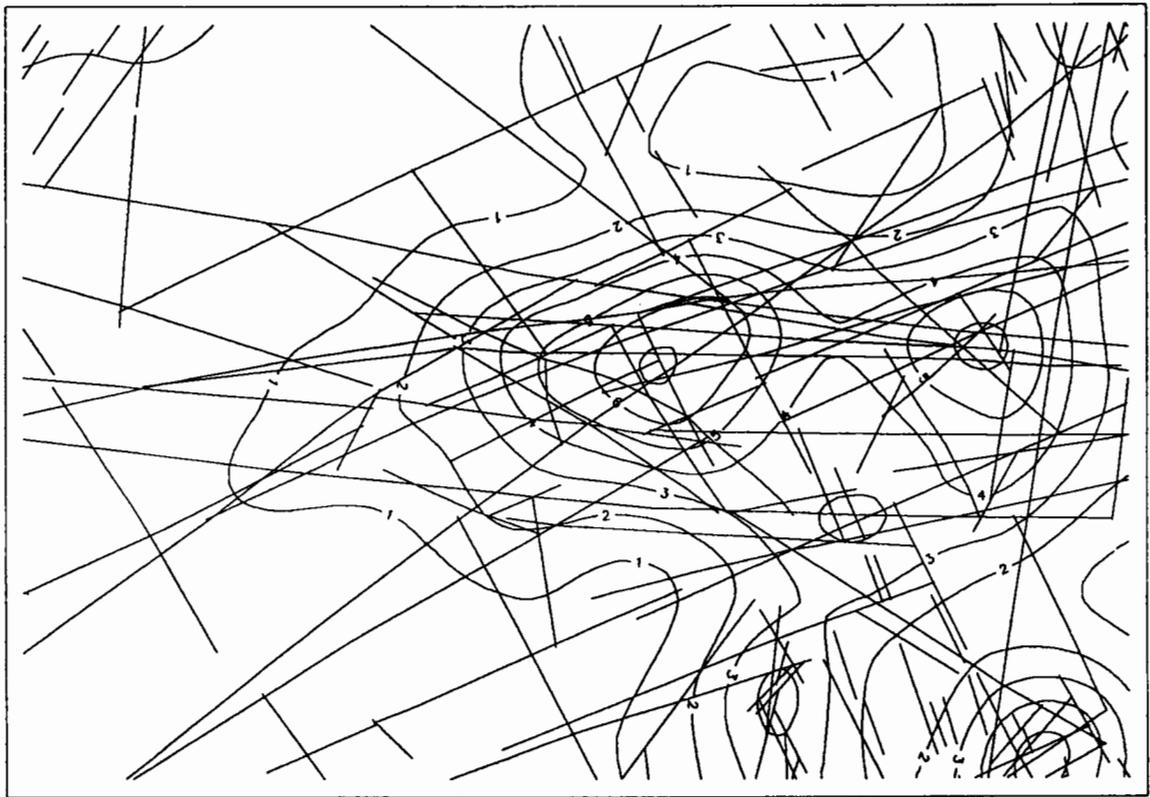
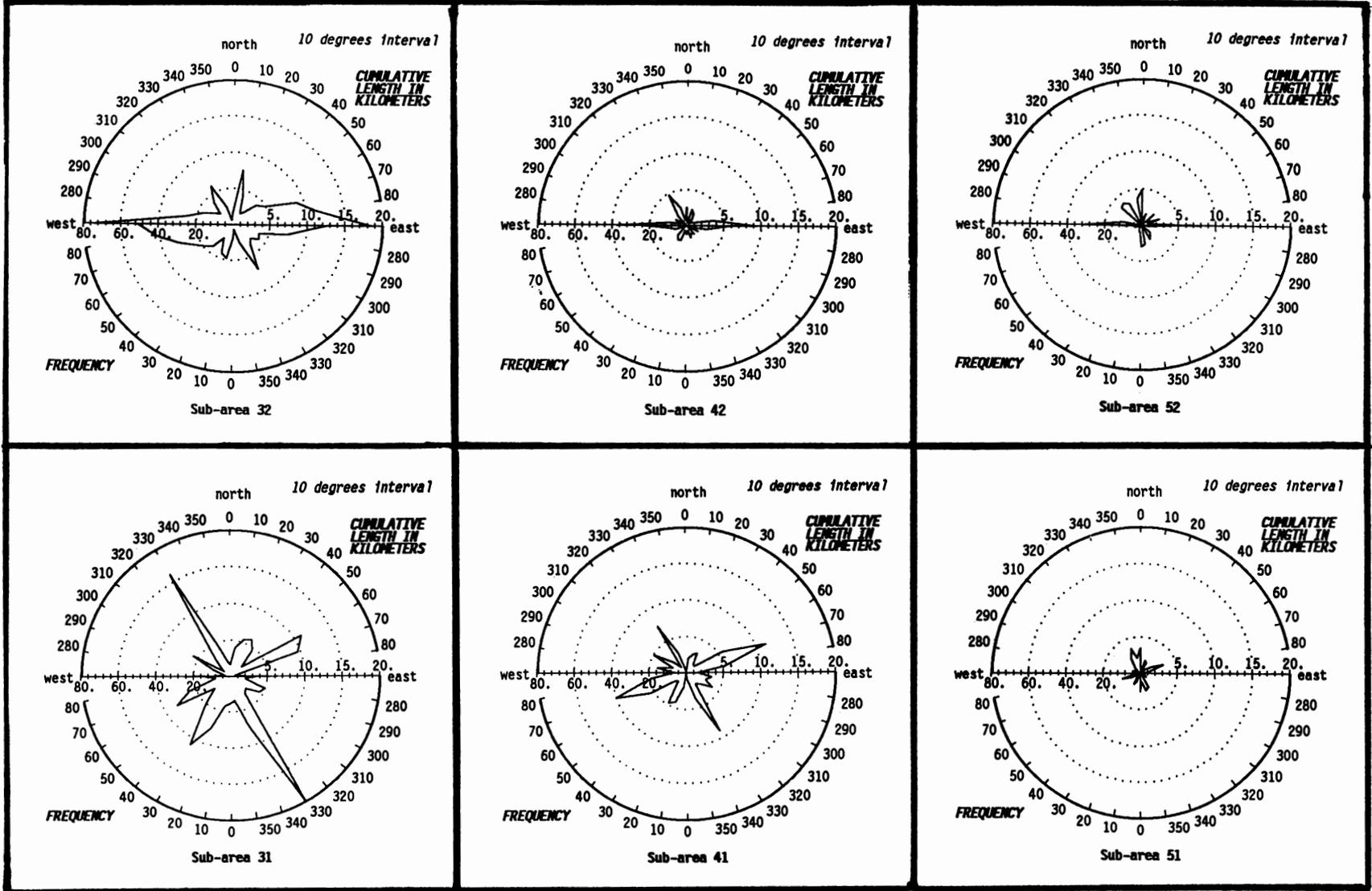


Abb. 2: Beispiel einer Trendkarte der Lineamentintersektionsdichte.

Abb. 3: Beispiel für einen Ausschnitt von 6 größtmäßig interaktiv bestimmten partiellen Lineament-Richtungsdiagrammen



STRUKTURELLE UNTERSCHIEDE IM VERLAUF DER MOSELMULDE VOM MITTELRAHEIN BIS ZUR WITTLICHER SENKE (RHEINISCHES SCHIEFERGEBIRGE) UND IHRE MÖGLICHE TEKTOGENETISCHE DEUTUNG

Peter BUDEUS, Falkenweg 6, D-7430 Metzingen

Karl-Heinz KÖLSCHBACH, Prinz-Albert-Str. 44, D-5300 Bonn

Bernd THON, Im Ruhrfeld 36, D-5309 Meckenheim

Die Moselmulde ist ein Groß-Synklinorium, das annähernd im Streichen des variszischen Faltenbaus das Rheinische Schiefergebirge vom Westerwald bis an den Ostrand der Trierer Bucht durchzieht. Im Südwesten hat sich in seinen Verlauf die Wittlicher Rotliegendensenke eingesenkt. Durch diese jungpaläozoische Struktur wird der größte Teil des südwestlichen Abschnitts der Moselmulde verdeckt. Ihre Strukturen verschwinden bei Trier schließlich endgültig unter dem auflagernden Mesozoikum der Trierer Bucht.

Die zentralen Teile der Moselmulde bestehen aus Sedimenten der oberen Ems-Stufe des Unterdevons; im Südwesten (Olkenbacher Mulde) auch noch aus den untersten Teilen des Mitteldevons (Eifel-Stufe). Die Flanken werden von Schichten der unteren Ems- und der oberen Siegen-Stufe aufgebaut.

Zwei wichtige tektonische Elemente begleiten die Moselmulde nahezu in ihrem gesamten Verlauf:

- Im Norden die Siegener Hauptaufschiebung, eine nach Südosten einfallende Verwerfung mit ungefähr variszischem Streichen, an der die Nordwest-Flanke der Moselmulde auf die Strukturen des Siegener bzw. Eifeler Hauptsattels aufgeschoben ist. Diese Aufschiebung hat am Mittelrhein einen Verwerfungsbetrag von schätzungsweise 3000 m (MEYER & STETS 1980) und ist nach Südwesten bis in die Gegend des Alftales (Süd-Eifel) zu verfolgen.
- Die Südost-Flanke der Moselmulde ist gekennzeichnet durch die Bopparder Überschiebungszone, eine eben-

falls nach Nordwesten gerichtete, teilweise deckenartig flach nach Südosten einfallende Verwerfungszone. Sie zieht sich vom Westerwald zur Trierer Bucht. An dieser Überschiebungszone wird der innere Teil der Moselmulde von ihrem Südost-Flügel überfahren.

Schon QUIRING fiel 1928 auf, daß die Schieferung im Nordwest-Flügel der Moselmulde Südvergenz zeigt. Nördlich der Bopparder Überschiebungszone kennzeichnet ein Vergenzmeiler den Verlauf des Muldentiefsten. Der Südost-Flügel weist wieder nordvergente Schieferung auf (im Hangenden und Liegenden der Bopparder Überschiebungszone). Dieses Bild einer kontravergent gefalteten Großmulde trifft fast für den gesamten streichenden Verlauf der Moselmulde zu.

Seit QUIRING haben sich zahlreiche Bearbeiter mit den Phänomenen der Moselmulde beschäftigt. Zentrale Probleme waren dabei das Zustandekommen der teilweise extremen Südvergenz auf dem Nordwest-Flügel - Südvergenz zählt im Rheinischen Schiefergebirge eher zu den Ausnahmen - und die Rolle des Störungsmusters. Interessant sind in diesem Zusammenhang die Arbeiten von SCHOLZ 1930, COLIN 1955, HOEPPENER 1957 und 1960, ENGELS 1960, LANGSDORF 1974, GASSER 1978 sowie WEBER 1978. Fast allen Autoren ist der Versuch gemeinsam, ein mehr oder weniger allgemeingültiges Tektogenese-Modell für die Moselmulde aufzustellen.

In den Jahren 1982-86 wurde von P. BUDEUS ein Teil des Nordost-Abschnittes der Moselmulde am Mittelrhein und an der Untermosel im Raum Koblenz strukturgeologisch bearbeitet. Hierbei wurde insbesondere die Nordwest-Flanke und der zentrale Teil des Synklinoriums bis fast ins Liegende der Bopparder Überschiebungszone untersucht. Etwa zur gleichen Zeit führten B. THON und K.-H. KÖLSCHBACH geologische Untersuchungen in der Süd-Eifel, in dem südwestlichen Abschnitt des Moselmulden-Verlaufs (Großraum Bad Bertrich und Wittlich) durch. In der Zusammenschau mit den älteren Arbeiten kann nun, von diesen neueren Untersuchungen ausgehend, das strukturelle Bild

der Moselmulde in groben Zügen zusammengefaßt werden:

Im Nordosten - am Mittelrhein und an der Untermosel - zeigt sich die Moselmulde als ein breites Synklinorium, dessen Nordwest-Flügel von großen, streichenden, antithetischen Abschiebungen untergliedert wird, die relativ steil (ca. 60°) nach Nordwesten einfallen. Sie zerlegen den Nordwest-Flügel in parallele Streifen aus meist überkippt liegenden, südvergent gefalteten Schichtverbänden, die treppenartig gegeneinander abgeschert sind.

Zum mittleren Abschnitt hin verengt sich die Moselmulde leicht. Das von ENGELS 1960 gelegte Profil von Mayen(Eifel) nach Würrich(Hunsrück) zeigt eine weniger kompliziert gebaute Muldenstruktur mit geringfügig spezialgefaltetem, saiger bis leicht überkippt liegendem Nordwest-Flügel und stark südvergenter Schieferung. Nordwestlich einfallende Abschiebungen spielen offenbar hier keine große Rolle, abgesehen von einer relativ flach nordwestfallenden Verwerfungsfläche, die zwischen Alf und Bad Bertrich hindurchzieht.

Der deutlich südvergente Nordwest-Flügel der Moselmulde läßt sich bis in den Raum Bad Bertrich verfolgen. Westlich einer Schar von Querstörungen zwischen Bad Bertrich und dem Maargebiet bei Gillenfeld wechselt das Strukturbild schlagartig: herrschten im Nordosten noch steil überkippt nordwestlich einfallende Schichten und stark südvergente Spezialfaltung vor, so zeigen sich im Südwesten unterschiedlich vergente Strukturen und Schieferflächen. Die deutlich südvergente Schieferung wird auf einen schmalen Streifen zwischen Olkenbach und Hasborn eingeengt und fingert allmählich nach Südwesten aus. Nördlich dieses Gebietes läuft die Siegener Hauptaufschiebung aus. Sie wird nördlich von Hasborn von einer Sattelstruktur, dem Manderscheider Sattel, im Streichen abgelöst. Im Gebiet nördlich von Wittlich bestimmen aufrechtstehende bis leicht nordvergente Strukturen die Situation. Der Falten Spiegel hat sich relativ zum Nordosten stark verflacht. Als neues, wichtiges tektonisches Element tritt eine steil nach Nordwesten einfallende ($60-80^{\circ}$)

Aufschiebung auf, die sog. "Pleiner Aufschiebung" (KÖLSCH-BACH 1986). Sie zieht spitzwinklig zur Nordrand-Verwerfung der Wittlicher Senke aus der Hasborner Gegend kommend nach Südwesten und hat einen Verwerfungsbetrag von 800-1300 m.

Aus diesen regionalen Unterschieden im Bau der Moselmulde muß auch auf Unterschiede in der Tektogenese geschlossen werden:

Der Bau des Nordwestflügels der Moselmulde wird im Mittelrheingebiet und an der Untermosel vom "rückwirkenden" Einfluß der Siegener Hauptaufschiebung geprägt. Nach Aufreißen dieser wichtigsten Verwerfung des Rheinischen Schiefergebirges in einer späten Phase der variszischen Orogenese wurde die Hangendscholle (=Nordwest-Flanke der Moselmulde) an der relativ steilen Aufschiebungsbahn gehoben und kippte infolge der noch andauernden Absenkung des Moseltroges nach Südosten. Dabei bildeten sich südvergente Spezialfalten größeren Ausmaßes und die südvergente Schieferung wurde angelegt. Nach weiteren Aufschiebungsbewegungen im Norden kam es zum Aufreißen der antithetischen Abschiebungen, verbunden mit einer südwärtigen Rotation der abgeschobenen Schollen. Dadurch wurde die Südvergenz noch verstärkt. Diese Vorgänge blieben im streichenden Verlauf der Moselmulde nach Südwesten bedeutsam, solange die Siegener Hauptaufschiebung eine Rolle spielte. Im Gebiet ihres Auslaufens sah der Bildungsvorgang anders aus: In dem Maße, wie die Heraushebung im Norden nachließ, fand auch keine rückwärtige Kippung mehr statt. Zudem befindet sich im nördlichen Vorfeld des südwestlichen Abschnitts der Moselmulde kein großes Antiklinorium mehr, sondern das Senkungsgebiet der Eifeler Nord-Süd-Zone, das eine Achsendepression darstellt. Bei ruhiger, nur leicht vergenter Faltung wurde hier der Nordwestflügel nach Südosten auf die tiefer eingesenkten, inneren Teile der Moselmulde aufgeschoben (Pleiner Aufschiebung). Es zeigt sich hier also das Bild einer von Nordwesten wie von Südosten überschobenen Muldenzone, während im Nordosten nur die Südost-Flanke des Synklinoriums überschoben ist (Bopparder Überschiebungszone).

ARGUMENTE FÜR EIN ALTPALÄOZOISCHES ALTER
DES WINNEBACH-MIGMATITS

Eva CHOWANETZ, Institut für Geologie der Universität
Wien, Universitätsstr. 7, 1010 Wien

Der Winnebach-Migmatit liegt im nördlichen Teil des Ötztal-Stubaikristallins, E Längenfeld/Ötztal. Seine Entstehung wird durch in situ-Aufschmelzung von Paragesteinen vom Typ der heutigen Hüllgesteine (im wesentlichen Biotit-Plagioklas-Gneise) erklärt (HOINKES et al., 1972).

Rb/Sr-Datierungen und Dünnschliffuntersuchungen machen eine ältere zeitliche Einstufung nötig, als die von HOINKES et al. (1972) getroffene. Vier Argumente sind ausschlaggebend: die deformationsbedingte Granulierung der Plagioklasse im Migmatit, die tw. makroskopisch erkennbare Verschieferung von Neosomanteilen, das Auftreten von Sillimanit und jüngerem Disthen und die hohen Hellglimmer-Alter.

Nach der Migmatisierung muß im homogenen Neosom eine granitische Textur in Form unregelmäßiger, hypidiomorpher Minerale vorgelegen haben. Die Plagioklasse wurden jedoch im gesamten Migmatit von einer feinkörnigen Granulierung (0.01-0.05mm) erfaßt. Da ein ursächlicher Zusammenhang zw. Granulierung und Migmatisierung (SÖLLNER & HANSEN, 1987, p.534) absolut unbegründet erscheint, muß die Granulierung der Feldspäte auf eine spätere, tektonische Beanspruchung zurückzuführen sein. Da im alpidischen Zyklus das nördliche Ötztal-Stubaikristallin en bloc, ohne nennenswerte innere Deformation und bei niedrigen Temperaturen transportiert worden ist, ist wohl auch eine alpidische Granulierung

lung auszuschließen. Das bedingt also ein Deformationser= Ereignis nach der Anatexis und vor der alpidischen Überprä= gung.

In den benachbarten Biotit-Plagioklas-Gneisen ist Mus= kovit sehr selten ausgebildet. Dieser im Winnebachgebiet vielleicht primär vorhandene Hellglimmer kann die Schmelz= bildung begünstigt haben. Bei der folgenden Abkühlung scheint es aber wieder zu einer Rückreaktion und damit zu erneuter Mu-Bildung gekommen zu sein (HOINKES, 1973, p. 234). Im gesamten Migmatit läßt sich, wenn auch mit unterschied= licher Deutlichkeit, eine Regelung sowohl der Hellglimmer als auch der Biotite erkennen.

Al_2SiO_5 tritt entweder als Sill oder als syn- bis post= deformativ gewachsener Ky auf. Das häufige Auftreten von eng verwachsenen Bi-Sill-Nestern legt den Schluß nahe, daß Sill prograd durch Zusammenbruch des Bi gebildet wurde. Das erfordert Temperaturen der mittleren Amphibolitfazies. Da der Anatexis eine Deformation mit Plag-Granulierung folgte (bei der Abkühlung oder während eines eigenständigen Er= eignisses), dürften die Temperaturen im Migmatitgebiet nicht neuerlich über die niedere Amphibolitfazies angestie= gen sein, da sonst eine gröberkörnige Rekristallisation der Plag zu erwarten wäre. Daraus ergibt sich das Modell einer älteren HT-Metamorphose mit Sill-Bildung und lokaler Anatexis, gefolgt von einer jüngeren, kühleren tektonisch= metamorphen Überprägung, die zur Fsp-Granulierung und zum syn- bis postdeformativen Wachstum von Ky geführt hat.

Die Probennahme für die Rb/Sr-Datierung war vor allem auf die Hellglimmer-Datierung ausgerichtet und sollte eini= germaßen flächendeckend sein. Es wurden 9 Proben aus dem Bereich der Migmatitzone und eine vom Gaislehnganitgneis entnommen.

Die Bi im Winnebach-Migmatit ergaben stark streuende Alter zwischen 99 ± 1 und 314 ± 3 Ma. Der Bi vom Gaislehngra= nit hat mit 95 ± 1 Ma bereits ein mittelkretazisches Alter. Diese Ergebnisse stehen großräumig betrachtet in Einklang mit einer gegen SE ansteigenden alpidischen Metamorphose.

Die stark unterschiedliche Beeinflussung des Rb/Sr-Systems der analysierten Biotite ist im vorliegenden Fall jedoch eher mit Unterschieden in Deformation und retrograder Umwandlung (Fluidaktivität) als mit stark wechselnden Überprägungstemperaturen zu korrelieren.

An der Probe vom Gaislehngranit konnten 3 Hellglimmermagnetfraktionen separiert werden. Die stärkst magnetische Fraktion hat das jüngste Alter. Die beiden anderen zeigen ein innerhalb des Fehlers identes Alter von 320 ± 3 Ma, ein typisch variszischer Alterswert.

Die aus dem Migmatitbereich stammenden Hellglimmer zeigen stark streuende Alter. Die ältesten mit dem Gesamtgestein korrigierten Daten fallen mit 461 ± 4 und 421 ± 3 Ma in das "kaledonische" Ereignis, das jüngste liegt bei 293 ± 2 Ma.

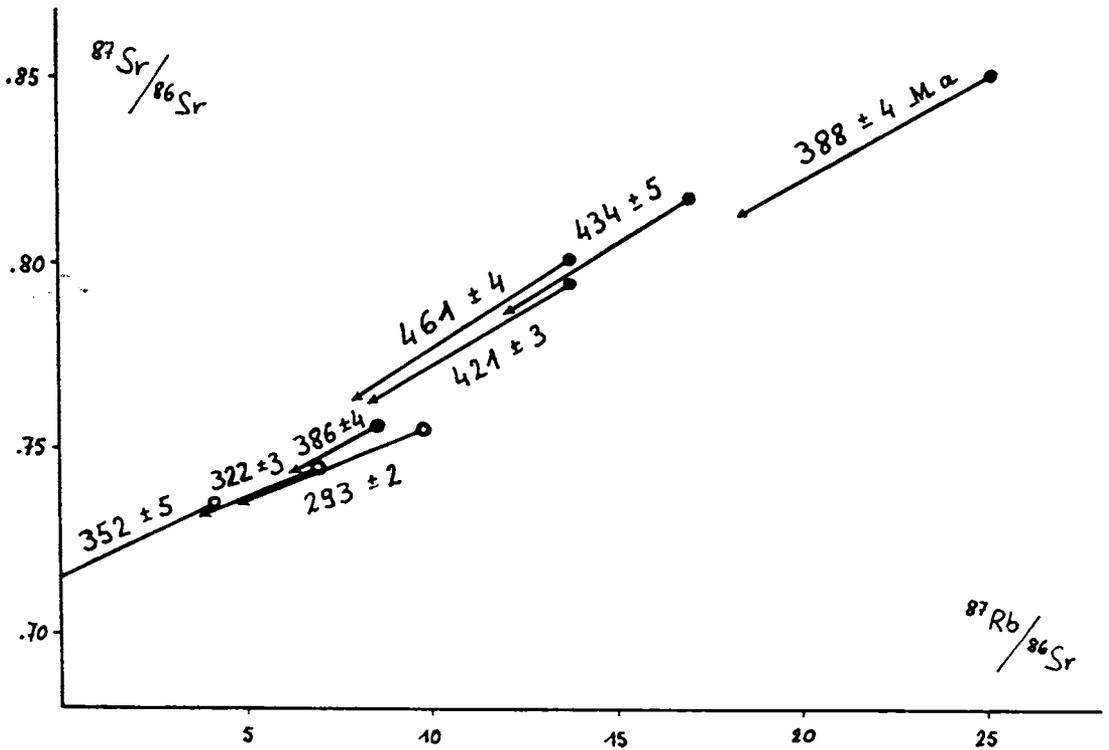


Abb.1: Rb/Sr-Isochronendiagramm von Hellglimmern aus dem Winnebachgebiet. Die Alter sind mit dem Gesamtgestein korrigiert. Die Proben mit den jüngsten Hellglimmer-Altern weisen auch die jüngsten Biotit-Alter auf und umgekehrt.

- homogenes Neosom
- teilaufgeschmolzene, gröberkörnig rekristallisierte Migmatitbereiche

Eine Abhängigkeit der Hellglimmer-Alter von der regionalen Verteilung der Proben konnte nicht festgestellt werden, jedoch ist eine Abhängigkeit vom Grad der Überprägung gegeben. Die fünf Hellglimmer-Alter von 386 bis 461 Ma aus tektonisch schwach überprägten Neosomanteilen stellen somit ein gewichtiges Argument für das prävariszische Alter der Migmatitbildung dar.

Die metamorphe und magmatische Entwicklung läßt sich folgendermaßen zusammenfassen:

- Bildung Hellglimmer-armer Biotit-Plagioklas-Gneise der Ötztaler Masse,
- Aufdringen von Orthogesteinen (z.B. Monzonit vom Leschhorn),
- HT-Metamorphose mit Sill-Bildung und lokaler Anatexis, eine Häufung von Alterswerten um 450 Ma läßt eine Interpretation als "kaledonisches" Ereignis zu,
- Aufdringen zahlreicher, heller Granite,
- kühlere, variszische Metamorphose mit penetrativer E-W-Verschieferung und Ky-Sprossung,
- alpidische Überprägung in der schwachen Grünschieferfazies.

Kaledonische Entwicklung und Deckentransport des Mittleren Allochthons in N-Schweden (Jämtland, Västerbotten)

T.J.DEGEN und R.O.GREILING. Geol.-Paläont. Institut,
Ruprecht-Karls-Universität, INF 234, 6900 Heidelberg, FRG

Einführung

Das Hetenjaure Fenster, im Kern einer antiformen Struktur, liegt im nördlichen Jämtland in N-Schweden. Es ist aus Einheiten des Mittleren Allochthons (M.A.) aufgebaut und wird von Seve-Gesteinen des Oberen Allochthons (O.A.) überlagert.

Das M.A. ist außerdem weiter westlich im Børgefjell Fenster und am östlichen Gebirgsrand aufgeschlossen. Dort ist auch die Basis des M.A., das Untere Allochthon (U.A.) vorhanden.

Metamorphe und strukturelle Aufnahmen sollten klären, ob die antiforme Struktur durch regionale Einengung, gravitative Deformation oder "passive roof folding" interpretiert werden kann.

Lithologie

Der größte Teil des M.A. im Hetenjaure Fenster wird aus zwei Formationen aufgebaut, aus Quarziten unten und z.T. konglomeratreichen Arkosen oben, die unterschiedliche strukturelle Einheiten darstellen. Am Top des M.A. sind saure und basische Kristallin-Schuppen durch Scherzonen und mylonitische Bereiche unterschiedlicher Mächtigkeit getrennt.

Die Quarzite des M.A. sind weiße, massige Gesteine, die eine Bankung, aber keine primären Strukturen aufweisen. Sie sind hauptsächlich aus undulös auslöschendem Quarz und parallel der Schichtung eingeregelter Muskowit aufgebaut. Der Kontakt zwischen den Quarziten, die die unterste Einheit im Hetenjaure Fenster darstellen, und den darüberliegenden Arkosen und Konglomeraten ist nicht aufgeschlossen, aber wegen der starken Zerschering der Gesteine in diesem Bereich tektonischer Natur.

Die Arkosen und Konglomerate nehmen den größten Teil des Hetenjaure Fensters ein. Die im cm- bis dm-Bereich ge-

bankten Gesteine sind grau bis hellgelb und zeigen Schrägschichtung und gradierte Schichtung. Sie sind aufgebaut aus Quarz, Muskowit, Feldspat, Biotit und untergeordnet Epidot, Chlorit und opaken Mineralen.

Die Arkosen und Konglomerate werden von kristallinen und mylonitischen Einheiten überlagert. Die sauren kristallinen Gesteine werden wegen der bis zu 3 cm großen, tektonisch gerundeten Kalifeldspäte als Augengneise bezeichnet. Sie sind aus Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und Biotit aufgebaut. Da in den Konglomeraten Augengneis-ähnliche Komponenten zu beobachten sind, werden die sauren kristallinen Gesteine als primäres Basement angesehen.

Als weitere kristalline Einheit treten im oberen Teil des M.A. Amphibolite auf, die wegen ihrer starken Zerschering und einer teilweisen Abtrennung durch für das M.A. typischen Mylonite vom O.A. nicht zu den überlagernden Seve-Einheiten gerechnet werden.

Ausgeprägte Mylonite, die bis zu 50 m mächtig werden, sind im oberen Bereich des M.A. aufgeschlossen. Sie sind intensiv foliiert, massig und hart und werden als "hardschist" bezeichnet. Sie bestehen aus feinkörnigem, z.T. rekristallisiertem Quarz, untergeordnet Feldspat und dünnen, die mylonitische Foliation nachzeichnenden Muskowiten.

Ferner zeigen die Arkosen und Konglomerate intern ein z.T. deutlich ausgeprägtes mylonitisches Gefüge.

Strukturelle und metamorphe Einteilung

Aus den tektonischen Elementen lassen sich im M.A. im Hetenjaure Fenster vier Deformations-Phasen rekonstruieren.

D₁

In einer ersten Deformations-Phase wurden SE-vergente und

liegende, z.T. isoklinale Falten gebildet. Ferner kam es zu einer Achsenflächenschieferung, die durch parallel S_1 mobilisierte Quarzadern verdeutlicht wird. Während D_1 sind Muskowit und etwas Biotit (ohne Chlorit) gewachsen, was für eine obere Grünschiefer-/untere Amphibolit-Fazies typisch ist.

D_2

Parallel zu während D_2 angelegten Scherzonen bildete sich eine mylonitische Foliation, die durch neugebildete Muskowite verdeutlicht wird, D_1 überprägt und eine Transportlineation von 100° - 140° repräsentiert.

Metamorph gebildete Minerale wie Muskowit, grüner Biotit und Chlorit stehen für eine untere Grünschiefer-Fazies.

D_3

Die ersten beiden Phasen wurden von einer dritten Deformationsphase D_3 überprägt, wobei es zu einem Faltenbau in NW-SE und N-S kam. Eine einheitliche Achsenflächenschieferung, S_3 , ohne gegenseitige Überprägung konnte bei allen Faltenrichtungen beobachtet werden, was für einen einphasigen Vorgang spricht. Es dürfte sich deshalb nicht um eine einfache regionale Einengung handeln, sondern um "passive roof folding" als Ursache der Überschiebung und Aufstapelung der darunter liegenden Einheiten des U.A.

Metamorph neugebildete Minerale wurden nicht beobachtet.

D_4

NNW-vergente Falten (100m - 1km) deformierten die D_3 -Strukturen. Es kam zu einer nach NNW-gerichteten Überschiebung im M.A. Im Süden des Arbeitsgebietes wird so ein Teil des M.A. auf das O.A. überschoben (O.A. als Klippe). In diesem Bereich erreicht die Überschiebung einen Versatz von ca. 2km. Sowohl nach ENE als auch nach WSW läuft die Überschiebung aus und es kommt zur Ausbildung von "tip folds". In inkompetenteren Einheiten im SW

des Arbeitsgebietes und in der darüberliegenden Seve-Einheit des O.A. ist eine daraus resultierende Achsenflächenschieferung S₄ zu beobachten. Auch während D₄ sind keine metamorphen Neubildungen zu sehen. Da D₄-Strukturen regional nicht weit zu verfolgen sind, können sie ebenfalls nicht durch eine regionale Einengung erklärt werden, sondern nur als Folge einer "passive roof folding".

Diskussion

Maßgebend für die Entstehung des M.A., vorwiegend psammitischer Gesteine, waren fluviatile bis flachmarine Ablagerungsbedingungen, die auf einen kontinentalen Schelfbereich, wahrscheinlich den Westrand des Baltischen Schildes, schließen lassen.

Vier Deformationsphasen sind im M.A. zu beobachten, wobei das M.A. in erster Linie als Gleithorizont für die Einheiten des O.A. diente, und was zu einer starken Mylonitisierung im M.A. führte.

Während D₁ bestehende metamorphe Bedingungen von 5kb und 500°C führten zu einer oberen Grünschiefer-/unteren Amphibolit-Fazies, was einer Versenkungstiefe von ca. 15km entspricht.

Grünschiefer-Fazies-Paragenesen belegen abnehmende PT-Bedingungen während D₂.

Nicht weit zu verfolgende Faltenstrukturen im M.A. und dem darüberliegenden O.A. werden als "passive roof folding" auf den darunterliegenden, sich aufstapelnden Einheiten des U.A. interpretiert. Ein einheitliches Streichen von Faltenvergenzen und Schieferung verdeutlichen einen gerichteten Deckentransport.

Es kommt ferner zu einer "out-of-sequence-structure" im Hetenjaure Fenster, was die postulierte Abfolge der Duplex- und/oder Rampenbildung im U.A. weiter belegt.

STRUKTURGEOLOGIE DER AROSA-ZONE ZWISCHEN PLATTA- UND ERR- DECKE (GRAUBÜNDEN, SCHWEIZ)

Sören Dürr, Geologisch-Paläontologisches Institut, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen

Die Arosa-Zone bildet einen Teil der alpidischen Hauptsutur. Fünf Deformationen (D1 - D5) wurden im Untersuchungsgebiet unterschieden.

D1 ist an einer reliktschen Schieferung zu erkennen. Die Hauptdeformation D2 ist für die Ausbildung einer penetrativen S-fallenden Schieferung mit E-W-Streckungslineationen verantwortlich. Der inkrementelle Strain zeigt eine ältere WSW-Dehnung und eine jüngere, stärkere WNW-Dehnung. Finiter Strain ist plain. D2-Schersinnindikatoren zeigen einen top-W Bewegungssinn. Es wird für D2 eine Verformung unter Simple-Shear-Bedingungen angenommen.

D3 drückt sich in kleinen, südvergenteñ Falten, einer N-fallenden Faltenachsebenen-parallelen Schieferung und top-S Bewegungsindikatoren aus. D4-Strukturen sind etwa E-fallende Abschiebungsflächen. D5 ist für junge Bruchflächen verantwortlich.

D2 ist identisch mit der Hauptdeformation in der Arosa-Zone (Ring 1988), mit einem kretazischen Alter. D3 ist wahrscheinlich gleichzusetzen mit einer südgerichteten Deformation in der Margna-Decke (Liniger & Guntli 1988) und den Schamser Decken (Schmid et al., in Druck). Das Alter ist ober- bis posteoazän. D4-Strukturen werden auf die Hebung des Lepontin-Domes mit einem Maximalalter von 30 Ma zurückgeführt. D5-Brüche werden aufgrund der Verstellung von Gletscherschliffflächen als postpleistozän angesehen.

TEKTONISCHE ENTWICKLUNG DER SÜDLICHEN BÖHMISCHEN MASSE (NIEDERÖSTERREICH)

Johannes Duyster & Klaus Weber

Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre
Goldschmidtstr. 3, D 3400 Göttingen, BRD.

Der österreichische Anteil der Böhmisches Masse wird von mehreren metamorphen Deckeneinheiten gebildet die invers gestapelt sind. Die strukturelle Untersuchung der Einheiten ergibt folgende Deformationsgeschichte :

Die Bunte Serie überschiebt ostvergent die Monotone Serie. Deckenbasis ist die Mylonitzone im Liegenden des Dobra Gneisses. Die Basis der Gföhler Decke schneidet diskordant die Bunte und Monotone Serie und führt zum Auskeilen der Bunten Serie im Süden des Waldviertels. Transportrichtung der Gföhler Decke ist ESE, was sich an E bis ESE vergentem Falten im Gföhler Gneiss, in den Gföhler Amphibolitserien und an der E vergentem Scherzone im Liegenden des Gföhler Gneisses nachweisen läßt. Weitere E-W Einengung führt zur Überschiebung der moldanubischen Serien auf die moravischen Serien im Hangenden der moravischen Glimmerschieferzone. Schließlich wird der gesamte Deckenstapel im Rahmen einer Rückfaltung in weitspannige W vergente Sättel und Mulden gefaltet.

Eine spätere N-S Einengung erzeugt N - vergente Falten in der Gföhler Einheit im Bereich des Kamptals und die S vergente Aufwölbung des Messner Bogens. In der Bunten Serie wird diese Einspannung durch N- und S vergente Falten und schiefe Boudinage vor allen in den Marmoren deutlich, die hier E vergente Isoklinalfalten überprägen, sowie durch überfaltung E vergenter Falten im Dobra Gneiss - in der Monotonen Serie durch das Abtauchen des Ostrongsattels im Süden. Im späten Stadium kommt es unter diesem Spannungsfeld zur Anlage der sinistralen NE-SW streichenden Diendorfer Seitenverschiebung.

Späteste Ereignisse sind Dehnungsstrukturen in den durch die W - vergente Rückfaltung steilgestellten Schichten, die an der Grenze Monotone Serie- Bunte Serie im Bereich des Loya-Grabens und im Yspertal beobachtet wurden. Hier überfalten Knickfalten ältere ostvergente Falten und westvergente Gleitbretter. Basische und saure postgranitische Gänge treten in diesem Bereich gehäuft auf.

PLATZNAHME UND DEFORMATION DER INNTALDECKE, NÖRDLICHE KALKALPEN

Gerhard H. EISBACHER, Geologisches Institut der Universität, Kaiserstraße 12, D-7500 Karlsruhe 1

Rainer BRANDNER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, Universitätsstraße 4/II, A-6020 Innsbruck

In den westlichen Kalkalpen von Tirol bilden die Allgäu-, Lechtal- und Inntal-Decken den überwiegend sedimentären Anteil der keilförmigen oberostalpinen Schubmasse. Der interne Strukturstil wird durch Überschiebungen und Falten in den dominierenden Karbonateinheiten (Wetterstein und Hauptdolomit Formation) bestimmt. Bei der Extrapolation der 3-D-Tiefengeometrie und Auflösung der Kinematik von Deckenabscherungen und interner Deformation sind signifikant (a) primäre Fazies und Mächtigkeitsvariationen im Wetterstein-Partnach Intervall bzw. synsedimentäre Abschiebungen im Jura, (b) gleichzeitige Bewegung an drei Abscherhorizonten (Haselgebirge-Reichenhaller Schichten, Raibler Schichten, Kössener Schichten), (c) die Entwicklung von Querverschiebungen im Hangenden der Abscherhorizonte. Oberkretazische Einengung der Nördlichen Kalkalpen an den Hauptüberschiebungen, an internen Falten bzw. an Zweigüberschiebungen und etwas später auch an durchbrechenden Rücküberschiebungen erfolgte im allgemeinen in NW-SE Richtung und betrug im Profil Pfronten - Ötztal Bahnhof wenigstens 60 % (palinspastisch 110 km, heute 45 km). Extrapolation der Liegendabriß-Linien im Streichen und Linienausgleich legt nahe, daß die heutige Mächtigkeit des Kalkalpenkeils von rund 3 km im NW auf rund 7 km im SW zunimmt.

Besonders interessant sind steile NW- bis WNW-orientierte dextrale Blattverschiebungen, die sich während der Faltung und Bewegung der Inntaldecke entwickelten. Da die Basis der Inntaldecke von Osten nach Westen in höhere stratigraphische Einheiten aufsteigt, verändert sich in diese Richtung auch der interne Strukturstil: im Osten überwiegen offene Großfalten im Wettersteinkalk über einem wahr-

scheinlich evaporitischen Abscherhorizont, im Westen überwiegen enge Falten und Zweigüberschiebungen im Hauptdolomit; dabei wurde der westliche Deckenanteil gegenüber dem östlichen an dextralen Blattverschiebungen relativ weiter nach NW vorgeschoben. In den Bereichen zwischen den einzelnen Querverschiebungen entwickelten sich vielfach neue und auf diese Deckenstreifen beschränkte Strukturelemente. Interne dextrale Scherung von insgesamt wenigstens 25 km quer zur Inntaldecke zwischen ihren östlichen und westlichen Anteilen erreicht fast den Betrag der Distanz zwischen Liegend- und Hangendabriß an der Basis der Inntaldecke. Diese Scherung plus Überschiebung der Inntaldecke erfolgte gleichzeitig mit der WNW-Bewegung des Ötztal-Komplexes auf den Silvretta-Komplex, was darauf hindeuten könnte, daß der Ötztalkomplex auch ursprünglich direkt hinter der Inntaldecke lag. Bedeutende, aber relativ jüngere Rücküberschiebungen am Südrand der Inntal- bzw. Lechtaldecke gehen auf (a) abrupte Fazieswechsel, (b) Sockelkeile und (c) Synklinalverengung im Bereich des Inntals zurück.

**Strukturgeologische Untersuchungen am SE-Rand des Tauern-
fensters zwischen Katschberg und Spittal an der Drau
(Kärnten, Österreich)**

**Regina ELSNER, Geologisch-Paläontologisches Institut der
Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt,
Senckenberganlage 32-34, D-6000 Frankfurt/Main**

I. Einführung

Seit dem Sommer 1988 wird der SE-Rand des Tauernfensters zwischen Katschberg und Spittal a. d. Drau mit besonderem Augenmerk auf strukturgeologische Belange untersucht. Neben der Kartierung zur geologischen Landesaufnahme (ELSNER 1989, 1990) zwischen Gmünd und Reinitzgraben wurden neun Profile aufgenommen und beprobt.

Durch einen methodisch breit gefächerten Arbeitsansatz (Kartierung, tektonische Geländeaufnahme, Auswertung von Dünnschliffprofilen, Röntgendiffraktometrie und Mineralanalyse) wird versucht, die komplexe tektono-metamorphe Entwicklung dieses Bereiches zu entschlüsseln.

Die geologische Position des Arbeitsgebietes liegt im Kollisionsbereich zwischen Ostalpin und Penninikum.

Die Gesteinsfolge läßt sich entsprechend der Seriengliederung im Tauernfenster (FRASL 1958, HOLUB & MARSCHALLINGER 1988) in folgende Einheiten untergliedern:

- Zentralgneis: Augengneise
- Altes Dach, Innere Schieferhülle: Gneise und Amphibolite
- Äußere Schieferhülle: Kalkglimmerschiefer und Prasinite
- Ostalpines Kristallin: Phyllonite, diaphthoritische Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer.

Die Kartierung und Profilaufnahme wurde im W jeweils bis zum Einsetzen von Zentralgneis-Gesteinen, bzw. bis zum Erreichen der Granat-Isograde im Penninikum durchgeführt.

Die Begrenzung im Osten bildeten wenig deformierte Granatglimmerschiefer, also Gesteine des Ostalpinen Kristallin.

II. Granat-Chemie

Im Ostalpin wie im Penninikum fanden sich Granate, die sich bereits mikroskopisch unterscheiden ließen. Der ostalpine Granat ist meist deutlich zonar gebaut, im Gegensatz zu dem einphasigen penninischen Granat. Geochemische Untersuchungen (REM-EDX) lassen die ostalpinen Granate der Almandin-Pyrop-Gruppe zuordnen. Die penninischen Granate zeigen im Gegensatz dazu einen grossularbetonten Chemismus. Der penninische Granat tritt in den Gneisen des Alten Daches und im Zentralgneis auf und dürfte daher dem alpidischen Metamorphosehöhepunkt zuzuordnen sein. Nach den Untersuchungen von SCHIMANA (1986) ist im Ostalpin zumindest die letzte Phase der Granatsprossung als alpidisch anzusehen.

III. Deformation

Der Randbereich des Tauernfensters wurde intensiv unter low grade bis very low grade Bedingungen deformiert.

Die prägende Schieferung streicht N-S bis NE-SW und fällt nach E bis SE ein. Die dazugehörige Streckungslineation streicht NW-SE. Besonders deutlich ist diese Prägung in den penninischen Abfolgen zu erkennen.

Feldspat-Augen (Albit) mit Druckschattenhöfen aus Quarz und Feldspat lassen sich nur selten als Schersinnanzeiger verwenden. Sie zeigen meist symmetrische Anwachssäume, auch treten innerhalb eines Schliffes wechselnde Scherrichtungen auf. Nachfolgende Deformationen haben die Feldspat-Augen überprägt. Eindeutig asymmetrische Augenstrukturen zeigen eine Scherrichtung nach E bis SE an.

An der Kollisionssutur Penninikum-Ostalpin wurden Mylonite mit Zeilenquarzen gefunden. Sie sind das Ergebnis einer lang anhaltenden Deformation unter duktilen Bedingungen bezüglich der Quarzgefüge ($> 300^{\circ}\text{C}$).

Analoge Spuren dieser intensiven Deformation finden sich in den Abfolgen der Äußeren Schieferhülle. Durch die Kartierung lassen sich Scherspäne aus Dolomit, Quarzit und Serpentin mit einer Dimension vom Meter- bis Kilometerbereich auskartieren. Bei EXNER (1980) wurden diese Späne als Tschaneck Schollenzone und Permotrias an der Basis der Kolmdecke aufgeführt. Nur manchmal lassen die Phacoide eine Deformationsrichtung erkennen, die dann auf eine Scherung der Hangendscholle nach SE hinweist.

Häufig werden die penninischen Einheiten von Scherbandgefügen und ecc-Gefügen durchschnitten. Dieses Gefüge läßt sich mesoskopisch und mikroskopisch beobachten. Die meist duktilen Scherbänder (Quarz und Calcit) fallen nach SE ein.

Die Gesteine des Penninikums im Arbeitsgebiet sind größtenteils als Mylonite sensu HEITZMANN (1985) zu bezeichnen. Die Quarzkorngefüge zeigen eine deutliche duktile Deformation. Durch das Fehlen primärer Strainmarker und die Überlagerung von duktiler Deformation und Kaltverformung sind die üblichen Methoden der Strainanalyse nur in Ausnahmefällen anwendbar.

IV. Schlußfolgerung

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß eine intensive syn- bis postmetamorphe Deformation stattfand, die eine Überlagerung der verschiedenen Quarzdeformationsstadien zur Folge hat. Gemeinsam mit Ribbonquarzen und dynamischen Quarzrekristallisaten treten suturierte Korngrenzen, Subkornbildung, Undulation und Drucklösung, also Gefüge der Kaltverformung auf. Diese Gefügeüberlagerung spricht für eine fortgesetzte Deformation unter langsam abnehmenden Temperaturbedingungen. Der gesamte Strainbetrag ist dadurch nicht mehr faßbar.

Daraus läßt sich folgern, daß es im Arbeitsgebiet zu einer Reduktion der Gesamtmächtigkeiten von Altem Dach und Äußerer Schieferhülle (Abstand zwischen Zentralgneis und

Ostalpin) von primären 3000-6000m auf ca. 1000m kam. Diese Tatsache läßt sich am einfachsten durch duktile Dehnung erklären. Laut GENSER & NEUBAUER (1988) fand am Ostrand des Tauernfensters eine horizontale Dehnung um ca. 17,3km statt. Dieser Betrag erscheint jedoch auf Grund der eigenen Untersuchungen zu hoch.

Der gesamte untersuchte Bereich ist als polyphase Scherzone aufzufassen. Der Deformationspfad gestaltet sich komplexer als von den bisherigen Bearbeitern angenommen.

Literatur:

ELSNER, R. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen am SE-Rand des Tauernfensters auf Blatt 182, Spittal a.D. Drau.- Jb. geol. B.-A., 132/3, 602-603, Wien.

ELSNER, R. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen am SE-Rand des Tauernfensters auf Blatt 182, Spittal a.d. Drau.- Jb. geol. B.-A., in prep.

EXNER, Ch. (1980): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten.- J.B. geol. B.-A., 123/2, 343-410, Wien.

FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern.- Jb. geol. B.-A., 101/3, 323-472, Wien.

GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1988): Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (Eastern Alps).- Mitt. österr. geol. Ges., 81, 233-243, Wien.

HEITZMANN, P. (1985): Kakirite, Kataklasite, Mylonite - Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen.- Eclogae geol. Helv., 78/2, 273-286, Basel.

HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1988): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge.- Mitt. österr. geol. Ges., 81, 5-31, Wien.

SCHIMANA, R. (1986): Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich).- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 33, 221-232, Wien.

DEFORMATIONSANALYSE UND TRANSPRESSIVE TEKTONIK IM ZENTRALEN TAUERNFENSTER (PENNINIKUM, OSTALPEN) [POSTER]

R. Fimmel & K. Reicherter

Institut für Geologie der Universität Tübingen, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen

Große Kompetenzkontraste zwischen relativ starren Zentralgneisen und prävariszischen Gesteinen (Habachformation, Untere Schieferhülle) haben die alpidische Deformation der Venedigerdecke stark beeinflusst. Zwischen der Ahrntalstörung und der Tauernnordrandstörung, beides Linksseitenverschiebungen, sind weitere kleine steilstehende sinistrale Scherzonen ausgebildet. Diese sind unter duktilen bis spröd-duktilen Bedingungen entstanden.

Steilstehende, nach S einfallende penetrative Schieferung und eine konstant ENE-WSW, streichende Streckungslineation sind die dominierenden Strukturelemente. Steilstehende Störungen fächern die Schieferung nach oben auf, dabei entsteht eine "palm-tree"-ähnliche Struktur (Abb. 1). Scherkriterien in den Granitoiden (sc-Gefüge, rotierte Klasten, ecc-Gefüge, Boudinierung) zeigen einen top-to-WSW gerichteten Schersinn an. Quarz-c-Achsen innerhalb der starren Blöcke weisen auf eine koaxiale Deformation hin, während rotationale Bewegungen an diskreten Scherzonen, v.a. an lithologischen Grenzen stattfinden. Eine NNE - SSW Kompression führt zu einer passiven Rotation der starren Blöcke im Uhrzeigersinn und zur Bildung der Scherzonen. Die vorvariszischen Serien werden dabei flach nach SW ausgequetscht. Die kinematische Entwicklung erfüllt die Bedingungen eines Transpressionsmodells (Abb.2).

Schließlich führt die Aufdomung des Tauernfensters zu einer Spröddeformation. Durch eine E-W gerichtete Extension bilden sich dextral versetzende Kluftsysteme und Harnischflächen aus.

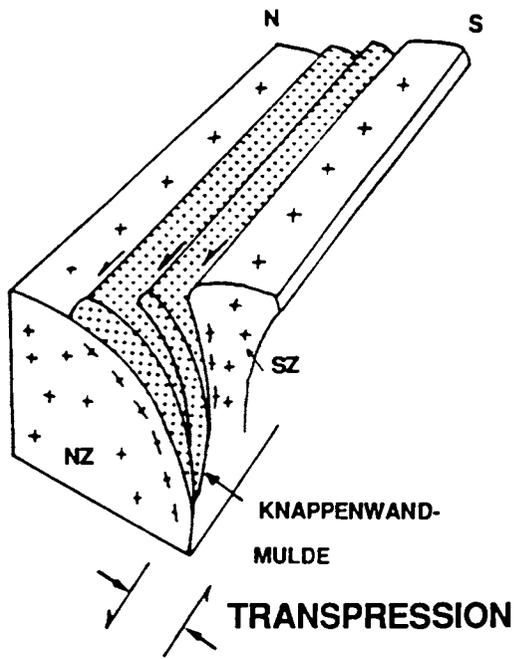


Abb. 1.: Steilstehende Störungen und die Ausbildung einer "palm-tree"-Struktur

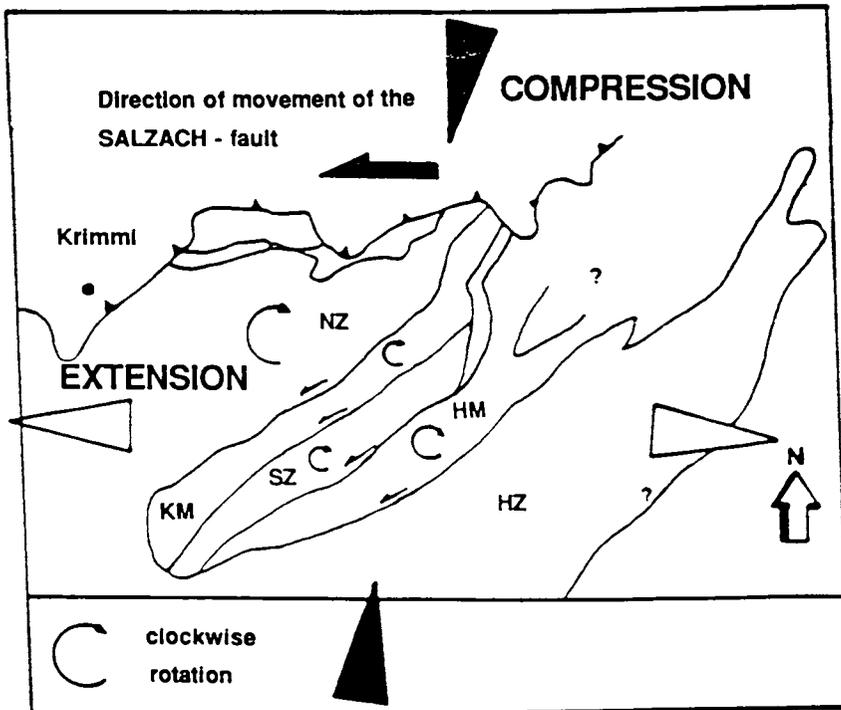


Abb. 2.: Übersichtskarte zum Transpressionsmodell. HZ = Habachzunge; NZ = Nördliche Sulzbachzunge; SZ = Südliche Sulzbachzunge; KM = Knappenwandmulde; HM = Habachmulde.

GEOCHEMIE UND PRIMÄRES TEKTONISCHES ENVIRONMENT DER GRANITOIDEN GNEISE DES WALDVIERTLER MOL DANUBIKUMS

Fritz FINGER, Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Im moldanubischen Gneisgebiet des niederösterreichischen Waldviertels finden sich metalumische bis schwach peraluminische, Na_2O -reiche Gneise mit Eigenschaften von I-Typ ("volcanic arc") Granitoiden (Dobra und Spitzer Gneis) ebenso wie K_2O -reiche peraluminische Gneise, die als S-Typ ("syn-collision") Granite zu klassifizieren sind (Wolfshofer und Gföhler Gneis).

Der Dobra Gneis hat über weite Strecken granodioritische Zusammensetzung mit hohem SiO_2 Gehalt (ca. 71-74 %) und einem $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ Verhältnis von etwas über 1, wobei die K_2O -Gehalte zwischen 3 und 4 % liegen. In seiner Normalausbildung weist der Gneis eine ganz ähnliche Chemie auf wie der Bittescher Gneis des Moravikums, und zwar nicht nur bei den Hauptelementen sondern auch hinsichtlich seines Spurenelementmusters: Wie der Bittescher Gneis hat der Dobra Gneis z.B. auffällig hohe Sr-Gehalte (um 300 ppm). In chemischer Hinsicht könnte der Dobra Gneis also ohne weiteres, etwa entsprechend dem Bittescher Gneis, ein Teil des cadomischen Bruno-Vistulischen Plutongebietes gewesen sein (vgl. FRASL 1968, MATURA 1976, FINGER et al. 1989, 1990).

Der Spitzer Gneis ist ein quarzdioritisch-tonalitischer bis granodioritischer Gneis mit SiO_2 Gehalten von meist knapp unter 70 %. Abweichend vom Dobra Gneis hat er einen sehr niedrigen K_2O Gehalt (z.T. nur 0.5 % !). Auch die Rb Konzentrationen sind im Spitzer Gneis auffällig niedrig und liegen z.T. bei nur 20 ppm. Derartig K_2O - und Rb-arme Granitoide sind vor allem von ozeanischen Inselbögen und mittelozeani-

schen Rücken bekannt. Gegen ein "MOR-setting" sprechen im Fall des Spitzer Gneises vor allem die geringen Y und Nb Konzentrationen (< 10 ppm), die eher ein Subduktionsenvironment implizieren (PEARCE et al. 1984). Damit könnte aber auch der Spitzer Gneis, vom chemischen Standpunkt betrachtet, ins weitere Umfeld des cadomischen Bruno-Vistulischen Subduktionssystem (FINGER et al. 1989) gehört haben.

Der Wolfshofer Gneis, für den ein variszisches Bildungsalter festzustehen scheint (FRANK 1989, m. Mitt.), ist ein extrem K_2O -betontes Granitoid (mit bis 9 % K_2O) mit i.a. granitischer Zusammensetzung (SiO_2 um 70 %). Trotzdem ist er nicht als A-Granit, sondern als S-Typ Granit zu klassifizieren, denn sein Mol $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ Verhältnis ist nicht peralkalisch sondern peralumisch (ca. 1.1). Auch die Nb und Y Gehalte des Gneises liegen nicht bei hohen Werten wie bei A-Typ ("within-plate") Graniten, sondern vielmehr im Bereich von "syn-collision" S-Typ Graniten (PEARCE et al. 1984). Die primärmagmatische Bildung des Wolfshofer Granitgneises steht, nach den vorliegenden Altersdaten (FRANK 1989, mündl. Mitt.) und der Chemie zu schließen, mit allergrößter Wahrscheinlichkeit im Zusammenhang mit der variszischen Kontinentkollision von Gondwana und Laurasia (vgl. MATTE 1986).

Der Gföhler Gneis ist chemisch ebenfalls als S-Typ ("syn-collision") Granit anzusprechen. Verglichen mit dem Wolfshofer Granitgneis ist er aber nicht so extrem K_2O -betont (K_2O meist 5-6 %), dafür aber etwas SiO_2 -reicher (i.a. 75 ± 2 %) und etwas stärker peralumisch (A/CNK 1.1-1.2). Es scheint also durchaus sinnvoll, die primäre Bildung des Gföhler Granitgneises ebenfalls mit dem variszischen Kontinent-Kollisionsereignis in Verbindung zu bringen. Auf Grund der geologischen Situation dürfte der Gföhler "Granit" allerdings, zum Unterschied vom eher spätkollisionalen Wolfshofer "Granit", noch mehr dem initialen Kollisionsstadium mit Hochdruckmetamorphose (MATTE 1986) zuzurechnen sein.

Literatur:

- FINGER et al. (1989): Precambrian Research 45, 235-245.
FINGER et al. (1990): Mitt.Österr.Min.Ges. 135 (in Druck).
FRASL (1970): Nachr.Dt.Geol.Ges. 2.
FRANK (1989): Vortrag anl. ÖGG-Tagung im Arsenal in Wien.
MATTE (1986): Tectonophysics 126, 329-347.
MATURA (1976): Jb.Geol.B.-A. 119.
PEARCE et al.(1984): Journal of Petrology 25, 956-983.

I-TYPE GRANITOIDS AS INDICATORS OF A LATE PALEOZOIC
CONVERGENT OCEAN/CONTINENT MARGIN ALONG THE SOUTHERN
FLANK OF THE CENTRAL EUROPEAN VARISCAN OROGEN

F. FINGER,¹ G. FRASL,¹ H.P. STEYRER,¹ A. VON QUADT²

¹ Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg

² Laboratory for Isotope Geochemistry and Mass Spectrometry, ETH Zürich

The roughly easterly trending Variscan orogenic belt of Central Europe evolved in connection with the Paleozoic convergence of the megacontinents Gondwana in the south and Laurentia - Fennosarmatia (Laurasia) in the north and was consolidated in the Late Paleozoic. Unresolved questions center around the plate tectonic framework in the Variscan realm and where subduction zones were located (ZIEGLER 1986, MATTE 1986, NEUGEBAUER 1988, EISBACHER et al. 1989, FRANKE 1989, FRISCH & NEUBAUER 1989).

The objective of our study is to test, if the chemical characteristics of the voluminous Carboniferous to Permian Variscan plutonism allow to deduce a distinct plate tectonic environment towards the end of the Variscan orogeny. The study is based on the assumption that distinct tectonic regimes are likely to produce chemically distinct types of plutonic suites (PITCHER 1983, PEARCE et al. 1984). Main subject of our investigation are the numerous Late Paleozoic granitoid plutons that occur in the Alps, but are part of the southern portion of the Variscan orogen (Fig. 1).

Chemical data for these intra-Alpine Variscan plutons show several features in common with the "Cordilleran I-type plutons" of PITCHER (1983), e.g. a broad compositional spectrum from tonalitic to granitic, generally high Na₂O contents and low Al₂O₃/CaO + Na₂O + K₂O ratios. This is surprising, because the late stage plutonic event of the Variscan orogeny has commonly been related to a collisional environment and not to subduction (ZIEGLER 1986, MATTE 1986, FRANKE 1989).

However, examples of "Cordilleran I-type plutons" with associated tonalite (or diorite), granodiorite and granite can be found over a distance of more than 1000 km from the Western Alps (e.g. Dora Maira, Dent Blanche, Mont Blanc, Monte Rosa pluton) to the Southern Alps (e.g. Cima d'Asta) into the Eastern Alps (e.g. Zillertal-Venediger, Hochalm, Seckau-Bösenstein pluton). Similar compositional characteristics have been also found in the Modra and Bratislava Massif of the Carpathians (for data see references in Fig. 1).

The predominantly granodioritic-tonalitic intra-Alpine Variscan plutons contrast with a contemporaneous plutonic zone of granites, which extends to the north of the Alps in the Moldanubian section of the Variscan orogen. These Moldanubian Variscan granites display significantly higher K₂O/Na₂O ratios than the intra-Alpine Variscan granitoids (Fig 2).

A second important difference are the generally negative ϵ_{Nd} initial ratios of the Moldanubian S- and I-type plutons, which indicate a dominant role of old crustal sources. The values contrast with the less negative, partly even positive ϵ_{Nd} initials of the intra-Alpine Variscan granitoids (Fig. 3). The latter plutons have covariations of Sr and ϵ_{Nd} initial ratios, which indicate an involvement of both sources with mantle-isotopic

composition and ancient crustal sources. Similar patterns have been found in the continental margin batholiths of California (DE PAOLO 1981).

The regional duality of Variscan plutonism resembles the modern plutonic configuration along active circum-Pacific continental margins with outer coastal batholiths of the "Cordilleran I-type" and inner K₂O-enriched granitoid belts. The observed distribution of Variscan granitoid types in central Europa might therefore be taken as an indicator of a Late Paleozoic convergent ocean/continent plate boundary along the southern flank of the Variscan belt.

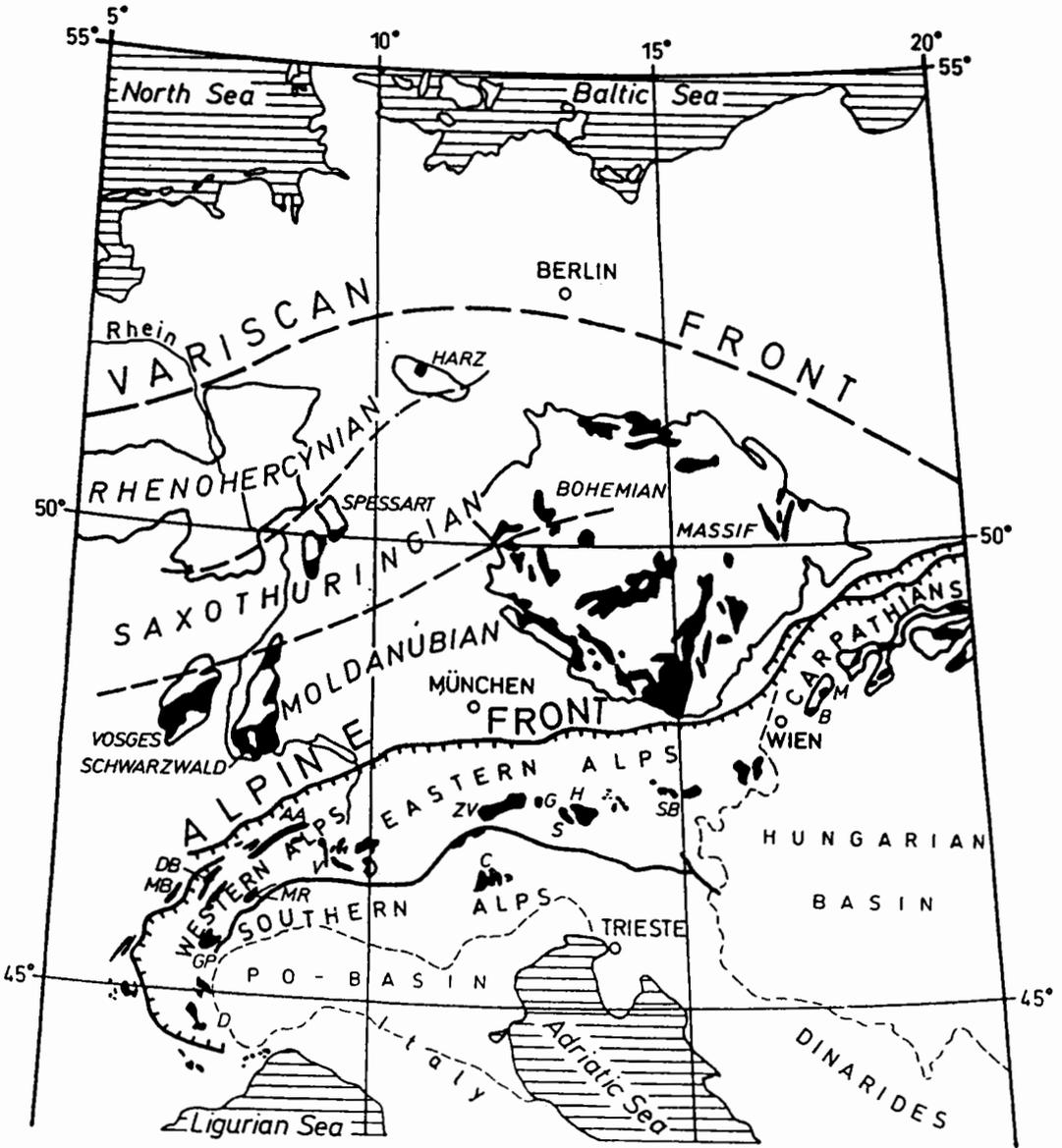


Fig. 1: Distribution of Late Paleozoic granitoid rocks (black) in Central Europe according to the Geological World Atlas (CHOUBERT & FAURE-MURET, 1980) and BARGOSSO et al. (1979).

Abbreviations of names of studied plutonic units in the Alps and Carpathians: AA=Aar (data source: SCHALTEGGER 1989); B=Bratislava, M=Modra (CAMBEL & VILINOVIC 1987); C=Cima d'Asta (D'AMICO et al. 1987); D=Dora Maira, GP=Gran Paradiso, MR=Monte Rosa, V=Val Savaranche (BARGOSSO et al. 1979); MB=Mont Blanc (BUSSY et al. 1989, MARRO 1988); G=Granatspitz, H=Hochalm, S=Sonnblick, SB=Seckau-Bösenstein, ZV=Zillertal-Venediger (FINGER & STEYRER 1988 and unpubl.)

According to the yet available geological and paleomagnetic evidence (see review in NEUGEBAUER 1988) it appears, nevertheless, also likely that Gondwana and Laurasia were linked when the voluminous Late Variscan plutonism occurred and that the Early Variscan oceans, which separated the continents, were already closed. We suspect that this is the reason why most investigators have, so far, not correlated the final putonic event of the Variscan orogeny to subduction, but to an intracontinental post-collisional uplift setting. However, the extended intra-Alpine Variscan I-type granitoid belt is not typical for an intra-continental collision regime, especially when the Himalayan and Alpine analogues are considered (compare e.g. PITCHER 1983, HARRIS et al. 1984). Atypical for a thickened collisional crust seems also the extremely high-heat flow during the late stage of the Variscan orogeny, which caused widespread LP metamorphism and anatexis in the Moldanubian unit (BLÜMEL 1986).

On the other hand, the combination of plutonism and high heat flow is again a very characteristic signature of modern active continental margins. Therefore, it appears the more plausible for the Variscan orogen that a Late Paleozoic Cordilleran type tectonic setting with an southerly, northward descending oceanic plate existed. Paleomagnetic data (SCOTSE 1984) do not rule out the existence of such a large Carboniferous oceanic plate on the southeast of the Variscan belt (Fig. 4). This "Paleotethys ocean", however, seems to have formed first in the course of a "post-collisional" Carboniferous westward removal of the Gondwana continent relative to the Variscan fold belt. We speculate that this westdrift of Gondwana changed the orogenic situation in Central Europe from collisional and widely intracontinental in "Mid Variscan", i.e. Late Devonian to Early Carboniferous times to a "Late Variscan" Cordilleran type plate configuration, which allowed a north(west)ward subduction of oceanic crust under the Variscan belt in front of Laurasia (Fig. 4). This new concept has the advantage to explain both the earlier Alpinotype collision features (HP-metamorphism; nappe tectonics - MATTE 1986) and the late stage Cordilleran type features of the Variscan orogeny.

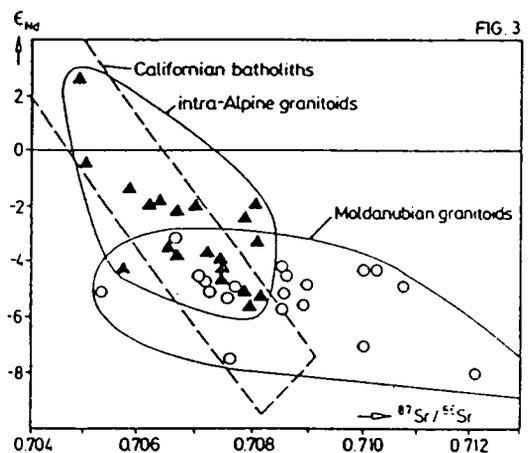
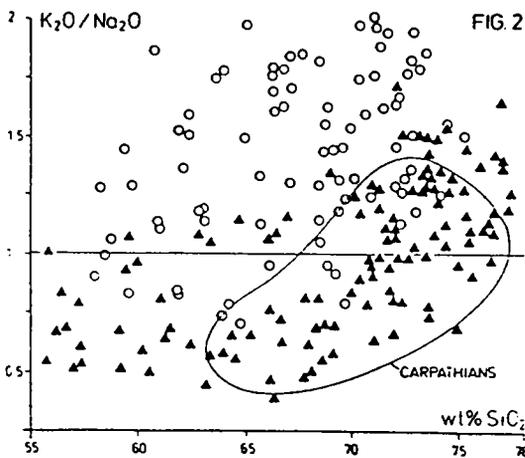


Fig. 2: K_2O/Na_2O vs SiO_2 diagram with plots of intra-Alpine (black triangles) and Moldanubian Variscan granitoids (open circles). Data source for the Alps and Carpathians see Fig. 1, for Moldanubian granitoids: EMMERMANN (1977), LIEW et al. (1989), FINGER et al. (1988), FINGER (1984) and unpubl.

Fig. 3: $Sr\ 87/86$ vs ϵNd model initial ratios of intra-Alpine (v.QUADT, unpubl.) and Moldanubian Variscan granitoids (LIEW et al. 1989, LIEW & HOFMANN 1988). Field of the California batholiths according to DE PAOLO (1981), Symbols as in Fig. 2.

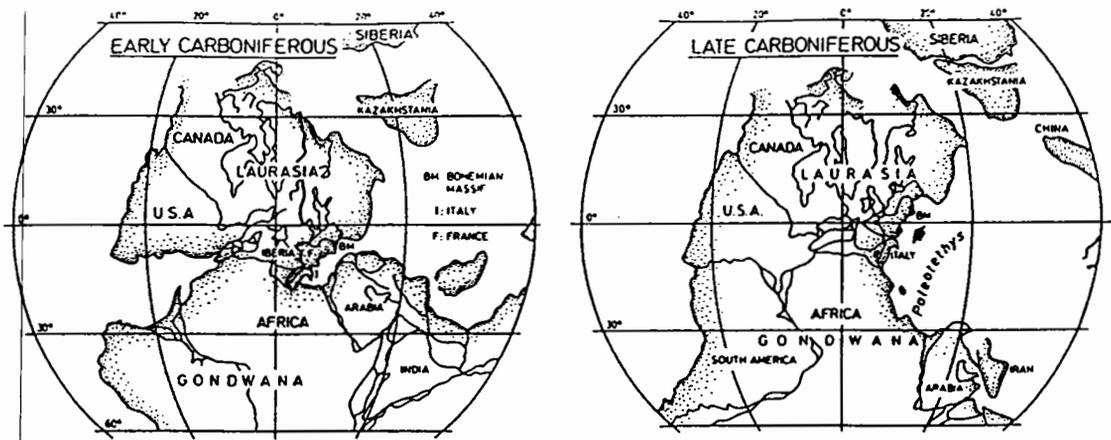


Fig. 4: Paleogeographic base maps for the Early and the Late Carboniferous according to SCOTSE (1984). We believe that the Paleotethys ocean was subducted in Late Carboniferous times below the Variscan fold belt, which lies in front of the northern Laurasian craton. Note, however, that this plate configuration probably formed first in the course of the Carboniferous westdrift of Gondwana relative to Central Europe. The map for the Early Carboniferous suggests a more or less intracontinental environment of the Variscan fold belt between Gondwana and Laurasia.

REFERENCES

- Bargossi, G.M., D'Amico, C., and Visona, D., 1979, IGCP 5, Newsletter Nr. 1, p. 9-32.
- Blümel, P., 1986, in R. Freeman, S. Mueller, P. Giese (eds.): Proc. 3rd Europ. Traverse Workshop, Bad Honnef, Europ. Science Foundation, p. 149-155.
- Bussy, F., Schaltegger, U., Marro, C., 1989, Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt. 69, p. 3-13.
- Cambel, B., Vilišević, V., 1987, Vydavateľstvo Slov. Akad. Vied, Bratislava, pp. 258.
- Choubert, G., Faure-Muret, A., 1980, 26th Intern. Geol. Congr., Paris.
- D'Amico, C., Franceschini, C., Nannetti, M.C., 1987, Min. Pet. Acta XXX, p. 227-245.
- De Paolo, D.J. 1981, Journ. Geophysical Research 86, p. 10470-10488
- Eisbacher, G.H., Lüschen, E., Wickert, F., 1989, Tectonics 8/1, p. 1-21.
- Emmermann, R. 1977, N. Jb. Mineral. Abh. 128, p. 219-253.
- Finger, F., and Steyrer, H.P., 1988, Geodynamica Acta (Paris) 1988, 2, 2, p. 75-87.
- Finger, F., Friedl, G., Haunschmid, B., Koschier, E., and Scharbert, S. (1988): in MATURA A.: Rohstoffpotential östliches Mühlviertel.- Ber. Geol. Ba.-A. 14, p. 124-130.
- Franke, W., 1989, Geological Society of America special paper 230, p. 67-90.
- Frisch, W., and Neubauer, F., 1989, Geol. Soc. Am. spec. pap. 230, p. 91-100.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., and Tindle, A.G., 1984: in Ries, A.C., and Coward, M.P. (eds.): Collision tectonics, Geol. Soc. London spec. publ. 19, p. 67-81.
- Liew, T.C. and Hofmann, A.W., 1988, Contrib. Mineral. Petrol. 98, p. 129-138.
- Liew, T.C., Finger, F., Höck, V., 1989, Chemical Geology 76, p. 41-55.
- Marro, C., 1988, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 68, p. 521-529.
- Matte, P., 1986, Tectonophysics 126, p. 329-374.
- Neugebauer, J., 1988, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 68, p. 313-333.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984, Journal of Petrology 25/4, p. 956-983.
- Pitcher, W., 1983, In Hsü, K. (ed.): Mountain building processes, London, pp. 263.
- Schaltegger, U., 1989, Thesis, Universität Bern, pp. 143.
- Scotese, C.R., 1984, in Van der Voo, R., Scotese, C.R. and Bonhommet, N., (eds): Plate reconstruction from Paleomagnetism. American Geodynamic series 12, p. 1-10.
- Ziegler, P., 1986, Tectonophysics 126, p. 303-328.

Petrographie und Polymetamorphose der Altkristallinserien auf Sikinos/Kykladen (Griechenland)

Leander FRANZ, Mineralogisches Institut, Julius Maximilians-Universität, Am Hubland, D-8700 Würzburg

Regionale Geologie und Forschungsstand

Die Insel Sikinos liegt in der Zentralägäis zwischen den Inseln Ios und Folegandros und bildet einen Teil des Attisch-Kykladischen Kristallingürtels. Auf Sikinos können zwei tektonische Einheiten unterschieden werden: Die basale Einheit bildet eine Folge aus Metasedimenten, die von Meta-Dioriten und Granodioriten intrudiert ist. Diese Sequenz ist durch eine Überschiebungsbahn von der oberen Einheit, einer wahrscheinlich mesozoischen, vulkanosedimentären Gesteinsserie getrennt. Sowohl die obere als auch die basale Einheit erfuhren eine blauschieferfazielle Metamorphose im Eozän sowie eine grünschieferfazielle Überprägung an der Wende von Oligozän zu Miozän. Eine Bearbeitung dieser Einheiten erfolgte durch VAN DER MAAR et al. (1981) sowie durch DAVIS und DIETRICH (1986). Radiometrische Rb/Sr-Untersuchungen an den Metaintrusiva der basalen Einheit erbrachten Alter von 275 ± 87 Ma (ANDRIESEN et al., 1987). Diese Datierung sowie lithologische Vergleiche mit der unteren Einheit der benachbarten Insel Ios (HENJES-KUNST, 1980) belegen die Zugehörigkeit der basalen Einheit zum Altkristallin der Apulischen Mikroplatte.

Geologie der Altkristallinserien

Die Altkristallinserien sind auf Sikinos in zwei unterschiedlichen Gebieten aufgeschlossen. Das größte Vorkommen bildet einen etwa 1.5 km^2 großen Streifen entlang der Südostküste. Die etwa 250 m mächtigen Kristallinfolgen zeigen überwiegend ein Nordeinfallen, sind jedoch durch Intrusions- und Bruchtektonik sowie durch Hanggleitung im Bereich der Steilküste stark gestört. Drei präalpidische

Intrusivkörper sind aufgeschlossen, von denen der größte einen Durchmesser von etwa 300 m aufweist. Das zweite Altkristallinvorkommen befindet sich an der Ostküste der Insel. Wie an der Südwestküste wird auch hier eine Folge von Metasedimenten von einer größeren Intrusion und zahlreichen Gängen durchschlagen. Eine offene Großfalte mit einer Amplitude von über 100 m ist aufgeschlossen. Sie zeigt zahlreiche krenulationsgeschieferte Parasitärfaalten, deren Faltenachsen flach nach Norden abtauchen.

Strukturgeologie

Die präalpidischen, polydeformativen Vorgänge manifestieren sich in den Metasedimenten durch intrafoliale Mikrofalten, die offen überfaltet sind. Die prägende Hauptschieferung liegt dabei parallel zum kompositionellen Lagerbau. Zum Teil tritt eine penetrative Krenulationsschieferung auf, die mit einer intensiven Mikrofältelung verbunden ist. Auf den Schieferungsflächen kam es zur retrograden Bildung von Chlorit und Aktinolith. Diese Mineralphasen zeigen wie auch die b-Achsen der Mikrofältelung eine ausgeprägte N-S-Orientierung. In der nachweislich alpidisch deformierten oberen Einheit beschreiben GEYSSANT und LEPVRIER (1979) westvergente Isoklialfalten mit N-S-verlaufenden Achsen, die von offenen Falten mit gleicher Raumlage der Achsen überfaltet werden. Diese strukturellen Übereinstimmungen sowie die retrograden Mineralreaktionen weisen auf ein alpidisches Alter der Krenulationsschieferung und somit auch der Großfalte im Altkristallin der Ostküste hin. Die Intrusionen zeigen im Kernbereich keinerlei Foliation, während im Kontakt zu den Metasedimenten eine deutliche Schieferung auftritt.

Mineralchemie und Petrographie

Die Altkristallinfolgen bauen sich zum überwiegenden Teil aus Metasedimenten auf, wobei Gneise und Quarz-Glimmerschiefer vorherrschen. Sämtliche Gesteine wurden von den alpidischen Metamorphosen so stark überprägt, daß von der primären, amphibolitfaziellen Paragenese nur noch wenige Relikte erhalten sind. Die Plagioklase sind fast vollständig zu Albit, Klinozoisit und Hellglimmer umgewandelt. Lediglich im Kern größerer Albitporphyroblasten findet man noch Andesinrelikte (An 35). Die Kalifeldspäte zeigen eine

deutliche Rekristallisation zu Mikroklin. Bei fast allen analysierten Hellglimmern handelte es sich um Phengite mit stark variabler Celadonitkomponente. Eine Reequilibrierung der Phengite während des blauschieferfaziellen Ereignisses erfolgte insbesondere in Gesteinen mit hohem Anteil silicatischer Fe,Mg-Phasen. So erscheinen in den Granat-Hornblende-Schiefern Phengite mit 35 bis 46% Celadonitkomponente. Bei den Hornblenden geht der präalpidische, braune Kern nach außen kontinuierlich in blaugrüne, alpidische Hornblende über. Es handelt sich dabei um eine Umwandlung der braunen Magnesio-Hornblende zu aktinolithischer Hornblende, Aktinolith und Barroisit. Bemerkenswert ist das Fehlen des Hochdruckindikators Glaukophan, der von HENJES-KUNST (1980) und VAN DER MAAR et al. (1981) in der oberen Einheit sowie im Altkristallin des benachbarten Ios beschrieben wird. Dies kann als Folge der grünschieferfaziellen alpidischen Überprägung gesehen werden. Die almandinreichen Granate der Granat-Hornblende-Schiefer zeigen einen deutlichen Zonarbau, wobei der einschlußreiche Kern von einem einschlußfreien Anwachssaum umgeben ist. Mikrosondenanalysen zeigen einen Anstieg des Mg-Anteils bei gleichzeitiger Abnahme des Mn vom Kern zum Rand hin. Der Anwachssaum muß aufgrund seiner Verwachsung mit Aktinolith, Phengit und Chlorit alpidisch gesproßt sein.

Petrographische Gliederung des Altkristallins

Modalbestände repräsentativer Proben (%)	Quarz	Plagioklas/ Albit	Mikroklin	Hornblende	Granat	Epidot/ Klinzoisit	Biotit/ Chlorit	Hellglimmer	Karbonat	Akzessorien
Metasedimente										
Granat-Quarz-Glimmerschiefer	35	5	-	-	9	-	9	41	-	1
Mikroklin-Quarz-Glimmerschiefer	46	-	12	-	-	-	-	42	-	<1
Plagioklas-Gneise	38	23	-	-	-	-	3	33	2	1
Granat-Hornblende-Schiefer	33	2	-	36	9	4	10	12	<1	2
Marmore	<1	-	-	-	-	-	-	<1	98	1
Metaintrusiva										
Meta-Granodiorite	23	42	24	-	<1	2	3	5	-	1
Meta-Diorite	16	53	3	-	-	4	15	7	-	2

Thermo-Barometrie

Präalpidische Metamorphose

Eine Abschätzung der präalpidischen PT-Verhältnisse ist äußerst problematisch, da die meisten Mineralphasen während der alpidischen Metamorphosen reequilibrierten. Das Si/Al_{IV}-Diagramm von RAASE (1974) für Hornblenden zeigt Drucke um 5 Kbar an, während die Ti-Gehalte auf Temperaturen der mittleren bis oberen Amphibolitfazies hinweisen.

Alpidische Blauschiefer-Metamorphose

Eine PT-Abschätzung für die Blauschiefermetamorphose kann mittels der Phengit-Barometrie nach MASSONNE und SCHREYER (1987) sowie der Granat-Phengit-Thermometrie nach GREEN und HELLMAN (1982) durchgeführt werden. Die Phengite der Granat-Hornblende-Schiefer weisen Si-Gehalte zwischen 6.8 und 6.91 (bezogen auf 22 O) auf und sind z.T. mit Granaten verwachsen. Bei errechneten Temperaturen zwischen 450 und 490°C ergeben sich somit Drucke zwischen 10 und 12 Kbar. Aufgrund des Fehlens von Kalifeldspat handelt es sich hierbei jedoch um Mindestdrucke.

Alpidische Grünschiefer-Metamorphose

Die Temperaturen während der Grünschiefermetamorphose können mittels Granat-Hornblende-Thermometrie nach GRAHAM und POWELL (1984) zwischen 440 und 480°C festgelegt werden. Die mit dem Granatrand verwachsenen, blaugrünen Hornblenden zeigen im Na(M4)/Al_{IV}-Diagramm von BROWN (1977) Drucke zwischen 3 und 6 Kbar an.

Literaturverzeichnis

- ANDRIESSEN, P.A.M.; BANGA, G. & HEBEDA, E.H. (1987).-Geol. en Mijnbouw, 66:3-14
- BROWN, E.H. (1977).-J. of Petr., 18, 1:53-73
- DAVIS, E.N. & DIETRICH V.J. (1986).-IGME Spec. Iss.:47-71
- GEYSSANT, J. & LEPVRIER (1979).-C.R. Acad. Sci. Paris, 288: 1263-1265
- GRAHAM, C.M. & POWELL, R. (1984).-J. met. Geol., 2:13-31
- GREEN, T.H. & HELLMAN, P.L. (1982).-Lithos 15:253-266
- HENJES-KUNST, F. (1980).-Diss., 164 S., Braunschweig
- MASSONNE, H.J. & SCHREYER, W. (1987).-Contrib. Mineral. Petrol., 96:212-224
- RAASE, P. (1974).-Contrib. Mineral. Petrol., 45:231-236
- VAN DER MAAR, P.A.; FEENSTRA, A.; MANDERS, B. & JANSEN, J.B.H. (1981).-N. Jb. Miner. Mh., 1981:459-469

Leander FRANZ und Martin OKRUSCH,
Mineralogisches Institut, Julius Maximilians-Universität,
Am Hubland, D-8700 Würzburg

Vorkommen und Petrographie des Altkristallins

Im Deckenstapel Kretas bildet die Phyllit-Quarzit-Einheit (PQ) das Hangende der parautochthonen Plattenkalk-Serie. Beide Decken erfuhren in alpidischer Zeit eine HP/LT-Metamorphose und werden von drei weiteren Deckenkomplexen überlagert. In der PQ-Einheit Ostkretas sind m- bis km-große Kristallinschubspäne varistischen Alters eingeschichtet (SEIDEL, 1978). Es können zwei verschiedene Altkristallinserien unterschieden werden:

Die weiteste Verbreitung haben die Gesteine des unteren Stockwerks, die im folgenden nach der Lokalität der größten Aufschlüsse als Myrsini-Kristallin bezeichnet werden. Petrographische Gliederung des Myrsini-Kristallins:

a) Hornblendeführende Metamorphite

Geschieferte Amphibolite	Epidot-Amphibol-Gneise
Grobkörnige Amphibolite	Granat-Amphibol-Gneise
Gebänderte Epidot-Amphibolite	
Hornblende-Karbonat-Epidot-Felse	

b) Metasedimente

Granat-Plagioklas-Gneise	Plagioklas-Glimmergneise
Granat-Plagioklas-Quarzglimmerschiefer	Granatquarzite
Granat-Quarzglimmerschiefer	Marmore
Disthen-Staurolith-Granat-Glimmerschiefer	

Meist erscheinen dabei die Amphibolite als mehrere zehnermeter-mächtige Phacoide, die von Glimmerschiefern und Gneisen umflasert werden. Durch die Einschuppungsprozesse der Altkristallinspäne in die PQ-Einheit sind viele der varistischen Strukturen verlorengegangen. Es existieren

keine Großfalten mehr, und nur selten beobachtet man in den Metasedimenten liegende Isoklinalfalten mit Amplituden im m-Bereich. In den Amphiboliten zeigen isoklinal verfaltete und überfaltete Quarzmobilisate den polydeformativen Werdegang in varistischer Zeit an.

Das obere metamorphe Stockwerk bildet ein geschlossenes Areal bei der Ortschaft Chamezi und wird in der Folge als Chamezi-Kristallin bezeichnet. Charakteristisch ist das Auftreten von albitführenden Gesteinen sowie das Fehlen von Amphiboliten und Marmoren.

Petrographische Gliederung des Chamezi-Kristallins:

Albit-Glimmergneise	Chloritoid-Granat-Glimmerschiefer
Albit-Gneise	Epidot-Albit-Gneise
Quarzglimmerschiefer	Biotit-Quarzglimmerschiefer
Quarzite	

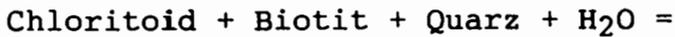
Neben der unterschiedlichen Lithologie ist im Chamezi-Kristallin auch ein anderer Deformationsstil gegenüber dem Myrsini-Kristallin erkennbar. Die kompetenten Albit-Gneise zeigen offene Falten mit Amplituden im m-Bereich während isoklinale Quarzmobilisate nur in den Glimmerschiefern auftreten.

Durch die alpidischen Deformationsprozesse kam es im Altkristallin zu einer starken Verschuppung und zu einer intensiven Mylonitisierung.

Phasenpetrologie und Thermo-Barometrie

Eine P/T-Abschätzung für die Metapelite ist mittels des petrogenetischen Netzes nach SPEAR und CHENEY (1989) möglich. Im Myrsini-Kristallin ergaben sich für die Paragenese Granat-Biotit-Stauroolith-Disthen Temperaturen zwischen 580 und 630 °C, was durch Granat-Phengit-Thermometrie nach GREEN und HELLMAN (1982) sowie Granat-Stauroolith-Thermometrie nach PERCHUK (1969) bestätigt wurde. Die Drucke liegen bei einem Fe/Fe+Mg-Verhältnis von 0.81 - 0,84 am Granatrand zwischen 6 und 8 Kbar. In den Glimmerschiefern des Chamezi-Kristallins herrschte während der syndeformativen Metamorphose die Paragenese Chloritoid-Granat-Biotit vor, was anhand von Chloritoid-Einschlüssen im Granatkern und syndeformativen Biotit-Chloritoid-Verwachsungen deutlich wird. Am idioblastischen, einschlußfreien Granatrand hingegen weisen Biotit-Chlorit-Aggrega-

te auf die Reaktion



in der postdeformativen Phase hin. Nach SPEAR und CHENEY (1989) findet diese Reaktion bei einem Fe/Fe+Mg-Verhältnis zwischen 0.89 und 0.92 am Granatrand bei Temperaturen um 550 °C und Drucken zwischen 5.5 und 6.5 Kbar statt. Die univariante Reaktionskurve verschiebt sich jedoch beim Einbau von Mn und Ca in den Granat in Richtung niedrigerer Temperaturen, was auch durch die Werte der Granat-Phengit-Thermometrie (499 - 545 °C) angedeutet wird.

Die P/T-Abschätzungen für die alpidische Hochdruckmetamorphose wurde an den Amphiboliten des Myrsini-Kristallins durchgeführt. Auf Kosten der varistischen grünen Hornblende kam es auf Mikrofrakturen im Phacoidkern stellenweise zur Sprossung von Mg-Riebeckit und Epidot. In den Gebänderten Epidot-Amphiboliten tritt anstelle des Mg-Riebeckits Aktinolith auf. Zum Teil steht der Aktinolith auch im Gleichgewicht mit dem Na-Amphibol, was nach MARUYAMA et al. (1986) auf einen Übergangsbereich zwischen Blauschiefer- und Grünschieferfazies hinweist. Die Gleichgewichtsreaktion kann folgendermaßen formuliert werden:



Das für solche Übergangsbereiche gültige Na-Amphibol-Chlorit-Geobarometer von MARUYAMA et al. (1986) zeigt Drucke zwischen 4 und 5 Kbar an, während die mittels Epidot-Thermometrie nach NAKAJIMA et al. (1977) ermittelten Temperaturen zwischen 250 und 280 °C liegen.

Im Randbereich der Phacoide sind die Amphibolite meist vollständig zu Chlorit-Karbonat-Schiefen umgewandelt. Diese Überprägung muß im Anschluß an die HP/LT-Metamorphose unter Bedingungen der untersten Grünschieferfazies abgelaufen sein, da auch der Mg-Riebeckit und der Aktinolith chloritisiert werden. Die Ausbildung eines weiteren Schieferungssystem in Form einer "extensional crenulation cleavage" (ecc) weist auf den Ablauf der Reaktion während des Aufstiegs hin. Die dabei herrschenden P/T-Bedingungen wurden mittels Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen bestimmt. Dort, wo ehemalige Quarzmobilisate von der ecc durchschlagen werden, liegen zahlreiche, zumeist um 4-12µm große, gestreckte Einschlüsse mit einer Flüssigkeit neben einer Gasblase vor. Die gleichen Flüssigkeitseinschlüsse wurden auch in den Quarzmobilisaten im Phacoid-

kern beobachtet. Messungen der Erstschmelztemperaturen und der Temperaturen der letzten Eisschmelze zeigen für den größten Teil der Einschlüsse niedrigsalinare H₂O-NaCl-Lösungen an. Nur in den Quarzmobilisaten der Phacoidkerne treten darüberhinaus höhersalinare, CaCl₂-reiche Einschlüsse auf, die aufgrund textueller Bezüge älter als die niedrigsalinaren Typen sind. Ihre Entstehung fand wahrscheinlich während oder gegen Ende der HP/LT-Metamorphose statt, was auch anhand der starken Streuungen der Homogenisierungstemperaturen (130-190 °C) durch Streching und Necking Down-Prozesse deutlich wird. Die Homogenisierungstemperaturen der niedrigsalinaren Einschlüsse, die eindeutig dem Aufstieg zuzuordnen sind, liegen zwischen 155 und 185 °C. Mittels Chlorit-Thermometrie nach der Al_{VI}-Methode von CATHELINÉAU und NIEVA (1985) sowie nach WALSHE (1986), die Temperaturen zwischen 275 und 315 °C erbrachte, konnte ein Temperaturausgleich vorgenommen werden. Bei einer durchschnittlichen Salinität von 5% NaCl liegen die Drucke für die letzte Überformung zwischen 1.3 und 2.3 Kbar.

Literaturverzeichnis

- CATHELINÉAU, M. & NIEVA, D. (1985).-Contrib. Mineral. Petrol., 91:235-244
GREEN, T.H. & HELLMAN, P.L. (1982).-Lithos, 15:253-266
MARUYAMA, S.; CHO, M. & LIOU, J.G. (1986).-Geol. Soc. Am. Mem., 164:1-16
NAKAJIMA, T.; BANNO, S. & SUZUKI, T. (1977).-J. of Petr., 18:263-284
PERCHUK, L.L. (1969).-Dokl. Akad. USSR, 6:1405-1407, in russian
SEIDEL, E. (1978).-Habil.-Schr., 145 S., Braunschweig
SPEAR, F.S. & CHENEY, J.T. (1989).-Contrib. Mineral. Petrol., 101:149-164
WALSHE, J.L. (1986).-Econ. Geol., 81:681-703

NEOTEKTONIK AN DER MITTELSTEIRISCHEN SCHWELLE (ÖSTERREICH): DIE "STEIRISCHE PHASE"

Julius Georg FRIEBE, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl - Franzens - Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

A) Die Steirische Diskordanz

Im Zeitalter der Plattentektonik erübrigt es sich, über "Phasen" der Gebirgsbildung im Sinne STILLE's zu diskutieren. Bestehen bleiben aber Diskordanzen, die sehr wohl ihre Signifikanz für die Evolution eines Orogens besitzen.

1.) Historisches

PETRASCHECK (1915) gibt erstmals eine Aufstellung aller bis dahin bekannter Diskordanzen im Steirischen und Wiener Becken. Als Korrelationsmittel dient ihm dabei lediglich die Fazies der durch sie getrennten Sedimente. PETRASCHECK's Daten bilden die Grundlage für die Definition der "Steirischen Phase" durch STILLE (1924). Er unterscheidet eine "Vorphase" zwischen Eibiswalder Schichten und Steirischem Schlier (Karpatum) und eine "Hauptphase" an der Grenze Karpatum / Badenium.

Der Steirische Schlier wird heute als zeitliches Äquivalent der Oberen Eibiswalder Schichten angesehen (KOLLMANN, 1965). Somit ist die Berechtigung einer "Vorphase" in Frage gestellt.

Die "Hauptphase der Steirischen Gebirgsbildung" wurde später durch WINKLER-HERMADEN (1951 a, b) in mehrere Teilphasen zerlegt. Dabei wurden offensichtlich sedimentologisch bedingte Winkeldiskordanzen weitgehend eliminiert.

Bestehen bleibt eine unzulängliche stratigraphische Einstufung der betrachteten Aufschlüsse.

Die "Steirische Phase" soll eine "großwellige Faltung" zur Folge haben. WINKLER-HERMADEN (1951 a) gliedert den "prä-tortonen" Bau in eine Reihe von Synklinalen und Antiklinalen.

2.) Diskussion

Die Steirische Diskordanz ist Abbild einer Schollenrotation in Zusammenhang mit einem "Continental Escape" (NEUBAUER, 1988, NEUBAUER & GENSER, in Druck) und stellt somit ein lokales, auf das Steirische Becken und den pannonischen Raum beschränktes Ereignis dar.

Sie ist Ergebnis einer kontinuierlichen Entwicklung, deren größte Aktivität im obersten Karpatium zu verzeichnen ist und die eine Winkeldiskordanz mit Schichtreduktion (KOLLMANN, 1965) zwischen Schlier und Äquivalenten und den Ablagerungen des obersten Karpatium sowie des Badenium verursacht. Eine Aufgliederung in Teilphasen ist damit hinfällig.

Fazielle (FRIEBE, in Vorb.) und biostratigraphische (AUER, mündl. Mitt.) Daten stellen die Diskordanz, weg von der Grenze Karpatium / Badenium, ins oberste Karpatium.

B) "Poststeirische" Bruchtektonik

Sedimentäre und bruchtektonische Evidenz bestätigt die Existenz einer Abschiebung im Beckenuntergrund an der Ostflanke des Sausal (Demmerkogel) [von FLUGEL (1988) nur vermutet], die weiter nach S in die Gamlitzer Bucht zieht:

* Fan-Delta Sedimente an der Ostflanke des Demmerkogels, deren Geröllspektrum zwingend eine Schüttung von Westen voraussetzt, fallen heute mittelsteil (ca. 30°) nach Westen ein. Es wird dies mit einer Halbgrabenbildung zwischen Demmerkogel und den östlichen Inselbergen des Sausal in Zusammenhang gebracht. Der überlagernde Leithakalk des

Unteren Badenum zeigt keine Verkippung, der Verwerfer war im obersten Karpatium aktiv.

* Badenische "Mass-Flow"-Sedimente der Kreuzberg Formation in südlicher Verlängerung dieser Linie weisen ein sekundäres Ost-Fallen auf, welches auf ein flexurartiges Umbiegen der Schichten über der Abschiebung im Grundgebirge zurückzuführen ist.

* Konjugierte Abschiebungen mit Versetzungsbeträgen im dm-Bereich innerhalb der Kreuzberg Formation zeigen eine Ost-West-Extension bei nur geringer Nord-Süd-Kompression an. Die Bruchflächen sind diagenetisch zementiert und somit syndiagenetisch im Unteren bis Mittleren Badenum entstanden.

Literatur

FLUGEL, H.W. (1988): Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. - in: KROLL, A., FLUGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, W., WALACH, G. & ZYCH, D. Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle, 21 - 42, Wien. (Geol. B.- A.).

FRIEBE, J.G. (in Vorb.): Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenum (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich).

KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 2, 479 - 632, Wien.

NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld- Mugele- und Gleinalm- Kristallins (Ostalpen). - Abh. Geol. B.- A., 42, 137 S., Wien.

NEUBAUER, F. & GENSER, J. (in Druck): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen - eine Übersicht. - Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., (METZ - Festschrift), Graz.

PETRASCHECK, W. (1915): Die miozäne Schichtfolge am Fuß der Ostalpen. - Verh. Geol. R.-A., 1915, 310 -320, Wien.

STILLE, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. - 443 S., Berlin. (Bornträger).

WINKLER-HERMADEN, A. (1951 a): Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und des inneralpinen Tertiär. - in: SCHAFFER, F.X. (ed.): Geologie von Österreich, 414 - 524, Wien. (Deuticke).

WINKLER-HERMADEN, A. (1951 b): Die jungtektonischen Vorgänge im Steirischen Becken. - Sitzber. österr. Akad. Wiss., mathem.- naturwiss. Kl., Abt. I, 160, 1 / 2, 37 - 69, Wien.

-Abb. 1

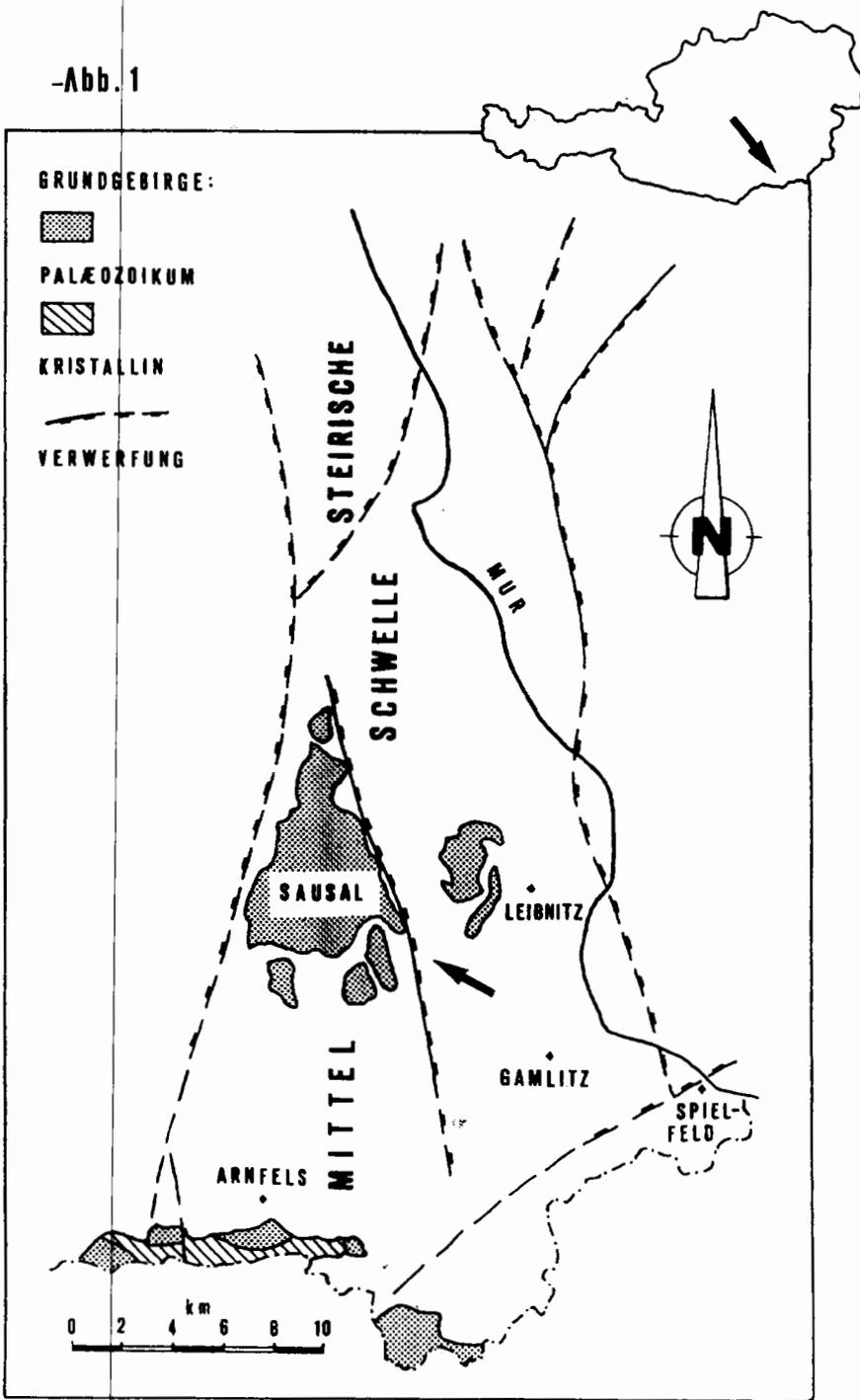
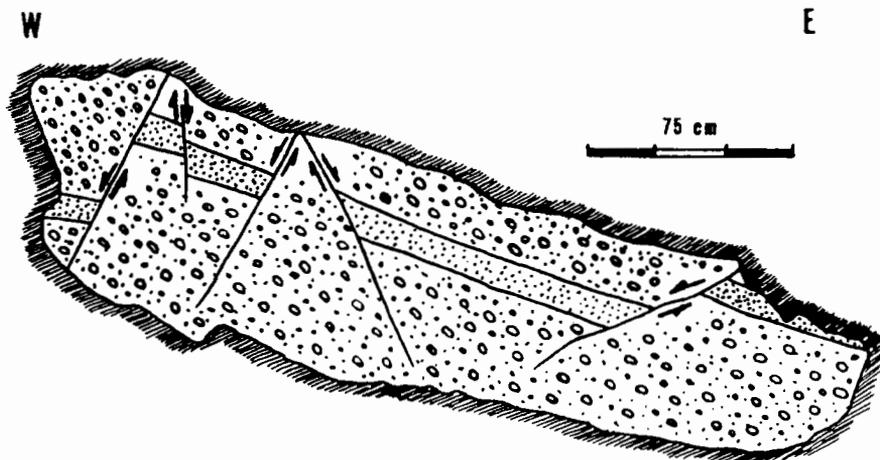


Abb. 1:
Zur Lage des Arbeitsgebietes.
Das Grundgebirge des Sausal ist im Osten von einer Abschiebung begrenzt (Pfeil), die im Beckenuntergrund weiter nach Süden in die Gamlitzer Bucht zieht.

Abb. 2:
Konjugierte Bruchflächen in einer Konglomeratbank indizieren Ost-West-Extension in der Gamlitzer Bucht.
(Aufschlußskizze; Kranach)

Abb. 2



EXTENSION VERSUS KOMPRESSION IM PALÄOZOIKUM VON GRAZ

Harald FRITZ, Franz NEUBAUER, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz,
Lothar RATSCHBACHER, Institut für Geologie und Paläontologie, Sigwartstr. 10, D-47 Tübingen.

Der Deckenstapel des Grazer Paläozoikum besteht aus paläozoischen Sedimenten mit unterschiedlicher metamorpher Überprägung und unterschiedlicher fazieller Entwicklung. Wir gliedern den Deckenstapel in folgende Gruppen:

- 1) **Tiefere Deckengruppe:** "Angerkristallin", Passailer Gruppe, Schöckeldecke.
- 2) **Mittlere Deckengruppe:** Laufnitzdorf Decke, Kalkschieferdecken.
- 3) **Obere Deckengruppe:** Rannachdecke, Hochlantschdecke.

Die stratigraphische Reichweite der hohen Deckeneinheiten reicht vom Silur bis in das Karbon, in der mittleren Deckengruppe ist Silur bis Devon, und in der tiefen, höher metamorphen, tiefen Deckengruppe ist Silur bis Devon nachgewiesen. Der paläozoische Deckenstapel wird diskordant von Gosausedimenten kretazischen Alters (Campan - Maastricht) überlagert.

Deformationsentwicklung

Relikte variszischer Deformation und Metamorphose sind vor allem in der tiefen Deckengruppe des Grazer Paläozoikums verbreitet. Die Metamorphose erreicht hier lokal Temperaturen von $> 500^{\circ}\text{C}$ und überdauert die variszische Verformung (statisches Mineralwachstum in der Schlußphase).

Prägend ist im Grazer Paläozoikum die alpidische Deformation und Metamorphose. Die Metamorphose erreicht in den tiefen Einheiten höhere Grünschieferfazies, die obere Deckengruppe ist schwächer metamorph (Anchimetamorphose bis Grünschieferfazies).

Kompression

* Die erste alpidische Deformation im Grazer Paläozoikum erzeugt eine penetrative Schieferung und ein W-E orientiertes Streckungslinear. Ebene Deformationsgeometrie

mit der langen Achse der Strainellipse parallel zum Streckungslinear (plane strain) und eine rotationale Deformationskomponente machen einfache Scherung (simple shear) für diesen Akt wahrscheinlich. Großräumige, liegende Falten, die zum Teil als Futteralfalten (sheath folds) ausgebildet sind, und inverse Schichtfolgen belegen Krustenverdickung und Kompression in diesem Deformationsakt.

Diese Verformung wird für die Deckenstapelung verantwortlich gemacht. Die Deckentransportrichtung ist westgerichtet.

* Die progressive Änderung der Extensionsrichtung ist durch Änderung der Wachstumsrichtung von Fasermineralen im Druckschatten von rigiden Objekten erkennbar. Untersuchungen des "incremental strain" und Schersinnbestimmungen belegen die Änderung der Scherrichtung von West auf Nordwest. Auch diese Verformung ist mit Faltung verbunden.

Extension

* SW-NE streichende steilstehende Scherzonen bilden die Westbegrenzung des Grazer Paläozoikums, duktile bis semiduktile Scherzonen der gleichen Orientierung existieren aber auch im Inneren des Paläozoikums. Diese Scherzonen zeigen, soweit nachgewiesen, sinistralen Versatzsinn und durchschneiden ältere Strukturen.

O-W-gerichtete Extension mit Nordostabschiebungen im Südwesten und Norden des Paläozoikums und Westabschiebungen im zentralen Raum sind kogenetisch mit den Seitenverschiebungen. Dieses Extensionssystem wird mit der Bildung des Gosaubeckens in Zusammenhang gebracht.

* W-E verlaufende Störungen erzeugen Horste und Gräben im Südteil des Grazer Paläozoikums.

Diese werden von N-S verlaufenden Störungszonen geschnitten, die in das neogene Störungsmuster des Ostalpins passen. Dieses Störungssystem hebt den Osten des Paläozoikums heraus.

Altersbeziehungen

Das Alter der Deckenstapelung (Kompression) muß vorgosauisch sein, da Sedimente der Gosau den Deckenstapel plombieren. Geochronologische Datierungen machen ein unterkretazisches Alter der Seckenstapelung wahrscheinlich.

Die Sedimentation der Gosau setzt im Santon ein, wobei gosauische Sedimente in die W-E gerichtete Extension mit einbezogen sind. Damit muß für die Extensionsphase ein Zeitraum um 80 Ma angenommen werden.

Das Störungsmuster schließlich ist im Neogen noch aktiv gewesen.

Schlußfolgerungen

Die Kinematik des Ostalpins ist im Grazer Paläozoikum nachvollziehbar. Deckenstapelung und Deckendestruktion ist allerdings im Oberostalpin bereits abgeschlossen als in tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen noch Deckenstapelung stattfindet.

Dabei ist es im Einzelfall schwierig zwischen Kompression und Extensionstektonik zu unterscheiden, da sich beide Strukturen in W-E-Dehnung äußern.

Wir interpretieren die Situation im Sinne einer Inversionstektonik. Während der Dehnungstektonik werden Flächen benutzt, die beim Deckenbau angelegt wurden.

Konvergenz und Deckentransport in den Skandinavischen Kaledoniden: Neue, quantitative Daten

R.O. Greiling, A.H.N. Rice,

Geologisch-Paläontologisches Institut, Ruprecht-Karls-Universität, Im Neuenheimer Feld 234, D - 6900 Heidelberg.

R.A.Gayer,

Department of Geology, University of Wales, P.O.B. 914, Cardiff CFI 3YE, U.K.

Bisherige Modelle gehen davon aus, daß sich der relativ einfach gebaute Deckenstapel der Skandinavischen Kaledoniden durch sukzessives Übereinanderschleben der paläogeographischen Einheiten von (N)W nach (S)E während einer \pm orthogonalen Kollision zwischen Laurentia im W und Baltica im E bildeten. Dabei war die jeweils tiefste Überschiebungsbahn aktiv, während die höheren Einheiten passiv von W nach E bzw. NW nach SE transportiert wurden. Die zahlreichen Grundgebirgsaufbrüche im Kern von Antiklinalen wurden als autochthon/parautochthon interpretiert und könnten demnach nur nach dem Deckentransport aufgewölbt worden sein (z.B. Gee 1975, Stephens 1988).

Die hier präsentierten Arbeiten konzentrieren sich auf das U.A. (einschließlich des "parautochthonen"/allochthonen Grundgebirges) im nördlichen Schweden und angrenzenden Norwegen. Sie umfassen detaillierte Kartierungen einzelner Deckeneinheiten, Strukturaufnahmen, quantitative Deformationsbestimmung und, darauf aufbauend, Profil-Bilanzierung und -Rückformung. Die Ergebnisse sind direkt vergleichbar mit denen aus Nord-Norwegen (Gayer et al. 1987) und relevant für die gesamten Skandinavischen Kaledoniden (Abb. 1).

Im Gegensatz zu älteren Auffassungen besteht das U.A. nicht aus einer einfachen Decke oder einem Schuppenfächer sondern in weiten Bereichen aus Teildecken, die Duplex-Strukturen bilden und die auch kristalline (Grundgebirgs-) Teildecken enthalten. Die Duplex-Strukturen sind für die

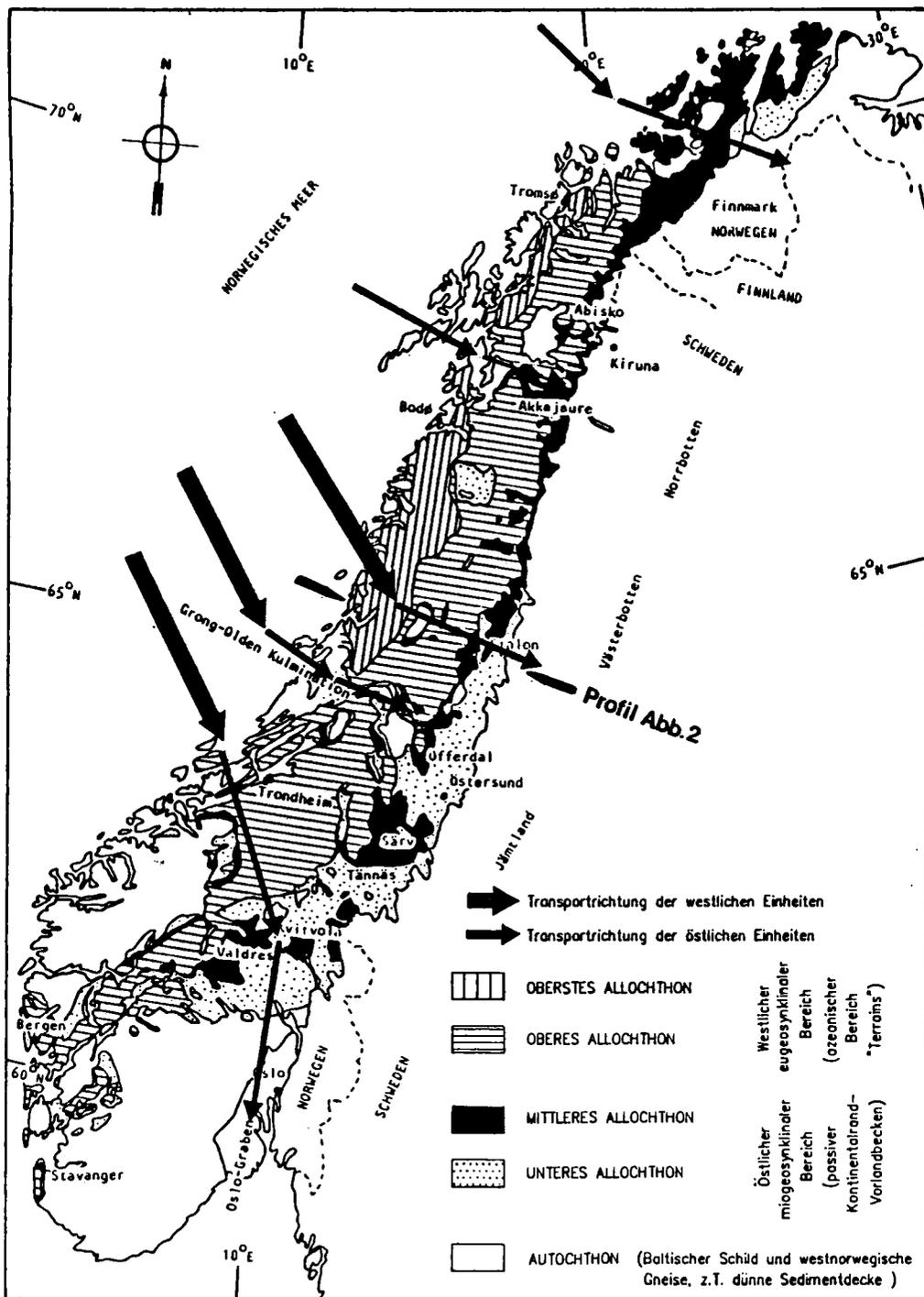


Abb.1: Tektonostratigraphische Übersicht über die Skandinavischen Kaledoniden (Grei-ling 1985) und Transportrichtungen der Deckeneinheiten (verschiedene Quellen).

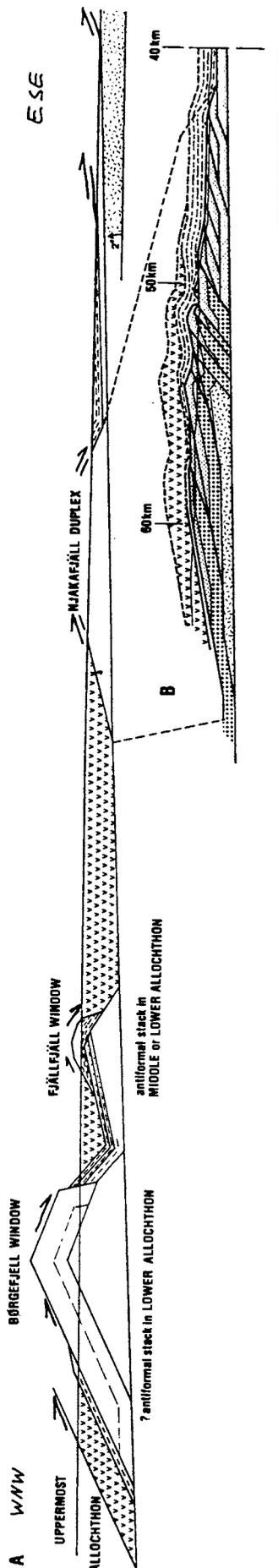
regionalen Falten verantwortlich. Folglich kann die basale, regionale Überschiebungsbahn an der Basis des U.A. als eine ebene, mit ca. 2° zum Orogen hin einfallende Fläche rekonstruiert werden (Abb. 2), was mit den vorhandenen geophysikalischen Daten vereinbar ist.

Auch die Grundgebirgsaufbrüche sind in Teildecken zerlegt und bilden "antiformal stacks" über der regionalen Überschiebungsbahn. Sie können deshalb nicht länger als autochthon angesehen werden sondern als Teil des U.A. Der Transport des U.A. erfolgte unter sub-epimetamorphen Bedingungen mit geringer interner Deformation (Greiling 1985). Erst nahe (wenige dm) den Überschiebungen ist eine Streckung der Körner parallel zur Transportrichtung zu beobachten. Streckungslineare, Orientierung von Rampen und "branch-lines" zeigen eine Transportrichtung des U.A. nach ESE (110°) an.

Entsprechende Strukturen im M.A. belegen dort eine Transportrichtung nach SE (150°). eine erste, duktile Phase des Transports unter Grünschiefer-Bedingungen führte zur Bildung mächtiger Bylonite. Letztere bilden separate Teildecken, die zusammen mit Kristallin und klastischen Serien zu Duplex-Strukturen einer späteren, bruchhaften Phase der Überschiebung gehören.

Eine Rückformung ergibt Transportweiten für das U.A. von ca. 50 km, für das M.A. von mindestens 80 km (Gayer and Greiling 1989). Die Transportrichtung wechselt deutlich von ca. 160 - 150° für das O.A. (Greiling et al. 1989) und 150° für das M.A. zu 110° für das U.A. Ein Vergleich mit anderen Gebieten der Kaledoniden zeigt ein ähnliches Bild (Abb.1): 160-150° Transportrichtung für O.A./M.A., 110° für U.A., mit Ausnahme der südlichen Kaledoniden, wo das J.A. nach S transportiert wurde.

Abb.1 zeigt, daß sich die höheren Einheiten generell nach SE bewegten, während die unteren Decken offenbar in verschiedene Richtungen nach außen geschoben wurden. Diese Konstellation deutet scheinbar auf eine schiefe Konvergenz



von Laurentia (NW) und Baltica (SE) in einer ersten Phase und entsprechende, gleichmäßige frühe Auf-/Überschiebungen. In einer zweiten Phase nach der Kollision fand offenbar eine variable (radiale?) Ausbreitung des Orogens nach extern statt.

Literatur:

- | | |
|---|---|
| Gayer, R.A. et al. 1987. Transact. Royal, Soc. Edinburgh; Earth Sciences 78, 197-217. | Greiling R.O. 1985. Geotekt. Forsch. 69, 1-129. |
| Gayer, R.A. and Greiling, R.O. 1989, Geol. Mag. 126, 499-513. | Greiling, R.O. et al. 1989. Norsk Geol. Tidsskr. 69, 83-93. |
| Gee, D.G. 1975. Am J. Science, 275 A, 468-515. | Stephens, M.B. 1988. Geology Today, 20-25. |

Abb.2: Profilskizzen durch die Skandinavischen Kaledoniden (Lage auf Abb.1) parallel zur Transportrichtung des Unteren Allochthons (U.A.). A: über der mit 2° nach WNW (intern) einfallenden basalen Überschiebung bilden Duplex- und "antiformal stack"-Strukturen die regionale Antiklinalen. U.A.: weiß, M.A.: gestrichelt, O.A.: v. B: Detail eines Duplex (Gayer and Greiling 1989), U.A. gepunktet; km-Angaben bezeichnen die Entfernung zum heutigen Rand der Kaledoniden; V=H.

SEDIMENTATION UND DEFORMATION IM "CULM-BECKEN", SW-ENGLAND

Christian A. Hecht, Geologisch-Paläontologisches Institut, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 234, D-6900 Heidelberg.

Die sedimentäre Entwicklung in Vorlandbecken reflektiert die tektonische Entwicklung eines Orogens. Im Riftstadium ist Dehnungstektonik mit entsprechender Subsidenz wirksam, bis das Vorlandbecken in die Orogenese selbst einbezogen wird. Die fortschreitende Deformation führt häufig über Inversion der dehrenden Strukturen zu Faltenbau, Überschiebungen und Rücküberschiebungen. Wegen der randlichen, relativ kalten und wenig deformierten Situation sind meist Spuren aller orogenen Ereignisse noch zu erkennen. Neben theoretischen Konzepten und Simulation von Beckenmodellen (z.B. MC CLAY 1989) werden gegenwärtig zahlreiche fossile Beispiele analysiert.

Die hier vorgestellten Beispiele aus dem "Culm-Becken", SW-England, zeigen neue Möglichkeiten, die Ereignisse während der variskischen Orogenese sowohl zeitlich als auch räumlich zu quantifizieren.

SEDIMENTATION

Anders als in den mitteleuropäischen Oberkarbonbecken und in dem nördlich des Bristol-Channels gelegenen Kohlebecken von Süd-Wales wurden im "Culm-Becken" im Oberkarbon keine kohleführenden Schichten abgelagert. Die Sedimentation beginnt im unteren Namur mit distalen Turbiditen der Crackington-Formation, die von Norden in ein schmales, mindestens 200 m tiefes Becken (THOMAS 1988) mit E-W verlaufender Beckenachse geschüttet wurden. Ab dem unteren Westfal A sind zwei lithologische Einheiten zu unterscheiden: Flachwassersedimente mit Turbiditeinschaltungen der Bude-Formation (Westfal A-C) (HIGGS 1984, ENFIELD et al. 1985) im Westen und paralische bis fluviatil-deltaische Wechselfolgen der Bideford-Formation (Westfal A, ELLIOT 1976) im Osten. Die paläogeographische und geotektonische Interpretation des Beckens ist noch nicht geklärt. Anscheinend haben entweder die klimatischen Verhältnisse oder eine zu geringe Beckensubsidenz die Akkumulation von mächtigen Torfen als Voraussetzung für Kohlebildung verhindert.

DEFORMATION

1. **Dehnung:** Spuren orogener Ereignisse im Rift-Stadium des Beckens sind als synsedimentäre Strukturen in den Beckensedimenten festgehalten. Rutschungsstrukturen (slumping structures) treten verbreitet in den Gesteinen der Bude-Formation auf. Die Orientierung der synsedimentären Falten gibt einer-

seits Hinweise über den Verlauf des Paläohangs, die interne Deformation der Rutschmassen (slump strain) andererseits kann an der Vergenz der Falten und an der Rotation der Faltschlösser abgeschätzt werden (FARRELL & EATON 1987). Ein Beispiel für synsedimentäre Dehnungstektonik im Norden des Beckens bei Hartland Point (Abb. 1A) bildet eine Schar von listrischen Abschiebungen in einem Sandstein, der mächtige Tonsteine überlagert (Abb. 1B). Die Abschiebungen werden als Syn-Rift-Strukturen gedeutet und zeigen an, daß in diesem Bereich die Dehnungstendenz mindestens bis ins untere Westfal A gereicht hat.

2. Einengung: Die gesamte Abfolge wurde während einer variszischen Deformationsphase wahrscheinlich seit dem mittleren Westfal in relativ oberflächennaher Position horizontal eingeengt.

Im Schloß einer liegenden Falte der Crackington-Formation bei Millook Haven (Abb. 1A) wurde erstmals in Großbritannien ein Beispiel von Schieferungsumbiegen (arcuate hinge cleavage) beobachtet (Abb. 1C). Eine solche gleichsinnig mit der Krümmung eines Faltschloßes umbiegende Schieferung deutet auf eine minimale horizontale Einengung vor der Faltung. Dabei ist wesentlich, daß während der Faltung die Kohäsion zwischen den unterschiedlich kompetenten Gesteinen erhalten bleibt. ECHENTOPF (1987) zeigte an Beispielen aus dem Rheinischen Schiefergebirge, daß "arcuate hinge cleavage" in einem frühen Stadium der Deformation, offenbar vor der Lithifizierung angelegt wird. Das würde bedeuten, daß im Süden des "Culm-Beckens" die Faltung bereits vor der Lithifizierung der Gesteine der höheren Crackington-Formation stattgefunden hat.

Mikroskopische Regelungsbilder in Feinsandsteinen der Bude-Formation deuten sowohl auf reine Scherung (pure shear) als auch auf einfache Scherung (simple shear) hin. Dabei sind deformierte Tonsteingerölle oder Pflanzendetritus hilfreiche Strainindikatoren in matrixreichen Sandsteinen.

In regelmäßig gebankten turbiditischen Ton-Feinsandstein-Wechsellagen mit Mächtigkeiten der Sandsteine bis zu 1 m ist die Bildung von Knickfalten charakteristisch. Der Verkürzungsbetrag durch die Faltung kann örtlich 50-70% erreichen. Besonders komplexe Falten beherrschen Zonen intensiver Überprägung der symmetrischen Knickfalten durch Überschiebungen, Rücküberschiebungen und Seitenverschiebungen (LLOYD & WHALLEY 1986). Solche Strukturen sind besonders in den distalen Turbiditen der Crackington-Formation (Namur) zu beobachten.

In der Bude-Formation treten bis zu 5 Meter mächtige Sandsteinbänke auf. Mehrere Bänke zusammen bilden innerhalb der turbiditischen Lagen kompetente Gesteinseinheiten bis zu 20 m Mächtigkeit. Charakteristisch ist dann die Bildung von parallelen Falten (1B-Falten) von 10 bis 100 m Wellenlänge.

Generell nimmt der Grad der orogenen Einengung und damit die Komplexität der Strukturen nach Süden in Richtung auf die internen Bereiche des Orogens zu.

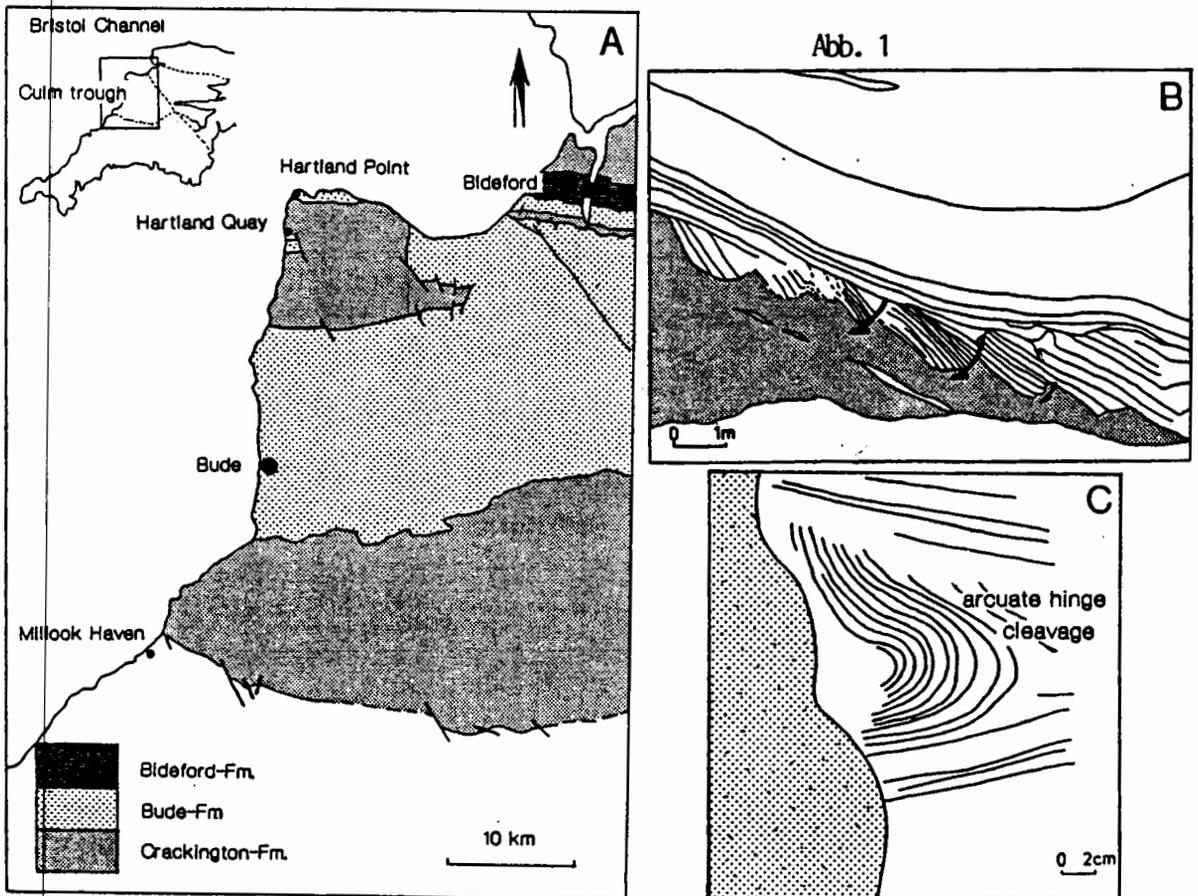


Abb. 1

SCHRIFTENVERZEICHNIS

EICHENTOPF, H. (1987): Die Verformung von Sedimenten unterschiedlichen Lithifizierungsgrades im östlichen Rheinischen Schiefergebirge vor und während der Faltung.- *Boch. Geol. Geotech. Arb.*, 26, 234 S.

ELLIOT, T. (1976): Upper Carboniferous sedimentary cycles produced by river dominated, elongate deltas.- *J. geol. Soc.*, 132, 119-208.

ENFIELD, M. A. et al. (1985): Structural and sedimentary evidence for the early tectonic history of the Bude and Crackington Formations, North Cornwall and Devon.- *Proc. of the Ussher Soc.*, 6, 165-172.

FARRELL, S. G. & EATON, S. (1987): Slump strain in the Tertiary of Cyprus and the Spanish Pyrenees. Definition of paleoslopes and models of soft-sediment deformation.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 29, 181-196; London.

HIGGS, R. (1984): Possible wave-influenced sedimentary structures in the Bude Formation (Lower Westphalian, South West England), and their environmental implications.- *Proc. of the Ussher Soc.*, 6, 88-94.

LLOYD, G. E. & WHALLEY, J. S. (1986): The modification of chevron folds by simple shear: examples from North Cornwall and Devon.- *J. geol. Soc. London*, 143, 89-94; London.

Mc CLAY, K. R. (1989): Analogue models of inversion tectonics.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 44, 41-63; London.

THOMAS, J. M. (1988): Basin history of the Culm Trough of Southwest England.- In: BESLY, B.M. & KELLING G. (eds.): *Sedimentation in a synorogenic basin complex*.- 24-37; Blackie, London.

Kinematik und Dynamik des Bereiches westlich des Tauernfensters

Herbert HEINZ, Geologische Bundesanstalt, Fachabteilung Geophysik, Rasumofskygasse 23 A — 1031 Wien

Die Studie basiert auf einer Zuordnung bereits typisierter magnetischer Strukturen zu wohlbekanntem, und zum überwiegenden Teil außer Frage stehenden geologischen Befunden bzw. Vorstellungen. Das Gebiet westlich des Tauernfensters bis zur West/Ostalpengrenze, das Tauernfenster selbst und das Vorland im Norden dieses westlichsten Abschnittes der Ostalpen wird von drei gut unterscheidbaren Typen magnetischer Anomalien beherrscht.

Es sind dies:

- Anomalien mit verhältnismäßig geringen Amplituden und großer Wellenlänge („Basementstrukturen“),
- Anomalien mit hohen Amplituden und großer Wellenlänge („überregionale Strukturelemente“),
- kurzwellige Anomalien mit hohen Amplituden.

Von Bedeutung für Rekonstruktionen der alpinen Entwicklung im engeren Sinn sind nur die beiden letztgenannten Typen; neben der Form dieser Anomalien sind auch ihre Positionen für die Interpretation von Bedeutung.

Die überregionalen Strukturen erstrecken sich vom Unterengadiner Fenster bis weit in das Karpatenvorland. Westlich der Engadin – Loisach – Linie fehlen solche Strukturen gänzlich.

Die kurzwelligen Anomalien dominieren die Ränder des Unterengadiner Fensters, das Tauernfenster und den Nordrand des ostalpinen Kristallins östlich des Tauernfensters bis zur Rechnitz / Bernsteiner Fenstergruppe. Die verursachenden Störkörper werden ophiolitischen Resten des Südpenninikums zugerechnet.

Die überregionalen Anomalien haben ihre Quellen in nordpenninischen ozeanischen Krustenresten; die nordpenninische Entwicklung ist daher im Osten beginnend anzunehmen, und findet ihr westliches Ende im Bereich des heutigen Unterengadiner Fensters.

Von besonderer Bedeutung ist das Verhältnis der kurzwelligen Anomaliengruppen östlich des Unterengadiner Fensters zu jenen im westlichen und südwestlichen Abschnitt des Tauernfensters. Diese sind durch eine Relativverschiebung in ihre heutige Position gelangt. Als Spur dieser Verschiebung (sinistral?) böte sich die Fortsetzung der Tauernnordrandstörung an, die sich aufgrund der Analyse der magnetischen Vermessung weiter als bisher angenommen nach Westen (Südwesten) erstreckt. Die Analyse dieser Ergebnisse wird in weiterer Folge entscheidende Auswirkungen auf die Frage der ursprünglichen Position des Drauzuges haben.

Magnetische Strukturen in der südlichen Böhmisches Masse und ihre Bedeutung (Poster)

Herbert HEINZ, Geologische Bundesanstalt, Fachabteilung Geophysik, Rasumofskygasse 23, A — 1031 Wien.

Die Präsentation umfaßt die Auswertung magnetischer Strukturen aus den Plutongebieten der zentralen südlichen Böhmisches Masse, aus dem Bereich der Ostgrenze des Moravikums (z.t. unter der tertiären Bedeckung) und aus dem hauptsächlich aus Metasedimenten bestehenden Teil des Moldanubikums.

Die Modelle vom Ostrand der Böhmisches Masse sind den Gesteinen des Moravikums nicht eindeutig zuordenbar. Neben einer Interpretation als Teile der Ostflanke der Boskowitzter Furche kommt auch eine Zuordnung zu jüngeren, vielleicht mobil-alpinen Komplexen in Betracht.

Im Bereich des ausgeprägten Gradienten über dem Ostteil des Südböhmischen Plutons bis in die metasedimentdominierten Gebiete des Moldanubikums wurden einige Modelle erstellt, die vor allem die Kontaktzonen näher charakterisieren.

Die Anomalien innerhalb der Plutongebiete werden gleichfalls durch Kontaktzonen verursacht. In diesen — magnetisch sonst sehr ruhigen Gebieten — nehmen diese Strukturen eine Sonderstellung ein, da sie mit lokalen, an die Pluton / Pluton-Kontakte gebundene Anreicherungen ferrimagnetischer Phasen zusammenhängen.

PTt-Pfade im östlichen Tauernfenster

Gudrun HEINZLER, Institut für Geologie, Sigwartstr. 10, D-7400 Tübingen

Im Ankogel-Hochalm-Gebiet (östliches Tauernfenster) wurden geothermobarometrische Untersuchungen durchgeführt, um die Druck-Temperatur-Entwicklung während der alpidischen Metamorphose zeitlich quantitativ zu erfassen. Die mit der Mikrosonde analysierten Minerale (Amphibole, Granat, Plagioklas, Biotit, Hellglimmer, Chlorit, Ilmenit) stammen aus Gesteinen des Grundgebirgskomplexes (Schieferhülle, Zentralgneise) und aus den permomesozoischen Serien.

Zonierte Amphibole zeigen retrograde Metamorphose. Granatprofile dokumentieren zweiphasiges Wachstum mit interner Homogenisierung ($T > 600^{\circ}\text{C}$). Der An-Gehalt der Plagioklase nimmt vom peripheren zum zentralen Gößdom zu; ihre interne Zonierung ist prograd, retrograde Zonierung tritt in Andesinen aus dem Kern des Gößdoms auf.

An Geothermobarometern wurden angewandt: Hbl-Pl-, Grt-Hbl-, Grt-Bt-, Grt-Phe, Grt-Ilm-, Pl-Ms-Thermometer, Grt-Phe-Bt-Qtz-Thermobarometer, Bt-Ms-Chl-Qtz-, Phe-, Grt-Rt-Ilm-Pl-Qtz-, Grt-Hbl-Pl-Qtz-Barometer. Druck und Temperatur nehmen zum Kern des Gößdoms zu. Das Metamorphosemaximum liegt bei ca. 650°C und 8 kbar. In einigen Paragenesen sind auch die niedrigeren P,T-Bedingungen der an- bzw. absteigenden Metamorphose festgehalten. Vereinzelt gibt es Hinweise auf eine vorangegangene Hochdruckmetamorphose.

Peter Heitzmann, Landeshydrologie und -geologie, CH-3003-Bern,
für die
Schweizerische Arbeitsgruppe für Reflexionsseismik

Die NFP-20-Südtraverse mit einer Totallänge von fast 100 km, aufgenommen im Herbst 1988, besteht aus 7 Reflexionsseismik-Profilen (NF-S1 bis S7). Sie quert von N nach S die folgenden tektonischen Einheiten: (1) der tiefpenninische Deckenkomplex, (2) die zentralalpine Wurzelzone, (3) die Insubrische Linie, die Trennung zwischen Zentral- und Südalpen, (4) das südalpine Kristallin und (5) die südalpine Sedimentbedeckung.

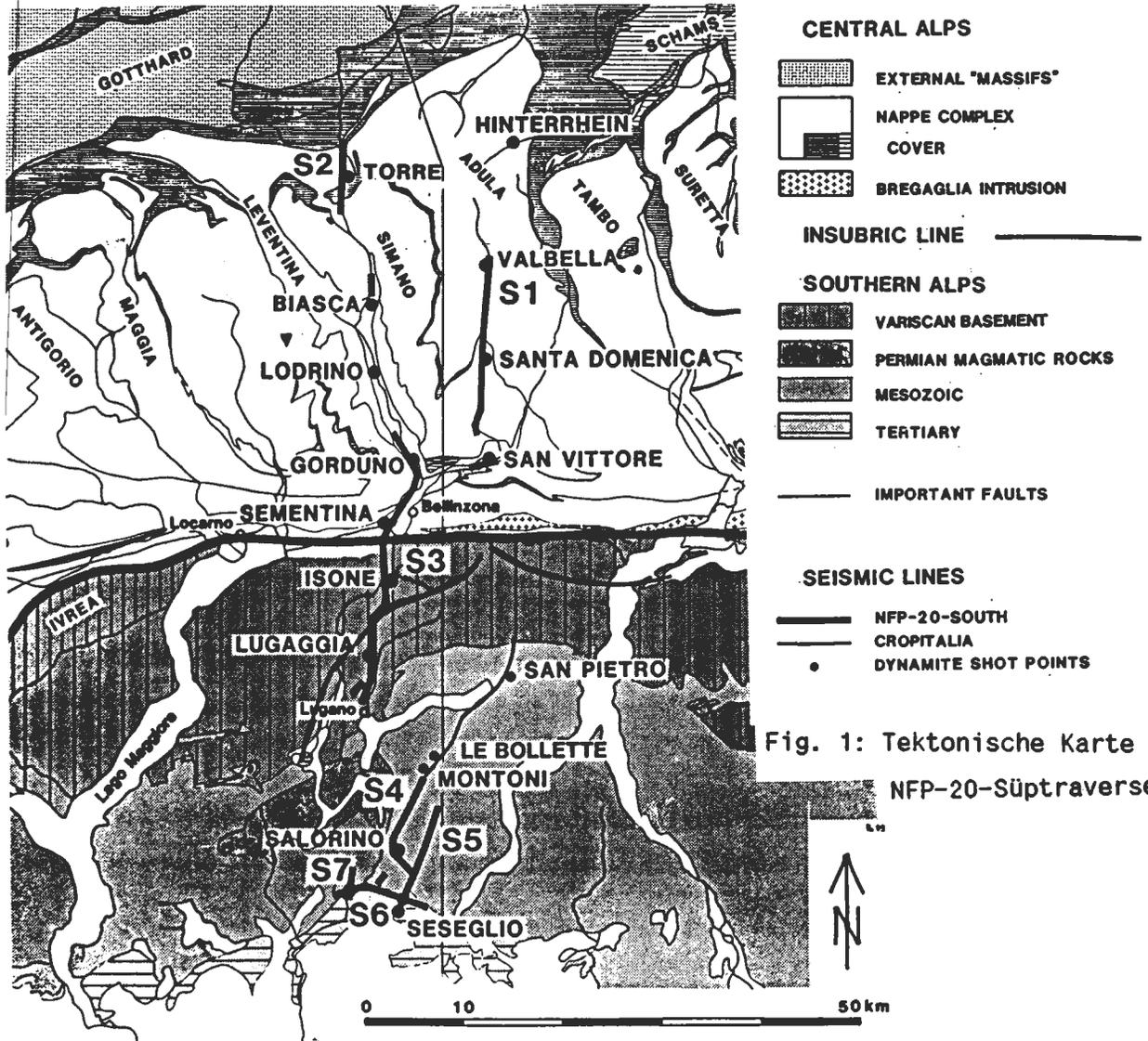


Fig. 1: Tektonische Karte der NFP-20-Südtraverse.

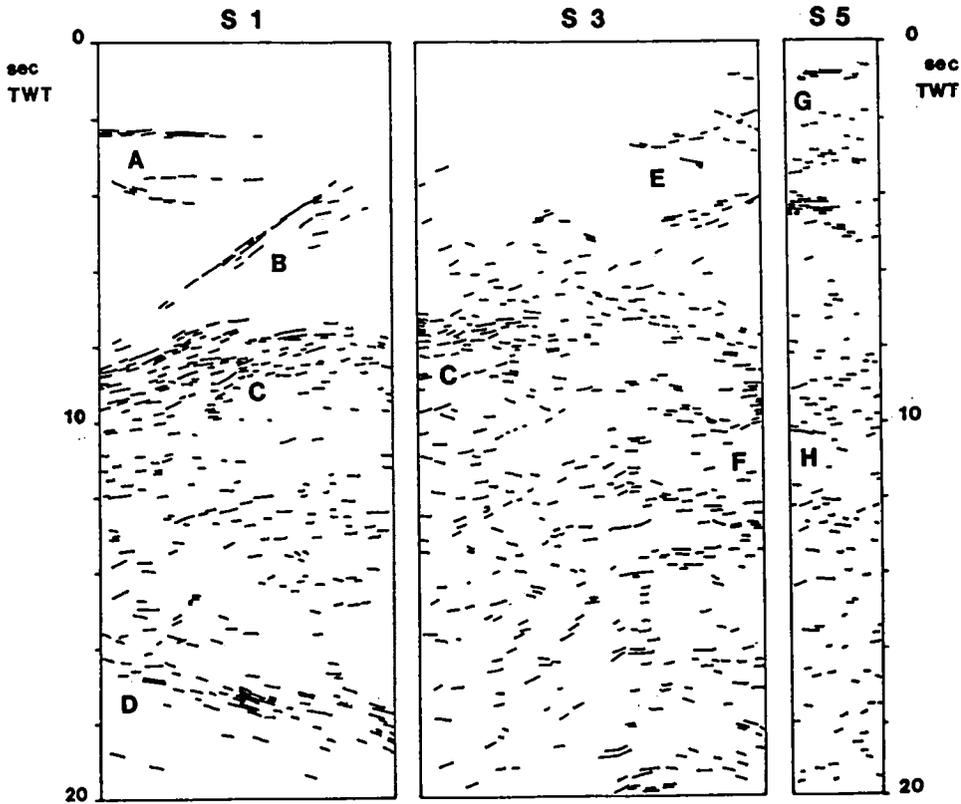


Fig. 2: Line drawing der Reflexionsprofile S1, S3 und S5.

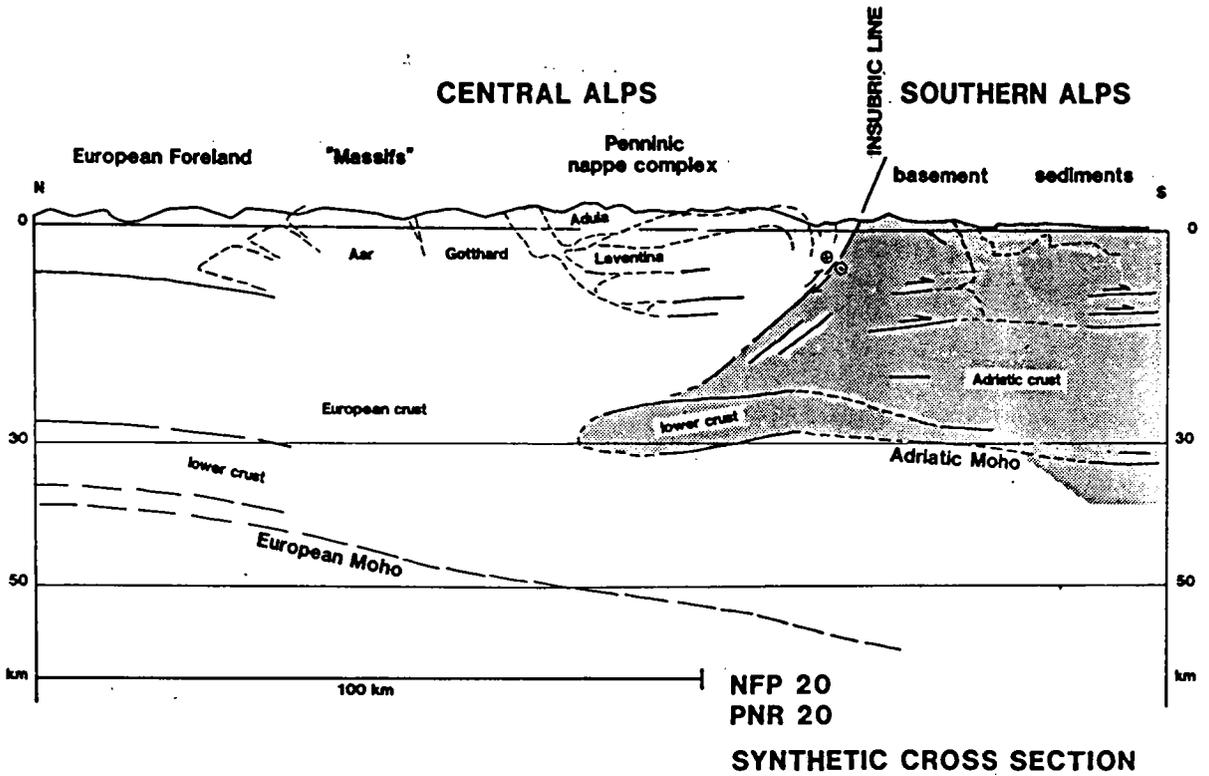


Fig. 3: Generelles Profil durch die Alpen basierend auf den Ergebnissen der NFP-20-Traversen OST und SÜD.

Eine vorläufige geologische Interpretation der ersten Seismik-Profile führt zu folgenden Schlüssen:

- 1) Die Reflexionen in den Profilen S1 und S2 deuten auf Meta-Sediment-Zonen unter der Lucomagno-Leventina-Decke hin. Unter der tiefsten aufgeschlossenen Einheit sind also weitere Decken vorhanden. Der Zusammenschub des nordpenninischen Raumes ist also wesentlich größer als bisher angenommen
- 2) Die gegen Norden einfallenden Reflexionen im Calanca-Profil S1 können mit der Insubrischen Linie korreliert werden. Die Zentralalpen sind also an der Insubrischen Linie auf ca. 40 km an einer eher flach (nicht subvertikal) einfallenden Fläche über die Südalpen rücküberschoben.
- 3) Ein Bündel starker subhorizontaler Reflexionen in einer Tiefe zwischen 7 und 10 sec TWT (unter, d.h. südlich der Insubrischen Linie) kann mit der südalpinen Unterkruste in Verbindung gebracht werden.
- 4) Die vom europäischen Vorland aus 35 km Tiefe gegen die Alpen einfallende europäische Moho (Ergebnisse der NFP-20-Osttraverse) kann in der Südtraverse bis in eine Tiefe von 19 sec TWT unter dem oberflächlichen Aufschluss der Insubrischen Linie, ev. bis 20 sec unter den Südalpen kontinuierlich verfolgt werden. Im Bereich der NFP-20-Südtraverse findet sich also in zwei verschiedenen Tiefen eine Krustenuntergrenze (Moho), in ca. 30 km Tiefe diejenige der Südalpen (Adriatische Platte) und in 50 - 60 km diejenige der Europäischen Platte.
- 5) Im Bereich des südalpinen Kristallins können markante Reflexionen mit alpinen Überschiebungen in diesem variszischen Komplex gedeutet werden.
- 6) Die Südalpine Moho kann nur andeutungsweise auf etwa 30 km festgelegt werden.
- 7) Der Bereich der südalpinen Sedimente kann in einzelne Überschiebungspakete aufgeteilt werden.

Ein generelles Profil durch die Schweizer Alpen, wie es aus den Tiefen-Seismik-Profilen abgeleitet werden kann, zeigt eine eher symmetrische neo-alpine Struktur mit Überschiebungen gegen Norden (Aarmassiv) und gegen Süden (Insubrische Linie, Südalpen), die einer älteren (eozän- und mesoalpinen) asymmetrischen Struktur, verbunden mit der Subduktion und Deckenbildung, überlagert ist. Während dieser letzten Phase der Alpenbildung hat sich ein Teil der ursprünglich überschoben Adriatischen Platte (Südalpen) keilartig in den zentralalpinen Deckenkomplex eingespiesst.

GRANATEN IN DER MORAVISCHEN ZONE IN ÖSTERREICH

V.HÖCK, R.MARSCHALLINGER & D.TOPA
Institut für Geowissenschaften, Universität Salzburg
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Granaten in Metapeliten der Moravischen Zone in Österreich sind auf deren nördliche Abschnitte beschränkt, nämlich die Granat-Biotit-Zone (III) und die Granat-Biotit-Staurolith-Zone (IV) (HÖCK 1975). Sie treten dabei sowohl in der strukturell tieferen Therasburger Formation als auch in der höheren Pernegger Formation auf.

Granaten aus dem nördlichen Bereich der Therasburger Formation (Thayatal) zeigen bereits lichtoptisch deutliche Zweiphasigkeit des Wachstums mit einem Rand, der klar vom Kern abgesetzt ist. Der Kern ist relativ homogen zusammengesetzt mit ca. 32 Mol% Alm, 10 Mol% Pyr, 6 Mol% Spess, 2 Mol% Gross. Der Beginn der Randzone zeigt einen drastischen Abfall im Fe- und Mg-Gehalt sowie einen entsprechenden Anstieg von Ca und Mn. Gegen den Außenrand hin nimmt der Almandin- und Pyrop-Gehalt wieder auf Werte, die dem Kern ähnlich sind, zu, die Spessartin- und Grossular-Komponente geht entsprechend zurück.

Die Pernegger Formation ist häufig durch Granaten mit radialstrahligem Wachstum und Einschlüssen gekennzeichnet (Sterngranaten; vgl. auch FRASL 1981). Sie sind in vieler Hinsicht denen aus dem ostalpinen Altkristallin (FRANK 1982, NOWAK 1986) vergleichbar. Mineralchemisch zeigen sie eine einfache Zonierung mit Fe-Zunahme vom Kern (60 Mol% Alm, 3-4 Mol% Pyr) zum Rand (80 Mol% Alm, 8-10 Mol% Pyr) sowie eine entsprechende Abnahme der Spessartin- (von 14 auf 1 Mol%) und Grossular-Komponente (von 16 auf 10 Mol%). Der chemische Zonarbau überlagert dabei weitgehend ungestört den lichtoptisch sichtbaren Radialbau, eine Erscheinung, die auch für die ostalpinen Sterngranaten gilt. Verglichen mit den zweiphasigen Granaten der Therasburger Formation zeigt sich, daß deren Randzone eine den Granaten der Pernegger Formation vergleichbare Zonierung aufweist und wohl dem gleichen thermischen Ereignis zuordenbar ist.

Dementsprechend werden die Kerne der zweiphasigen Granaten aus dem Thayatal der altmoravischen Phase (FRASL 1970) zugerechnet, die im Zusammenhang mit der cadomischen Intrusion der Granitoide des Thaya-Batholithen zu sehen ist. Der zonalen Zonarbau dieser Granaten sowie jener der Pernegger Formation sind der vermutlich variszischen mittelmoravischen Metamorphose zuzuordnen. Ihre Bildungstemperaturen, abgeleitet aus koexistierenden Granat-Biotit-Paaren, liegen bei 580° bis 600°C. Als Ursache für die Metamorphose wird die Überschiebung eines reißenden Krustenabschnittes des Moldanubikums über das Moravikum angenommen.

EOALPINE REGIONALE EKLOGITFAZIES AM BEISPIEL DES SÜDLICHEN ÖTZTALKKRISTALLINS

G. HOINKES, Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz
A. KOSTNER & M. THÖNI, Institut für Geologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien

Die Metamorphose des ostalpinen Ötztalkristallins ist schon seit Jahrzehnten Gegenstand petrologischer und geochronologischer Forschung. Trotzdem besteht bis heute keine Klarheit über die Altersstellung der polymetamorphen Ereignisse. Eindeutig jedoch ist die jüngste - die eoalpine (kretazische) Metamorphose, die das bereits voralpin amphibolitfaziell metamorphe Ötztalkristallin mit zunehmender Intensität von NW nach SE überprägt hat. Hoinkes & Thöni (1983) haben im südlichen Ötztalkristallin eine eoalpine Staurolithzone, die mit der Zone coalpiner Hellglimmeralter zusammenfällt, ausgeschieden. Diese Zone des coalpinen Metamorphosehöhepunktes wird an der Passeier-Linie im Südosten abrupt beendet. Detaillierte petrologische Untersuchungen in den letzten Jahren haben bewiesen, daß das südlichste Ötztalkristallin Relikte einer metamorphen Überprägung unter "höheren" Druckbedingungen aufweist. Hinweise darauf sind:

- 1.) Paragonit- und Kyanit-führende Amphibolite im Schneeberger Zug
- 2.) Geothermobarometrische Ergebnisse von 9 - 10 kb aus der Laaser Serie (Konzett, unpubliziert)
- 3.) Phengite mit Si 3.4 in Orthogneisen des südlichen Ötztalkristallins
- 4.) Eklogit-Paragenesen in Omphazit-Amphiboliten des südlichen Ötztalkristallins.

Die Hochdruckparagenesen sind auf Grund struktureller und geochronologischer Daten kretazischen Alters. Die Druck- und Temperaturbedingungen des Druck-Höhepunktes werden aus dem Jadeitgehalt des Omphazites mit mindestens 13 kb bei 500 bis 550 ° C abgeleitet. Der anschließende Temperaturhöhepunkt fand bei > 600 ° C und fallenden Druckbedingungen statt. Hinweise auf den absteigenden Teil der P-T-Schleife sind folgende:

- 1.) Veränderung der phengitischen Hellglimmer in Orthogneisen zu phengitarmen Chemismen unter Ausscheidung von Quarz

- 2.) Umwandlungen der Omphazite zu Symplektiten aus Diopsid und Plagioklas
- 3.) Rekristallisation von primären tschermakitischen bis pargasitischen Hornblenden zu Amphibolen mit Na- und Al-armen Chemismen und Albit-reichem Feldspat
- 4.) Umwandlung von phengitischem Muskowit der Eklogite zu Biotit und Plagioklas.

Die Beobachtungen einer kretazischen Eklogitfazies regionaler Ausdehnung im südlichen Ötztalkristallin fügen sich ausgezeichnet in die Vorkommen z. T. bewiesener und z. T. vermuteter eoalpiner eklogitfazieller Metamorphose im ostalpinen Kristallin östlich (Sau- und Koralpe) und südlich (Kreuzeckgruppe) der Hohen Tauern ein.

G. HOINKES & M. THÖNI (1983): Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S 15, S. 73-83, Graz 1983.

REAKTIONSGEFÜGE IN DEN HOCHDRUCKMETABASITEN VON SYROS
(KYKLADEN)

Norbert Höpfer, Institut für Geologie und Paläontologie,
Philipps-Universität, Hans-Meerwein-Str. D-3550 Marburg

Die auf Syros anstehenden Ophiolithe zählen zur unteren Einheit des Kykladenkristallins und sind im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung entstanden. Die folgende Arbeit befaßt sich mit Metagabbros und Eklogiten, die in einer Decke zwischen mächtigen Marmor- und Glimmerschiefereinheiten vorliegen. Im Gelände sind diese Gesteine als isolierte Körper (bis 500m Ø) anzutreffen, teilweise in einer "Melange" mit Serpentiniten. Die Bildung ozeanischer Kruste, der diese Gesteine entstammen läßt sich zwischen triassischem Rifting und der Subduktion dieser Einheit im späten Eozän (42mA) eingrenzen. Eine spätere grünschieferfazielle Diaphtorese erfolgte an der Grenze Oligozän-Miozän (25mA).

Die metamorphe Umwandlung dieser Gesteine ist abhängig vom Ausmaß der Deformation und vom Zeitpunkt des Wasserzutritts.

In den stärker plastisch deformierten Gesteinen (Flaser-gabbro) kommt es zu einer Reihe von Uralitisierungsstadien. Reliktisch erhaltene Augite werden in einem ersten Schritt durch Mg-Hornblende verdrängt, wobei es zur Bildung von feinen, (010) parallelen Lamellen kommt. Im zweiten Schritt wird das Augit-Relikt ebenso orientiert durch Aktionolith verdrängt, ausgehend von den Korngrenzen. Omphacit erscheint nur in geringem Maß am Rande dieser komplex aufgebauten Körner. Magmatischer Plagioklas tritt in den Proben nicht mehr auf. Mesoskopische Lawsonit-Pseudomorphosen sowie hohe Zoisit-Modalgehalte sind

die Endprodukte der Plagioklas-Umwandlung.

In den weniger stark deformierten Gesteinen (Metagabbros und Eklogite) werden die magmatischen Pyroxene vollständig und ohne Anzeichen eines Amphibol-Zwischenstadiums in Omphacit-(I) umgewandelt. Gefügedetails der Pyroxene wie Zwillinge, idiomorphe Korngrenzen und Plagioklas-Einschlußgefüge bleiben in den meist cm-großen Pseudomorphosen erhalten. Aggregate aus Zoisit +Phengit +Omphacit-(II)-Blasten ±Chlorit treten an Stelle der ehemaligen Plagioklase. Dadurch wird das magmatische Kummulatgefüge abgepaust.

Die P-T-Bedingungen des Metamorphosepeaks liegen in einem Temperaturbereich von 510°-560°C (Granat-Klinopyroxen-Thermometrie, Rand-Rand-Temperaturen) und bei Drücken oberhalb 13kb (Albit→Jadeit+Quarz).

Beim Aufstieg der Gesteine findet einerseits Glaukophan-Wachstum über eine randliche Verdrängung von Omphacit (I+II) oder Aktinolith sowie eine keimindizierte Idioblastese statt.

Eine letzte grünschieferfazielle Überprägung führt zur statischen Blastese von Epidot, Chlorit, Albit, Barroisit und Stilpnomelan.

Om - Omphacit

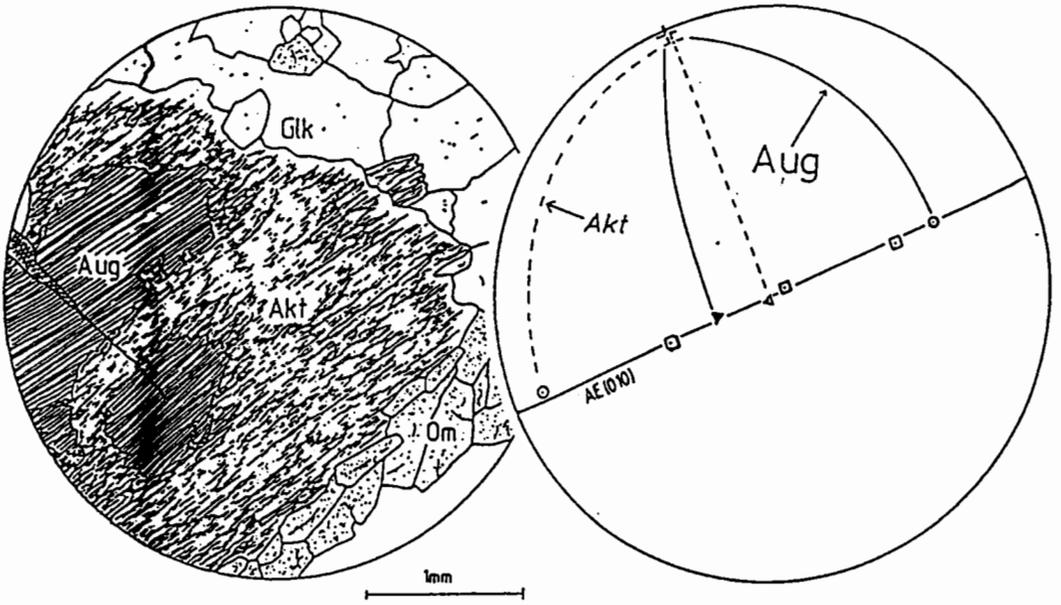
Aug - Augit

Akt - Aktinolith

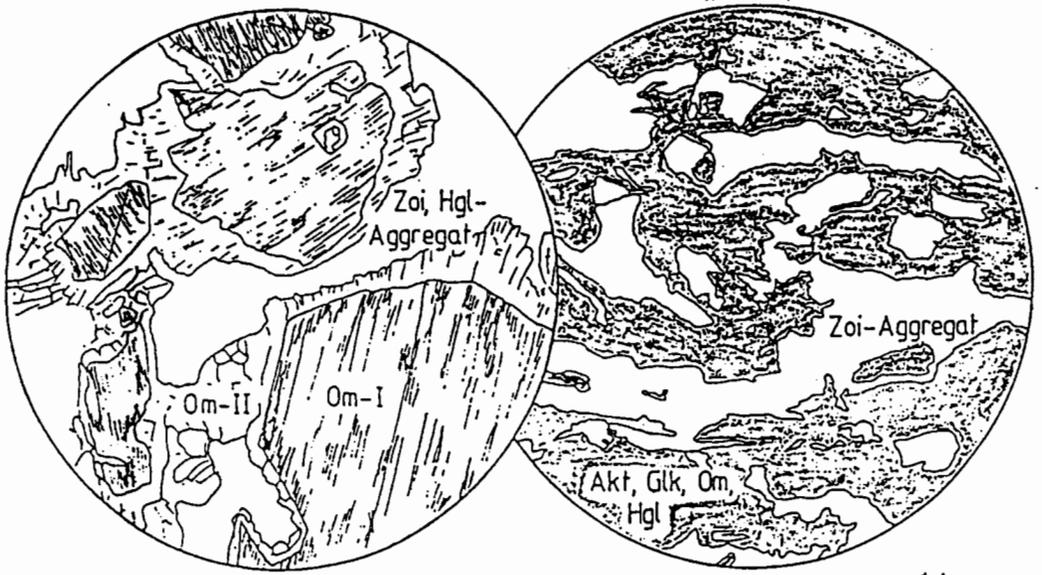
Glk - Glaukophan

Zoi - Zoisit

Hgl - Hellglimmer



Uranisierung von magmatischem Augit



Metagabbro

Flaser-gabbro

Diagenese und schwache Metamorphose klastischer Karbonsedimente zwischen Harz und Ostsee - Korrelationen zur Beckenmodellierung der Norddeutschen Senke.

Peer Hoth, Zentralinstitut für Physik der Erde
Telegrafenberg A 51, DDR - 1561 Potsdam

Für die Suche von Erdgas-Lagerstätten in der DDR hat die Analyse des Karbons, mit den Muttergesteinen für die meisten Erdgas-Lagerstätten der Norddeutschen Senke (TEICHMÜLLER u.a.1984), eine erhebliche Bedeutung. Auf einem Profil vom Harz über den Flechtinger Höhenzug bis zur Ostsee sind klastische Karbonsedimente aus Übertage- und Tiefbohraufschlüssen sedimentologisch-geochemisch untersucht worden. Die Analyse des Diagenese - bzw. Metamorphosegrades erfolgte mit Hilfe von "Illit-Kristallinität (IK)" und Vitrinit-Reflexion, wobei die Anwendung der "Illit-Kristallinität" neben Proben von Sedimenten gleichartiger Lithologie eine stärkere Beachtung der Präparationsmethodik voraussetzt. "IK"-Werte von Fraktionen mit einem Äquivalentdurchmesser $>2\mu$ können wichtige Informationen zur Sedimentation der entsprechenden Sedimente erbringen. Die Fraktionen sind mit Hilfe von REM und mittels eines Laserkorngrößen-Meßgerätes auf ihre Korngrößenverteilung hin analysiert worden, was die Möglichkeit bietet, die einzelnen "IK"-Werte kritischer zu beurteilen.

Für die Karbonsedimente ergibt sich eine generelle Korrelation zwischen "Illit-Kristallinität", Vitrinit-Reflexion und Deformationsintensität. Im Harz und im Subherzyn zeigen die karbonischen Sedimente eine anchi-bis epimetamorphe Beanspruchung ("IK" 0.18-0.40° 2σ , $R_m >3\%$, ausgebildete sk1-Schieferung), die Inkohlung erfolgte im wesentlichen prä-bis synorogen. Nach Norden zu spielt für die Inkohlung die postkarbonische Überlagerung eine immer größere Rolle, wobei

das Auftreten z.T. 1500 bis maximal 3000m mächtiger "Autun"-Vulkanite besondere Bedeutung besitzt. Die tief abgesenkte Karbon-Oberfläche liegt heute in der Altmark etwa bei 4200 bis 4600m unter NN, sie sinkt in NW -sowie Zentralmecklenburg auf 6000 bis maximal etwa 7500m ab und steigt im Raum Rügen auf 1400 bis 3000m unter NN an. Die hangenden Bereiche des Oberkarbons zeigen zum großen Teil nur einen diagenetischen Beanspruchungsgrad an ("IK" $0.45 - 1.00^\circ \cdot 2 \text{ } \checkmark$, $R_m < 2,5\%$). Ausnahmen ergeben sich bei Aufschlüssen, in denen entweder die Karbon-Oberfläche in Tiefen um 6000m und mehr abgesenkt worden ist oder magmatogene Beeinflussungen vorliegen. Durch die Analyse der "IK" und der Vitrinit-Reflexion in Bezug zur Tiefe sowie dem Vergleich beider Trends ergeben sich Rückschlüsse zur paläogeothermischen Geschichte der Sedimente.

Die erzielten Ergebnisse werden als Ausgangsdaten, Randbedingungen oder Klassifizierungsmerkmale in die Modelle zur computergestützten Beckenmodellierung einbezogen (HARFF u.a. 1989). Aus der Rekonstruktion der Absenkung des Karbons und einfachen geothermischen Modellen wird die zeitliche Reifeentwicklung abgeleitet.

Schlußfolgerung: zur Klärung der Gasperspektivität der noch erkundungsperspektiv verbleibenden Bereiche des Rotliegend/Oberkarbon-Komplexes der DDR muß ein Gebiet in NW-Mecklenburg, mit vermutetem mächtigerem, flözführendem Oberkarbon, geringerer Vulkanitmächtigkeit sowie einer Beckenrand genäherten Lage, in den Mittelpunkt künftiger Untersuchungen gestellt werden.

Literatur:

HARFF, J.; SCHRETZENMAYR, S.; SPRINGER, J.; HOTH, P.; EISERBECK, W.; SÜSSMUTH, S.: Mathematisch-numerische Modellierung regionaler bis lokaler Einheiten in sedimentären Becken an einem Beispiel für die Kohlenwasserstofferkundung im Rotliegenden. Z.geol.Wiss., Berlin 17 (1989) 7, 747-759.

TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R.; BARTENSTEIN, H.: Inkohlung und Erdgas - eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., Bielefeld 32 (1984) 11-34.

**QUANTIFICATION OF A PROGRESSIVE MYLONITIZATION AT
SMALL SCALE (METAGRANITOID TO ULTRAMYLONITE):
CORRELATION OF ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY,
TEXTURE AND GRAIN SHAPE ANISOTROPY.**

Christian Juckenack & Johannes Duyster

The progressive mylonitization in a model crystalline shear-zone at small scale (70m-profile; Sesia-Lanzo-Zone, N-Italy) was investigated. A fsp-blastic metagranitoid develops to a strong foliated qz/fsp-mica layered ultramylonite mainly by shearing and dynamic recrystallisation in the qz/fsp-phase. A characteristic development of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the profile (the AMS-tensor changes in shape, excentricity, orientation and axis-scattering) can be used for quali- and (semi-)quantifying the increments of the deformation-path and the strain-gradient. The investigation of the magnetic mineralogy and the separation of the para- and ferromagnetic fractions reveals that the AMS is first of all controlled by the paramagnetic micas. Therefore the mica-(001)-texture is well correlated with the change of the AMS in the profile, whereas the qtz-axis-texture remains homogenous and reflects a later deformation. The change of the qtz/fsp grain- and phase-shape is quantified by automated image analysis and can be correlated with the AMS up to half of the profile (premylonitic gneiss). Higher strain rates predominantly result in intracrystalline deformation of quartzite.

Schwache Metamorphose im Kantabrischen Gebirge

Martin KELLER & Stefan KRUMM

Institut für Geologie und Mineralogie, Universität Erlangen-Nürnberg,
Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen

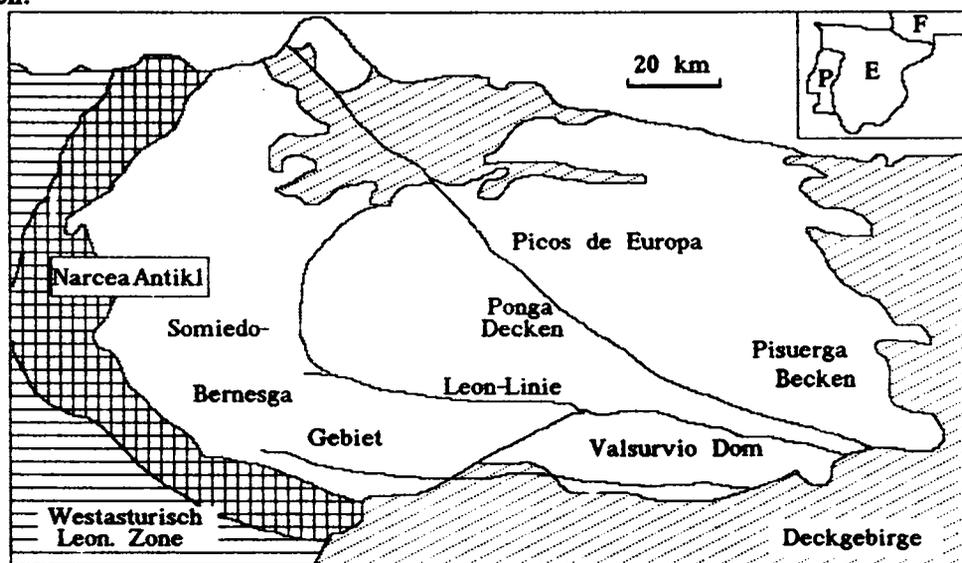
In der südlichen und östlichen Kantabrischen Zone Nordspaniens und ihrer Umrandung (Abb.1) wurden regionale Untersuchungen zur Verbreitung von Diagenese und schwacher Metamorphose durchgeführt. Die Studien stützen sich vorwiegend auf Illitkristallinität (IK) und Tonmineralvergesellschaftungen, daneben auf Quarzrekristallisation und den Conodont Color Alteration Index (CAI). Die Schichtenfolge reicht vom Jungpräkambrium (Basement) bis in die Trias (Deckgebirge). Die tektonische Ausgestaltung der postpräkambrischen Serien erfolgte hauptsächlich während der variszischen Orogenese (Wende Westfal/Stephan). Kaledonische Ereignisse spiegeln sich in einer bedeutenden Schichtlücke zwischen Arenig und Llandovery wider. Um einen Überblick über das metamorphe Geschehen zu erhalten, wurde die Schichtenfolge zu folgenden tektono-stratigraphischen Serien zusammengefaßt: Präkambrium, Kambro-Ordovizium, Silur-Devon, Unterkarbon bis Namur, Westphal, Stephan, Deckgebirge.

Das Spektrum der Metamorphose in der Kantabrischen Zone reicht von der Diagenese bis zur seichten Grünschieferfazies. Außer in der Westasturisch-Leonesischen Zone und dem Präkambriumaufbruch des Narcea Antiklinoriums (stärkste tektonische Beanspruchung) werden low-grade Bedingungen nur in devonischen Sedimenten des Valsurvio Dom Gebietes angetroffen. Hier ist eine kontinuierliche Abnahme der Metamorphose in altersgleiche Schichten im Westen zu beobachten.

Folgende Verteilungsmuster sind erkennbar:

Innerhalb der Somiedo-Bernesga Einheit tritt ein Metamorphosesprung zwischen kambro-ordovizischen und devonischen Sedimenten auf. Erstere erreichen Werte der IK die im Bereich des Übergangs Anchi-/Epizone anzusiedeln sind. Die devonischen Serien liegen hier überall im Bereich der Diagenese, nur vereinzelt wird die beginnende Anchizone erreicht. Der Metamorphosesprung ist sowohl im Allochthon als auch im Authochthon von Decken bzw. Überschiebungen zu beobachten. Somit ist die Hauptmetamorphose der altpaläozoischen Gesteine in diesem Gebiet älter als der strukturelle Bau und vermutlich auf ein kaledonisches thermisches Ereignis zurückzuführen.

Im Bereich der Ponga- und südwestlichen Picos de Europa-Decken ist in einigen Bereichen inverse Metamorphose zu beobachten. Unterkarbonische karbonatische Serien weisen schlankere Peaks auf als altpaläozoische Klastika. Dieser Trend ist auch mit CAI Werten zwischen Devon und Karbon nachvollziehbar (RAVEN & PLUJM 1986). Dies steht in Einklang mit Beobachtungen, daß Westphal-Ablagerungen im zentralen Teil des Gebirges generell im Übergangsbereich zwischen Anchi- und Epizone geprägt wurden. Höchste Grade werden mit Annäherung an die Leonlinie erreicht um südlich davon in den kambro-ordovizischen Serien sprunghaft zurückzugehen. Auffällig ist die weite Verbreitung der Assoziation Kaolinit-Pyrophyllit-Quarz in oberkarbonischen Gesteinen des Pisuerga-Beckens. Aufgrund dieser Vergesellschaftung kann für dieses Gebiet eine Metamorphosetemperatur von $250^{\circ} (\pm 20^{\circ})$ angenommen werden. Die Metamorphose war folglich stärker als in den benachbarten bzw. auflagernden Decken mit silurisch-unterkarbonischer Schichtenfolge (z.B. Palentiner Becken, Revilla Decke). Unterschiedliche Metamorphosegrade und -Verbreitung im Kantabrischen Gebirge lassen den Schluß zu, daß die Metamorphosegeschichte mehrere Ereignisse widerspiegelt. Nach einer spätpräkambrischen Orogenese, mit Prägung der Mora kam es zur Ablagerung kambrischer und ordovizischer Serien, die eine erste Heizung während kaledonischer Zeit erfuhren. Stärkste Metamorphose erfuhr der zentrale und nordöstliche Teil während variszischer Zeit. Diese erfolgte syn- bis post-kinematisch, da auch die Molasse (Stephan) mit erfaßt wurde. Unklar bleibt warum, einzelne strukturelle Einheiten augenscheinlich von dieser Metamorphose verschont wurden.



Literatur:

RAVEN, J. G. M. & PLUJM, B. A. VAN DER (1986): Metamorphic fluids and transtension in the Cantabrian Mountains of northern Spain: an application of the conodont colour alteration index. - Geol. Mag. 123(6): 673-681.

DIE STRUKTURELLE- UND METAMORPHE - ENTWICKLUNG DER BLAU-SCHIEFER
(AMPELAKIA-EINHEIT) OST-THESSALIENS (NORD/ZENTRAL-GRIECHENLAND)

A. KILIAS¹, W. FRISCH², L. RATSCHBACHER² & A. SFEIKOS²

1. Institut für Geologie, Universität, GR-54006, Thessaloniki, Greece

2. Institut für Geologie, Universität, D-7400 Tübingen.

F.R. DEUTSCHLAND.

Es wurde die tektonische Entwicklung und der P/T-Metamorphose-Pfad der, alpidischen (?) und/oder oberpaläozoischen Alters (?), vulkansentimentären Blau-Schiefer-Einheit (Ampelakia-Einheit) in Pieria-, Olympos- und Ossa-Gebirge Nord/Zentral-Griechenlands untersucht.

Diese Einheit besteht aus einer Wechsellagerung von Metapeliten, Metapsamiten, Kalkmarmoren und Metabasiten. Sie bildet das unsterste tektonische Stockwerk einer Serie von tektonischen Decken (Blau-Schiefer - Decke, Pelagonische-Decke und Eohellenische-Decke), welche, zusammen mit transgressiven Kreide-Kalken und Paläozänen-Flysch, auf die triasisch-bis eozänen Alters Rizomata-Olympos-Ossa Karbonat-Serie überschoben sind. Die Rizomata-Olympos-Ossa Karbonat-Serie ist heute in Form von tektonischen Fenstern aufgeschlossen.

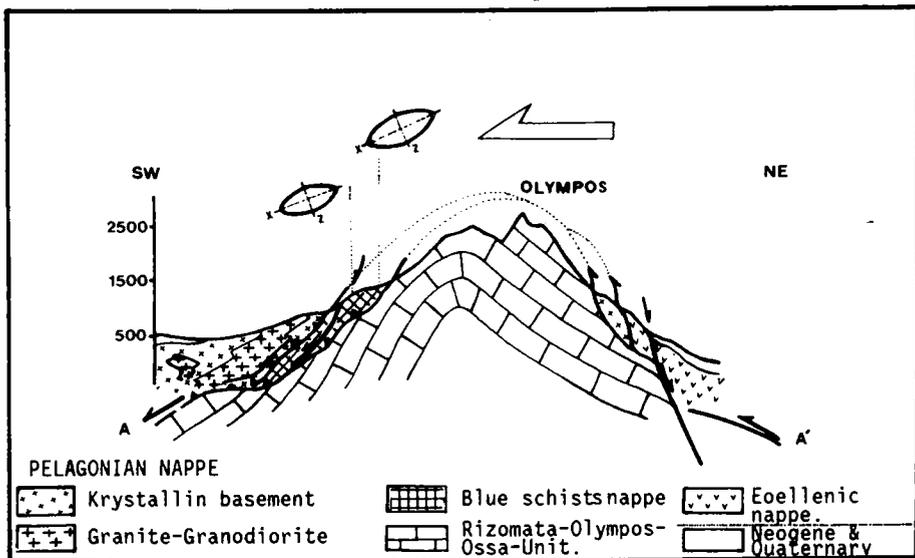


Abb. 1. Geologisches Profil durch das Olympos-Gebirge. Abbilden sich zwei finite-strain-Ellipsen in der XZ-Ebene. SW-gerichtete Bewegung.

Kriterien, die zur Klärung der Strukturprägung herangezogen wurden,

sind:

I. Alle erfassbaren tektonischen Elemente. Faltenformen, Streckungslineationen, B-Achsen, Schieferungsflächen.

II. Schersinnbestimmung aus S-C-Gefügen, shear bands, boudins, Asymmetrie von Druckschatten, mica fisch, Quarz-c-Achsen Texturen.

III. Strainanalyse. Rf/ Φ - und Fry-Methoden und Darstellung der Strainwerte im Flinn-Diagramm.

IV. P/T-Bedingungen während der verschiedenen Deformationsstadien.

Die Gefügeelemente der duktilen Deformationen lassen folgende Entwicklung der Blau-Schiefer-Einheit erschliessen:

- Der erste, SE-gerichtete rotationale D_1 -Deformationsvorgang, hat synkristallin im Bezug auf eine HP/LT-Kr₁-Metamorphose stattgefunden. Es ist möglicherweise während des unterkretazischen (?) Subduktions-/Akretions-Stadiums entwickelt worden.

- Der zweite D_2 -Deformationsvorgang ist durch die intensive Faltung des ältesten feststellbaren S_1 -Lagengefüge gekennzeichnet. Es bilden sich isoklinale oder sheath B_2 -Falten synkristallin im Bezug auf eine zweite HP/LT-Kr₂-Kristallisation aus. Die Kr₂-Kristallisation hat unter P/T-Bedingungen, $P = 7-9 \text{ Kb}$ und $T = 350^0-400^0 \text{ C}$ stattgefunden. Diese non-koaxiale D_2 -Verformung wird durch eine achsenflächenparallele penetrative s_2 -Schieferung und eine parallel zu den B_2 -Faltenachsen entwickelte L_2 -Streckungslineation gekennzeichnet. Schersinn wurde als "top to SW" bestimmt.

Das Placement der Blau-Schiefer samt der Pelagonischen- und der Eohellenischen-Decke auf die Rizomata-Olympos-Ossa-Karbonat-Serie (Vorland) wurde im Eozän, während der Wirkung der D_2 -Deformation und der Entwicklungsstadien der Kolission erreicht. Überschieburgsfläche und s_2 -Schieferung verlaufen hier grösstenteils subparallel bis parallel.

Häufig findet durch eine kompression in Y-Achse des finiten-strain-Ellipsoids eine homoaxiale Wiederverfaltung der B_2 -Falten statt, so dass eine progressive Konstrictional-typs Deformation vermutet wird.

Bei dem decompressional-Pfad der D_2 -Deformation und dem "Uplift" des Orogens haben die Gesteine, im OberEozän-Unteroligozän, eine intensive NE-SW-streichende D_{2e} -Extension erfahren. Sie wurden westlich von den Rizomata-, Olympos-, Ossa-Fenstern nach SW und östlich davon nach NE bewegt. S_{2e} -shear bands, die eine Feinfältelung der älteren Schieferungsflächen bewirken, sowie schwach ausgeprägte L_{2e} -Streckungsli-

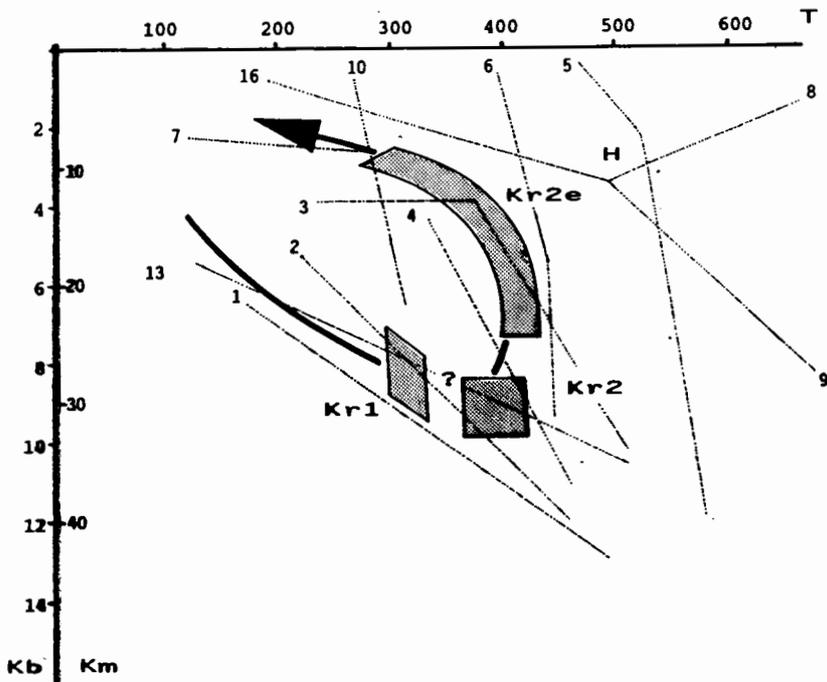


Abb. 2. P/T-Pfad für die Blau-Schiefer Ost-Thessaliens während der alpidischen Orogenese.

neation sind häufig. Stellenweise bilden die S_{2e} -Fläche konjugierte Sets, die dann den koaxialen Charakter der Verformung zeigen. Gleichzeitig findet eine syn- s_{2e} "low- bis very low- grade" Kr_{2e} -Metamorphose unter absinkenden P/T-Bedingungen statt (P = 6-7 Kb bis 3 Kb, T = 400° - 300° C).

Durch die Rf/ϕ - und fry-Methoden wurde das "finite-strain" hauptsächlich als flattening - Typ bestimmt.

- Es folgt im Oberoligozän-Miozän eine brittle-duktilen D_3 -Einengungstektonik, die mit keinem deutlichen Kristallisationsvorgang verbunden ist. Es bilden sich asymmetrische zum Teil konjugierte knickfalten (Kinks und chevron-Falten) mit einer rekonstruierten NE-SW-streichenden Einengungsrichtung, D_3 -shear-zone und nach SW-oder NE-eintauchende s_3 -Schieferungsflächen, sowie geöffnete NW-SE-streichende B_3 -Biege-falten.

STRUKTURELLE ENTWICKLUNG AM E-RAND DER GRANULITFAZIELLEN
HIGHLAND-SERIE SRI LANKAS

Reiner KLEINSCHRODT, Mineralog.-Petrograph. Institut
Universität Köln, Zülpicher Str. 49, D 5000 Köln 1

In Sri Lanka sind Gesteine der tieferen Kruste großflächig aufgeschlossen. Die wichtigsten Baueinheiten sind:

- Ein zentrales, etwa N-S streichendes Rückgrat aus Highland-Serie mit den verwandten Gesteinen der SW-Gruppe im SW-Teil der Insel. Es handelt sich hierbei um granulitfaziell geprägte Gesteine mit sedimentärem Edukt (Psammopelitgneise, Marmore, Kalksilikate, Quarzite und Fe-Quarzite, Amphibolite) und um Magmatite (Frühe granitische Intrusionen, die alle Deformation miterlebt haben, jüngere, die nur noch von den späteren Deformationsakten betroffen wurden; Basaltgänge)
- Im NW und E werden diese Gesteine flankiert von der Vijayan Serie. Diese unterscheidet sich in gewissem Umfang bereits im sedimentärem Edukt, da Marmore, Quarzite, Amphibolite zurücktreten. Sie sind nur in höherer Amphibolitfazies metamorphosiert, verbunden mit mehraktiger, intensiver Migmatisierung.

Im Osten und Süden liegt heute die Highland-Serie über dem E-Vijayan, die Beziehung zum W-Vijayan ist noch nicht geklärt. Folgende Deformationsakte lassen sich in der High-

land-Serie unterscheiden:

- D_1 : Dem sedimentären Lagenbau wird eine erste Plättung überlagert, die eine Plättungsebene parallel zum Lagenbau schafft. Ihr zugeordnete Falten wurden bisher nicht gefunden. Von dieser Plättung wurden bereits Granite erfasst, die damit noch in die Sedimente intrudiert sein müssen. In die Granite intrudierte Basaltgänge folgen teils der ersten Schieferung. Bereits jetzt wird eine Streckungslineation angelegt, die von allen folgenden Deformationen weiterbenutzt wird.
- D_2 : Große liegende Falten mit Achsen parallel zur Streckungslineation können lokal nachgewiesen werden. Nur in den Scheitelbereichen ist eine Überschneidung s_1/s_2 deutlich. Auf den Schenkeln liegt s_2 ohne erkennbare Überschneidung parallel zu s_1 und s_1 .
- D_3 : Erneute Faltung um die Streckungslineation erzeugt große, aufrechte Falten (Wellenlänge um 20km und darüber). Im Kern der Falten ist eine zugeordnete Schieferung s_3 penetrierend. Die Faltenachsen sind gekrümmt, so daß insbesondere im Zentrum der Insel im Kartenbild ovale Querschnitte vor allem der großen Muldenstrukturen auftreten ("Arenas").
- Andauernde Plättung senkrecht zur Achsenebene dokumentieren nach der Faltung in den Faltenkern intrudierte granitische Schmelzen, die dabei eine Plättungsebene parallel zur Achsenebene erwerben.
- Überall in Sri Lanka intrudieren nach Abschluß der Faltung Pegmatite variabler Dicke (cm - 30m) und Orientierung. Je

nach Ausgangslage werden sie noch in einem Plättungsfeld mit etwa vertikaler Hauptdruckspannung deformiert (d.h. verfaltet, randlich zerschert, verdickt oder verdünnt).

Die Deformationen D_1 - D_3 erfolgen in weiten Teilen der Highland-Serie unter granulitfaziellen Bedingungen. Wesentliche Deformationsmechanismen sind dabei Versetzungsgleitung (höher temperierte Gleitsysteme in Quarz) und Korngrenzgleitung. Spärliche Hinweise sprechen für Beteiligung von Drucklösung zu Beginn von D_1 . Eine gründliche statische Temperung folgt der Deformation.

Am E-Rand der Highland-Serie sinken die Temperaturen bereits während oder nach D_2 in die höhere Amphibolitfazies ab. In Lagen geeigneter Zusammensetzung werden Teilschmelzen mobilisiert. Diese werden bei der folgenden Deformation erstmalig deformiert. Wiederum werden Falten um die Streckungsfaser gebildet, wobei jedoch unklar bleibt, ob diese zeitgleich mit den großen Falten im Zentrum der Highland-Serie oder jünger angelegt werden. Die Falten sind E-vergent, wobei mit Annäherung an das E-Vijayan die Achsenebenen mehr und mehr nach E geneigt werden und die Falten nahezu isoklinal werden. Die Streckung wird dabei nochmals auf das 3 - 5fache gesteigert. Auch hier liegt die Streckungslineation flach und streicht etwa N-S, parallel zum generellen Streichen. Sie dokumentiert die Richtung der Überschiebung von Highland-Serie auf das Vijayan.

In das Vijayan hinein klingt diese Deformation rasch ab. Die Strukturentwicklung in der Vijayan-Serie verlief jedoch in gleicher Reihenfolge und mit ähnlicher Geometrie wie in der Highland-Serie. Die Lagerungsverhältnisse werden lokal kompliziert durch späte, nur noch einfach deformierte gra-

nitische Intrusionen, in deren Umfeld der Lagenbau aufgebaut und verstellt wird. Abgesehen von der wesentlich stärkeren mehraktigen Migmatisierung (nach D_1) folgt der Bau des Vijayans dem gleichen Bauprinzip wie die Highland-Serie und könnte ein ehemals höheres Krustenstockwerk über der Highland-Serie repräsentieren.

Die gesamte Deformation ist nach neueren Altersdaten panafrikanischen Alters. Die während der gesamten Deformation wirksame Streckungsrichtung ist somit auch Ausdruck eines kontinuierlichen Prozesses, der sowohl für die Verdickung der Kruste als auch für die Heraushebung der granulitfazialen Gesteine verantwortlich ist.

DIE TEKTONISCHE ENTWICKLUNG VON SUBANDIN UND
OSTKORDILLERE SÜDBOLIVIENS UNTER BERÜCKSICHTIGUNG
PALÄOGEOTHERMISCHER DATEN

Jonas KLEY, Martin REINHARDT
Institut für Geologie der Freien Universität Berlin,
Altensteinstr.34a, D-1000 Berlin 33

Im Süden Boliviens wurden entlang eines E-W-Profiles auf $21^{\circ}30'S$ zwischen Villamontes und S.Vicente tektonische und paläogeothermische Untersuchungen durchgeführt. Das etwa 300 km lange Profil umfaßt zwei tektonische Großeinheiten: Die subandinen Ketten im E und die westlich anschließende Ostkordillere bis zu ihrer Grenze mit dem Altiplano (Abb.1). Die tektonischen Untersuchungen konzentrieren sich auf den ca. 60km breiten Übergangsbereich zwischen beiden Einheiten, der von den meisten Autoren der Ostkordillere zugerechnet wird. Erste Ergebnisse werden hier vorgestellt.

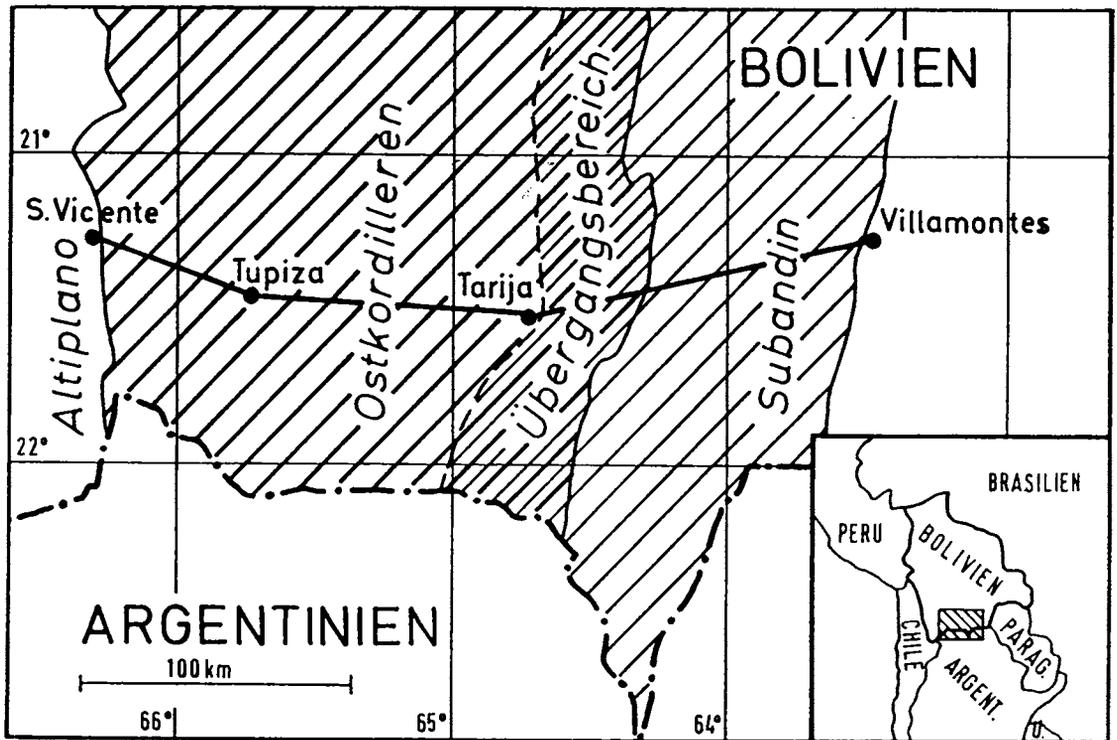


Abb.1: Lage des Untersuchungsgebietes und geologische Einheiten

Das Subandin stellt einen 'fold-and-thrust belt' dar, der durch Schuppen und Sättel über E-vergenten listrischen Aufschiebungen mit relativ weiten Abständen (10-15km) gekennzeichnet ist. Die Falten sind, im Gegensatz zur Übergangszone, konzentrisch. Die Strukturen werden aus überwiegend sandigen, zum großen Teil kontinentalen Sedimenten des Karbons bis Tertiärs aufgebaut, die geringe Kompetenzunterschiede aufweisen. Eingeschaltet ist eine geringmächtige marine Kalkfolge des Perm oder der Trias (Datierung unsicher). Typisch für das Karbon sind Horizonte glazialer Sedimente (Diamiktite). Das Liegende, ein marines Devon, ist in der Übergangszone sehr verbreitet, tritt im Subandin aber nur im Kern der östlichsten (externsten) Struktur auf.

Der Übergangsbereich zeigt in seinem östlichen Teil kleine und eng gestaffelte Strukturen. Die Einengung wird dort überwiegend durch Falten erreicht, nur untergeordnet durch Überschiebungen. Die Falten sind stark eingeeengt und z.T. zerschert. Hier ist die Faltung nicht konzentrisch: In den steilen Schenkeln einiger Falten wurde anhand von strain-Messungen an deformierten Fossilien ein deutliches Ausdünnen inkompetenter Schichtglieder um ca. 20% festgestellt. Nach W, zur Ostkordillere hin, werden die Faltenstrukturen weiter, mit geraden Flanken und geknickten Scharnieren. Hier läßt sich zeigen, daß die Deformation mehrphasig verlief: die zunächst E-vergenten (an der Grenze zur Ostkordillere W-vergenten) Falten und Überschiebungen wurden in einer späteren Phase weiter eingeeengt. Dabei wurden vorhandene Überschiebungen z.T. versteilt und steile steile Aufschiebungen neu angelegt (Abb.2).

Der Übergangsbereich wird vorwiegend von marinen, überwiegend tonig-siltigen und sandigen Sedimenten des Silurs und Devons aufgebaut. Das Karbon zeigt gegenüber dem Subandin verringerte und stark schwankende Mächtigkeit; zusammen mit Perm?/Trias? tritt es nur noch in einigen engen Muldenstrukturen auf.

Im W, bei Tarija, grenzt der Übergangsbereich an eine weite Antiklinale, die von mächtigen ordovizischen Tonschiefern aufgebaut wird und im Sattelkern kambrische Quarzite führt. Diese 'Antiklinale von Sama' ist die östlichste Struktur der eigentlichen Ostkordillere. Eine weite, flache E-vergente Überschiebung an der Basis dieses Sattels, die in ihrem tieferen Teil das präkambrische Grundgebirge einbezieht, erzeugt die Strukturen des Übergangsbereichs. Vor der Front der nach Osten vorrückenden Antiklinale wurden W-vergente Überschiebungen

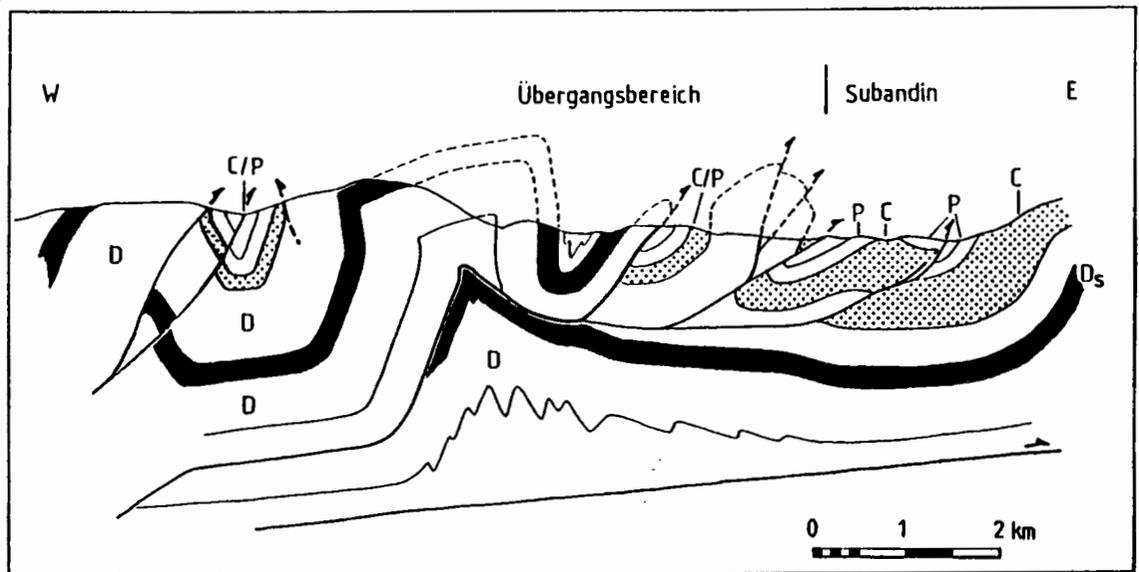


Abb.2: Tektonisches E-W-Profil durch westliches Subandin und Übergangszone. D=Devon mit D_s =kompetenter sandiger Folge; C=Karbon; P=Perm? oder Trias?

als "passive" Rücküberschiebungen angelegt. Das Kleiner- und Engerwerden von W nach E der östlich anschließenden Strukturen der Übergangszone belegt das Aufsteigen der basalen Abscherfläche in höhere stratigraphische Niveaus.

Die Ostkordillere wird fast ausschließlich von den Tonschiefern des Ordoviziums aufgebaut, die bis einige km große, meist aufrechte Falten bilden. Die nur in der Ostkordillere entwickelte Schieferung steht in der Regel etwa senkrecht. An wenigen Stellen wird das Ordovizium direkt von Sedimenten der Kreide, bzw. des Tertiärs überlagert, wie beispielsweise in der Mulde von Camargo/El Puente, wo Kreide und Alttertiär über weite Strecken fast ohne Winkeldiskordanz ($<ca.3^\circ$) über geschiefertem Ordovizium liegen. Dadurch wird einerseits eine erste Deformation des Ordoviziums auf einen prä-kretazischen Zeitraum datiert und andererseits belegt, daß im Untersuchungsgebiet während dieser Kompressionsphase im großen Maßstab nur sehr sanfte Falten entstanden. Als Alter kamen nach bisheriger Auffassung die herzynische Orogenese, die im N Boliviens nachgewiesen wurde (MARTINEZ, 1980), oder die in der Nord-Argentinischen Puna verbreitete oberordovizische 'ocloyische Phase' (z.B. BAHLBURG et al., 1988) in Betracht, (ROEDER, 1988) hält aber auch eine triassische Deformation für möglich. Im Untersuchungsgebiet kann die Hochlage der Ostkordillere im Karbon als Hinweis auf herzynische Bewegungen gedeutet werden. Die Hauptfaltung

fand während der 'andinen Phase' statt (Kreide/Tertiär): in der Ostkordillere nach dem Eozän, im Übergangsbereich sicher nach Perm?/Trias? (bei Annahme einer nach E fortschreitenden Deformation vermutlich aber ebenfalls erst im Tertiär) und im Subandin ab dem Obermiozän.

Für die Datierung der tektonischen Vorgänge erwiesen sich die Untersuchungen von Kerogen und Tonmineralen als hilfreich. Es wurden über die gesamte Profillänge Reflexionsmessungen und infrarotspektroskopische Untersuchungen an organischem Material, sowie Messungen der Illit-Kristallinität an Tonsteinen durchgeführt. Bei El Puente zeigen die Illit-Kristallinitäten eine very-low-grade Metamorphose des Ordoviziums an (IK ca.2 [mmHb]), während die direkt überlagernden Kreidesedimente nur diagenetisch beansprucht sind (IK etwa 7-8). Sie belegen, daß die vorkretazische Erwärmung des Ordoviziums stärker war als die andine Wärmebeanspruchung.

Im externen Subandin weist das Devon mit ca. 0.5% Rm sehr niedrige Vitrinit-Reflexionen auf. Modellrechnungen zeigen, daß dort seit dem Jung-Paläozoikum ein sehr niedriger geothermischer Gradient herrschte (etwa 15-20°C/km). Im Übergangsbereich belegen deutlich höhere Reflexionswerte des Devons (bei ähnlicher Versenkungsgeschichte der Sedimente) erhöhte Paläotemperaturen und paläogeothermische Gradienten.

Der Einfluß einer präandinen Erwärmungsphase ist über den geschieferten Bereich der Ostkordillere hinaus im Untersuchungsgebiet nicht belegbar. Die Falten und Überschiebungen sind im Subandin und im Übergangsbereich, sowie -wenigstens teilweise - selbst in der Ostkordillere andinen (tertiären) Alters.

Zitierte Titel:

- BAHLBURG, H., BREITKREUZ, C & ZEIL, W. (1988): Geology of the Coquena Formation (Arenigstraints on geodynamic interpretation.- in Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. 17 (Eds. H.Bahlburg, Ch.Breitkreuz & P.Giese), 71-85, Springer, Berlin Heidelberg.
- MARTINEZ, C. (1980): Structure et évolution de la chaîne Hercynienne et de la chaîne Andine dans le nord de la cordillère des Andes de Bolivie.- ORSTOM, Doc. No. 119, 352pp., Paris.
- ROEDER, D. (1988): Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia).- Tectonics, 7(1), 23-29.

**Annette Knaus, Lothar Ratschbacher, Institut für Geologie, Universität, D-7400 Tübingen
Ewald Hejl, Max-Planck Institut für Kernphysik, D-6900 Heidelberg
R. Jonckheere, Labo. voor Aardkunde, Rijksuniversiteit, B-9000 Gent**

Spaltspurenalter (100° und 60° Abkühlalter) von Graniten und Gneisen aus dem östlichen Rätikon werden mit Spaltspurdaten verglichen, die von FLISCH (1986) in der benachbarten Silvrettadecke ermittelt wurden. Es ergibt sich eine Übereinstimmung der Hebungsgeschichten seit mindestens 26 Ma.

Vom mittleren Oligozän (ca. 30 Ma) bis in das obere Miozän (ca. 11 Ma) läßt sich eine langsame stetige Hebung von 0,1 mm/a nachweisen.

Heute werden in der Region hohe Hebungsraten von etwa 1 mm/a gemessen, die mit der Churer Hebung in Zusammenhang stehen.

Zwischen 11 Ma und heute liegen keine Abkühlalter vor. Für diesen Zeitraum kann kein exakter Abkühlungspfad bestimmt werden, es ist daher auch nicht möglich, den Beginn der Churer Hebung zu datieren. Als Alternative zum Abkühlungsmodell, das FLISCH (1986) für die letzten 11 Ma vorschlägt, werden unterschiedliche hypothetische Hebungspfade konstruiert.

Ergebnistabelle:

AZ/BG/1	Bilkengratgneis, 2220m	23,14 ± 1,11 Ma
AZ/PG/1	Plasseggengranit, 2080m	22,97 ± 1,33 Ma
AZ/PG/2	Plasseggengranit, 2160m	22,15 ± 1,26 Ma
G	Gneis N' Bilkengrat, 2140m	26,09 ± 1,78 Ma

Deformationsstrukturen von Myloniten und Pseudotachyliten der Silvretta-Decke

Norbert Koch und Ludwig Masch, München

Pseudotachylite, Mylonite und Ultramylonite im ostalpinen Silvretta-Kristallin am Süd- und West-Rand des Unterengadiner Fensters (Graubünden; Tirol) wurden licht- und elektronenoptisch auf ihre Deformationsmechanismen untersucht. Schwerpunkt der Untersuchung waren lichtoptische und elektronenoptische Mikrostrukturen an Quarz. Sie sollten die genetischen Beziehungen zwischen Myloniten, Pseudotachyliten und Ultramyloniten klären.

Lichtoptische Strukturen:

Quarze in Myloniten sind stark ausgelängt, an den Rändern der Körner setzt Rekristallisation ein. In den Ultramyloniten ist Quarz vollständig rekristallisiert. Von Pseudotachylit durchschlagene Quarzaggregate sind teilweise feinstkörnig (μm -Bereich) rekristallisiert. Die Strukturen reliktsicher Quarze in Pseudotachylit sind mit denen des unmittelbaren Nebengesteins weitgehend identisch. Quarzgitterregelungsdiagramme aus Myloniten und Quarzreihen in Ultramyloniten liefern Schiefgürtel, zusammen mit anderen Schersinnindikatoren (asymmetrische Glimmerfische, Winkelbeziehungen zwischen S und C Flächen) lassen sie auf einen Nordwestschub des Silvretta-Kristallins schließen.

Elektronenoptische Strukturen:

Altquarze in Myloniten und Quarze in unmittelbarer Nähe zu Pseudotachyliten zeichnen sich durch eine hohe freie Versetzungsdichte (10^9 cm^{-2}) und Versetzungsknäuel aus. In Rekristallisationskörnern schwankt die freie Versetzungsdichte zwischen 10^7 cm^{-2} und 10^9 cm^{-2} . Versetzungsknäuel in Rekristallisationskörnern von Myloniten wurden nur beobachtet, wenn in der Nähe auch Pseudotachylit auftritt.

Metamorphose:

Im Untersuchungsgebiet äußert sich die alpidische Metamorphose durch das Auftreten von Stilpnomelan sowie durch Neubildung von Zoisit. In Myloniten und Pseudotachyliten erlaubt Stilpnomelan die Unterscheidung einer prä- und postmetamorphen Deformationsphase. Pseudotachylite sind in ihrem ursprünglichen Mineralbestand teilweise stark verändert (Chlorit, Calcit, Pyrit) (alterierte Pseudotachylite).

Folgerungen:

Mylonite bildeten sich durch plastische Deformation und dynamische Rekristallisation von Quarz und Muskowit. Pseudotachylitbildung ist auf Bruchvorgänge nach Strainhardening in zum Teil bereits im Niedertemperaturbereich mylonisiertem Gestein zurückführbar. Ultramylonite entwickeln sich sowohl aus Myloniten wie aus zuvor gebildeten Pseudotachyliten. Pseudotachylite können sich temporär auch in einer ansonsten duktil verformenden Umgebung bilden, sie werden dabei sofort in die Mylonitisierung einbezogen und zu Ultramyloniten umgewandelt.

Zur Entwicklung der Mylonite und Pseudotachylite wird in Anlehnung an LAUBSCHER (1988) folgendes Modell vorgeschlagen:

Prämetamorphe Mylonite und Pseudotachylite sind Zeugen der Ablösungsphase der kristallinen Decke von ihrem Untergrund und ihrer frühen Transportstadien. Postmetamorphe Ultramylonite und Mylonite repräsentieren das späte Transportstadium. Das frühe Stadium wird mit der eoalpinen, das späte mit der mesoalpinen Phase (TRÜMPY, 1980) der orogenen Deformationsphasen korreliert. Späte Spröddeformation und Alterierung wird auf die neoalpine Transpression bezogen, bei der die Antiklinale des Unterengadiner Fensters ausgebildet wurde.

Literatur:

LAUBSCHER, H. P., (1988): Decollement in the Alpine system: an overview. *Geol. Rundschau* 77/1, 1-9.

TRÜMPY, E. (1980): An Outline of the Geology of Switzerland. *Schweiz. Geol. Kommission, Wepf & Co. Publ. Basel/New York.*

GLIEDERUNG DER BASISCHE INTRUSIONEN IM ÖSTERREICHISCHEN ANTEIL DES MOLDANUBIKUMS

Friedrich KOLLER, Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl Luegerring 1, A-1010 Wien

Im österreichischen Anteil des Moldanubikums findet man innerhalb des südböhmischen Plutons und in den umhüllenden metamorphen Serien verschiedene basische Intrusivkörper mit gabbroiden und dioritischen Chemismus. Sie bilden relativ kleine Körper und wurden bisher in zwei Gruppen gegliedert und werden als Vorläufer der variszischen Granite aufgefaßt (FUCHS und MATURA, 1976). Wobei die älteren Diorite mit dem Weinsberger Granit korreliert werden und die als jünger angesehene zweite Gruppe soll mit den Feinkorngraniten einen gemeinsamen Intrusivkörper bilden.

Nach bisherigen Untersuchungen an diesen Plutoniten wird nun folgende Gliederung dieser basischen Körper vorgeschlagen:

1. Koronitische olivinführende Gabbros vom Typus Nonndorf, diese sind durch eine zweischalige Korona mit einer Orthopyroxen- und Hornblende + Spinell-Zone gekennzeichnet. Ihr Verbreitungsgebiet ist bisher auf die Drosendorfer Einheit beschränkt. Sie bilden Gänge von unterschiedlicher Dimension.
2. Gabbronorite, Norite, Diorite und Quarzmonzodiorite vom Typus Gebharts, diese sind durch die Uralitisierung der Pyroxene gekennzeichnet. Hierher gehören die meisten der oben erwähnten Intrusivkörper, unabhängig von ihrer bisherigen Gruppengliederung. Auch alle sogenannten Biotit-Hornblende-Diorite, diese stellen nur ein Endprodukt der Uralitisierung der Pyroxene dar, gehören zu dieser Gruppe.
3. Unter den Begriff "Dioritisierungszonen" werden in der Literatur (siehe FUCHS und MATURA, 1976) die unterschiedlichsten Gesteine zusammengefaßt. Diese sind durch extrem hohe Biotitgehalte charakterisiert und sollten vorwiegend als Assimilierungsbereiche sowie als Mischgesteine mit anderen Systemen interpretiert werden.

DIE EVOLUTION DES MELIATA-HALLSTATT-OZEANS - KIMMERISCHE OROGENESE IN DEN WESTKARPATEN UND OSTALPEN?

Heinz KOZUR, Rézsü u. 83, H-1029 Budapest/Ungarn

SENGÖR (1984, 1985) betrachtet die Kimmerische Orogenese im genetischen Sinne als abgeschlossenen Zyklus, der mit der Schließung des "Paläotethys"-Ozeans (zwischen dem stabilen Eurasien und dem Kimmerischen Kontinent) endete. Dieser "Paläotethys"-Ozean öffnete sich im höheren Oberperm (Dzhulfian), an seinem westlichen Ende sogar erst im Mittelperm (Pelson). Der eigentliche Tethys-Ozean öffnete sich dagegen bereits im Karbon und schon im Unterperm treten selbst in seinem bisher bekannten westlichsten Abschnitt (Sicanisches Becken von Sizilien) Tiefwasserablagerungen mit Paleodictyon auf, die reiche zirkumpazifische Tiefwasserfaunen (Radiolarien, pelagische Conodonten, paläopsychrosphärische Ostracoden) führen. Dieser tethyale Hauptozean blieb bis zum tieferen Miozän offen und wurde bisher als südlicher Ast der Neotethys angesehen. Unter- und mittelpermische zirkumpazifische Tiefwasserfaunen sind aus diesem Tethys-Ozean bisher von Sizilien, Kreta, NE-Irak und Oman bekannt, in letzterem Gebiet über ozeanischer Kruste. Dementsprechend lag der älteste post-herzynische Ozean im alpidischen Orogensystem nicht nördlich des späteren Kimmerischen Kontinents, sondern südlich davon, so daß die Bezeichnung "Paläotethys" für den sich erst später öffnenden Ozean nördlich des Kimmerischen Kontinents irreführend ist. Für diesen Ozean wird hier die Bezeichnung KIMMERISCHER OZEAN eingeführt.

Dessen ungeachtet ist die Bedeutung der Kimmerischen Orogenese sensu SENGÖR (1984, 1985) unbestritten und bisher in den Westkarpaten und Ostalpen meist unterschätzt worden. Der Meliata-Hallstatt-Ozean repräsentiert das westliche Ende des Kimmerischen Ozeans. In der südlichen Slowakei und in Nordungarn konnte die Entwicklung des Meliata-Hallstatt-Ozeans vom Beginn des Riftens im Pelson bis zu seiner endgültigen Schließung nahe der Dogger/Malm-Grenze paläon-

tologisch und geologisch gut belegt werden. Reste des Ozeans treten in 2 verschiedenen geologischen Positionen auf: (1) Obduzierte Decken. Sie enthalten, meist in Form tektonischer Melangen, die gesamte mitteltriassische bis mitteljurassische Abfolge. Sie besteht aus pelsonischen und illyrischen pelagischen Rotkalken mit Diabasen (meist Mandelsteindiabasen), einem tektonisch zerscherten (dismembered) ladinisch-cordevolischen Ophiolitkomplex (serpentinisierte Ultrabasite, Gabbros, Pillowlaven, letztere z.T. mit dünnen Zwischenlagen von roten Schiefen und roten Radiolariten) oder roten Radiolariten und Schiefen dieses Alters, die z.T. mit Diabasen wechsellagern, mittelkarnischen und norischen roten, grauen und schwarzen Radiolariten, randlich Hornsteinkalken, sevatischen allodapischen Kalken und Schiefen, überlagert von Flysch (gradierte Sand-, Schluff-, Tonsteine, Turbidite mit triassischen Olistolithen). (2) Salinar-Melangen (Haselgebirge). Hier sind stets nur die ladinischen bis cordevolischen Serpentinite, Gabbros und Diabase, letztere sehr selten mit Zwischenlagen von roten Schiefen und Radiolariten, anzutreffen.

Alle Übergänge zum nördlichen und südlichen Schelf des Meliata-Hallstatt-Ozeans konnten nachgewiesen werden. Der südliche Übergangsbereich (Szölösárdó- und Torna-Decke) und der südliche Schelf (Fennikum des Bükk-Gebirges) weisen klastische Schüttungen (zumindest Mergel und Schiefer) im Mittelkarn auf. Selbst in der südlichen Randfazies der ozeanischen Folge (ladinische-cordevolische Radiolarite, keine Ophiolithe, mittelkarnische bis norische Hornsteinkalke) tritt eine dm-starke dunkle Schieferlage auf. Der nördliche Übergangsbereich (Rudabánya-Decke) und die nördlich anschließende Silica-Decke weisen keinerlei klastische Einschüttungen im Mittelkarn auf. Selbst dünne Mergellagen fehlen.

Die nördlichen und südlichen Übergangszonen zwischen dem Meliata-Hallstatt-Ozean und den angrenzenden Karbonatplattformen weisen vom Pelson bis zum Nor pelagische Kalke (Hallstätter Kalke und Hornsteinkalke) auf, wobei in der nördlichen Übergangszone die Hallstätter Kalke, in der südlichen Übergangszone die Hornsteinkalke überwiegen. In Richtung auf die jeweiligen Karbonatplattformen treten dann in der Mitteltrias und im Karn überwiegend oder ausschließllich Plattformkarbonate auf (auf dem südlichen Schelf mit klastischem Raibl

event und oft mit vorwiegend intermediären ladinischen Vulkaniten), die nördlich vom Rift von norischen Hallstätter Kalken und südlich vom Rift von Hornsteinkalken überlagert werden.

Die Hallstätter Zone der Ostalpen repräsentiert im wesentlichen den Übergangsbereich vom Rift zur Karbonatplattform (jene Gebiete, wo die Hallstätter Entwicklung in der Mitteltrias beginnt) sowie den nördlich anschließenden Bereich (Mürztaler Zone), wo die Hallstätter Kalke auf das Nor beschränkt sind. Sicher zur nördlichen Übergangszone gehören solche Vorkommen, wie Feuerkogel, wo es keine Halobienschiefer im Mittelkarn gibt. Jene Vorkommen, wo im Mittelkarn die Halobienschiefer mächtiger entwickelt sind (z.B. Raschberg) könnten sowohl zum südlichen als auch zum nördlichen Übergangsbereich gehören. Wegen der schmaleren Karbonatplattform in den Alpen (verglichen mit den Westkarpaten) reichen distale klastische Ablagerungen (Tone, Mergel) im Mittelkarn auch von Norden her bis an oder nahe an den Rift heran, wie auch die mittelkarnischen Mergel in der Mürztaler Zone zeigen, die paläogeographisch der Silica-Decke entspricht, wo keinerlei Schiefer oder Mergel im Mittelkarn auftreten.

Zur ozeanischen Folge selbst gehören in der Hallstätter Zone nur die Blöcke von Ultrabasiten und Diabasen im oberpermischen Haselgebirge, die die gleiche tektonische Position einnehmen und die gleiche Ausbildung zeigen, wie im oberpermischen Salinar an der Basis von Hallstätter Kalke-führenden Decken in den Inneren Westkarpaten. Es ist daher anzunehmen, daß auch die alpinen Vorkommen Reste der ladinisch-cordevolischen Ophiolitfolge darstellen, wie (paläontologisch datiert) in den Inneren Westkarpaten. Da die Salinarmelangen immer nur Gesteine der ladinisch-cordevolischen Ophiolitfolge, niemals aber jüngere Schichten enthalten, lassen sie sich nur durch Eingleiten gravitativer Decken oder Schollen während oder unmittelbar nach dem Riftprozeß erklären, der nach allen vorliegenden Daten im Pelson einsetzte und im Mittelkarn endete. Obduzierte Decken mit ladinisch-cordevolischem Ophiolitkomplex (das mögliche Maximalalter des Ophiolitkomplexes ist natürlich pelsonisch = Zeitpunkt des ersten Einsetzens pelagischer Sedimente, die den Riftbeginn anzeigen, während sich das ladinisch-cordevolische Alter aus den Datierungen der dünnen Sedimenteinschaltungen in den Pillowlaven ergibt), wie in den Inneren Westkarpaten, gibt es in den Nördlichen Kalkalpen nicht. Ihre frühere

Präsenz kann man aber nach DECKER et al. (1987) aus dem Transport von sandkorngroßem ophiolitischen Detritus von Süden her in die unterkretazische Roßfeldformation annehmen.

Nach der Flysch-Sedimentation vom Rhät bis zum Callovian oder basalen Oxfordian erfolgte eine abrupte Heraushebung, die den Zeitpunkt der endgültigen Schließung des Meliata-Hallstatt-Ozeans anzeigt. Auch in den angrenzenden Übergangsbereichen zu den Karbonatplattformen endet nahe der Callovian/Oxfordian-Grenze die pelagische Sedimentation. In der weiter nördlich angesiedelten Silica-Decke folgen über Radiolariten des Callovian bis basalen Oxfordian ebenfalls Flachwasserkalke des höheren Oxfordian und höheren Malm (MIŠÍK & SÝKORA, 1980). Genau zu diesem Zeitpunkt der Heraushebung im Gefolge der endgültigen Schließung des Meliata-Hallstatt-Ozeans setzten in den Nördlichen Kalkalpen gravitative Eingleitungen der Hallstätter Decken in den nördlich vorgelagerten Oberjura-Trog ein, wie das PLÖCHINGER (1979) erstmals feststellte.

Die Subduktion des Meliata-Hallstatt-Ozeans erfolgte nach Süden, da in der Übergangszone zur südlichen Karbonatplattform im Dogger saure Eruptiva auftreten, zeitgleich mit der Subduktion des nördlich anschließenden Ozeans. Darüber hinaus öffnet sich zur gleichen Zeit noch weiter südlich (im westlichen Bükk-Gebirge) ein backarc-Becken, aus dem mächtige Pillowlaven, Gabbros und z.T. auch Serpentine des Bajocians bekannt sind. Dieses Becken wurde erst in der Kreide subduziert.

Computerunterstützte Darstellung axialer Richtungsdaten - eine weitgehend hardwareunabhängige Lösung

Dieter Krejci und Carl Richter,
Institut für Geologie, Eberhard-Karls-Universität,
Sigwartstr. 10, D-7400 Tübingen

Nicht Theorien und Algorithmen sollen hier diskutiert werden, sondern hier soll ein leistungsfähiges Programmpaket für Personalcomputer (XT, AT, AT 386) vorgestellt werden, das die wichtigsten Darstellungsformen axialer Richtungsdaten beherrscht.

Das Gesamtpaket - TEC genannt - setzt sich aus folgenden Einzelprogrammen zusammen:

1. Benutzerfreundliches Hauptprogramm mit komfortablen *pull-down menus*
2. Richtungs-, U-Tisch- und Spröddaten können über einen integrierten Editor eingegeben werden
3. Vielfältige Möglichkeiten der grafischen Darstellung und Ausgabe
 - a. Polpunkte (Lineare und Flächen)
 - b. Rosetten (Symmetrisch und asymmetrisch)
 - c. Großkreise
 - d. Spröddaten Darstellungen (Hoeppener und Angelier)
4. Interaktives Bearbeiten von Grafiken
 - a. Rotation von Richtungsdaten in 10° Schritten
 - b. Splitten von Spröddaten in neue Dateien
5. Hilfsprogramme:
 - a. Umrechnung von U-Tisch-Daten
 - b. Rotation von Daten um eine Achse (Berechnung)
6. Information und Hilfe sind im Programm integriert

Geschrieben wurden die Programme in der Sprache TURBO C (ANSI C) und es wurden Subroutinen, die hohe Flexibilität bei der Grafik und der Ausgabe erlauben, von dem Programmpaket GraphiC (von Scientific Endeavors Corporation) benutzt.

Die Darstellungen und Ausgabemöglichkeiten der Grafiken sind praktisch hardwareunabhängig, das heißt alle wichtigen Grafikkarten (Hercules, VGA, EGA und CGA) und viele Drucker (z.B. Laserjet, Epson, NEC usw.) bzw. Plotter (HPGL-Plotter) werden von diesen Programmen unterstützt (für die Programme 4a und 4b wird allerdings eine Hercules-, EGA- oder VGA-Karte benötigt ¹).

Das Programm wurde nicht nur für Benutzer konzipiert, die interaktiv und bequem Daten verarbeiten möchten, sondern es erlaubt auch die automatisierte Verarbeitung größerer Datenmengen im Batch-Betrieb und hilft so längere Computersessions zu vermeiden.

Ebenfalls wurde bei der Erstellung der Programme darauf geachtet, daß der Benutzer die Grafiken so individuell wie möglich (z.B. Legende, Kopf- und Fußzeilen, 8 verschiedene frei wählbare grafische Symbole, usw.) gestalten kann, um hochwertige und publikationsreife Darstellungen seiner Daten zu erhalten.

Weiterhin besteht die Möglichkeit die Grafiken in HPGL, GEM oder PIC Format abzuspeichern, um sie später in anderen Softwarepaketen (z.B. Freelance, Pagemaker, usw.) weiterzuverarbeiten oder in bestehende Texte (z.B. Word, Wordperfect, usw.) einzubinden.

¹ Der Quellcode für das unter Punkt 4b erwähnte Programm wird von den Autoren in Kürze veröffentlicht, so daß eine Modifikation des Programms leicht möglich sein wird.

WARUM IMMER NUR QUARZ ?

Jörn H. KRUHL, Institut für Mineralogie und Kristallographie,
Technische Universität Berlin, Ernst-Reuter-Platz 1, 1000 Berlin 12

Fast alle gefügekundlichen Arbeiten, die sich mit der Deformation und Regelung von Mineralen beschäftigen, konzentrieren sich ausschließlich auf ein einziges gesteinsbildendes Mineral: Quarz! Aber weder die oberen noch unteren Bereiche der Erdkruste sind ausschließlich, ja, noch nicht einmal überwiegend aus Quarz zusammengesetzt. Feldspäte und Glimmer dominieren die Zusammensetzung vieler Gesteine. Darüber hinaus ist bekannt, daß Deformation selbst im Mikrobereich sehr inhomogen sein kann und nicht nur die Gesteinszusammensetzung im Mikrobereich beeinflußt sondern auch umgekehrt von der mineralogischen Zusammensetzung des Mikrobereichs beeinflußt wird. Eine gefügekundliche Analyse, die den gesamten Deformationsablauf in einem Gestein erfassen will, muß deshalb auch alle (oder zumindest die wichtigsten) Mineralkomponenten dieses Gesteins berücksichtigen.

Am Beispiel einiger granitischer Gneise aus den West- und Ostalpen soll gezeigt werden,

- a) wie unterschiedlich in verschiedenen Deformationsbereichen Quarz, Feldspäte und Glimmer reagieren können,
- b) wie genau sich vor allem mit Plagioklas- und Hellglimmerregelungen unterschiedliche Strain-Orientierungen erfassen lassen und wie wenig informativ Quarz sein kann,
- c) daß Plagioklas und Hellglimmer unterschiedliche aufeinanderfolgende Deformationsereignisse reflektieren, da sie weit weniger als Quarz auf erneute Überprägungen reagieren.

Mit Hilfe von Plagioklas und Hellglimmer lassen sich auch "echte" von "Pseudo-S-C-Gefügen" unterscheiden und damit Scherkriterien auf ihre Brauchbarkeit überprüfen. Das alles ist jedoch nur möglich, wenn man nicht mit dem "statistischen Holzhammer" (z.B. Texturgoniometer) arbeitet, sondern mit dem U-Tisch (am besten mit dem automatisierten) im Mikrobereich Korn-für-Korn-Messungen durchführt.

Very-low-grade Metasedimente im Cadoregebiet, ein Ladin-Event?

(Italien, Südalpen, Dolomiten)

Stefan KRUMM

Institut für Geologie und Mineralogie, Universität Erlangen - Nürnberg,
D-8520 Erlangen, Schloßgarten 5.

Das untersuchte Profil befindet sich bei Lozzo di Cadore, ca. 20 km östlich von Cortina d'Ampezzo in den östlichsten Ausläufern der Dolomiten. Es erstreckt sich über Domegge nach Nordwesten an den Fuß der Marmarole und umfaßt Schichten von Oberperm bis in die obere Trias (Karn). Der tektonische Bau im Cadoregebiet zeichnet sich durch fehlende oder nur weitspännige Verfaltung bei teils starker Überschiebungstektonik aus. Die Bearbeitung der oberpermischen Bellerophonschichten (SAUER & KRUMM 1988) ergab für die Illitkristallinität Werte, die eine Prägung unter very-low-grade Bedingungen vermuten ließen. Da die sedimentäre Überlagerung (5000 m ?) bei normalem geothermischen Gradienten nicht für diese unerwartet hohe Beanspruchung verantwortlich sein konnte, stellte sich die Frage nach dem Einfluß größerer Überschiebungen und einem möglicherweise erhöhtem Wärmefluß während des triadischen Vulkanismus.

Ergebnisse:

Für die Sedimente vom Oberperm bis in das untere Ladin ergeben sich Tonmineralvergesellschaftungen, die vorwiegend von Illit dominiert werden. Quellfähige Anteile an der Illitkomponente sind gering. Chlorit ist häufig zu beobachten und gut kristallisiert. Ab der Untertrias (Skyth) tritt vereinzelt Kaolinit auf. Generell liefern alle Phasen scharfe und intensive Röntgenreflexe. Die Illitkristallinität nimmt vom Liegenden zum Hangenden hin kontinuierlich, aber langsam ab. Sie bleibt jedoch im Bereich der Anchizone.

Ab dem Top der Buchensteiner Schichten (unt. Ladin) setzt ein abrupter Umschwung ein. An Stelle von Illit, der als diskrete Phase nur noch in wenigen Proben erscheint, treten Kaolinit, Smectit (bzw. Smectit-Illit-Wechselagerungsminerale) in den Vordergrund. Als Folge geringer Kristallitgrößen liefern die

Phasen schwache und sehr breite Peaks, die Illitkristallinität ist niedrig und ändert sich über den Rest des Profils nicht mehr. Diese Proben haben den Bereich der Diagenese nicht überschritten.

Deutung:

Die, von kleineren Störungen abgesehen, kontinuierliche stratigraphische Abfolge im Profil läßt zusammen mit dem unvermittelten Metamorphosesprung in den ladinischen Sedimenten einen Einfluß von durch Überschiebungstektonik erhöhter Überlagerungsmächtigkeit ausschließen.

Der Sprung in der Illitkristallinität und in der Tonmineralvergesellschaftung fällt zeitlich ungefähr mit dem Einsetzen des in den Dolomiten verbreiteten ladinischen Vulkanismus zusammen. Obwohl im Cadore, im Vergleich zu westlicheren Lokalitäten der Anteil echter Vulkanite geringer ist, sind untertriadische Sedimente stärker metamorph als etwa im Fassa-Tal in der Nähe der Monzoni-Intrusion. Da zudem die Überlagerungsmächtigkeit zur Zeit der Metamorphose nicht sehr groß gewesen sein kann, ist ein telemagmatischer Einfluß in Form einer durchwandernden Fluid-Front denkbar. Als Hinweis auf Fluid-Durchsatz kann auch der hohe Gehalt an authigenen Quarzen und Feldspäten in den oberpermischen und untertriadischen Schichten gewertet werden.

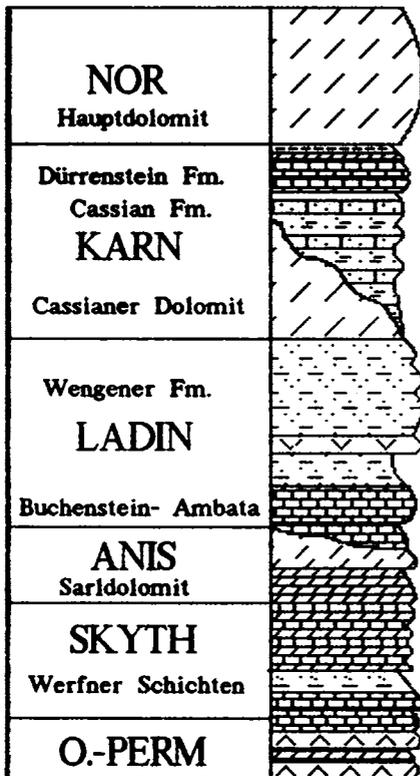
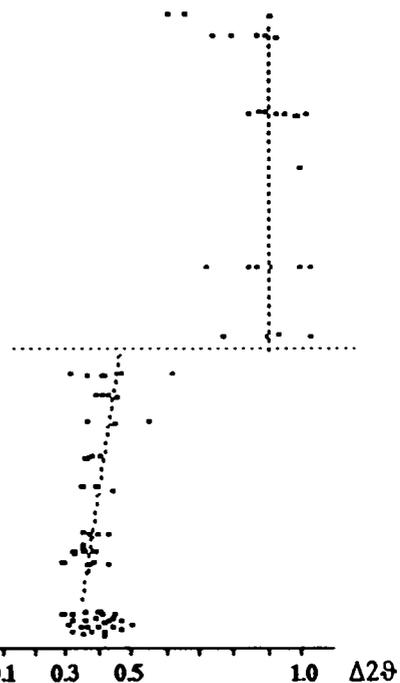


Abb.1: Sprunghafte Änderung der Illitkristallinität im Ladin.
Integralbreite Illit (001)



SAUER, M. & KRUMM, S. (1988): Schwach metamorphe Evaporite in den Bellerophon-schichten (Oberperm) bei Lozzo di Cadore, Südalpen, Italien. — Erlanger geol. Abh. 116: 107-116; Erlangen.

EVIDENZ FÜR PLASTISCHES FLIESSEN MIT NIEDRIGER DREHZAHL IN GNEISEN DER KONTINENTALEN TIEFBOHRUNG (KTB-VORBOHRUNG).

Susanne LICH (1), Jan BEHRMANN (1), Helmut HEINISCH (2), Wolfgang SPRENGER (2), Achim VOLP (1) & Alexander ZADOW (2).

(1) IGL, Universität Giessen, Senckenbergstr. 3, D-6300 Giessen.

(2) Institut für Allgemeine & Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstr. 37, D-8000 München.

In der Vorbohrung zur Kontinentalen Tiefbohrung der Bundesrepublik Deutschland (KTB-VB, bis 4000m Teufe) sind in einer kontinuierlichen Kernstrecke vor allem metapelitische bis metapsammitische Gneise der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) angetroffen worden. Diese Gneise zeigen Anzeichen einer polyphasen Deformationsgeschichte (z.B. Krohe & Stöckhert 1989, Weber et al. 1989). Die erste erkennbare Deformation erzeugte eine mylonitische Foliation unter amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen. Wo keine jüngere Überprägung erkennbar war, haben wir den Versuch unternommen, die Kinematik dieser mylonitischen Deformation mit Hilfe der Geometrie von Scherindikatoren quantitativ zu beschreiben. Mit zwei verschiedenen Techniken wurden die "tektonischen Drehzahlen" (vorticity numbers: W_n) an Sigma-Porphyroklasten (Passchier & Simpson 1986) ermittelt, und zwar nach der "blocked object"-Methode (Passchier 1988) und nach einer Quantifizierung des Grades der Asymmetrie der Rekristallisationschweife ("degree of stair-stepping").

Obwohl die Arbeiten derzeit noch nicht abgeschlossen sind, ist bereits jetzt erkennbar, daß das großmaßstäbliche mylonitische Fließen in den Gneisen der ZEV durch niedrige tektonische Drehzahlen charakterisiert wird. Wir haben aus den verfügbaren Daten jeweils über Kernstrecken von 100m Länge Mittelwerte errechnet. Für die "blocked objects"-Methode schwanken diese zwischen $W_n = 0.19$ und $W_n = 0.44$. Die Asymmetrie der Rekristallisationschweife ergibt im Mittel Werte für W_n von 0.10 bis 0.50. Die Abschätzungen aus beiden Methoden liefern im Vergleich gesehen etwa konsistente Ergebnisse. Bei der Berechnung der tektonischen Drehzahlen aus der Asymmetrie der Rekristallisationschweife wurde von einer sehr großen finiten Deformation ausgegangen, bei der in jedem Fall die Streckungsachse parallel oder sub-parallel zur dehrenden Fließapophyse

liegt. Für kleinere Deformationsbeträge bedeutet dies, daß die Zahlenangaben für W_n Mindestwerte sind. Globale Modellberechnungen der mylonitischen Deformation in den Gneisen der ZEV sind auf der Grundlage tektonischer Drehzahlen zwischen 0.2 und 0.3 sinnvoll.

Tektonische Interpretationen der mylonitischen Deformation in den Gneisen der ZEV müssen folgende Sachverhalte berücksichtigen:

(1) In der durchteuften Strecke der ZEV ist keine größere duktile Abscherungszone angetroffen worden, deren Entstehung auf die mylonitische Deformation zurückgehen würde.

(2) Die nahezu ($W_n = 0.3$) koaxiale großmaßstäbliche Zerschierung der ZEV besagt, daß ihre gemeinsamen Grenzflächen mit anderen tektonischen Einheiten ebenfalls deformiert worden sind. Ist die Foliation in etwa horizontal gebildet worden, bedeutet dies, daß mit der mylonitischen Deformation eine kompatible horizontale Streckung und vertikale Ausdünnung der überlagernden Kruste bei entsprechender Dekompression verbunden war. Der assoziierte tektonische Prozess könnte einerseits Krustenausdünnung durch kontinentales rifting sein. Alternativ ist eine Interpretation der Deformation als Ausdruck eines gravitativ gesteuerten, koaxialen Auseinanderfließens stark verdickter Kontinentkruste in einem Kollisions-Orogen möglich. Ist die Foliation vertikal angelegt worden, dann wäre eine starke Krustenverdickung wahrscheinliches Resultat der mylonitischen Deformation. Eine Entscheidung zwischen beiden Modellvorstellungen kann dann getroffen werden, wenn definitive Aussagen über den Druck-Temperatur-Deformationspfad der ZEV vorliegen.

Literatur:

Krohe, A. & Stöckhert, B., 1989. - KTB-Report, 89-3, 413.

Weber, K., Hacker, W. & Kohl, J., 1989. - KTB-Report, 89-3, 419.

Passchier, C.W., 1988. - Geol. Rdsch., 77, 309-318.

Passchier, C.W. & Simpson, C., 1986. - J. Struct. Geol., 8, 831-843.

KINEMATISCHES MODELL DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

.-G. Linzer, W. Frisch und L. Ratschbacher, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Tübingen, Sigwartstr. 10, D-7400 Tübingen

Die tektonischen Strukturen der Nördlichen Kalkalpen (NKA) wurden durch eine Überlagerung von zwei wesentlichen alpinen Deformationsereignissen geprägt.

WNW-NW gerichtete Einengung während Kreide bis Eozän ist am NE-ENE Streichen von Großstrukturen und aus mikrotektonischen Sprüdanalysen dokumentiert. Die schräge Überschiebung der NKA auf das nördliche Vorland verursachte in den Kalkalpen ein System dextraler Blattverschiebungen, die den transpressiven Charakter der frühen Phase der alpinen Orogenese prägen (Abb.1). Die mit Hilfe ausgeglichener Profile konstruierten Tiefenstrukturen zeigen eine Aktivierung von mesozoischen (Trias-Jura) Abschiebungen als Rampen, komplexe Dreiecksstrukturen und extreme Mächtigkeitserhöhung inkompetenter Schichten. Aus der Rückformung dieser ausgeglichenen Profile kann eine Mindesteinengung von ca. 60% angenommen werden.



Abb.1: NW-gerichtete Kompressionsphase (Kreide - Eozän) in den Nördlichen Kalkalpen

Im Oligozän - Miozän wurden die NKA von der E-ENE gerichteten Ausweichbewegung der zentralalpiner Decken erfasst und es entwickelten sich sinistrale Blattverschiebungen, die mit W-SE gerichteten Rücküberschiebungen und Extensionsstrukturen verbunden sind. Im westlichen Abschnitt der NKA zeigen die sinistralen Blattverschiebungen eine fächerartige Verzweigung, sind z. T. mit SSE-vergente Rücküberschiebungen verknüpft und werden durch das Eindringen des Ötztalkristallins an einer ausbrechenden Überschiebung verursacht. Im zentralen und östlichen Abschnitt der NKA ist die sinistrale Salzach - Ennstal Blattverschiebung mit einem Versatz von >60 km die nördliche Hauptbewegungszone der Ausweichbewegungen (Extrusion) der zentralalpiner Decken. Mit dieser Blattverschiebung sind Extensions- und Kompressionsstrukturen in den NKA verbunden, die einen Teil der Ausweichbewegungen kompensieren (Abb.2).

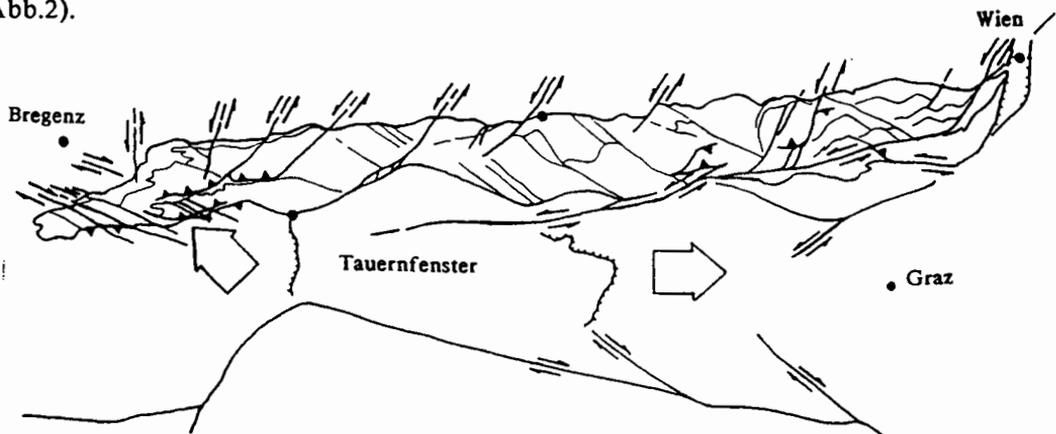


Abb.2: Laterale, E-W orientierte Extrusionsphase (Oligozän - Miozän)

EDV-GESTÜTZTE KARTIERUNG UND MODELLIERUNG VON
INTRUSIONSBEZIEHUNGEN IM ÖSTLICHEN TAUERNFENSTER

Robert Marschallinger, Inst. f. Geowissenschaften
Abt. Geologie Hellbrunnerstr. 34/III A-5020 Salzburg

Die Ergebnisse detaillierter Kartierung des präpermischen, penninischen Basements im östlichen Tauernfenster (Marschallinger 1987, Holub 1988) wurden einem digitalen Geländemodell überlagert, um die Intrusionsbeziehungen der Zentralgneise untereinander und gegen das alte Dach sowie die Körperformen der Zentralgneisintrusionen dreidimensional zu modellieren. Dabei zeigt sich deutlich, daß die synkinematische Intrusion des Maltatonalits geringe Mächtigkeit und flache Lagerung aufweist, während die nachfolgenden Intrusionsphasen des Hochalmporphyrgranits und des Kölnbreinleukogranits mit ihren steilstehenden Intrusionsgrenzen typische Batholiten darstellen.

VERSCHIEBUNGSVERTEILUNG AN TEKTONISCHEN STÖRUNGEN

Dr. Dietmar Meier, Burgwedel

Die Verteilung des Verschiebungsbetrages an tektonischen Störungen wird in letzter Zeit verstärkt untersucht. Erwartet werden dabei neue Erkenntnisse über die Art und Weise, in der sich tektonische Störungen in Raum und Zeit entwickeln. Praktische Anwendungen solcher Untersuchungsergebnisse liegen u.a. in verbesserten Möglichkeiten, die geologische Geschichte gestörter Gebiete palinspastisch zu rekonstruieren, oder - noch wichtiger - realistische Prognosen über die Geometrie von Störungen und Störungsnetzen in Gebieten zu erstellen, aus denen erst wenige Daten vorliegen.

Anhand von neuen Daten wird demonstriert, daß die Verschiebungsverteilung, die sich bei der Bildung einer Störung einstellt, eine Funktion verschiedener Parameter ist und u.a. vom Festigkeitsverhalten der gestörten Gesteinsfolge und der Art des geologischen Prozesses abhängt, durch den der Bruchvorgang ausgelöst wird. Eingegangen wird ferner auf die Verschiebungsverteilung bei einigen speziellen Störungsphänomenen, so auf das Verschiebungsverhalten im Kreuzungsbereich konjugierter Störungen und den 'Transferbereich' en echelon gestaffelter Störungen.

Literaturdokumentation mit dem Personal-Computer

Martin Meschede, André Bialk, Wolfgang Frisch, Albrecht Gorthner, Joachim Neugebauer & Lothar Ratschbacher

Als Beispiel für die Dokumentation von Literaturdaten mit einem Personal-Computer stellen wir die Literaturdatenbank LITERA des Tübinger Geologischen Institutes vor. Für die Datenbearbeitung und -verwaltung wird das kommerziell vertriebene Datenbankprogramm LARS[®] der Firma midas (Frankfurt/M.) verwendet. Es läuft unter dem Betriebssystem MS-DOS[®] und ist als einfache PC-Version für IBM-kompatible Rechner (PC/XT/AT/PS/2, Compaq386, PC-D) sowie als netzwerkfähige Version erhältlich.

Mit der hier vorgestellten Datenbank soll die Handhabung von Literaturdaten möglichst einfach und eine Weiterverarbeitung z.B. in einem Textverarbeitungssystem auch ohne größere Kenntnisse im Umgang mit Großdatenbanken möglich gemacht werden. Um die Datenbank über den persönlichen Gebrauch hinaus einem größeren Benutzerkreis zu erschließen, haben wir versucht, die einzelnen Datenbankeinträge mit den wichtigsten Schlüsselwörtern (Keywords) zu versehen. Dem Eintrag der Keywords wurde ein für jeden auch nichtprofessionellen Bearbeiter durchschaubares und beliebig erweiterbares System zugrundegelegt. Die Keywords werden in zwei Hauptgruppen (regionale und methodisch/inhaltliche Keywords) in Baumstrukturen mit maximal 4 Ebenen unterteilt.

Die Dateneingabe erfolgt maskengesteuert über das Programm LARS[®] oder über Fremddateien im ASCII-Code (ASCII = American standard code of information interchange). Ein Austausch mit anderen Datenbanksystemen ist über ASCII-Dateien möglich. Ein Schlüsselfeld dient zur eindeutigen Identifizierung eines Datenbankeintrages, um Doppeleinträge zu vermeiden. Die Datenausgabe kann aus LARS[®] heraus direkt an einen Drucker, nur auf den Bildschirm oder in eine ASCII-Datei erfolgen. Die ASCII-Datei kann dann von einem beliebigen Textverarbeitungsprogramm oder Editor weiterverarbeitet werden. Dabei hängt die Weiterverarbeitungsgeschwindigkeit vom Komfort des Textsystems ab. Wir benutzen die Kombination von LARS[®] mit WordPerfect[®], da dieses Textprogramm umfangreiche Macro-Funktionen besitzt. Die Ausgabeform kann anhand der Journal-üblichen Vorgaben individuell zusammengestellt werden. Mehrere solcher Dateien ermöglichen die Bereitstellung unterschiedlicher Ausgabeformate.

Autochthone "suspect terranes" in Südmexiko

Martin Meschede, Wolfgang Frisch, Uwe Herrmann, Lothar Ratschbacher und Ulrich Riller

In Südmexiko, vorwiegend in den Provinzen Guerrero und Oaxaca, sind Gneis- und Granitkomplexe aufgeschlossen, die von sedimentären und vulkanischen Sequenzen überlagert werden. Erste geologische, geochemische und paläomagnetische Untersuchungen zeigten, daß sich diese Komplexe zeitlich und räumlich heterogen entwickelt haben: sie wurden als "Terranes" interpretiert (e.g. Campa & Coney 1985, Ruiz et al. 1988). Paläomagnetische Untersuchungen führten zu dem Ergebnis, daß zwischen den bisher als "Terranes" interpretierten Komplexen und der amerikanischen Platte keine nennenswerten Abweichungen bestehen, die auf eine Rotation der süd mexikanischen Komplexe hindeuten (Böhnel et al. 1989). Das Konzept der "accreted terranes" wurde damit für diese Region in Frage gestellt.

Basierend auf strukturgeologischen Methoden führten wir Untersuchungen in den genannten Gebieten durch. Besonderes Augenmerk wurde dabei auf Mylonitzonen an "Terrane"-Grenzen gelegt.

Unsere Untersuchungsergebnisse zeigen, daß das "Terrane"-Modell für den Süden Mexikos nicht schlüssig ist. Diese Komplexe stellen verschiedene kontinentale Krustenstockwerke der Kollisionszone zwischen der Amerikanischen und Pazifischen Platte dar. Im nördlichen Untersuchungsgebiet, dem Mixteca-Komplex, liegen mesozoische, unmetamorphe Sedimente (Flysche, Kalke) und Vulkanite auf einem metamorphen paläozoischen Basement. Der südlich anschließende Xolapa-Komplex wird von migmatitischen Gesteinen und jungen granitischen Intrusionen aufgebaut und ist im nördlichen Teil von den gleichen Sedimenten überlagert. Diesen Komplex interpretieren wir als tiefes Stockwerk des Vulkangürtels. Die Sedimente kennzeichnen die Subsidenz im Inselbogen- und Backarc-Bereich ab der Unterkreide.

Die kinematische Analyse von Mylonit-Zonen an den "Terrane"-Grenzen zwischen Mixteca- und Xolapa-Komplex bzw. zwischen Oaxaca- und Xolapa-Komplex zeigen steilstehende Abschiebungen. Die Tierra Colorada Mylonit Zone zwischen Mixteca- und Xolapa-Komplex, auf die sich unsere Untersuchungen vor allem konzentrierten, interpretieren wir als eine Detachment-Fault, die durch Extension im Inselbogen- und Backarc-Bereich infolge der Hebung des Xolapa-Komplexes ab der Oberkreide angelegt wurde. Durch fortgesetzte Extension und daraus resultierende Block-Rotationen wurde die gesamte Schichtenfolge verstellt.

EIN PALÄOSPANNUNGSPFAD AN DER NORDANATOLISCHEN STÖRUNG VOM ALTERTIÄR BIS HEUTE (DOKURCUN, TÜRKEI)

Gero MICHEL, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Tübingen,
Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen, BRD

Die Nordanatolische Störung, eine der größten intrakontinentalen Seitenverschiebungen, wurde auf ihre Spannungsgeschichte hin untersucht. Aus Scherflächen mit Bewegungslinearen und bekanntem Schersinn werden Hauptspannungsrichtungen und Hauptspannungsverhältnisse ermittelt und in vier Spannungssysteme unterteilt, wobei die beiden ältesten prä-Nordanatolisch sind. Der ältesten, wahrscheinlich früh alttertiären, Haupteinengungsrichtung von 45° folgt eine eozäne(?) mit 175° . Das Nordanatolische Störungssystem setzt im Miozän mit einer Haupteinengungsrichtung von 135° ein. Die Haupteinengungsrichtung wechselt im Subrezenten nach 105° . Die einzelnen Spannungssysteme erzeugen im Gelände unterschiedliche Scherflächenmorphologien. Innerhalb eines Aufschlusses werden zu jeder Fläche Hauptspannungsrichtungen ermittelt und mit Minimierungsverfahren Cluster verschiedener Hauptspannungsrichtungen getrennt. Auf der Grundlage von BOTT (1959) und mit Hilfe geometrisch-statistischer Analysen wird für die Störungsflächen jedes Clusters ein Spannungstensor errechnet. Aus den Tensoren der einzelnen Aufschlüsse werden die Hauptspannungsrichtungen und die Form des resultierenden Tensors der vier Spannungssysteme ermittelt. Ein Vergleich des Spannungspfades zweier Gebiete an der Nordanatolischen Hauptstörung ergab übereinstimmende Hauptspannungsrichtungen bei annähernd gleichen Spannungsverhältnissen.

EINE DUKTILE SCHERZONE ALS HINWEIS AUF DIE ALLOCHTHONIE DES FAMATINA-BLOCKS, NW-ARGENTINIEN.

--BESTEHEN DIE ANDEN AUS EXOTIC TERRANES?--

Hubert MILLER und Hannes NEUGEBAUER, Institut für allgemeine und angewandte Geologie, Ludwig-Maximilians-Universität, Luisenstr. 37, D-8000 München/Bundesrepublik Deutschland

"Exotische" oder "allochthone" terranes sind in Mode gekommen, insbesondere in Nordamerika. In den Nordanden und in Mittelamerika ist ein ozeanisches terrane in Form des "Basic Igneous Complex" (BIC) schon lange bekannt (wenn auch erst seit kurzem in die Kategorie der "terranes" eingereiht). Ebenso wird seit langem der Marmor-Komplex des Madre de Dios-Archipels in den Patagonischen Anden als "exotisch" betrachtet. In den Zentralanden dagegen ist erst mit der Definition des hypothetischen "Chilenia"-Mikrokontinentes ein solches Fremdelement definiert worden. ACEÑO-LAZA & TOSELLI (1988) haben eine mindestens 500 km Versatz zeigenden Blattverschiebung mittelpaläozoischen Alters im Westen der Sierra de Famatina (68° w.L., 27° - 30° s.Br.) postuliert. Sie verläuft spitzwinklig zu den paläozoischen (und jungen) Anden und trennt zwei "terranes", wenn dies von ihnen auch nicht expressis verbis ausgesprochen wurde.

Als ein Argument gegen ihre Ansicht führen ACEÑO-LAZA & TOSELLI (1988, S. A 65) die Gleichartigkeit der östlich der Sierra de Famatina gelegenen Sierra de Fiambalá mit den westlich der Sierra de Famatina gelegenen jungpräkambrisch/altpaläozoischen Metamorphit-Komplexen an. Diese sollten ja allochthon sein, jene den autochthonen Kontinent Gondwana-einwärts des ordovizischen vulkanischen Inselbogens der Sierra de Famatina bilden.

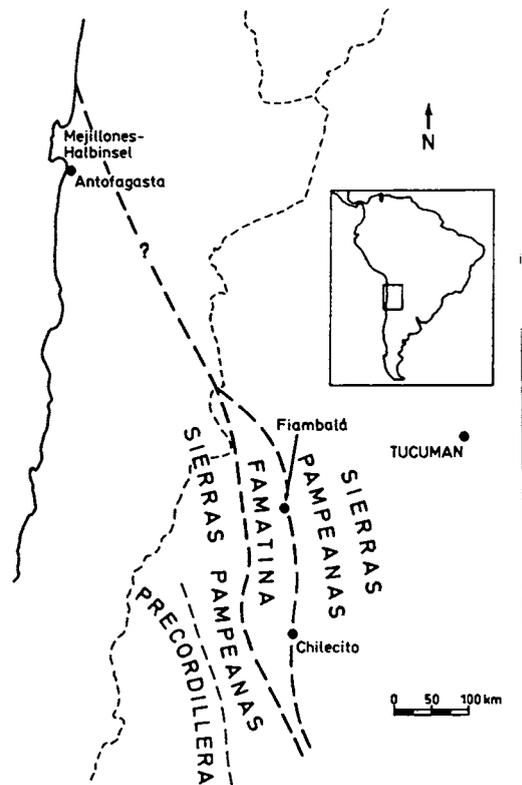


Abb. 1: Das Famatina-System, ein Span altpaläozoischen magmatischen Bogens, eingeklemmt zwischen metamorphen Grundgebirgsblöcken.

Bei einem Besuch des Westrandes der Sierra de Fiambalá fielen H.M. Gesteine auf, die er im Gelände als "Perl-gneise" und "Plattenmylonite" ansprach.

Unter dem Mikroskop lassen die Gesteine aus dem Scher-zonenbereich einerseits ihre scherende Verformung und andererseits ihre völlige Rekristallisation erkennen.

Bei den verschiedenen Mylonitgneisen sind die Charakterzüge der **scherenden Verformung** vor allem in der Anordnung der Schichtsilikate in der granoblastischen Quarzmatrix erhalten. Sie sind meist ziemlich streng schieferungsparallel eingeregelt und in bestimmten Schieferungsebenen angereichert. Größere Feldspatporphyroblasten sind von diesen Glimmerbahnen häufig umhüllt. Aber auch abseits der glimmerreichen Ebenen weist die Matrix auf die starke Durchscherung hin. Zur Schieferung subparallele Korngrenzen

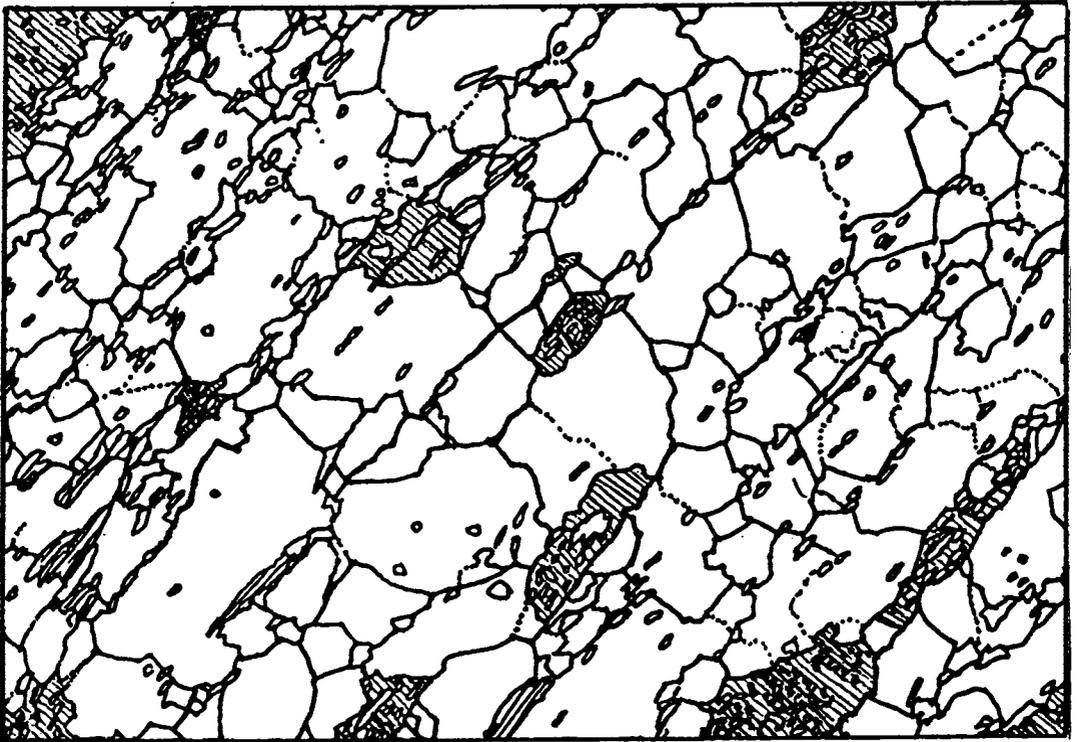


Abb. 2: Typisches Gefüge eines Mylonitgneises mit Quarz (weiß), Feldspäten (schraffiert) und Biotit/Muskovit (als Einschlüsse und längliche Plättchen); Bildbreite 3 mm.

sind dort nämlich häufig so aneinandergereiht, daß sie regelrechte Schieferungsflächen bilden können, an denen wohl auch bevorzugt Scherbewegungen abgelaufen sind.

Die durchgreifende statische **Rekristallisation** hat nahezu alle Relikte der Kristalldeformation überprägt. So findet sich weder in der granoblastischen Quarzmatrix noch bei den Feldspatporphyroblasten undulöse Auslöschung. Die Korngrenzen der Quarzmatrix sind größtenteils ausgeglichen und konnten dabei den Idealwinkel von 120° erreichen. Die Glimmer weisen keinerlei Deformationserscheinungen wie Knickung o.ä. mehr auf.

Mit diesen Gesteinen ist zum ersten Mal eine Scherzone in metamorphen Gesteinen auf der Ostseite der Sierra de Famatina dokumentiert.

Die Sierra de Famatina stellt sich so als ein Span eines ordovizischen Inselbogens dar, der zwischen zwei präkambrisch/altpaläozoische Grundgebirgseinheiten geriet. Die Fortsetzung der den Span begrenzenden silurisch/devonischen (?) Scherzonen nach Norden ist unter den jungpaläozoischen und jüngeren Vulkanitkomplexen verdeckt, zumindest ohne intensive Geländearbeit noch nicht definierbar. Doch fällt auf, daß auf der Breite von Antofagasta ebenfalls präkambrisch/altpaläozoisches Kristallin (insbesondere Halbinsel Mejillones) ziemlich unvermittelt westlich von vulkanisch-sedimentärem Ordovizium liegt (BREITKREUZ et al. 1988, BAHLBURG et al. 1988). Die Annahme eines weiteren Verlaufes des mittelpaläozoischen Scherzonensystems in die Küstenregion nördlich der Halbinsel Mejillones scheint daher sinnvoll zu sein.

- ACEÑOLAZA, F.G. & TOSELLI, A.J. (1988): El sistema de Famatina, Argentina: Su interpretación como orógeno de margen continental activo. --V. Congreso geológico Chileno, 1: A 55 - A 67; Santiago de Chile.
- BAHLBURG, H., BREITKREUZ, C. & ZEIL, W. (1988): Geology of the Coquena Formation (Arenigian-Llanvirnian) in the NW Argentine Puna: Constraints on geodynamic interpretation. -- Lecture Notes in Earth Sciences, 17: The Southern Central Andes, 71 - 85; Heidelberg.
- BREITKREUZ, Chr., BAHLBURG, H. & ZEIL, W. (1988): The Paleozoic evolution of Northern Chile: Geotectonic implications. -- Lecture Notes in Earth Sciences, 17: The Southern Central Andes, 87 - 102; Heidelberg.

DAS SÜDLICHE WECHSELKRISTALLIN (OSTALPEN): RELIKT EINES AKTIVEN KONTINENTALRANDES ?

Franz NEUBAUER

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-
Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Die präalpine Gesteinsassoziation des südlichen Wechselkristallins (Unterostalpin des Alpenostrandes) unterscheidet sich lithologisch markant vom übrigen Kristallin des Ostalpins. Es lassen sich zwei Serien auseinanderhalten (Abb. 1):

- (1) Eine liegende Serie aus monotonen, hellen porphyroblastischen Albitchloritgneisen ("Wechselgneise"), und
- (2) eine hangende "Serie der Bunten Wechselgneise", die sich aus dunklen Paragneisen, Schwarzschiefern, schwarzen und hellen Quarziten, Epidotamphiboliten und Orthogneisen zusammensetzt.

Die Serienzusammensetzung, Petrographie und Geochemie der Gesteine wurden im Detail untersucht. Zusammengefasst sprechen alle Daten für eine Entstehung des Wechselkristallins in einem Kontinentalrandmilieu über einer Subduktionszone. Die wesentlichen Argumente dafür sind:

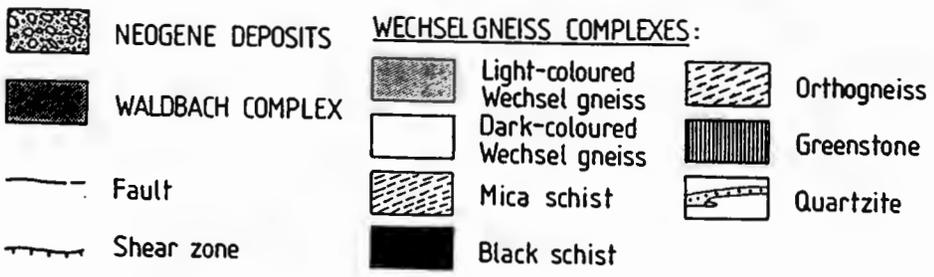
* Die Serienzusammensetzung aus Abkömmlingen mafischer und saurer magmatischer Gesteine, die in eine mächtige Paragesteinsabfolge eingelagert sind, spricht für einen Bildungsraum, in dem die Akkumulation mächtiger klastischer Sedimente neben der Produktion von Magmatiten möglich ist.

* Die Wechselgneise lassen sich von vorwiegend Grauwacken ableiten, die sekundär durch den Einfluß metamorpher Fluids etwas verändert sind. Die sekundäre Veränderung beinhaltet z.B. die Abfuhr von SiO_2 durch Drucklösung. Für die Ableitung aus Grauwacken sprechen die Geochemie der Gesteine (Abb. 2a, b) und die SE-Elementmuster (Abb. 2c), die durchschnittlichen Grauwacken entsprechen. Auffallend ist der geringe Gehalt an sedimentären Schwermineralen in den Wechselgneisen, der damit ebenfalls auf unreife Sedimente hinweist.

* Schwarzschiefer und schwarze kieselige Gesteine deuten auf ein eingeschränktes, zeitweilig anoxisches Sedimentationsmilieu.

* Dagegen müssen helle hochreine Quarzite aus Quarzareniten abgeleitet werden. Seifenartig angereicherte, gut gerundete Zirkone mit verschiedenen, gut unterscheidbaren Zirkonpopulationen sprechen für mehrmalige Umlagerung der Sedimente und für die Nähe eines kontinentalen Liefergebietes, das Quarz und gerundete Zirkone liefert.

* Die Epidotamphibolite zeigen basaltische Chemismen,



+ | + | + | 0-5°, 6-30°, 31-60°, 61-85°, 86-90°

Abb. 2a

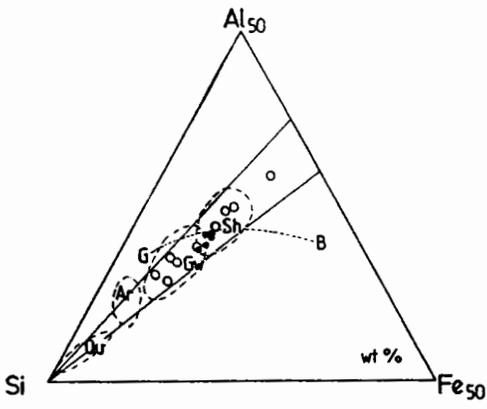


Abb. 2b

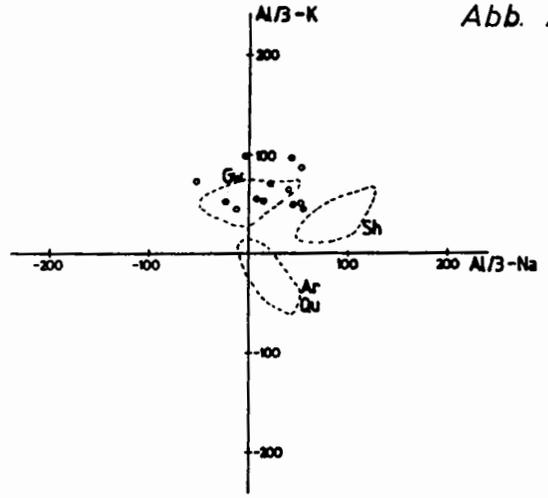


Abb. 2c

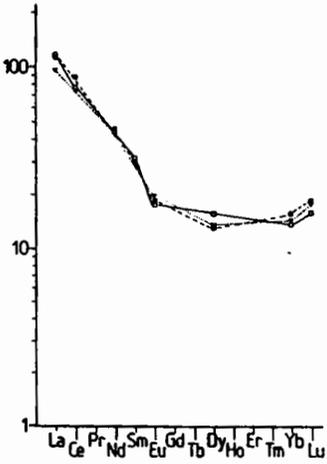


Abb. 3a

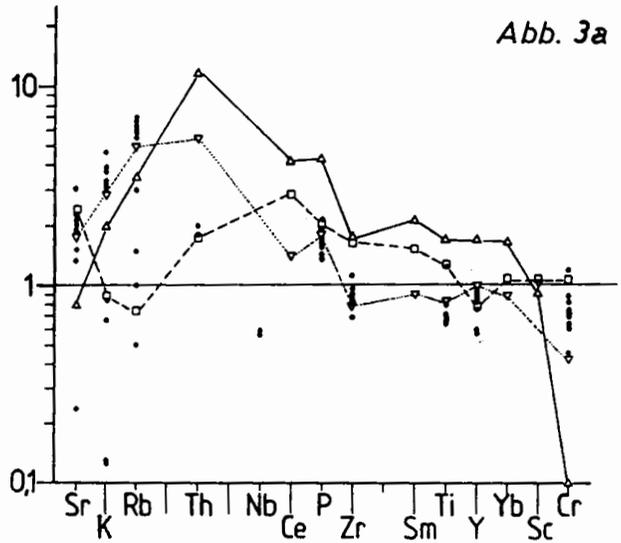


Abb. 4a

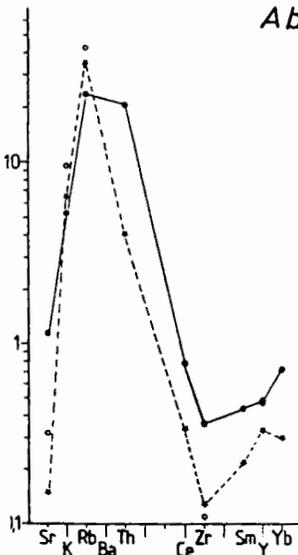


Abb. 4b

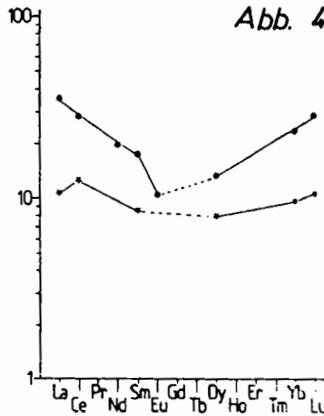
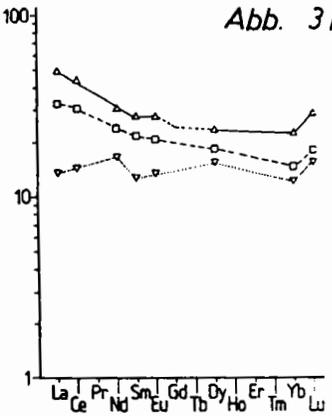


Abb. 3b



vereinzelt läßt sich eine Kumulatnatur nachweisen. Eine mäßige Anreicherung der LIL-Elemente gegenüber N-MOR-Basalten, sowie durchschnittliche bis schwach abgereicherte Gehalte von HFS sprechen für kalkalkalische Chemismen (Abb. 3a; Normalisierungswerte nach PEARCE, 1982). Dies wird durch chondritisch normierte SE-Muster bestätigt, die von flachen, ca. 15fach gegenüber Chondriten angereicherten Mustern, zu solchen mit stark angereicherten leichten SE-Elementen reicht (Abb. 3b). Alle Amphibolite können somit einem einheitlichen kalkalkalischen Differentiationstrend zugeordnet werden.

* Ein scheinbar konkordant in die Nebengesteine eingelagerter Orthogneis zeigt flache, gering angereicherte bzw. ein "concave-up"-SE-Elementmuster (Abb. 4a). Beide untersuchten Muster zeigen einen tholeiitischen Differentiationstrend unter Einfluß von Amphibolfraktionierung. Die HFS-Elemente erscheinen gegenüber hypothetischen OR-Granitoiden abgereichert (Abb. 4b, Normalisierungswerte nach HARRIS et al., 1986).

* Der primitive Charakter der stratiformen Fe-Cu-Sulfidvererzung Trattenbach (vergl. TUFAR, 1963), die in die hangendsten Partien der Wechselgneise eingelagert ist.

Die Bildung aller oben angeführten Gesteine steht somit im Einklang mit der Aktivität einer Subduktionszone, wobei die Gegenwart saurer Magmatite und die vielfach umgelagerten Quarzite für ein Kontinentalrandmilieu sprechen.

Das Sedimentationsalter des Wechselkristallins ist unbekannt. Es wird angenommen, daß die Serie älter ist als die auflagernden Wechselschiefer. Für die Wechselschiefer liegen verschiedene Altersangaben zwischen Silur und Oberkarbon vor, wenn man verschiedene Angaben von anderen Vorkommen von vergleichbaren Gesteinsserien am Alpenostrand bzw. Westkarpathen auf das Wechselfenster zurückschließt (vergl. PLANDEROVA & PAHR, 1983). Deshalb kann die Aktivität des aktiven Kontinentalrandes nur mit Vorbehalten auf einen Zeitraum vor dem Karbon eingeschränkt werden.

HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A. & TINDLE, A.G. (1986): Geol. Soc. London Spec. Publ., 19:67-81.

LA ROCHE, H. de (1974): Sciences de la Terre, 19:101-117.

MOORE, B.R. & DENNEN, W.H. (1970): J. Sed. Petrol., 40:1147-1152.

PEARCE, J.A. (1982) in THORPE, R.S. (ed.), Andesites; 525-548, New York (Wiley).

PLANDEROVA, & PAHR, A. (1983): Mineralia slovacica, 15:385-436.

TUFAR, W. (1963): Miner. Mittbl. Joanneum, 1963:1-60.

STRUKTUREN UND MIKROGEFÜGE VON EKLOGITEN DER SAUALM UND KORALM (OSTALPEN)

Franz NEUBAUER

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz, Österreich

Eklogite, die in polymetamorphen Kristallingebieten erhalten sind, halten mit ihren Mineralparagenesen häufig ein frühes Stadium der p-T-t-Entwicklung fest. Dieser Umstand sollte es damit auch erlauben, die frühe Deformationsentwicklung von Kristallinaren zu fassen.

Diese Studie beschäftigt sich mit den Strukturen der Eklogite des Typusgebietes von Eklogiten, der Sau- und Koralm (HAUY, 1822). Diese Eklogite können auf Grund ihrer sekundären Korngrößenreduktion, ihrer ausgeprägten Schieferung und der darauf enthaltenen Streckungslineation zu einem Großteil als Eklogitmylonite angesprochen werden. Nur randliche Bereiche zeigen grobkörnige Gefüge, die häufig an das Auftreten von hydratisierten Mineralen, wie z. B. Amphibol und Zoisit, gekoppelt sind. Relikte von magmatischen Ausgangsgesteinen wie früher Metamorphose- und Deformationsstadien sind im Kern von Eklogitboudins erhalten.

Folgende Entwicklungsstadien lassen sich an den Eklogiten unterscheiden:

(1) Ausgangsgesteine dürften teilweise Gabbros mit teils ozeanischer Affinität gewesen sein (MILLER et al., 1988), die an zwei Lokalitäten der Koralm erhalten sind.

(2) Diese Gabbros werden in grobkörnige, wenig geschieferte Eklogite umgewandelt. Solche Eklogite führen an mehreren Lokalitäten vorwiegend innerhalb von Granat runde Quarzeinschlüsse, von denen radiale Sprengungsrisse ausgehen. Diese deutet auf die mögliche Paramorphosen nach Coesit.

(3) Die grobkörnigen Eklogite werden duktil verformt und mylonitisiert. Asymmetrische Strukturen, z. B. rotierte Boudins, Scherbänder, s-c-Gefüge und asymmetrische Porphyroklasten weisen auf nonkoachsiale Deformation. Die Orientierung der Streckungslineation ist stark schwankend, zeigt aber generell eine Scherung des Hangenden gegen S, SE bis ESE. Die Streckungslineation ist in der Regel winkelig zur Streckungslineation der Plattengneise, die diese Eklogitlinsen einschließen, orientiert (vergl. KROHE, 1987). In der südlichen Saualm sind unregelmäßige Eklogit-

boudins häufig, die durch geregelte Zoisite getrennt werden. Dies deutet auf hydraulischen Bruch unter lokalem Porenfluidüberdruck, der möglicherweise mit der Intrusion von relativ dazu jüngeren Pegmatiten im Zusammenhang steht.

Signifikante Mikrogefüge der Eklogitmylonite sind:

* Sekundärer, monomineralischer Lagenbau mit Granat-, Klinopyroxen- und Amphibollagen.

* Klinopyroxentexturen, die sich in mehrere Texturtypen gliedern lassen. Vor allem diese Texturen weisen auf nonkoachbiale Verformung (Schrägregelung von Klinopyroxenrekristallisaten). Nimmt man die Daten von MANBY & THIEDIG (1988), so zeigen diese Rekristallisate eine kontinuierliche Abnahme der Jadeitkomponente, damit eine Dekompression während der rotationalen Deformation an.

* Monomineralische Granatzeilen, die möglicherweise in kristallplastischem Verhalten von Granat begründet sind (dynamische Rekristallisation von Granat ?).

(4) Die mylonitische Schieferung wird von diskordanten hellglimmerführenden Pegmatiten geschnitten, die häufig etwas steiler in den Südostquadranten einfallen als die mylonitische Schieferung der Eklogite.

(5) Die mylonitische Schieferung wird lokal N-vergent isoklinal verfault, wobei es zur Ausbildung einer mit flacher Achsenflächenschieferung mit eingeregelter, um NW-SE- bzw. um NE-SW pendelnden Amphibolen kommt.

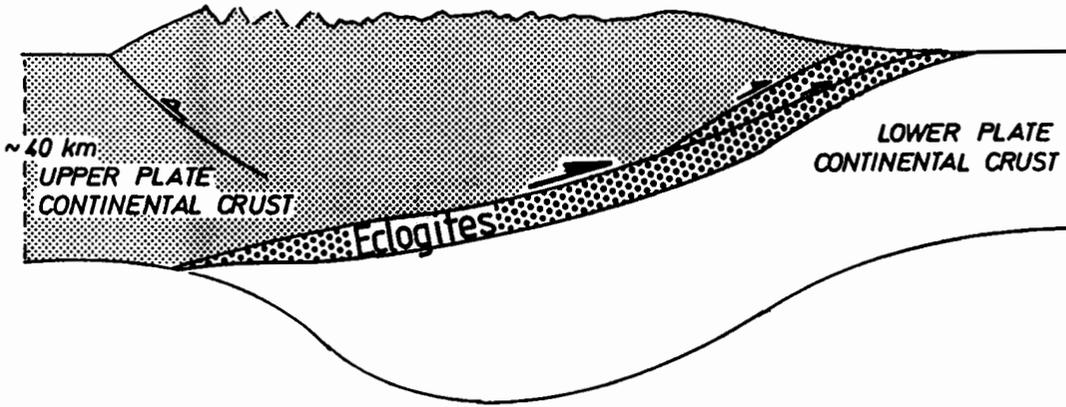
(6) Aufrechte, offene, S- und N-vergente Falten sind nicht mehr mit Neukristallisation von Mineralen verbunden.

(7) Eine Serie von unterschiedlich orientierten, steilstehenden "Alpinen Klüften" belegt einen kontinuierlichen Wechsel in der Extensionsrichtung von der E-W-Orientierung zur NE-SW-Orientierung während der Bildung dieser mineralisierten Klüfte.

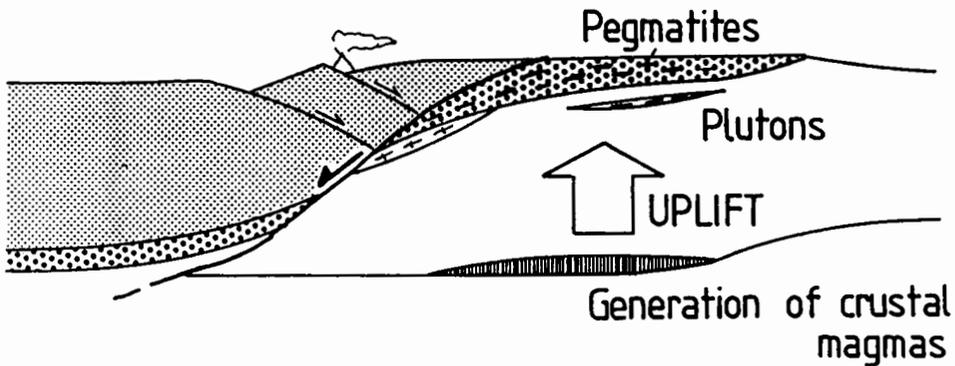
Diese Daten belegen, daß die wesentliche Verformung der Eklogite einem Dekompressionsereignis zuzuordnen ist. Sollte die Beobachtung stichhältig sein, daß die eklogitfazielle Mylonitisierung vor der Intrusion der permischen (?) Pegmatite ist, so kann folgender Zusammenhang als Aufstiegsmodell für Eklogite postuliert werden:

Ursache des Aufstieges von Eklogiten ist die Verdoppelung kontinentaler Kruste durch "underplating" (Abb. 1). Nachfolgende Extensionstektonik durch Abschiebungen führt zur Krustendehnung, wobei die Pegmatite als Differentiate von Schmelzen der Unterplatte produziert werden. In diesem Falle muß eine präalpine, variszische Dekompression angenommen werden.

A)
THICKENING BY CONTINENTAL UNDERPLATING



B)
UPLIFT BY ISOSTATIC REBOUND AFTER
UNROOFING (ARBITRARY ORIENTATION TO A)



Die Bildung der "Alpinen Klüfte" steht im ursächlichen Zusammenhang mit der oberkretazischen Extensionstektonik des Ostalpins. Sie bezeugen koachsiale Dehnung im zentralen Bereich des aufsteigenden metamorphen Domes, während sich am Oberrand roationale, abschiebende Scherzonen dominieren.

HAUY, R.F. de (1822): Traite de Mineralogie. Paris (Bachelier).

KROHE, A. (1987): Tectonophysics, 136: 171-196.

MANBY, G.M. & THIEDIG, F. (1988): Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 68: 441-466.

MILLER, Ch., STOSCH, H.-G. & HOERNES, St. (1988): Chemical Geology, 67: 103-118.

**ZIRKONE EINIGER TONALITISCHER MAGMATITE
DER ZENTRALEN OSTALPEN**

Andreas NEUMAIR, Klaus DELLER, Peter TONDAR & Georg TROLL
Institut für Mineralogie und Petrographie, Ludwig-Maximilians-
Universität, Theresienstr. 41, D-8000 München 2

An drei Tonaliten der zentralen Ostalpen haben wir Zirkonuntersuchungen vorgenommen, um den petrogenetischen Ursprung dieser Gesteine zu klären. Zwei Tonalitporphyritgänge (Iseltal, Osttirol und Meran, unterer Vintschgau) und eine Tonalitintrusion (Klopalerspitze, Reschenpaß) enthalten grüne Hornblende und Biotit als mafische, Andesin, Quarz und untergeordnet Orthoklas als helle Gemengteile.

Die mittel- bis grobkörnigen Ganggesteine sind stellenweise autometasomatisch verändert (Chloritisierung, Serizitisierung) und führen als Akzessorium bis zu cm-große Granateinsprenglinge. Die Gänge dürften tertiäres Alter besitzen (BORSI 1980). Der Klopalertonalit ist im Vergleich zu den Ganggesteinen etwas saurer (Tab. 1) und weist deutlich metamorphe Züge auf (Sammelkristallisation von Quarz, geknickte Biotite und Plagioklase). Randlich wurde er durch eine starke tektonische Beanspruchung zu Tonalitgneis deformiert. THÖNI (1980) hat mit der K-Ar-Methode aus diesem Gneis varistische Biotitalter erhalten.

	Klopalerspitze	Meran	Iseltal
SiO ₂	64,76	60,07	60,57
TiO ₂	0,46	0,68	0,71
Al ₂ O ₃	15,86	17,63	17,17
FeO _{ges}	4,33	5,50	6,06
MnO	0,08	0,10	0,12
MgO	2,42	2,51	2,66
CaO	4,98	6,16	6,15
Na ₂ O	3,08	2,62	2,58
K ₂ O	2,25	2,31	2,49
P ₂ O ₅	0,13	0,24	0,24
LOI	1,25	1,87	0,78
Summe	99,60	99,69	99,53

Tabelle 1 : Chemismus der untersuchten Gesteine (Klopalertonalit als Mittelwert von 3 Analysen)

Die Zirkone wurden nach der Mineralseparation sowohl durchlichtmikro-

skopisch (Kerne, Zonierung und Hüllen; $n = 200-500$) als auch mit dem REM (Tracht; $n = 101$) untersucht und statistisch ausgewertet.

Unter dem Polarisationsmikroskop zeigt sich, daß in allen Proben die Zirkongenes~~e~~ zweiphasig war. Sie enthalten selten kleine gerundete Kerne, die aus ~~einem~~ früheren Genesezyklus stammen als die Hülle und ein Anzeichen dafür sind, daß ein Teil des Ausgangsmaterials krustalen Ursprungs ~~ist~~. Beim Klopaiertonalit (Probe V3) sind Kerne häufiger als bei den Tonalitporphyriten und neben den kleinen runden treten untergeordnet größere idiomorphe auf.

In allen Zirkonpopulationen finden sich stabförmige Einschlüsse verschiedenster Größe. Im Tonalitporphyrit aus dem Iseltal (Probe 8903) ist die Besetzungsdichte durch Einschlüsse höher als im Tonalitporphyrit bei Meran (Probe 10174). Auffällig beim Klopaiertonalit sind nicht nur große opake, sondern auch blasen- und schlauchförmige Einschlüsse, die bisweilen parallel zur c-Achse angeordnet sind.

Die Zirkone der Proben 10174 und V3 zeigen nur selten eine schwache Zonierung, in Probe 8903 ist sie zum Teil deutlicher mit nur wenigen Zonen ausgebildet.

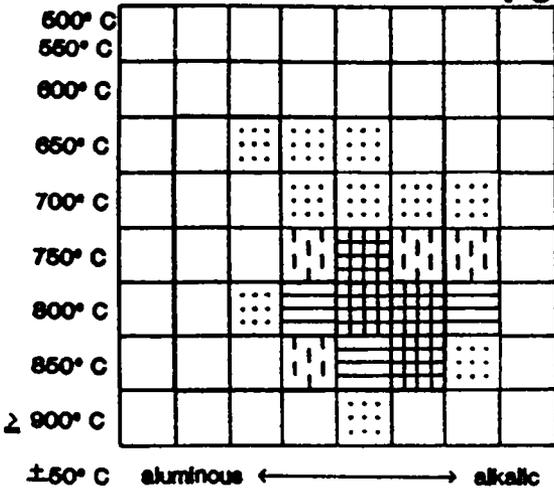
Das Auftreten großer Einschlüsse, sowie die schwache Ausbildung der Zonierung, sprechen bei den Zirkonpopulationen 10174 und V3 für ein schnelles und gleichmäßiges Wachstum. Die Zirkone der Population der Probe 8903 sind häufiger zoniert, was für ungleichmäßigere Bildungsbedingungen charakteristisch ist.

Für die typologische Methode nach PUPIN et al.(1980) wurde das Rasterelektronenmikroskop verwendet. Die Lage im PUPIN-Diagramm zeigt für Probe 10174, daß die Bildung der Zirkonhülle bei etwa 650 °C abgeschlossen war. Damit liegt sie in einem tieferen Temperaturbereich als das Tonalitfeld (PUPIN 1980,S.217), kann aber als eine Weiterentwicklung aus diesem interpretiert werden. Für die Probe 8903 ergibt sich für die Bildungstemperatur ein größeres Intervall von etwa 800-650 °C, bei einer näheren Lage zum Tonalitfeld. Das PUPIN-Diagramm der Probe V3 zeigt einen Temperaturbereich für die Bildung der Zirkonhülle von 850-750 °C. Nach PUPIN (1980) liegt der Klopaiertonalit knapp neben dem Tonalitfeld, mit einer etwas höheren Alkalität.

Im Vergleich mit den Zirkonpopulationen des tonalitisch-quarzdioritischen Rensenplutons (BARTH et al. 1989) läßt sich ein ähnlicher Ursprung (Mantel und Kruste) mit individuellen kalkalkalischen Magmenentwicklun-

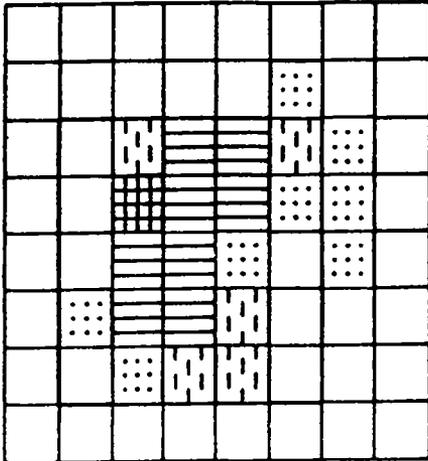
PUPIN - Diagramme

V3



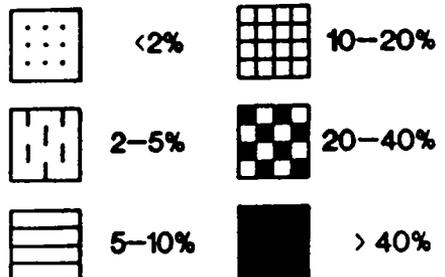
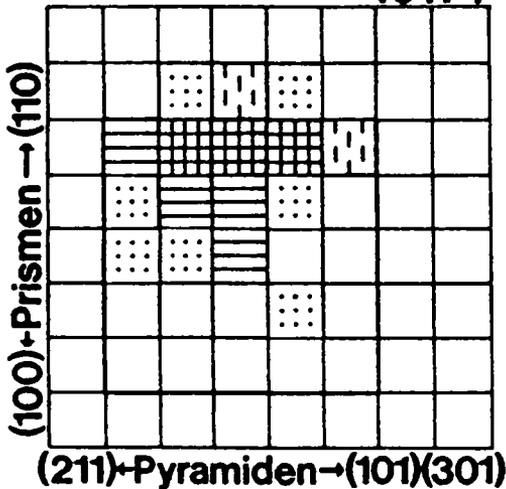
Die Eintragung im PUPIN-Diagramm erfolgt prozentual nach der Ausbildung der häufigsten kombinierten Zirkonflächen (Pyramiden: (211), (101) und (301); Prismen: (100) und (110)). Aus dem Diagramm kann nach PUPIN (1980) die Bildungstemperatur der Zirkone und der Entwicklungspfad der Schmelze abgelesen werden.

8903



- V3 : Klopalettonalit
- 8903 : Tonalitporphyrat (Iseltal)
- 10174 : Tonalitporphyrat (Meran)

10174



gen ableiten. Die jeweils unterschiedlichen Bildungstemperaturen (aus den PUPIN-Diagrammen) verdeutlichen die differierende Abkühlung der einzelnen Intrusivkörper.

Literatur:

BARTH, S.; OBERLI, F. & MEIER, M. (1989) : U-Th-Pb systematics of morphologically characterized zircon and allanite: a high-resolution isotopic study of the Alpine Renssenpluton (northern Italy). - Earth Planet. Sci. Lett. 95, 235-254

BORSI, S.; DEL MORO, A.; PISA, F.; SASSI, F. & ZIRPOLI, G. (1980) : On the age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) and its geodynamic significance. - Geol. Rdsch. 68, 41-60

PUPIN, J.-P. (1980) : Zircon and Granite Petrology. - Contr. Miner. Petr. 73, 207-220

THÖNI, M. (1980) : Distribution of pre-alpine and alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit, based on K/Ar Age Determinations. - Mitt. österr. geol. Ges. 71/72, 139-165

GEOCHRONOLOGIE, GEOCHEMIE UND PETROGENESE DES RIEBECKITGNEISSES VON GLOGGNITZ, ÖSTL.GRAUWACKENZONE, NÖ

Gernot PAULUS, Institut für Geologie u. Paläontologie,
Karl - Franzens - Universität Graz, Heinrichstr.26, A - 8010 Graz

Das einzige Vorkommen von Riebeckitgneis in den Ostalpen liegt am E - Rand der nördlichen Grauwackenzone bei Gloggnitz, Niederösterreich (Abb. 1).

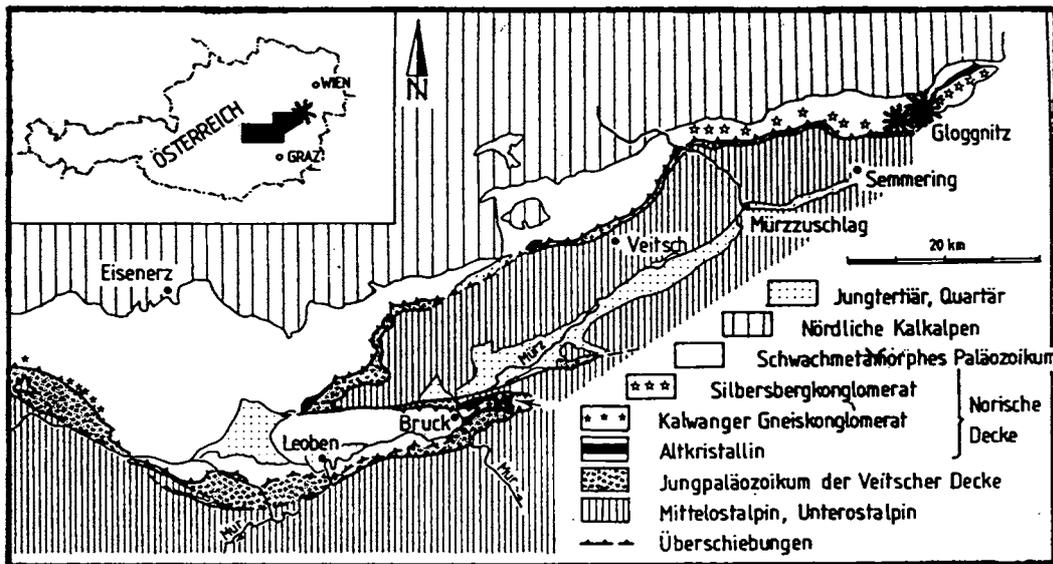


Abb.1 : Vorkommen des Riebeckitgneisses (*) in der östlichen Grauwackenzone

Dieser mylonitisierte Alkalirhyolith wurde mit den dort vorkommenden Altkristallinschollen als Teil einer altpaläozoischen, Schichtfolge angesehen (J.Zemann, 1951; H.P. Cornelius, 1941; A.V. Phadke, 1967), die vermutlich ein ordovizisches Alter aufweist. Das helle, selten cm-große, gut eingeregelt Riebeckite führende Gestein weist folgenden Mineralbestand auf : Quarz + Feldspat (90,9 %), Riebeckit (4,5 %), Alkalipyroxen (3,2 %), Muskowit (0,6 %), Akzessorien (0,8 %).

Die Kontakte zum Nebengestein sind tektonisch überformt.

Es wurden 13 Proben auf Haupt - und Spurenelemente sowie 7 auf Seltene Erden (REE) untersucht, die folgende mittlere Zusammensetzung aufweisen :

Häuptelemente (wt.%)	Spurenelemente (ppm)	REE (ppm)	
SiO ₂	75.62	Ba < 39	La 101
TiO ₂	0.14	Cr < 22	Ce 104
Al ₂ O ₃	11.15	Nb 48	Eu 19
Fe ₂ O ₃	2.74	Rb 238	Yb 107
MnO	0.04	Sr < 2	Lu 121
MgO	< 0.2	V < 5	
CaO	< 0.113	Y 89	
Na ₂ O	4.38	Zn 265	
K ₂ O	4.38	Zr 1279	
P ₂ O ₅	< 0.024		

Im Spiderdiagramm (Pearce, 1984) zeigt sich eine negative Bariumanomalie sowie eine Anreicherung der übrigen Elemente gegenüber ORG (Abb.2).

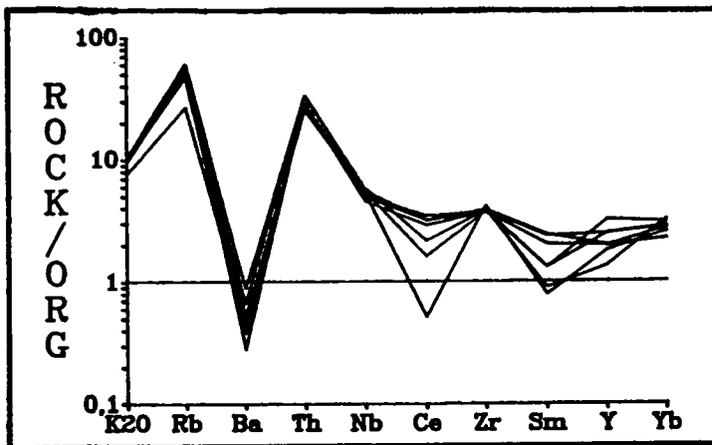


Abb.2 : Spiderdiagramm (Normwerte nach Pearce, 1984)

Die Verteilung der REE folgt einem, für Alkalirhyolithe völlig untypisch, flachem tholeiitischem MORB - Basalt Muster, das durch die starke Anreicherung der HREE zustande kommt (Abb.3). Auffallend ist die negative Europiumanomalie, die durch Plagioklasfraktionierung erklärt wird.

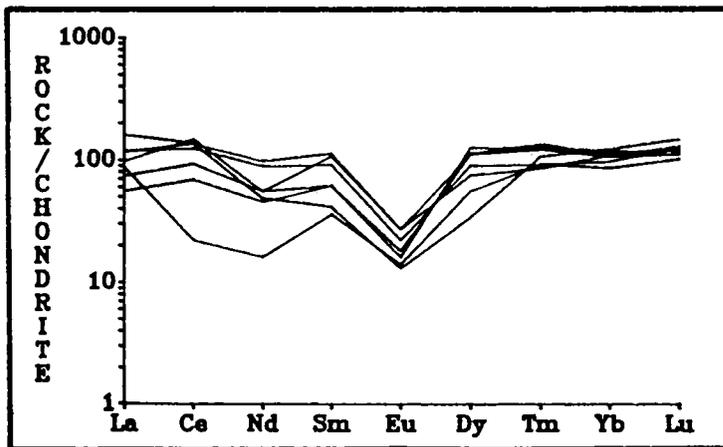


Abb.3 : REE Muster (Chondritnormierung nach Henderson, 1984)

Als Prozeß für die Entstehung solch eines Verteilungsmusters wird ZONE MELTING mit einem tholeiitischen Magma als Edukt zur Diskussion gestellt.

Der Versuch einer Rb/Sr -Gesamtgesteinsdatierung an 7 Proben ergab eine Errorchrone mit einem Alterswert von 128 ± 10 Ma (Abb. 4).

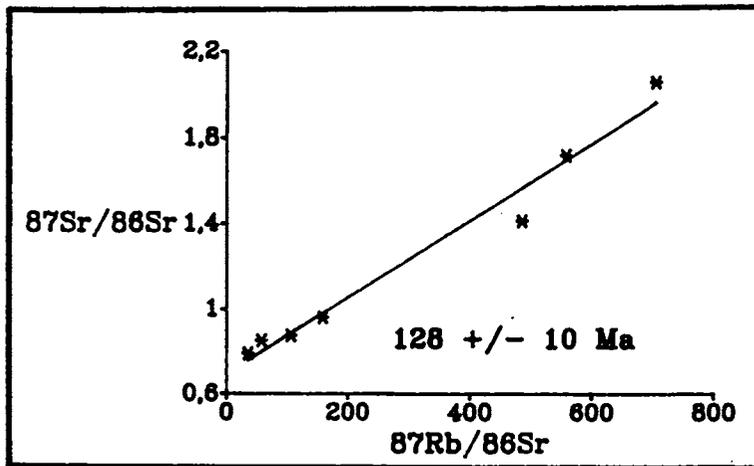


Abb. 4 : Rb/Sr - Errorchrone

Die großen Unterschiede im $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ Verhältnis haben eine sehr hohe Differentiation des Riebeckitgneisses als Ursache. Ungewöhnlich ist weiters der extrem niedrige Strontium Gehalt (Sr = 2 ppm; Rb = 238 ppm) bei einem sehr hohen Anteil an radiogen gebildeten Strontium von bis zu 60 % . In die Diskussion um die Interpretation des gemessenen altalpidischen Alters können folgende Argumente eingebracht werden :

- (1) Für eine Interpretation als Bildungsalter der hohe Anteil an radiogenem Strontium.
- (2) Selektive Abfuhr von Strontium durch metamorphe Fluids führte zu Homogenisierung und Neueinstellung der Strontiumisotopie. In diesem Fall würde das errechnete Alter dieses Strontiumabfuhrereignis bedeuten.

Literatur :

Cornelius, H.P.(1941); - Mitt.Reichsst.Bodenforsch.Zweigst.Wien, 2, 19 - 52

Zemann, J.(1951); - Tscherm.Mineral.Petr.Mitt.3, Folge 2, 1 - 23

Phadke, A.V. (1967); - JB.Geol.B.A., Bd. 110, 199 - 216

Pearce, J.A. (1984); - J.Petr., Vol. 25, Part 4, 964

Henderson, P. (1984); - Rare Earth Element Geochemistry, 91

DIE SÜDLICHEN RAABALPEN: METAMORPHOSE, GEOCHEMIE, STRUKTURELLE ENTWICKLUNG

Peter Peindl

Institut für Geologie und Paläontologie
Karl-Franzens-Universität, Graz

Die südlichen Raabalpen (Unterostalpin des Alpenostrandes) werden von Migmatiten, vereinzelt Metagabbros, Tonaliten, einer Vielfalt von weitverbreiteten Graniten, Granatglimmerschiefern, Ortho- und Augengneisen sowie Phylloniten aufgebaut.

Das Sedimentationsalter der Paragesteine ist unbekannt. Das Alter des prägenden Metamorphoseereignisses, einer Migmatitisierung, ist wahrscheinlich variszisch, sie ist allerdings nicht datiert.

Im Karbon intrudieren (sehr selten auftretende) Tonalite, porphyrische Granite (heute Augengneise = "Grob-gneise") und eine heterogene Gruppe von Zweiglimmergraniten). Durch weiteren Temperaturanstieg kommt es zu Dehydratationsreaktionen in den Graniten. Äußerst selten treten in den Graniten sehr kleinvolumige (cm^3), stark sillimanitführende Teilschmelzen auf (höhere Amphibolitfazies, Metamorphosehöhepunkt).

Ein Zweiglimmergranodiorit ist im Perm intrudiert (er liegt auf einer Perm - Errorchrone von SCHARBERT (mündliche Mitteilung)), in ihm treten die Hochtemperaturreaktionen nicht mehr auf.

Die karbonen Tonalite und Zweiglimmergranite unterscheiden sich in ihren SE - Mustern ganz deutlich vom permischen Zweiglimmergranodiorit.

Unveröffentlichte Untersuchungen von SASSI, ZIRPOLI & NEUBAUER zeigen, daß es sich bei den Graniten um Kollisionsgranite handelt. Für die variszische Entwicklung wird folgendes Modell vorgeschlagen:

Nach einem Kollisionsereignis kommt es im unterfahrenden Gesteinspaket durch Angleichung des geothermischen Gradienten an die tatsächliche Tiefenlage zu Temperaturerhöhung und damit durch Anatexis zur Bildung der Zweiglimmergranite, die in die Migmatite intrudieren. Durch die fortschreitende Anpassung des geothermischen Gradienten an die tatsächliche Tiefe steigt die Temperatur weiter an, dadurch werden die oben beschriebenen Dehydratationsreaktionen ausgelöst. Bereits während des Aufstieges intrudieren im Perm weitere Zweiglimmergranite.

Alpidisch metamorphe Sedimente, die besonders dem N-Teil der Raabalpen auflagern, zeigen, daß diese in variszischer Zeit ganz aufgestiegen sind.

Es ist nicht möglich, dem aufsteigenden Ast des variszischen Metamorphosepfades bestimmte, von einer Scherdeformation stammenden Strukturen zuzuordnen, da gerade diese von der alpidischen Deformation bevorzugt wiederbetätigt werden.

Die meisten Granatglimmerschiefer, Augen- und Orthogneise, Phyllonite und Mylonite besitzen wohl einen Mineralbestand aus alpidischer Zeit.

Die Charakteristika der alpidischen Metamorphose sind die starke Granatbildung und die Umwandlung von Biotit zu

Muskovit. Selten tritt Staurolith auf.

MOREAU (1981) hat bei der benachbarten Talklagerstätte Rabenwald die Bildungsbedingungen für einen gewissen Orthogneistyp mit $P > 4$ kbar und eine Temperatur von 520 - 600° C angegeben. Diese Bedingungen werden mangels anderer aussagekräftiger Paragenesen als alpidischer Metamorphosehöhepunkt aufgefaßt.

Lokal ist der Zusammenhang zwischen alpidischer Metamorphose und Deformation klar zu erkennen: konjugierte Scherzonen (Abschiebungen nach Nord und Süd) sind durch den Aufstieg des Gesteinspaketes zu erklären, wobei der Großteil der Deformation unter prograden (bis statischen?) Metamorphosebedingungen stattfindet (syntektonisch gewachsener Granat wird von posttektonisch gebildetem Granat überwachsen, syntektonisch gewachsener Staurolith tritt auf).

Da die konjugierten Scherzonen den Aufstieg der Gesteine anzeigen, wobei prograde Metamorphosebedingungen geherrscht haben, ergibt sich ein Modell, das dem für die variszische Zeit ähnlich ist:

Der kühle variszische Gesteinsbestand wird alpidisch versenkt, erst nach der Versenkung kommt es beim Wiederaufstieg durch die Anpassung des geothermischen Gradienten zum Metamorphosehöhepunkt, anschließend kühlt das Gesteinspaket unter Zergleitung ab.

Literatur:

MOREAU, P.: Le massif du Rabenwald (Autriche) et ses minéralisations (Talc, Chlorite, Disthène, Leucophyllite). - Thèse Fac. Sci. Université Franche-Comté, 327S., Besançon 1981.

GEOMORPHOLOGISCHE UND BRUCHTEKTONISCHE
ENTWICKLUNG DER INSEL THASSOS
(NORDGRIECHENLAND)

Andreas PETEREK, Geologisches Institut der Universität Erlangen-Nürnberg,
Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen.

Im Kristallin der nordgriechischen Insel Thassos wurden zur Klärung der Inselge-
nese bruchtektonische wie geomorphologische Studien durchgeführt.

Die rund 400 qkm große Insel im Südteil der Rila-Rhodope-Masse wird von zum
Teil beträchtlichen Randstörungen bzw. Gräben begrenzt, deren Entwicklung die
geomorphologische Entwicklung - neben klimageomorphologischen und geologi-
schen Rahmenbedingungen - im wesentlichen steuerten. Der NW' gelegene, 4-6
km eingesenkte Prinos-Kavala-Graben ist dabei das bedeutendste Element.

Die bruchtektonischen Ereignisse - heute ein interferierendes Bruchmuster bil-
dend - lassen sich zeitlich gliedern und in den großregionalen Rahmen der Nordä-
gäis einpassen. Genetisch müssen unterschieden werden: kompressive Störungen
(Aufschiebungen und konjugierte Lateralstörungen), primäre und sekundäre (reju-
venierte) Ab- und Schrägabschiebungen infolge des mehrphasigen tektonischen
Geschehens, sowie Störungen infolge des Aufstiegs des Inselkörpers ("Randstö-
rungen").

Geomorphologisch ist die Insel geprägt von einer intensiven (quartären) Kerbtale-
rosion, andererseits von vorzeitlichen (tertiären), zum Teil nur reliktsch erhaltenen
Flächenbildungen, denen im wesentlichen vier Höhenstufen zuzuordnen sind. Aus
der Verteilung der einzelnen Flächenniveaus und der Verteilung tertiärer Sedi-
mente in den angrenzenden Becken, ist eine bereits frühe "Insel"position des Kristal-
linhorstes und eine Piedmont-Entwicklung (z. T. mit Fußflächen- (Pediment-)Cha-
rakter) abzulesen.

Unter Berücksichtigung auch regionalgeologischer Aspekte ergibt sich folgende
Entwicklung der Insel Thassos und ihrer Umrahmung:

- 1) späteozäne, v. a. aber oligozäne und untermiozäne transpressive und transten-
sive Tektonik infolge einer NE/SW-Kompression; Bildung E/W- und NE/SW-
streichender Becken mit (rhyolith.-andesit.) Vulkanismus und granitischen Intru-
sionen.

2) unterpliozäne, bis ins Quartär hinein immer wieder auflebende, durchgreifende NE/SW-Extension im Zusammenhang mit Bewegungen an der dextralen Nordanatolischen Störungszone bzw. mit den Auswirkungen ihres Übergangs in ein Grabensystem im Bereich der Nordägäis.

Nach Ablagerung des unterpliozänen Konglomerates (auf Thassos) wurden die Horst- und Grabenstrukturen der aufsteigenden Insel anschließend von einer pliozänen Piedmont-Flächentreppe geschnitten.

3) Eine durch seismische Untersuchungen belegte (pleistozäne-) rezente N/S-Extension im Bereich der N-Ägäis konnte nicht zweifelsfrei nachgewiesen werden.

Kinematik der westlichen Karawanken

Ralf K. Polinski

Geologisches Institut, Universität Karlsruhe

Kaiserstr. 12, D-7500 Karlsruhe 1

Die Karawanken bestehen aus ostalpinen und südalpinen Baueinheiten, die voneinander durch die Periadriatische Linie getrennt werden und für die eine unterschiedliche Deformationsgeschichte belegt werden kann.

Die ostalpinen Nordkarawanken zeigen NW-SE orientierte Großfalten und Überschiebungen, die durch NE-SW streichende sinistrale Blattverschiebungen um km-Beträge versetzt wurden. Großfalten und Überschiebungen sind auf eine NE-SW orientierte Einengung zurückzuführen, die in den südalpinen Südkarawanken nicht nachzuweisen ist. Das Alter dieses Deformationsereignis ist wahrscheinlich prä-Sarmat, da post-sarmatische klastische Beckensedimente in den Nordkarawanken auf bereits strukturiertem Untergrund abgelagert wurden. Über regionale Korrelation ist ein eoalpines Alter wahrscheinlich. Zu dieser Zeit lagen sich Nordkarawanken und Südkarawanken scheinbar noch nicht gegenüber.

Ein zweites Deformationsereignis, das mit der Intrusion des Karawankentonalits im Oberoligozän begann, erfaßte Nord- und Südkarawanken gleichermaßen. Dabei kam es zu konvergenten dextralen Horizontalbewegungen an der Periadriatischen Linie, aber auch zur Ausbildung zahlreicher NW-SE bis WNW-ESE streichender dextraler Blattverschiebungen, die in die Periadriatische Linie einmünden. Zwischen einzelnen Blattverschiebungen entstanden N-vergente Verschuppungen und en-echelon-Falten. In den Südkarawanken umgrenzen die Blattverschiebungen kleinräumige, NNW-gelängte Schollen, während in den bereits strukturierten Blöcken der Nordkarawanken ältere Großfalten erhalten blieben, inkompetente Einheiten aber neu von Faltung erfaßt wurden. Versatzbeträge an der

Periadriatischen Linie und den einzelnen Zweigverschiebungen sind nur lokal zu ermitteln, da vor allem in den Südkarawanken keine größeren präexistenten geologischen Vorzeichnungen existierten.

Während des zweiten Deformationsereignisses wurden im Sarmat und Pannon die Karawanken nach NW auf tertiäre Beckensedimente überschoben. Das Becken entstand möglicherweise als Kombination lokaler Extension in Pull-aparts und durch Auflast der überschobenen Einheiten und nahmen den von S herantransportierten Abtragungsschutt auf. Die Überschiebung erfaßte auch Teile der tertiären Sedimente. Ein minimaler Überschiebungsbetrag der Karawanken auf das Vorland läßt sich mit 4-5 km angeben. Extensionsrisse in Geröllen von Konglomeraten des Beckens deuten auf eine NE-SW bis NNE-SSW orientierte regionale Richtung von σ_3 . Zusammen mit der Orientierung der jungen Blattverschiebungen und Überschiebungen in den Karawanken ergeben sie eine NW-SE orientierte Richtung der Einengung.

Die NNW-SSE streichende dextrale Hochstuhl-Blattverschiebung durchschneidet die gesamten Karawanken und versetzt die Periadriatische Linie um mindestens 3 km. Der Versatz an der Hochstuhl-Blattverschiebung nimmt scheinbar nach S hin zu, wird also westlich der Blattverschiebung vor der Karawankenfront wahrscheinlich durch Hebung über einer blinden Sohlüberschiebung kompensiert. Dort liegt an der Oberfläche nur geringmächtiges älteres Tertiär der Rosenbacher Kohleschichten und kristallines Basement des Ostalpins vor, während östlich davon die mächtigen Sattnitzkonglomerate (jüngstes Tertiär) auftreten. Weiter im Vorland läuft die Hochstuhl-Blattverschiebung in eine konvergente Übergangszone ein, in der Kristallin bzw. mesozoische Sedimente mit ihrer tertiären Bedeckung nach N überschoben wurden. Gegen W geht diese Übergangszone in die dextrale Gegendtal-Blattverschiebung über.

Da stellenweise glaziale Ablagerungen von NNW-SSE streichenden Brüchen versetzt werden und Extensionsrisse in Geröllen glazialer Ablagerungen dieselbe Orientierung zeigen, ist anzunehmen, daß auch der schräg-dextrale Bewegungstransfer an der Hochstuhl-Blattverschiebung bis heute anhält.

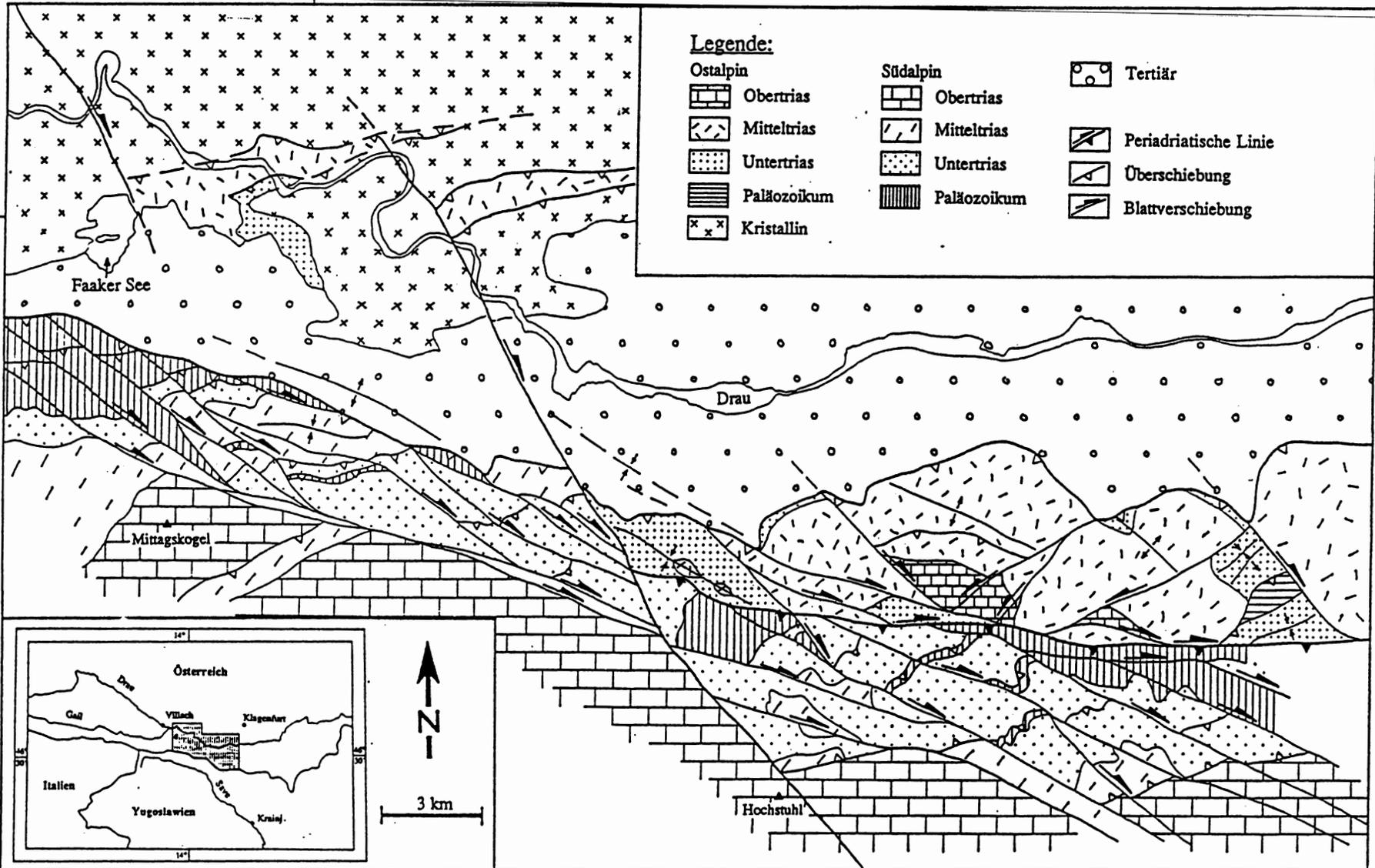
14°

46°

35'

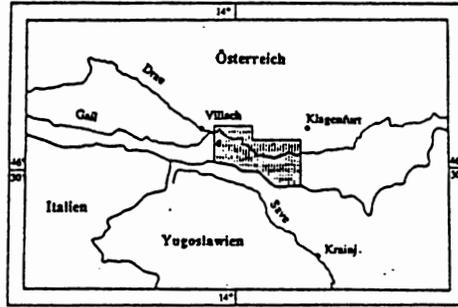
46°

35'



Legende:

- | | | |
|-----------------|-----------------|-----------------------|
| Ostalpin | Südalpin | Tertiär |
| Obertrias | Obertrias | Periadriatische Linie |
| Mitteltrias | Mitteltrias | Überschiebung |
| Untertrias | Untertrias | Blattverschiebung |
| Paläozoikum | Paläozoikum | |
| Kristallin | | |



14°

DIE TEKTONISCH- METASOMATISCHE ENTSTEHUNG DER LEUKOPHYLLITE

Walter PROCHASKA*, Max BICHLER** und PeterPREISS*

*Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität, A-8700 Leoben

** Atominstitut der österreichischen Universitäten, Schüttelstraße 115, A-1020
Wien

EINLEITUNG

Obwohl der Begriff "Leukophyllit" nur sehr unzureichend definiert ist, wird er sehr häufig für Quarz-Muskovit-Chloritgesteine unterschiedlicher Genese verwendet. Besonders in den Ostalpen wird die Diskussion um diese Gesteine schon seit STARKL (1983) geführt. Es wird hier vorgeschlagen, den Begriff "Leukophyllit" nur für jene seltenen Muskovit-Chlorit-Quarzgesteine zu verwenden, die in Störungszonen unter hydrothermalelem Einfluß entstehen.

Die wichtigste Frage zur Genese betrifft die Mobilität und Herkunft des Mg. Es werden zwei verschiedene Entstehungsmöglichkeiten für diese Gesteine in Betracht gezogen:

1. Tektonisch-metamorphe Entstehung: Scherzonen in Orthogesteinen (Phyllonite)

a: Metasomatische Entstehung durch Mg-Zufuhr und Abtransport von Na, K, Ca, Fe etc. (VENDEL 1972, MODJTAHEDI und WIESENER 1974, MOREAU 1981)

b: Relative Anreicherung von Mg durch Abtransport anderer Hauptelemente in Störungszonen (PROCHASKA 1986).

2. Sedimentäre Entstehung durch Metamorphose eines Mg- und Al-reichen Sediments unter isochemischen Bedingungen (LELKES-FELVARI et al. 1982, FASEKAS et al. 1975).

GEOGRAPHISCHE UND GEOLOGISCHE POSITION DER LAGERSTÄTTE

Es soll hier die tektonisch-metamorphe Entstehung der Leukophyllite anhand der Lagerstätte Weißkirchen (Stubalpe/Steiermark) erläutert werden. Der Bergbau befindet sich im Kotgraben im Gemeindegebiet von Kleinfeldstritz etwa 10 km SE von Zeltweg. Leukophyllit wird hier ausschließlich im Untertageabbau gewonnen und in Weißkirchen aufbereitet und verarbeitet. Die Lagerstätte liegt im Bereich des Gneis-Komplexes des Gleinalmkristallins und wird von einer etwa 20 m mächtigen Scherzone gebildet mit generell Paragneis im Liegenden und im Hangenden. In diesen Paragneisen treten Augengneislagen auf, die allerdings im unmittelbaren Lagerstättenbereich nicht aufzufinden sind. Die tektonisierte Zone liegt flach und fällt mit ca. 20° nach SE ein. Basische Gesteine, die in dieser Serie häufig vorkommen (Bändergneise, Amphibolite), treten im Bereich der Lagerstätte nicht auf.

Nach FRANK et al. (1976) ist für die Bildung der tiefsten Einheit ein Alter von 500 mio. Jahren anzunehmen (Gleinalm). NEUBAUER (1988) stellt die Bildung des Kernkomplexes und die Ophiolitbildung in das Präkambrium.

PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DER GESTEINE DER LAGERSTÄTTE

Hydrothermal alterierte Gesteine

Der Typ der hydrothermalen Alteration, die die Bildung der untersuchten Leukophyllite verursachte, entspricht einer Serizitisierung bzw. in einem fortgeschrittenem Stadium einer Chloritisierung. Es erfolgte dabei meist eine vollständige Rekrystallisation. Es können zwei Haupttypen von Leukophylliten unterschieden werden:

- a. ein Chlorit-dominierter Typ
- b. ein Quarz-Muskovit-dominierter Typ.

Eine exakte Unterscheidung dieser beiden Typen ist nur in ihren Endgliedern möglich. Häufig findet man Übergänge zwischen diesen beiden. Generell sind aber die liegenden Bereiche (5 bis 7 m) dem Chlorit-reichen Typ zuzuordnen, während die hangenden Teile der Lagerstätte von hellen, quarzreichen Leukophylliten gebildet werden.

Chloritschiefer

Dieses Gestein tritt im Liegenden der Lagerstätte auf und ist dadurch gekennzeichnet, daß der Chloritgehalt annähernd 100% erreichen kann. Dieser Gesteinstyp weist eine ausgezeichnete Schieferung auf. Zumindest zwei Arten dieser Chloritschiefer können unterschieden werden, die in der Folge beschrieben werden. Beide Typen bestehen fast ausschließlich aus Chlorit während Muskovit völlig fehlt.

a: Neben Chlorit treten hier Disthen in einige mm großen idiomorphen, syn- bis postkinematischen Kristallen und kleine idiomorphe Rutil auf. Sehr untergeordnet ist Zirkon zu finden, Apatit fehlt allerdings gänzlich in diesem Typus der Chloritschiefer.

b: Dieser Typus ist durch das häufige Auftreten von kurzsäuligen, idiomorphen Apatiten gekennzeichnet, während Disthen völlig fehlt. Die Rutil treten hier in runden Aggregaten auf, der Rutilgehalt kann in diesem Gesteinstyp einige % betragen.

Quarz-Chlorit-Muskovit-Schiefer

Bei diesen Leukophylliten ist Quarz mit einem Anteil von bis zu 60% Hauptgemengteil. Die sehr unterschiedlich großen Quarzkörner sind untereinander stark verzahnt, dieses Quarzgefüge wird von durchgehenden Chlorit-Glimmerlagen durchzogen. Typisch ist eine intensive Verwachsung von Chlorit und Muskovit, die parallel zur Basisfläche erfolgt. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon, Rutil und Disthen auf.

Albit-Chlorit-Muskovit-Gneis

Auch dieses Gestein erfuhr während der hydrothermalen Prozesse eine vollständige Rekrystallisation. Die Textur der Feldspatblasten ist syn-bis posttektonisch, sie treten quer zur Schieferung auf, zeigen aber häufig deformierte Zwillinglamellen.

Die Nebengesteine der Lagerstätte (Para- und Orthogneise)

Der Paragneis unmittelbar aus dem Liegenden der Lagerstätte führt als Hauptgemengteile Quarz, Plagioklas, Granat und Biotit. An retrograden Umwandlungen ist in diesen Paragneisen eine deutliche Chloritisierung der Biotite und auch der Granate zu

bemerken. In den Paragneisen findet man häufig Lagen von metasomatischen Gneisen mit granitischer Textur, die auf intensive Feldspatblastese zurückzuführen ist.

GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN

Haupt- und Spurenelemente

Alle Elemente (auch die "stabilen Elemente") waren einer unterschiedlich starken Mobilisation unterworfen. Im Zuge der Leukophyllitbildung kam es zu einem Abtransport von Si, Fe, Ca, Na und Sr. Die Elemente Al, Mg und teilweise auch K erfuhren z.T. eine beträchtliche Anreicherung. Es scheint, daß sich diese Elemente während der Alteration "stabiler" als andere Komponenten verhielten (besonders Al) und so relativ angereichert wurden.

Die positive Korrelation von Al und Mg demonstriert das sehr ähnliche Verhalten der beiden Elemente bei der Alteration, während diese Elemente mit den leichter mobilisierbaren (z.B. mit Si) gute negative Korrelationen zeigen. Diese Trends sprechen eindeutig für einen Abtransport der meisten Hauptelemente im Zuge der Leukophyllitbildung, während sich die stabilen Elemente (einschließlich Mg) durch diesen Mechanismus anreichern.

Selten-Erd-Elemente (SEE)

Die SEE-Verteilungen in den nicht alterierten Gneisen aus dem Nebengestein zeigen einen deutlichen Abfall bei den LSEE.

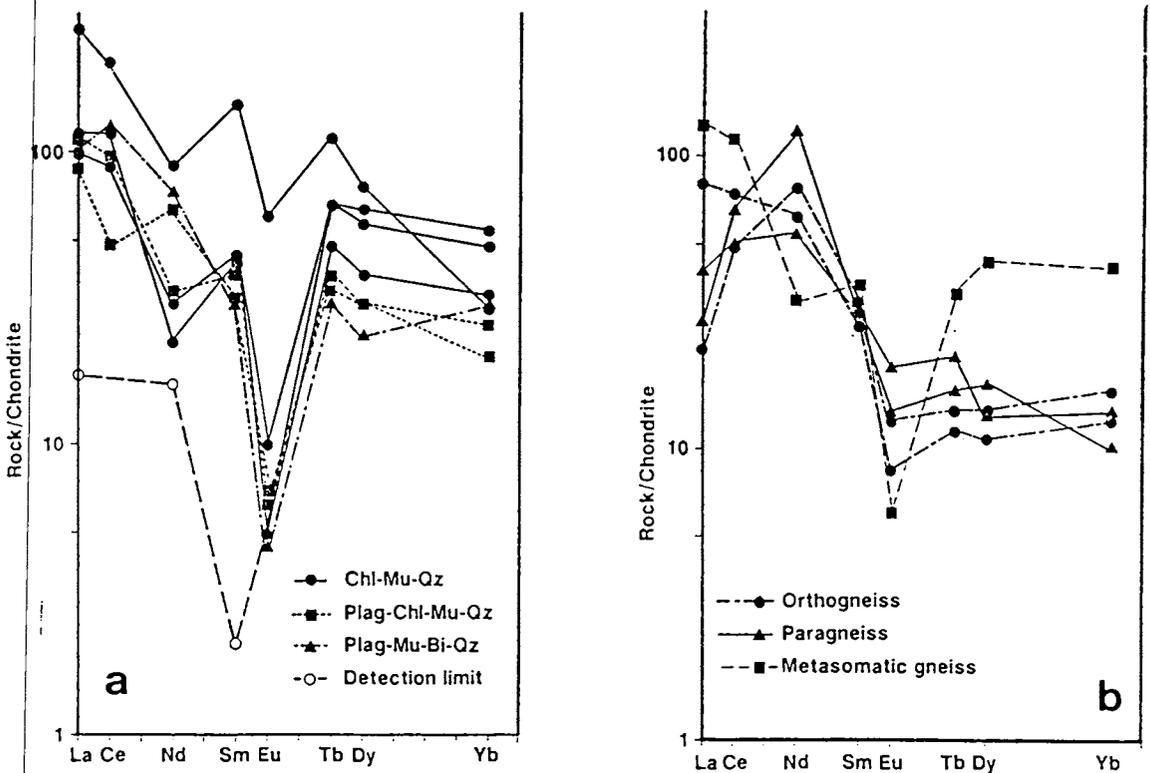


Abb.1.: Die chondritnormierten SEE-Verteilungsmuster von Leukophylliten und deren Ausgangsgesteinen aus der Lagerstätte Weißkirchen.

Es tritt keine nennenswerte Eu-Anomalie auf ($\text{Eu/Sm} = 0.122$ bis 0.246). Das Verteilungsmuster der SSEE bei dieser Gesteinsgruppe ist flach.

Alle untersuchten Proben aus den hydrothermal alterierten Bereichen (Abb.1b) zeigen sehr ähnliche SEE-Spektren. Die Gehalte an LSEE der Leukophyllite weisen im Vergleich zum Ausgangsgestein keine gravierenden Änderungen auf und zeigen einen starken Abfall von La zu Sm, während die SSEE eine starke Anreicherung erfahren. Eine Ausnahme bildet der chloritreiche Disthen-führende Leukophyllit, der an LSEE völlig verarmt ist. Dieser Typus wird für das am stärksten alterierte Gestein gehalten.

Die Gehalte an SSEE sind bei den Leukophylliten im Gegensatz zum Nebengestein 3- bis 4-fach erhöht ($\Sigma \text{SSEE}_{\text{CN}}=134.1$). Die stärker alterierten chloritreichen Gesteine weisen höhere SSEE-Werte auf als die quarzreichen Leukophyllite. Das wohl auffälligste Merkmal bei dieser Probengruppe ist aber eine sehr starke negative Eu-Anomalie, die bei ausnahmslos allen untersuchten Proben zu finden ist. Bemerkenswert ist, daß diese Mobilisation und der fast totale Abtransport von Eu auch bei den feldspatführenden Albit-Chlorit-Muskovit-Gneisen zu finden ist. Das bei der Alteration aus den primären Feldspäten freigesetzte Eu^{2+} war offensichtlich bei der Albitblastese bereits aus dem System entfernt. Das Eu/Sm Verhältnis liegt hier bei einem Mittelwert von 0.0817 . Die metasomatische Albitblastengneise aus den hangenden Paragneisen zeigen dieselben SEE-Verteilungsmuster wie die Leukophyllite.

Der SEE-Chemismus der einzelnen Mineralphasen wurde an separierten Chlorit-Muskovit-Apatit- und Rutilkonzentraten untersucht. Die SEE-Verteilungsmuster der Chlorite zeigt allgemein einen Abfall zum schwereren Ende des Spektrums. Die Absolutgehalte an SEE in den Chloriten steigen mit dem Grad der Alteration. Apatit und Rutil haben hohe SEE-Gehalte, die eher flachen Spektren weisen schwach negative Eu-Anomalien auf.

ERGEBNISSE UND DISKUSSION

Die Leukophyllitbildung in der Lagerstätte Kleinfelstritz ist das Ergebnis einer hydrothermalen Alteration in einer etwa 30m mächtigen horizontal liegenden Störungszone altpaläozoischen(?) Alters. Die vertikalen Sulfid-führenden Störungen in diesem Abschnitt des ostalpinen Kristallins wie z.B. die ehemalige Gold-Arsenikieslagerstätte im Kotgraben nahe der Leukophyllitlagerstätte dürften auf jüngere Hebungen und vertikale Bewegungen zurückzuführen sein.

Das kohärente Verhalten der stabilen Elemente Al, SSEE und Mg läßt die relative Anreicherung dieser Elemente durch den Abtransport der anderen Hauptkomponenten sehr wahrscheinlich erscheinen. Da Mg aber überproportional stark angereichert ist, kann man eine hydrothermale Zufuhr dieses Elements nicht ausschließen. Als Mg-Quelle kämen in diesem Fall tieferliegende Amphibolite in Frage, oder das Mg wird bei der Chloritisierung der Biotite im Nebengestein freigesetzt. LSEE, Eu, Ca, Sr, etc. waren in diesen hydrothermalen Lösungen jedenfalls nicht in nennenswertem Umfang verfügbar, da sie sonst in die neugebildeten Hellglimmer bzw. Feldspäte eingebaut worden wären.

DEFORMATION STAGES AND TECTONIC STYLES OF THE CENTRAL
WESTERN CARPATHIAN CRYSTALLINE /TATRIC AND VEPORIC/

Ľarian PUTIŠ, Department of Mineralogy and Petrology,
Faculty of Science, Comenius University, Mlynská dol.,
CS-842 15 Bratislava, Czechoslovakia.

The Western Carpathian crystalline complexes are mainly
of Lower-Paleozoic age with Varisan granitoids.

Hercynian fold-cleavage tectonic style is common for
lower-degree metamorphosed crystalline complexes.

Tectonic style of open macrofolds in middle- and higher-
degree metamorphites was modified to brachystructures
around late-kinematic granitoid bodies of the tatric zone.

Late-Hercynian nappe structures were distinguished in
veporic zone. Biotite up to biotite-garnet zone granitoid
blastomylonites with E-W trending stretching lineation
accompany the ductile overthrust plane of granitoids onto
diaphoritized middle-degree metamorphites. The overthrust
plane is dipping towards the S after the Alpine folding.

The forming of Hercynian nappes was followed by Late-
hercynian dextral strike slip that left a fan-shaped
course of steep metamorphic schistosity with steep fold
axes in the southwestern tatric zone.

The crystalline rocks were incorporated into Paleozoic
nappes with an internal tectonic style of sheared
recumbent folds in ductile-brittle conditions.

Fold-thrust up to klippen tectonic styles with
deformation bands perpendicular to stretching lineation
are products of Paleogene folding followed by ENE-WSW
antithetic dextral strike slips related to the general
ENE-SSW sinistral ones.

KORRELATION GEOCHEMISCHER UND ZIRKONTYPOLOGISCHER UNTERSUCHUNGEN AN ZENTRALGNEISEN DES ZENTRALEN TAUERNFENSTERS (PENNINIKUM, OSTALPEN) [POSTER]

K. Reicherter & R. Fimmel

Institut für Geologie der Universität Tübingen, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen

Im zentralen Teil des Tauernfensters (Krimmler Achental, Obersulzbachtal) wurden 20 verschiedene Zentralgneistypen auf Haupt- und Spurenelemente (RFA) analysiert und an 10 der Proben zirkontypologische Untersuchungen nach PUPIN (1980) durchgeführt.

Der bisher stratigraphisch zu altpaläozoischen Gesteinen der Knappenwandmulde gestellte Knappenwandgneis weist die gleiche Spurenelementverteilung und dieselben Zirkonpopulationen wie der variszische Porphyrgneis der Südlichen Sulzbachzunge und die Tonalite des Venedigerkerns auf. Für den Knappenwandgneis wird deshalb ebenfalls ein variszisches Intrusionsalter vermutet. Die Zirkonpopulationen dieser Granitoide belegen im Typologiediagramm von PUPIN einen kalkalkalinen Trend mit einem Maximum bei S-Typ-Zirkonen. Diese Zentralgneistypen werden als Kollisionsgranitoide interpretiert, die sich anatektisch aus low- bis high-K-kalkalkalinen prägranitoiden Inselbogenmagmatiten der Storzformation (VAVRA 1989) gebildet haben.

Im Gegensatz dazu stehen die Granitoide der Habachzunge, der Nördlichen Sulzbachzunge und des Aplits Typ Reichenspitze (KARL 1959). Eine starke Zr-Abreicherung und ein hohes Nb/Zr-Verhältnis sind auf eine fraktionierte Kristallisation einer anatektischen Minimumschmelze zurückzuführen. Mit einem Maximum bei P-Typ Zirkonen zeichnen sie den Trend für hybride subalkaline Granite nach.

Literatur:

KARL, F. (1959): Vergleichende petrographischen Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. - Jb. Geol. B.-A., 102, 1-192; Wien.

PUPIN, J.P. (1980): Zircon and Granite Petrology. - Contrib. Min. Petr., 73, 207-220.

VAVRA, G. (1989): Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen - Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie. - Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, 6, 150 S.

Zur Genese von Weißschiefern im Raabalpen-Kristallin - Hinweise auf N-gerichtete Überschiebungstektonik

Helmut REINDL

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-
Universität, Heinrichstraße 26

Im Raabalpen-Kristallin des Unterostalpins der östlichen Ostalpen treten Weißschiefer oder Leukophyllite an den Grenzen von Orthogneisen zu Paragneisen bzw. innerhalb verschiedener Gesteinseinheiten auf.

Die Orthogneise (vorwiegend Augengneise) als auch die Leukophyllite zeigen eine ähnliche Kinematik. Die Schieferung liegt generell flach, die Streckungslineation streicht NNE-SSW. Rotationale Deformation dominiert. Im Handstück beobachtbare Schersinnkriterien (z.B. asymmetrische Druckschattenhöfe um Feldspat-Augen) weisen unzweifelhaft eine Nordüberschiebung der Hangendanteile über das Liegende aus.

Die Messung der Quarz-c-Achsen ergibt an beiden Gesteinen folgendes Bild: Meist handelt es sich um ausgeprägte N-S-verlaufende Kreuzgürtel, die sich aber in der Entwicklung ihrer Maxima unterscheiden. Während bei den Augengneisen meist die Maxima II und III ausgebildet sind, so haben die Leukophyllite stets ein ausgeprägtes Maximum in Y. Dieser Umstand läßt sich nicht unbedingt mit dem allseits beobachteten Nordschub vereinbaren, würde es nicht im Gelände bereits deutliche Hinweise auf sekundäre Abschiebung gegen Ost geben. Diese Abschiebungen sind besonders stark an den leicht deformierbaren Leukophylliten ausgebildet. Es kommt nach der Nordüberschiebung zu lokalen Abschiebungen gegen Ost, ohne daß dabei eine zweite Streckungslineation deutlich ausgebildet wird. Trotzdem scheinen aber die Quarz-c-Achsen der Leukophyllite in diese Richtung einzurotieren. Der Abschiebungstrend ist auch an

den Augengneisen in Form von Scherbändern zu beobachten, nur sind diese wesentlich schwächer ausgebildet als an den Leukophylliten.

Ein weiterer makroskopischer Hinweis auf eine nordgerichtete Überschiebung während alpidischer Orogenese ist die Ausbildung von Knickfalten mit Ausrichtung der Faltenachsen in E-W-Richtung und nordvergenten Achsenflächen. Die Knickfalten sind sowohl an den Leukophylliten, als auch an den Augengneisen stark ausgeprägt. Damit läßt sich ein an beiden Gesteinen ausgebildetes Strukturmerkmal einer Auswertung zuführen. Die Bildung der Knickfalten ist als letzter kühler Akt der Nordüberschiebung zu sehen.

Die Genese von Leukophyllit aus den Orthogesteinen setzt ebenfalls keine besonders hohen p-T-Bedingungen (3-4 kbar und ca. 450° C) voraus. Es ist daher anzunehmen, daß die Bildung der Leukophyllite und der den besprochenen Gesteinen aufgeprägten Strukturen einem Ereignis zugordnet werden können.

Außer den gemeinsamen Strukturmerkmalen spricht auch noch der vergleichbare Mineralbestand beider Gesteine für eine Genese der Leukophyllite aus den Orthogesteinen. Wohl ist der Bestand an Feldspäten in den Leukophylliten meist vollständig in Quarz und Hellglimmer umgewandelt, aber die umwandlungsbeständigen Schwerminerale z. B. Apatit, Turmalin, Zirkon sind in beiden Gesteinen in gleichem Maße zu beobachten.

Aufgrund dieser Beobachtungen müssen sich die Leukophyllite unter Einwirkung von erhöhtem Fluiddurchsatz in primär vorhandenen Schwächezonen aus Orthogesteinen gebildet haben. Im Zuge der N-gerichteten Überschiebung fungierten diese Zonen als bevorzugte Gleitbahnen. Somit konnte für westlichen Bereich des Raabalpen-Kristallins der Beweis einer **Nordüberschiebung** erbracht werden.

MAGNETIC FABRIC ANALYSIS AT THE DANUBE FAULT,
WESTERN PART OF BOHEMIAN MASSIF IN AUSTRIA.

Johannes REISINGER, Institut für Geophysik,
Montanuniversität, Franz Josef-Str. 18, A-8700 LEOBEN.

Studies of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) have been carried out at the Hercynian (NW-SE) striking Danube Fault in Oberösterreich. The area investigated belongs to the Western part of Bohemian Massif in Austria.

Rocks of varying degree of deformation - protomylonites of (high grade metamorphic - anatectic) Perlgneis with rare intercalations of fine-grained paragneiss - as well as mesoscopically undeformed granites have been sampled in two sections. Profile A containing the metamorphic rocks runs parallel to the Danube Fault, whereas the granite-sites build up a normal section B.

The exclusively prolate AMS-ellipsoids of the gneisses (A) show an excellent correlation with the mesoscopic fabric observed in the outcrops, magnetic foliation lying parallel to cleavage planes and maximum-axes of AMS-ellipsoids corresponding to stretching lineation.

The same shape and orientation of AMS-ellipsoids has been found for the granites in the normal section (B) in spite of the sites' distance from the Danube Fault being up to several kilometers.

This yields as a result that AMS-analysis can be

considered as a helpful instrument in detecting the range of influence of a fault zone.

Klaus-J. Reutter & Ekkehard Scheuber,
 Institut für Geologie, Altensteinstr. 34 A, D-1000 Berlin 33

Einleitung

Die strukturelle Entwicklung der zentralen Anden vom Beginn des Juras bis heute wird durch Plattenkonvergenz geprägt. Der magmatische Bogen ist ein Gebiet, das hierbei stark deformiert werden kann (Magmatic-Arc-Tektonik, Reutter & Scheuber 1988). Für das Ausmaß und die Kinematik der Deformationen im magmatischen Bogen sind folgende Parameter bei der Konvergenz entscheidend: Die *Konvergenzrate* steht in direktem Zusammenhang mit dem Grad der Kopplung der Platten und damit mit dem Ausmaß der Deformationen in der Oberplatte. Die *Subduktions-schiefe* modifiziert das Stressfeld, sie verursacht Orogen-parallele Seitenverschiebungen; bei einer Schiefe von 45° gibt es nur Orogen-parallelen Simple Shear, bei 0° Orogen-normale Einengung, dazwischen Transpression, bei >45° entsteht Transtension, da sich eine Komponente Orogen-normaler Ausdehnung einstellt. Ob es zu Ausdehnung oder Einengung kommt wird weiterhin bestimmt durch *Subduction Rollback*, d.h. der Differenz in Geschwindigkeit und Bewegungsrichtung zwischen Oberplatte und Trench. *Einfallwinkel*, *Unebenheiten*, und Sedimentbelag der subduzierten Platte sind weitere Parameter, welche die Kopplung zwischen den Platten beeinflussen.

In den Anden Nordchiles verschob sich der magmatische Bogen seit dem Jura in Form von vier Arc-Zyklen nach E: seit dem Miozän hat er seine heutige Position in der Westkordillere (Zyklus 4, Tabelle), in Oberkreide und Paläogen befand er sich in der chilenischen Präkor-

Arc-Zyklus (Ma)	Konvergenzrate Maximum bei (Ma)	Konvergenz- schiefe (°)	Eigenschaften der subduzierten Platte			Subduction rollback
			Unebenheiten	Eintauchwinkel	Alter	
4 (25-0 Ma)	8-14 cm/a 20-10	20-0° dextral	ja, aber keine Kollision mit seamounts	30°	45 Ma	entfällt
3 (70-35 Ma)	0-14 cm/a 49-42	30° dextral	?	?	?	?
2 (105-80 Ma)	?	40-50° sinistral	?	?	?	?
1 (200-128 Ma)	?	>50° sinistral	?	?	?	?

Tabelle: Darstellung von aus Plattenrekonstruktionen ermittelten Parametern bei der Plattenkonvergenz am W-Rand Südamerikas (nach Bazzangi & Isacks 1976, Pardo-Casas & Molnar 1987 und Zonenshayn et al. 1984).

dillere (3), in der "Mittel"-Kreide im Längstal (2), in Jura und Unterkreide in der Küstenskordillere (1). In der Tabelle sind die aus geophysikalischen Daten ermittelten Rekonstruktionen der Plattenkonfigurationen für den SE-Pazifik dargestellt. Die Angaben werden naturgemäß für die älteren Zeitabschnitte sehr spärlich und fehlerhaft. In allen Bögen läßt sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen Magmatismus und Deformation feststellen, beim "Mittel"-Kreide Arc gibt es jedoch zu wenige Daten als daß gesicherte Aussagen gemacht werden können.

Der miozän-holozäne Arc

Die Vulkanbauten der Westkordillere sitzen dem nichtvulkanischen Gebirge auf einem Hochplateau in ca. 4200 m Höhe auf und erstrecken sich von der scharf ausgebildeten vulkanischen Front der heutigen Westkordillere vereinzelt bis in die Ostkordillere. Die Tektonik wird besonders in den nicht oder nur wenig von Vulkaniten eingenommenen Randbereichen der Westkordillere deutlich. Schwab (1985) beschrieb aus der Puna sog. Keilhorste und Keilgräben, die eine intensive Einengung (14%) an steilen, teils nach W, teils nach E einfallenden Störungen erkennen lassen. Diese Strukturen sind nicht über einer weitreichenden Überschiebung wie im Fold and Thrust-Belt entstanden. Sie sind vielmehr das Ergebnis einer Pure-Shear-Einengung, die, wie die Verknüpfung mit vulkanischen Fördergängen zeigt, auch das Basement umfaßt. Neben diesen Störungen durchziehen auch anders geartete und anders gerichtete Brüche den heutigen Arc. Ein kleiner Scherbruch östlich des Salar de Atacama läßt sinistrale Scherung erkennen. Eine entsprechende Schiefe ist jedoch nicht rekonstruiert worden. In Übereinstimmung mit der aktuellen hohen Konvergenzrate ohne ausgeprägte Schiefe ist die kompressive Deformation de Arc-Bereiches, seine starke Heraushebung sowie die in den Strukturen des Subandins dokumentierte Überschiebung des gesamten Andenblocks auf das östliche Vorland.

Der oberkretazisch-paläogene Arc

Die Laven dieses Zeitabschnittes liegen diskordant auf dem tieferen Untergrund der Päkordillere und kennzeichnen diese als damals unter kompressivem Stress stehendes Hochgebiet. Es wurde im Osten durch ein Backarcbecken mit großen Mächtigkeiten überwiegend kontinentaler Sedimente, also ein Gebiet mit Krustendehnung, begrenzt. Das Grundgebirge der Präkordillere ist dort in mehreren Antiklinalzügen aufgefaltet und über das Deckgebirge aufgepreßt worden. Die Vergenzen, weisen teils nach W, teils nach E. Im Endstadium dieses Arcs, im Obereozän, entwickelten sich im Anschluß an die Faltung lange Orogenparallele dextrale Seitenverschiebungen, die an vertikalen Faltenachsen, asymmetrischen Bruchmustern und stratigraphischen Diskonti-

nuitäten an Störungen (z.B. Falla Oeste) eindeutig zu erkennen sind. Ebenfalls in dieses Endstadium (Inkaische Phase) fällt die Entwicklung eines weit in den Backarcbereich hineinreichenden Fold and Thrust Belts. Während die Strukturen des Arcs wegen ihrer doppelten Vergenz und Verbindung mit dem Magmatismus als eine Einengung durch Pure Shear betrachtet werden können, sind die des Backarcs sicher durch eine ost-vergente weite Krustenüberschiebung und damit Simple Shear hervorgerufen. Die Rekonstruktion der Plattenbewegung dieses Zeitabschnittes findet in den Strukturen des Arc ihre volle Entsprechung.

Der mittelkretazische Arc

Die Laven dieses Arcs wurden westlich der Präkordillere in einem Senkungsbereich gefördert, der sich aus dem Backarcbecken des jurassisch - unterkretazischen Arcsystems entwickelte. Strukturen Orogen-normaler Einengung sind zu beobachten, Orogen-parallele Schertektonik ist bislang nicht bekannt geworden, ist nach den Plattenrekonstruktionen jedoch zu erwarten.

Der jurassisch unterkretazische Magmatic Arc

Für den jurassisch-unterkretazischen Arc lassen sich aufgrund von Plattenrekonstruktionen nur Angaben über die Subduktionsschiefe machen, die in der Unterkreide zu erheblichen sinistralen Bewegungen entlang des Atacama-Störungssystems führte (Scheuber & Andriessen 1990). Aus den folgenden Strukturen läßt sich schließen, daß eine Orogen-normale Ausdehnung gab: (1) Die bis 10 km mächtigen Arc-Vulkanite wurden im Niveau des Meeresspiegels abgelagert, (2) eine Vertiefung des marinen Backarc Beckens in Richtung Arc (Gröschke et al. 1988), (3) ein ausgeprägtes Schwerehoch im Restfeld (Götze et al. 1988) verbunden mit hohen seismischen Geschwindigkeiten in geringer Tiefe (Wigger et al. 1988). Aus der intensiven Arc Tektonik in der Küstenkordillere ergibt sich, daß zumindest in Oberjura und Unterkreide die Konvergenzrate relativ hoch und die Kopplung zwischen Unter- und Oberplatte stark war. Die Dehnung kann somit am ehesten mit der Subduktionsschiefe von $>45^\circ$ erklärt werden. Unebenheiten auf der subduzierten Platte können eine Ursache für die starke Hebung der Küstenkordillere in der Unterkreide sein. Unsicher ist die Bedeutung des Subduction Rollback für die Strukturen des jurassisch-unterkretazischen Arc, da die Bewegung Südamerikas nach dem Aufbrechen des Südatlantik jedoch in Richtung Pazifik und damit in die Richtung der Trenchbewegung gerichtet war, ist anzunehmen, daß dieser Faktor nicht für die Ausdehnung verantwortlich ist.

Schlußfolgerungen

Die in den beobachteten Strukturen sichtbare Übereinstimmung mit dem plattentektonischen Geschehen am Kontinentalrand zeigt, daß der Magmatic Arc ein Ort konvergenzgebundener Deformationen ist. Zwei Faktoren scheinen für diese Fokussierung der Deformation besonders bedeutend zu sein: (a) Ein erhöhter geothermischer Gradient. Für alle Arc-Stadien läßt sich ein Gradient von $>50^\circ/\text{km}$ rekonstruieren. Das bedeutet, daß die Spröd-duktil-Grenze bereits in ca. 5 km Tiefe erreicht ist. Kriechprozesse und das Fehlen einer Verformungshärtung werden ebenfalls in geringerer Tiefe wirksam als unter normalen Krustenbedingungen. (b) Das Vorhandensein von Schmelzen in unterschiedlichen Krustenniveaus. Diese haben eine drastische Schwächung der Kruste, sowie starke lokale Veränderungen im Stressfeld zwischen den geschmolzenen Partien zur Folge, außerdem wirken Schmelzen als Schmiermittel in Scherzonen. Einengung und Ausdehnung des Magmatic Arc können als Pure-shear-Deformation der Simple-Shear-Deformation an der Plattengrenze und im Backarc gegenübergestellt werden. Für die älteren Zeitabschnitte, in denen die Plattenrekonstruktionen unzuverlässiger werden, sind die beobachteten Strukturen ein wertvolles Instrument zur Rekonstruktion der plattentektonischen Situation. Darüber hinaus dokumentieren sich in den Strukturen kurzzeitige und/oder lokale Variationen des Stressfeldes, die durch über lange Zeiträume gemittelte paläomagnetische Plattenrekonstruktionen nicht erfaßt werden.

Literatur

- Barazangi, M. & Isacks, B.L. (1976): Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America.- *Geology*, 4: 686-692.
- Götze, H.-J., Schmidt, S. & Strunk, S. (1988): Central Andean gravity field and its relation to crustal structures.- In: Bahlburg, H.; Breitzkreuz, C. & Giese, P. (eds.): *The Southern Central Andes, Lecture Notes in Earth Sciences*, 17: 199-208.
- Gröschke, M., Hillebrandt, A.v., Prinz, P., Quinzio, L.A. & Wilke, H.-G. (1988): Marine Mesozoic paleogeography in northern Chile between 21° - 26° S.- In: Bahlburg, H.; Breitzkreuz, C. & Giese, P. (eds.): *The Southern Central Andes, Lecture Notes in Earth Sciences*, 17: 105-117.
- Reutter, K.-J. & Scheuber, E. (1988): Relation between tectonics and magmatism in the Andes of northern Chile and adjacent areas between 21° and 25° S.- V. Congr. Geol. Chileno Actas 1: A345-A363, Santiago.
- Scheuber, E. & Andriessen, P.A.M. (1990): Kinematic and geodynamic significance of the Atacama Fault Zone, northern Chile.- *J. Struct. Geol.* in press.
- Schwab, K. (1985): Basin formation in a thickening crust - the intermontane basins in the Puna and the Eastern Cordillera of NW-Argentina (Central Andes).- IV Congr. Geol. Chileno, 2: 138-158, Antofagasta.
- Wigger, P.; Araneda, M. & Röwer, P. (1988): Investigaciones sísmicas de refracciones en el Norte de Chile.- V Congreso Geológico Chileno, Actas: F185- F202, Santiago.
- Zonenshayn, L.P.; Savostin, L.A. & Sedov, A.P. (1984): Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 million years.- *Geotectonics*, 18: 181-195.

Anisotropy of magnetic susceptibility: the influence of metamorphism on magnetic mineralogy and magnetic fabric - limiting factors for quantitative strain analysis.

Carl Richter, Lothar Ratschbacher and Wolfgang Frisch,
Institut für Geologie, Universität, Sigwartstr. 10, D-7400 Tübingen

The relationships between the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), macroscopic structural features, preferred orientation of minerals, and finite strain were investigated in a section of increasing metamorphism in the Helvetic zone of the Central Alps. The study is restricted to pelitic material of the Upper Triassic Quartenschiefer formation which can be traced from the unmetamorphosed state in the Swiss Jura Mountains to medium grade metamorphic areas south of the Lukmanier region. The orientation of the AMS ellipsoid was found to agree well with the foliation (normal to k_{\min} , principal susceptibilities: $k_{\max} \geq k_{\text{int}} \geq k_{\min}$) and the stretching lineation (parallel k_{\max} , fig. 1). The behavior of isothermal remanent magnetization (IRM) and demagnetization curves reveals that the transition from hematite to magnetite as the magnetic carrier occurs near the stilpnomelane-out isograd, although hematite is thermally stable up to 550°C (fig. 2).

Form and magnitude of the susceptibility quadric can not be compared over the metamorphic isograds (fig. 3, 4).

Reduction of ferromagnetic minerals, changes in grain size, and metamorphic mineral growth affect the AMS, masking and overprinting the strain induced magnetic fabric. However, the principal directions of the susceptibility tensor remain remarkably constant in an approximate N-S orientation for k_{\max} throughout the investigated profile.

The degree of anisotropy ($P = k_{\max}/k_{\min}$) in the narrow zone of sedimentary rocks between Aar and Gotthard massif (Urseren-Garvera zone) is extremely high, reaching values up to $P = 9.5$. Alpine thrusting and tectonic reduction affected these rocks squeezed between the two basement massifs. The results are high strains and hence high susceptibility anisotropy.

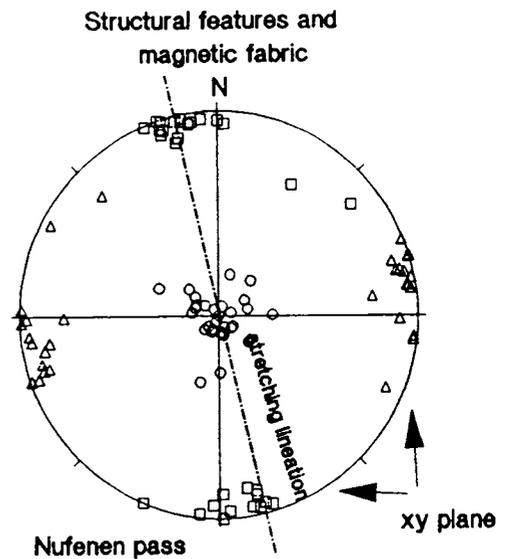


Fig. 1: Tilt corrected AMS and structural data from a low grade metamorphosed site.

In the Lukmanier region the classical fold test, applied to principal AMS axes, proves that magnetic fabric is related to a steeply plunging N-S oriented stretching lineation combined with a penetrative axial plane cleavage ("Phase B" of Chadwick 1968) and was not affected by later nonpenetrative folding around an E-W axis (Chadwick's "Phase V").

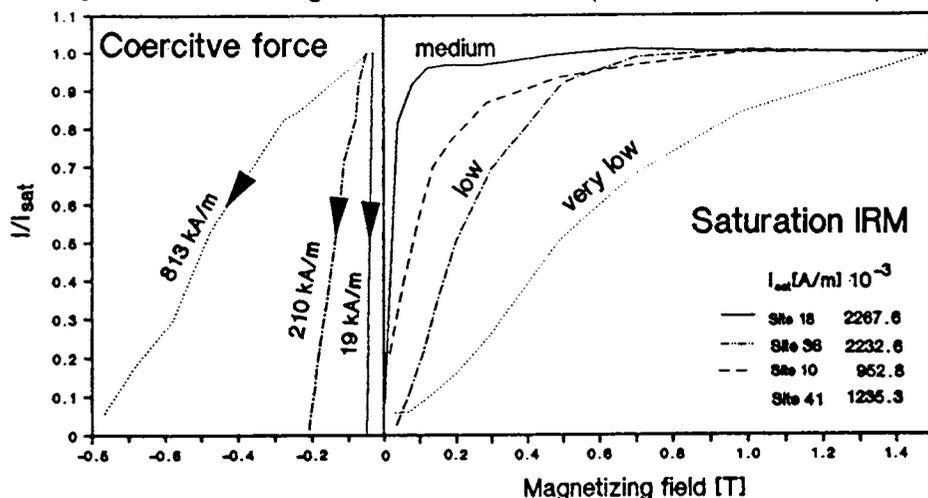


Fig. 2: Acquisition curves of isothermal remanent magnetization. Four representative specimens from different metamorphic grades are presented. Determination of remanent acquisition coercitive force is illustrated on left side.

The calculation of the maximum degree of anisotropy surface ("perfect aligned model", Borradaile 1987) can be used to distinguish between magnetic fabrics which originate from differences in mineralogical composition and those which originate from preferred orientation of minerals.

The maxima of density distributions of illite (001) and (020) X-ray goniometry pole figures show marked parallelism with the principal susceptibility directions (fig. 5). (001) reflexes coincide well with the direction of k_{\min} . This is to be expected, since minimum susceptibility of mica is normal to the crystallographic basal plane. Maximum susceptibility of the investigated specimens are parallel to the maximum of (020) poles. Though AMS is caused only subordinately by illite, a distinct

correlation between illite fabric, magnetic fabric, and macroscopic fabric is detected. March strains as evaluated from illite orientation data and principal susceptibilities exhibit

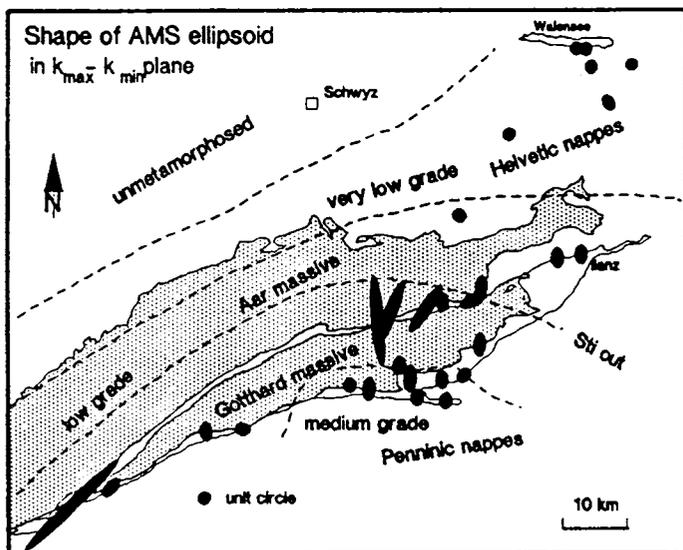


Fig. 3: Geological sketch map, site locations, and shapes of AMS ellipsoids. Stippled areas indicate pre-hercynian helvetic basement.

no quantitative correlation. Nevertheless, the oblate shape of both strain and AMS ellipsoids is similar indicating a strain regime in the field of flattening. Magnitudes of ellipsoid axes, however, are not taken as a quantitative estimate of finite strain.

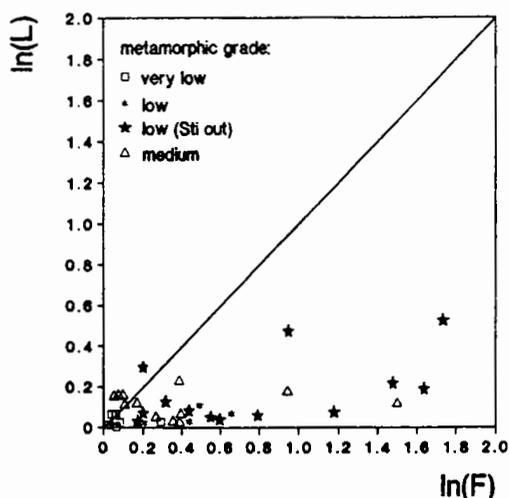


Fig. 4: Ellipsoid shapes in Flinn type diagram. Each point represents the site mean value of between 6 and 30 specimens, a total of 805 specimens. A relationship between metamorphism and AMS shape does not exist.

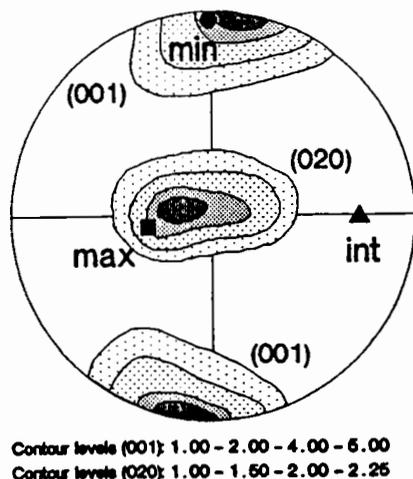


Fig. 5: Comparison between preferred orientation of illite (001) and (020) poles and orientation of principal susceptibility axes of the same specimens. All data are in specimen coordinates. Orientation of fiducial line: 195/71.

Literature:

Borradaile, G., 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility: rock composition versus strain, *Tectonophysics* , 138: 327 - 329.

Chadwick, B., 1968. Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, Central Switzerland, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79: 1123 - 1150.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks, *Tectonophysics* , 79: T63 - T67.

**EVOLUTION OF THE PENNINIC BASEMENT NAPPES
EAST OF THE LEPONTINE DOME (SWISS-ITALIAN ALPS):
A MODEL BASED ON KINEMATIC AND METAMORPHIC ANALYSIS**

By Uwe Ring

Institut für Geologie, Sigwartstr. 10, D-7400 Tübingen

The Penninic basement nappes (Suretta, Tambo, Adula) and the enveloping Bündnerschiefer (Fig.1) underwent polyphase alpine deformation and metamorphism.

During a first deformation phase (D1) the Suretta and Tambo nappe as well as the South Penninic Bündnerschiefer developed a pervasive foliation and stretching lineation. Associated thrusting was top-to-the-west under blueschist-facies conditions (T: 350-400°C, P: 8-10 kb for the Bündnerschiefer). Roughly contemporaneous the Adula nappe and parts of the North Penninic Bündnerschiefer suffered eclogite-facies metamorphism (T: 450-650°C, P: 12-22 kb in the northern part, Heinrich 1983). Peak temperatures postdate maximum pressures and widely destroyed the early structures. However, some N-S oriented stretching lineations marked by omphacite, glaucophane, kyanite and phengite may have developed during uplift (Heinrich 1983). A second deformation phase (D2) is characterized by N-S oriented thrusting and progressive large-scale refolding of the thrusts within the whole nappe pile during Tertiary high temperature metamorphism. The upper parts of the Suretta and Schams nappes (Fig.1 inset: right of dashed line) were backfolded and backthrusted towards the south, whereas their lower parts as well as the Tambo and Adula nappe were thrust and folded towards the north. D3 led to top-to-the-east directed thrusting and normal faulting under decreasing PT conditions.

Radiometric data to constrain the deformational events are scarce. Data of Liniger & Guntli (1988) and Ring et al. (1989) from the Penninic-Austroalpine boundary zone further to the east suggest that west-directed thrusting D1 commenced somewhere in the Upper Cretaceous or Lower Tertiary. The high temperature period occurred between 40 and 25 Ma (Merle et al. 1989) and D3 during and immediately after cooling of the Lepontine area, i.e. from 23 to 19 Ma in the Ticino area (Hurford 1986) and little later further to the east.

Based on models of Ratschbacher et al. (1987) and Ring et al. (1989) the following evolution is proposed: subduction of oceanic and continental crust commenced somewhere in the Cretaceous and caused high pressure metamorphism. Anticlockwise rotation of the Adriatic plate during the Cretaceous and Lower Tertiary led to west directed thrusting which began at the eastern end of the Eastern Alps (c. 130 Ma) and progressed westward (c. 90 Ma in the Arosa suture zone). The South Penninic Bündnerschiefer and the uppermost

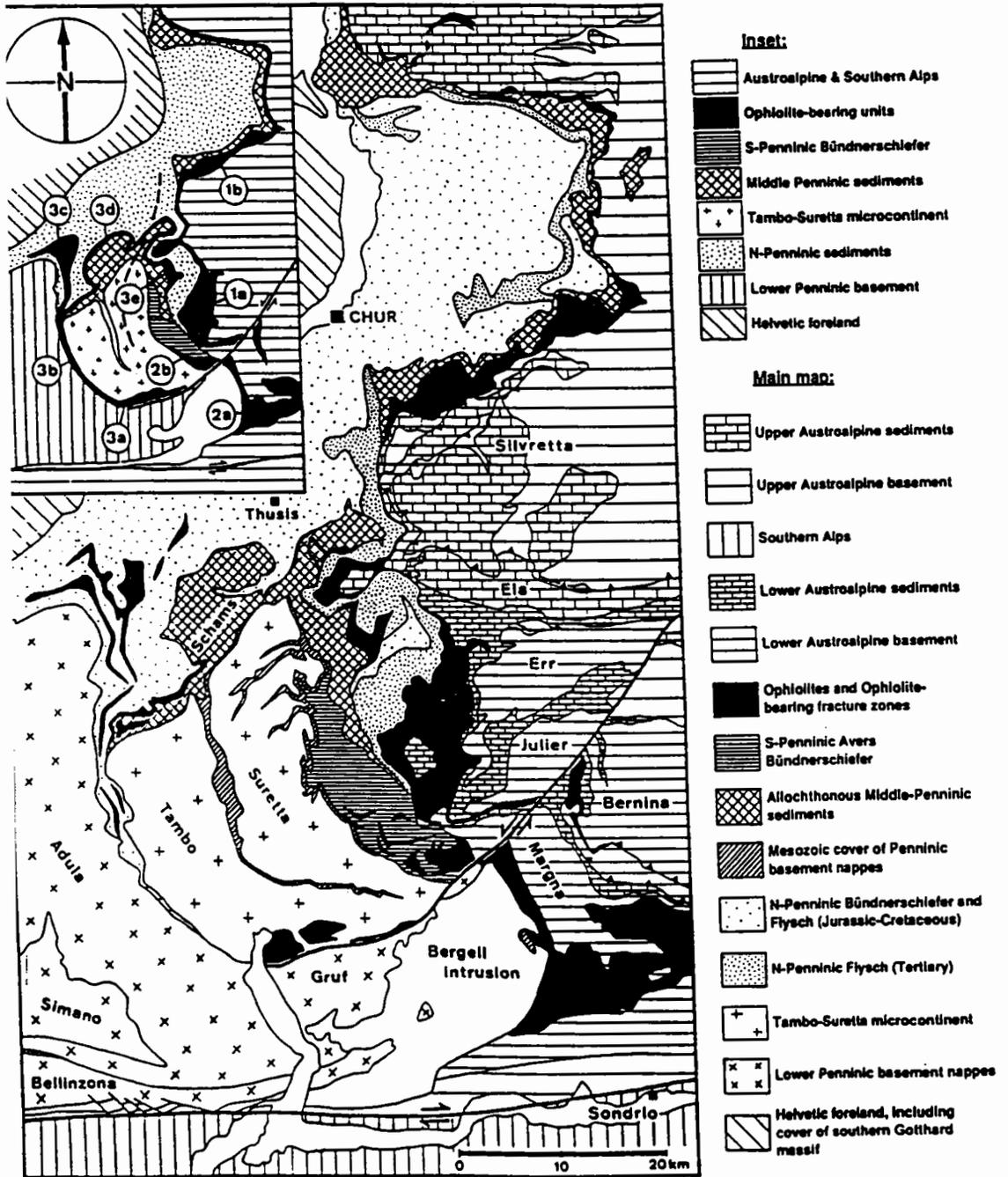
Penninic basement nappes (Suretta, Tambo) were later affected by this event (? uppermost Cretaceous or lowermost Tertiary). During the Tertiary the Adriatic plate moved northward and led to north directed thrusting and folding under decreasing pressure. Temperature remained virtually constant in the northern part of the study area, but increased towards the southwest reaching anatexis near the Insubric line west of Bellinzona. According to Schmid et al. (in press) and Merle & Guillier (1989), a velocity profile developed: the hotter lower parts moved faster towards the north than the cooler higher parts. Consequently the higher units depict a relatively south directed movement. This situation arose from intense post-collisional shortening across the southern steep belt and the associated Insubric line (Schmid et al. in press). Finally rapid uplift in the Lepontine area led to east directed extensional movements. Deformation was initially ductile in the west and changed to brittle through time and towards the east.

References

- Heinrich (1983): Diss. ETH Zürich.
Hurford (1986): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 413-427.
Liniger & Guntli (1988): *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 68, 41-54.
Merle & Guillier (1989): *Tectonophysics*, 165, 41-56.
Merle et al. (1989): *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, 153-171.
Ratschbacher et al. (1987): *Terra Cognita*, 7, 118.
Ring et al. (1989): *J. Geol. Soc. Lond.*, 146, 835-849.
Schmid et al. (in press): *Bull. Soc. Geol. France*.

Figure caption

Fig.1: Tectonic sketch map of eastern Switzerland (from Schmid et al. in press).



BEZIEHUNGEN ZWISCHEN DEM INKOHLUNGSBILD INNERALPINER TERTIÄRBECKEN UND DER JUNGALPIDISCHEN GEODYNAMIK DER OSTALPEN

Reinhard F. SACHSENHOFER

Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität, A-8700 Leoben

EINLEITUNG

Der Inkohlungsgrad organischer Substanz steigt mit zunehmender Temperatur und wird auch durch die Zeitdauer der Temperatureinwirkung beeinflusst. Der Inkohlungsgrad ist damit ein geeignetes Paläogeothermometer. Ein gut geeigneter Inkohlungsparameter ist die mittlere Huminit/Vitrinit-Reflexion (Rr).

Ziel dieser Arbeit ist die Zusammenfassung von Inkohlungsbildern verschiedener inneralpiner Tertiärbecken und deren Diskussion hinsichtlich Paläogeothermie und jungalpidischer Geodynamik.

Die inneralpinen Tertiärbecken umfassen (Abb. 1):

- die Becken der Norischen Senke (1),
- das Ennstaltertiär (2),
- das Inntaltertiär (3),
- die Becken am Alpenostrand (Wiener Becken (4), Landseer Bucht (5), Steirisches Becken (6)).

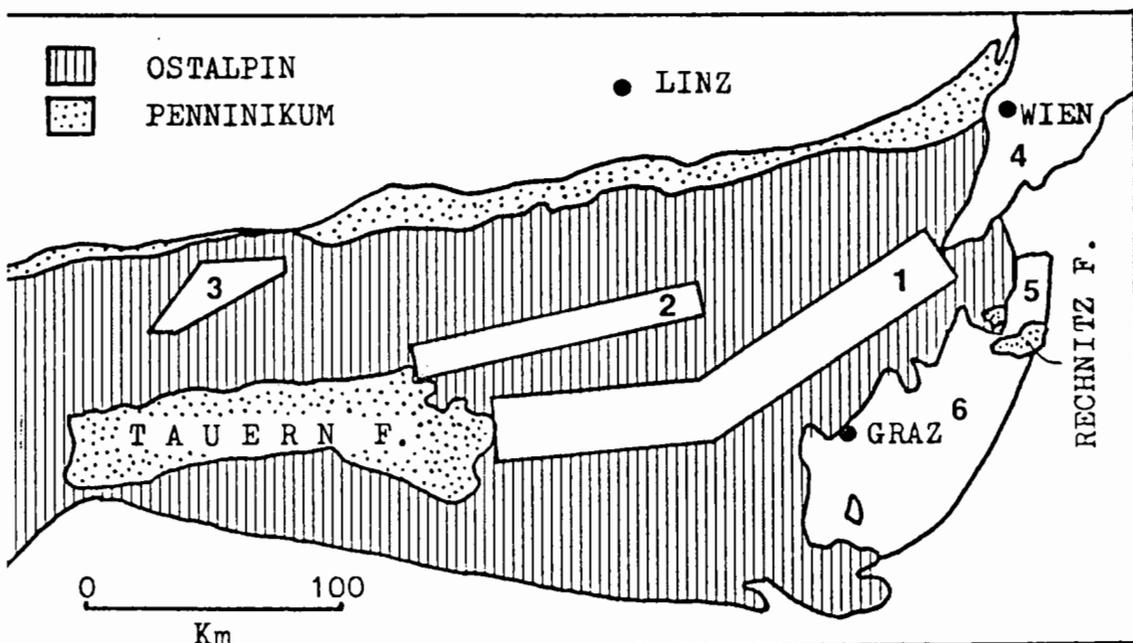


Abb. 1: Untersuchte Tertiärbecken.

BECKEN DER NORISCHEN SENKE

Die Norische Senke wird durch eine lange Kette von Pull-apart-Becken zwischen dem Ostrand des Tauernfensters und dem Wiener Becken gebildet. Im Karpatien und Unterbadeniien wurden in diesen heute isolierten Becken bis zu 3000 Meter mächtige limnisch-fluviatile Sedimente abgelagert.

Auf Grund unterschiedlicher Schichtmächtigkeiten und differenzierter geothermischer Verhältnisse im Miozän ergibt sich ein komplexes Inkohlungsbild. Im Tamsweger Becken, wenige Kilometer östlich des Tauernfensters, reicht der Inkohlungsgrad bis zum Flammkohlenstadium (0,65 %Rr). Der Inkohlungsgradient beträgt 0,06 %Rr/100m und weist auf stark erhöhte geothermische Gradienten. Diese dürften gegen Osten hin abgenommen haben, im Bereich Leoben aber lokal erhöht gewesen sein (R.F. SACHSENHOFER, 1989a).

ENNSTALERTIÄR

Weite Bereiche der Nordabdachung der Ostalpen waren während des Oligozäns von fluviatilen Sedimenten bedeckt. Nur spärliche Erosionsreste blieben davon zwischen der Nordostecke des Tauernfensters und Hieflau erhalten.

Die Inkohlung der tertiären Sedimente zeigt einen deutlichen West-Osttrend. Im Westen des Ennstalertiärs wird das Flammkohlenstadium erreicht (0,65 %Rr). Gegen Osten nimmt der Inkohlungsgrad kontinuierlich bis zum Weichbraunkohlenstadium (0,30 %Rr) ab. Der relativ hohe Inkohlungsgrad im westlichen Ennstalertiär wird auf erhöhte geothermische Gradienten zur Zeit der Inkohlung zurückgeführt (R.F. SACHSENHOFER, 1989b).

INNTALERTIÄR

Das Inntalertiär umfaßt marine und limnisch-fluviatile Sedimente eozänen und oligozänen Alters, die am Südrand des Molassemeeres abgelagert wurden.

Die Sedimente befinden sich im Glanzbraunkohlenstadium (0,40 % - 0,55 %Rr) und sind damit ähnlich inkohlt wie die gleichalten Schichten der bayerischen Molasse. Stratigraphische, vertikale oder laterale Inkohlungstrends sind nicht erkennbar.

TERTIÄRBECKEN AM ALPENOSTRAND

Die Ostrandbecken stellen eine Folge von Pull-apart-Becken dar, die den Alpenkörper gegen Osten hin begrenzen. Die Beckentiefe schwankt von einigen hundert Metern (Landseer Bucht) bis zu 5500 Metern (Wiener Becken). Die Füllung der Becken ist miozänen bis pontischen Alters und marinen und limnisch-fluviatilen Ursprungs.

Wiener Becken: Bis heute wurden nur wenige Inkohlungsdaten aus dem Wiener Becken publiziert (H. KRATOCHVIL & H.W. LADWEIN, 1984; H.W. LADWEIN, 1988). Diese Daten weisen auf paläogeothermische Gradienten hin, die ähnlich den rezenten (2,5 - 3,5 °C/100m; T. BOLIZSAR, 1968) als durchschnittlich zu bezeichnen sind.

Landseer Bucht: Im südwestlichsten Teil der Landseer Bucht, zwischen den Penninikumsfenstern von Rechnitz und Bernstein, blieb, tektonisch eingesenkt, ein schmaler Streifen karpatischer Sedimente erhalten. Diese zeichnen sich gegenüber den restlichen Sedimenten der Landseer Bucht (Weich- bis Glanzbraunkohlenstadium) durch deutlich höheren Inkohlungsgrad aus (Flamm- bis Gaskohlenstadium mit 0,6 % - 1,0 %Rr! R.F. SACHSENHOFER & A. SCHWENDT, in Vorbereitung).

Steirisches Becken: Intensiver miozäner und plio-/pleistozäner Vulkanismus prägen den Charakter des Steirischen Beckens. Extrem erhöhte Inkohlungsgradienten (bis über 0,30 %Rr/100m) werden in vorsarmatischen Sedimenten im Nahbereich der Zufuhrschlote zu den miozänen Vulkaniten ermittelt und weisen auf paläogeothermische Gradienten bis über 10°C/100m (F. EBNER & R.F. SACHSENHOFER, 1989).

DISKUSSION

Die höchsten Inkohlungsstufen bzw. paläogeothermischen Gradienten werden

- a) im Nahbereich des Penninikums des Tauernfensters und des Rechnitz Fensters und
- b) im Steirischen Tertiärbecken angetroffen.

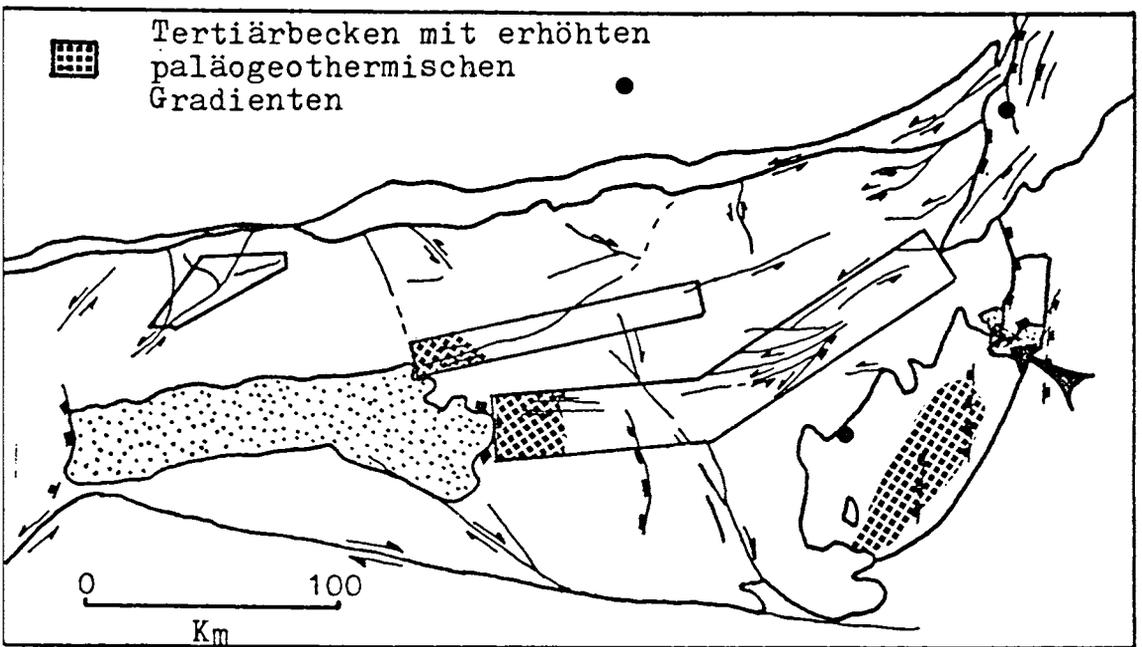


Abb. 2: Tertiärbecken mit erhöhten paläogeothermischen Gradienten. Störungsmuster nach L. RATSCHBACHER et al. (1989)

ad a) Die im Inkohlungsbild nachweisbare Aufheizung der Becken in unmittelbarer Umgebung der Penninikumsfenster bestätigt die Vermutung von E.R. OXBURGH & P.C. ENGLAND (1980), wonach Wärmetransport durch die während des Miozäns rasch aufsteigenden penninischen Gesteinsmassen zu erhöhten geothermischen Gradienten über und in Nachbarschaft des Penninikums geführt haben müßten.

Thermischer Einfluß des aufsteigenden Tauernfensters auf das Inntaltertiär kann vermutlich auf Grund der relativ großen Distanz nicht nachgewiesen werden.

ad b) Die hoch inkohlten Sedimente des Steirischen Beckens sind räumlich und zeitlich mit dem miozänen Vulkanismus verknüpft. Nach dem Abklingen der vulkanischen Aktivität im Badenien gingen auch die geothermischen Gradienten zurück. Ein wesentlicher Einfluß des plio-/pleistozänen Vulkanismus auf das Inkohlungs-bild konnte nicht nachgewiesen werden.

Die geschilderten Inkohlungsmuster der Tertiärbecken sind eng mit der jungalpidischen Geodynamik der Ostalpen verknüpft. Nach L. RATSCHBACHER et al. (1989) führte nacheozäne Kollision zwischen dem südalpinen Block und dem europäischen Vorland zu einem Hinausschieben von Krustenblöcken nach Osten entlang sinistraler NE- und dextraler SE-gerichteter Blattverschiebungen (Abb. 2). An Störungsstufen bildeten sich die erwähnten Pull-apart-Becken und Pull-apart-Dome (Tauernfenster, Rechnitz Fenster). Der rasche Aufstieg der Pull-apart-Dome führte zur Aufheizung der benachbarten Pull-apart-Becken.

Zeitgleich kam es im Steirischen Becken, möglicherweise als Folge weiterer Subduktion an der Orogenfront, zu stark erhöhtem Wärmefluß und dem miozänen Back-Arc-Vulkanismus. Diese bewirkten die z.T. überaus hohe Inkohlung des Steirischen Beckens.

Die mächtige Zerrungszone des Wiener Beckens blieb dagegen relativ kühl.

RIFTING, OZEANBODENBILDUNG UND DEFORMATION IM SPÄTPROTEROZOISCHEN JEBEL-RAHIB "FOLD-AND-THRUST BELT" IN NORDWEST-SUDAN

Heinz SCHANDELMEIER und Ulrich HARMS

Sonderforschungsbereich 69, TU Berlin, Ackerstraße 71,
1000 Berlin 65, BRD.

EINLEITUNG

Der etwa 20 000 km² große Jebel-Rahib-Faltengürtel (Abb. 1) ist eingebettet in ein frühproterozoisches, poly- und hochgradig metamorphes Grundgebirge, das im Spätproterozoikum während der panafrikanischen "Orogenese" rejuveniert wurde. Im Satellitenbild erscheint der Jebel-Rahib-Faltengürtel als lineare texturelle Einheit, deren zahllose NNE-SSW streichende Rücken sich deutlich vom relativ strukturlosen, hochmetamorphen Grundgebirge abheben.

RIFTING

Wegen der intensiven Deformation ist eine Rekonstruktion dieser Frühphase nur begrenzt möglich. Jedoch deuten sowohl der sedimentäre Inhalt als auch das Vorkommen eines Ophiolith-Komplexes darauf hin, daß eine Riftentwicklung vom Typus "Rotes Meer" stattgefunden hat. Grobkörnige Konglomerate treten nur im Westteil des Falten-gürtels auf, was auf eine asymmetrische Rift-Beckenentwicklung hinweist. K-Ar Altersdaten an basischen Gesteinen (≈ 740 Ma) aus dem Ophiolith-Komplex (Abb. 1) zeigen, daß Krustenextension im Rahib-Gebiet vor mehr als 740 Ma einsetzte. Das Fehlen von bimodalem Vulkanismus deutet darauf hin, daß das Jebel-Rahib-Rift eher das Ergebnis von Streckungsvorgängen der Lithosphäre (passives Rifting), als eine Folge von Lithosphärenausdünnung durch thermische Anomalie in der Asthenosphäre (aktives Rifting) war.

BECKENENTWICKLUNG UND OZEANBODENBILDUNG

Es ist nicht rekonstruierbar, ob die Entwicklung des Jebel-Rahib-Beckens durch episodische oder kontinuierliche Extension vorstatten

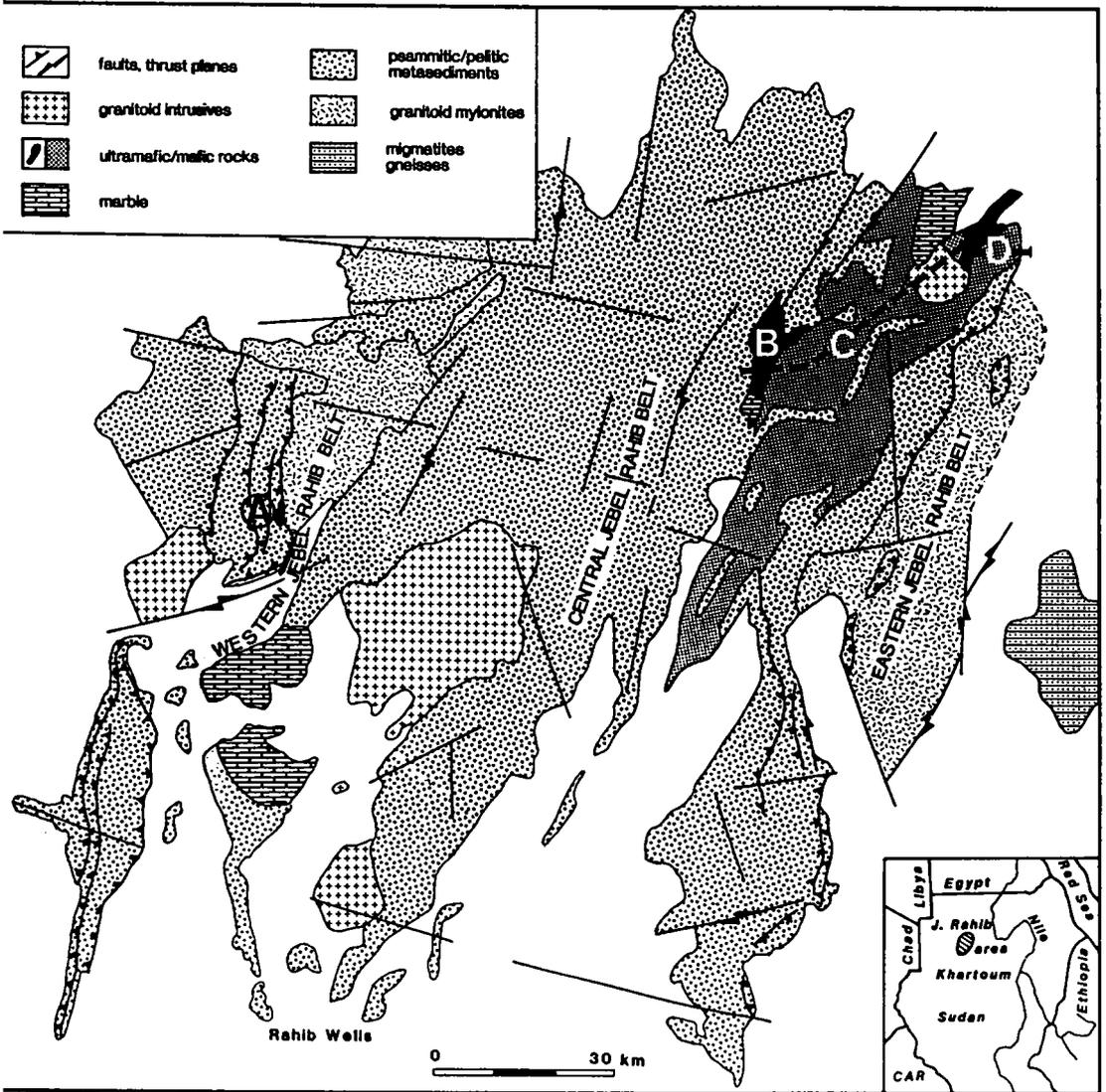


Abb. 1: Vereinfachte geologische Karte des Jebel-Rahib-Gebietes in NW-Sudan. Die Lokationen A-B-C-D kennzeichnen Probenpunkte.

ging, aber die Ausdünnung der kontinentalen Kruste führte zu deren vollständigen Trennung und der Bildung von Ozeanböden, der nun als großer, tektonisch aus seinem Verband gerissener, Ophiolithkörper vorliegt.

Große Konglomerate, konglomeratische Sandsteine, Grauwacken und Quarzsandsteine waren die frühen Erosionsprodukte die von den Gra-

benflanken in das Becken geschüttet wurden. Die riftinterne Sedimentation war durch feinkörnige Sandsteine und Tonsteine gekennzeichnet und mariner Einfluß ist durch Karbonate dokumentiert.

Die Ultrabasite des Ophiolithes bestehen aus Serpentiniten vorwiegend harzburgitischer Zusammensetzung, in die diskontinuierlich Bänder und Linsen von Chromitit eingelagert sind. Daneben treten gabbroide Kumulate auf die geringfügig pyroxenitische und hornblenditische Anteile enthalten. Zum größten Teil besteht der Komplex aber aus basischen Pillow-Laven, Gängen und massiven Gabbros. Letztere treten als dünne Lagen in doleritischen Gängen auf. Die Pillow-Laven werden von Kieseischiefern, Tonschiefern und Karbonaten abgelagert. Die schwach metamorphisierten basischen Gesteine zeigen MORB-Zusammensetzungen vom Übergangstypus (Abb. 2).

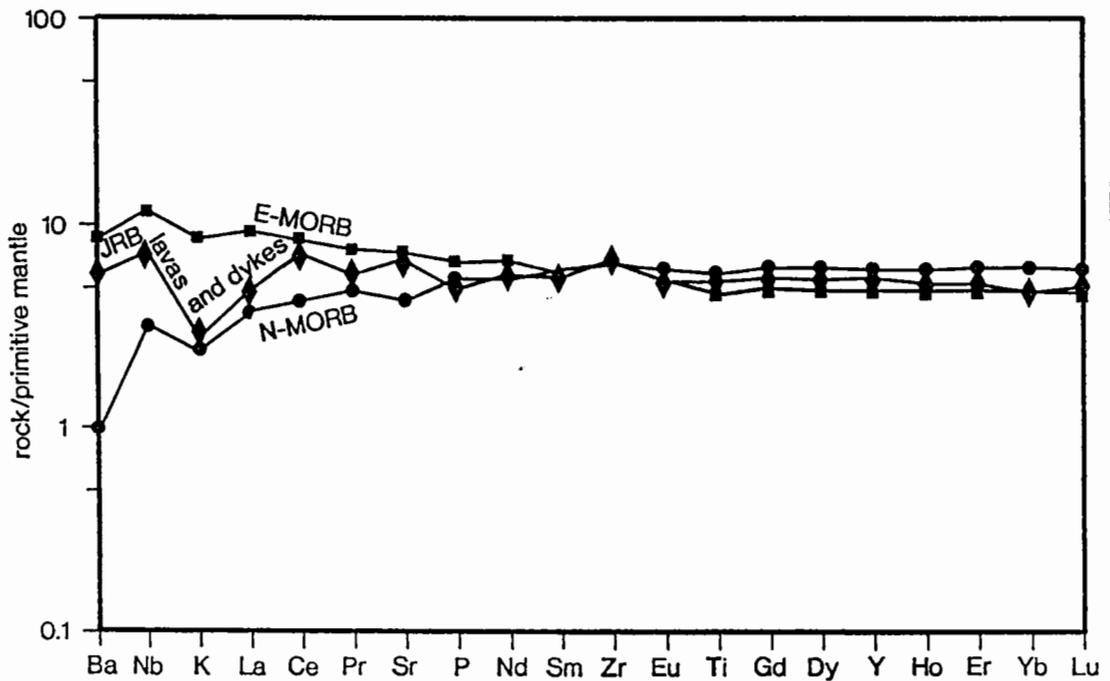


Abb. 2: Elementverteilungsmuster von normalen (N) und angereicherten (E) MORBs im Vergleich zu Basiten vom Jebel-Rahib-Ophiolith, die eine Übergangszusammensetzung aufweisen.

BECKENSCHLIESSUNG UND DEFORMATION

Die Entwicklung des Jebel-Rahib-Beckens endete bevor ein offener

Ozean entstanden war, da subduktionsinduzierte Magmatite sowie Hochdruckmetamorphite bei der Schließung nicht gebildet wurden. Durch einen Prozess der Kontinent-Kontinent Interaktion kurz nach Einsetzen der Kompression, endete die Beckenentwicklung. Dadurch wurden Teile des noch jungen und warmen Ozeanbodens tektonisch in höhere Krustenstockwerke transportiert.

Intensive Imbrikationen von Grundgebirge und sedimentärem Deckgebirge, der regionale Transport der Sedimentdecken nach Nordosten sowie die Existenz einer km-weiten Mylonitzone am Ostrand des Jebel-Rahib-Gürtels lassen darauf schließen, daß die Deformation des Gürtels durch großräumige Abscherung im Bereich der mittleren Kruste initiiert wurde.

Ein zeitgleicher Vorgang von regionaler, dextraler Scherung des Grundgebirges und nach Nordost gerichtetem Transport der vom Grundgebirge abgescherten Sedimentdecken erklärt die tektonische Situation am Ostrand des Jebel-Rahib-Gürtels. Während dieses Vorganges wurde der Ophiolithkörper tektonisch zerlegt und in seine heutige inverse Lagerung gebracht. Die Deformation endete spätestens mit der Intrusion von post-tektonischen A-Typ Graniten, deren Alter mit 570 Ma - 550 Ma bestimmt werden konnte.

SCHLUSSFOLGERUNGEN

Eine typische Sedimentabfolge und ein tektonisierter Ophiolithkomplex im hochdeformierten Jebel-Rahib-Faltengürtel belegen einen Zyklus von Extension und Kompression während des Spätproterozoikums in NW-Sudan. Zum Zeitpunkt der Konversion von extensionellem in kompressiven Stress hatte das Becken lediglich ein protoozeanisches Stadium erreicht. Das Volumen ozeanischer Kruste war zu gering um während der Beckenschließung bedeutende Subduktionsvorgänge zu initiieren. Die intensive Imbrikation von Grund- und Deckgebirge und die Bildung tektonischer Decken zeugen von massiver Krusteneinengung, die durch Abscherprozesse in der mittleren Kruste erklärt werden kann. Diese Ergebnisse belegen, daß der bisher als stabil angesehene "Nil Kraton" im Pan-Afrikan desintegriert worden ist.

DIE GEODYNAMISCHE SIGNIFIKANZ DES UTSCHGRABEN-METAGABBRO, MURALPENKRISTALLIN, STEIERMARK

M. SCHATZMAYER, F. NEUBAUER, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz

W. FRISCH, Institut für Geologie und Paläontologie, Eberhard-Karls-Universität, Sigwartstr. 10, D-7400 Tübingen

Eine Suite von teilweise gut erhaltenen Plutoniten bildet einen linsigen, zusammengesetzten Pluton im Murgelkristallin (Muralpenkristallin des Mittelostalpins der östlichen Ostalpen). Obwohl einzelne Gesteine lange bekannt waren - STINY (1915) beschrieb plagioklasführende Ultramafitite als "Utschite", HERMANN (1972) Metagabbros - hat dieser gut erhaltene Pluton bisher kaum Beachtung erfahren.

Folgende Glieder einer Suite lassen sich in diesem zusammengesetzten Pluton unterscheiden (Abb. 1):

(1) Metagabbros mit teilweise gut erhaltenen Klinopyroxenen, Orthopyroxenen und magmatischen Plagioklasen bilden alle Übergänge zu Plagioklasamphiboliten. Lokal lassen sich auf Grund unterschiedlicher Mineralbestände und Korngrößen verschiedene Gabbrogenerationen unterscheiden.

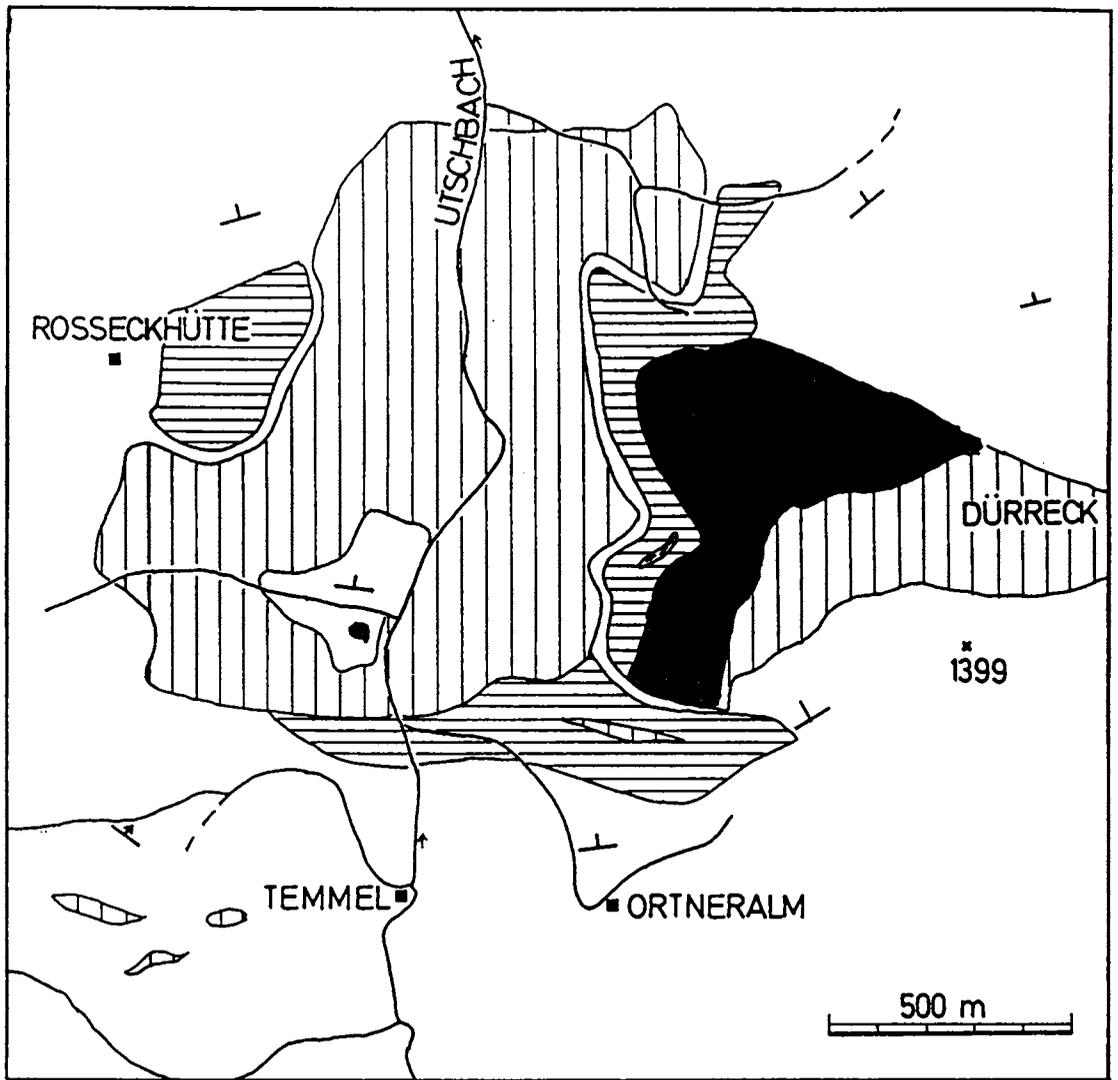
(2) Eine Kumulatsequenz, bestehend aus ultramafischen und mafischen, jeweils dezimeterdicken Kumulaten, läßt sich an der Basis der Abfolge nachweisen (als "Utschite" von STINY beschrieben).

(3) Mehrere Zehnermeter dicke Ultramafitite kommen v.a. am Südrand und Hangenden des Plutons vor. Es lassen sich u. a. Hornblendefelse, Websterite, Wehrlite unterscheiden, die Übergänge zu Metagabbros/Plagioklasamphiboliten zeigen.

(4) Metatonalite, in der weiteren Umgebung dieses Plutons als "metablastische Amphibolite" bezeichnet, bauen den Südrand des Plutons auf. Die Metatonalite führen vereinzelt, dezimetergroße Schollen von feinkörnigen Amphiboliten.

(5) Sehr lokal und untergeordnet kommen scharf begrenzte, meterdicke Augengneiszüge innerhalb der Metatonalite vor, die sich von porphyrischen Graniten ableiten lassen.

Die Intrusion des Plutons ist vor dem Höhepunkt der variszischen Metamorphose (Unterkarbon nach U-Pb-Zirkon daten der weiteren Umgebung) anzusetzen, da bereits geschieferte und metamorphe Metagabbros/Amphibolite als



Schollen in migmatitischen Paragneisen (Mugelgneis) des unmittelbaren Kontaktbereiches auftreten.

Der teilweise gut erhaltene magmatische Mineralbestand der Plutonite und die mäßige Deformation mögen anzeigen, daß eine sekundäre chemische Alteration nur relativ geringes Ausmaß erreicht hat.

Im AFM-Diagramm (Abb. 2a) bilden alle Gesteine zusammen genommen einen klaren kalkalkalischen Trend. Die Masse der Metagabbros/Amphibolite zeigen wegen niedriger Ti-, P- und

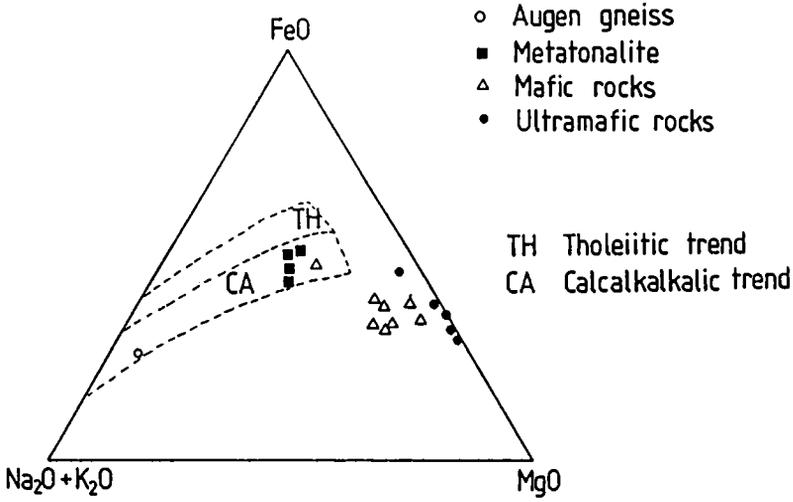


Abb. 2a

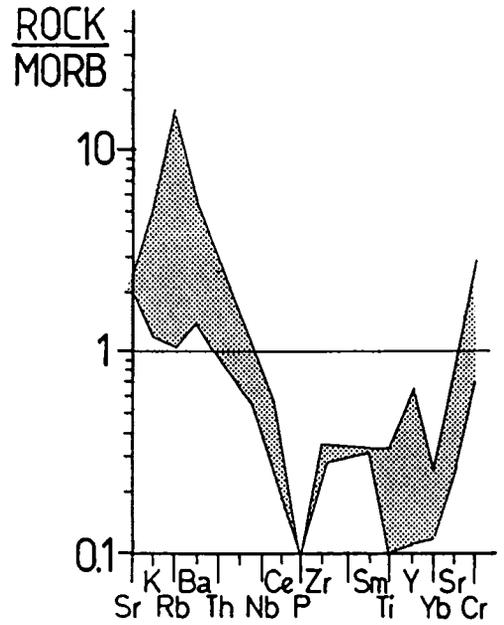


Abb. 2b

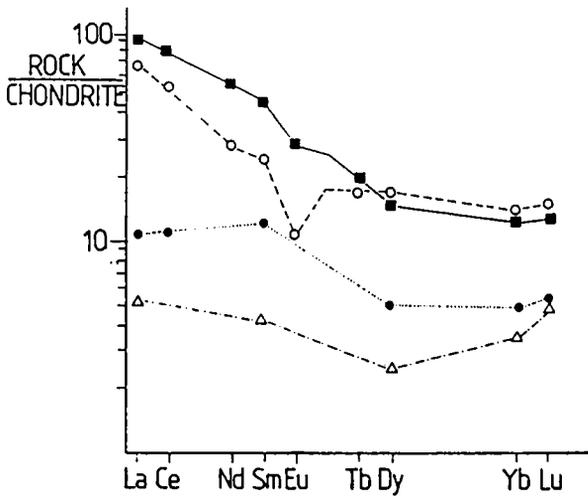


Abb. 2c

Zr-Gehalte eine Kumulusnatur der meisten mafischen Gesteine an (siehe auch MORB-normiertes Diagramm, Abb. 2b). Dies wird durch SE-Elementmuster bestätigt (Abb. 2c). Diese Muster belegen, daß die einzelnen Gesteinstypen nicht durch einfache Fraktionierungsprozesse voneinander abgeleitet werden können.

Insgesamt fügt sich damit der Utschgraben-Metagabbro in eine bereits variszisch metamorphe Plutonitsequenz, die sich in Relikten etwa über 70 km am Nordrand des mittelostalpinen Kristallins verfolgen läßt. Rb-Sr-Isotopenuntersuchungen an diesen Gesteinen zeigen eine gewisse krustale, radiogene Komponente in den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse (ca. 0,7067), was auch durch eine deutliche, stets vorhandene radiogene Pb-Isotopenkomponenten in den magmatischen Zirkonen bestätigt wird (ca. 3 Ga). Deshalb interpretieren wir die Gesamtsequenz als lagige Intrusion über einer Subduktionszone an einem aktiven Kontinentalrand, wobei die aufsteigenden Magmen durch Assimilation präkambrischer Kruste kontaminiert werden.

BAK, R. (1980): Unpubl. Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Univ. Graz, 214 S., Graz.

HERMANN, U. (1972): Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 102: 15-32.

NEUBAUER, F. (1988): Abh. Geol. Bundesanst., 42:1-137.

STINY, J. (1915): N. Jb. Miner. Mh., 1915/1: 91-111.

ZUR PRÄALPIDISCHEN ENTWICKLUNG DER KONTINENTALEN KRUSTE IM MITTLEREN TAUERNFENSTER

A. SCHERMAIER¹, A. VON QUADT², G. FRASL¹ & F. FINGER¹

1 Institut für Geowissenschaften der Universität,
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

2 Institut für Kristallographie und Petrographie,
ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich

Das präalpidische Basement des mittleren Tauernfensters geht sicherlich zu einem großen Teil auf relativ junges Krustenwachstum an einem altpaläozoischen, eventuell auch jungproterozoischen "volcanic arc" - System zurück (vgl. z.B. STEYRER 1983, FRISCH & RAAB 1987, VAVRA & FRISCH 1989), beinhaltet aber vermutlich auch erhebliche Mengen an wiederaufgearbeiteten Komponenten einer schon wesentlich älteren kontinentalen Kruste. Zeugnis dafür geben z.B. negative ϵ_{Nd} Werte in den granitoiden Gesteinen des mittleren Tauernfensters (Granatspitz-, Hochweißfeldgranitgneis, Augen- und Flasergneis; $\epsilon_{NdT=0}$ Werte zwischen -4 und -8, VON QUADT, unpubl.). Im Falle dieser Gneise lassen sich aus den gemessenen Sm-Nd Isotopenverhältnissen TDM-Alter zwischen 1,4 und 1,8 G.a. errechnen (Modellparameter siehe LIEW & HOFMANN 1988). U-Pb Zirkonuntersuchungen am Knorrkogelgranitgneis geben ebenfalls deutliche Hinweise auf das Vorhandensein mittelproterozoischer kontinentaler Kruste (VON QUADT, unpubl.). Sogar bei einigen Proben von Metabasalten der Habachserie (FRASL 1958) ist der Einfluß einer älteren Krustenkomponente im Bezug auf die Sm-Nd Entwicklung klar erkennbar (TDM - Alter bis 1,25 G.a. - VON QUADT 1987).

Abgesehen von den isotochemischen Hinweisen läßt bereits die auffällige K₂O-Betonung etlicher Zentralgneise des mittleren Tauernfensters (z.B. Granatspitzkern, Hochweißfeldgranitgneis, vgl. FINGER & STEYRER 1988, SCHERMAIER 1990) darauf schließen, daß hier schon zur Zeit der Granitbildung eine alte und "reife" kontinentale Kruste als wesentliche Magmenquelle vorgelegen hat.

Im Fall des Hochweißfeldgneises (CORNELIUS & CLAR 1939, FUCHS 1958, vgl. Abb. 1) ließ sich nun auch durch die Feldbeobachtung eine Magmenabkunft aus einer präexistenten kontinentalen Kruste wahrscheinlich machen. Eine Detailkartierung im obersten Abschnitt des Hollersbachtals (SCHERMAIER 1990) zeigt nämlich, daß dieser Gneis derartig mit seiner zunehmend anatektischen Aureole von stark migmatischem Altkristallin verbunden ist, daß auch der ursprüngliche "Hochweißfeldgranit" als besonders ausge-

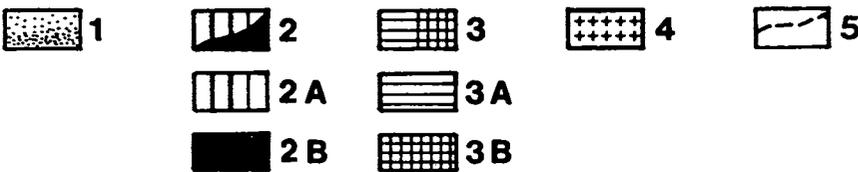
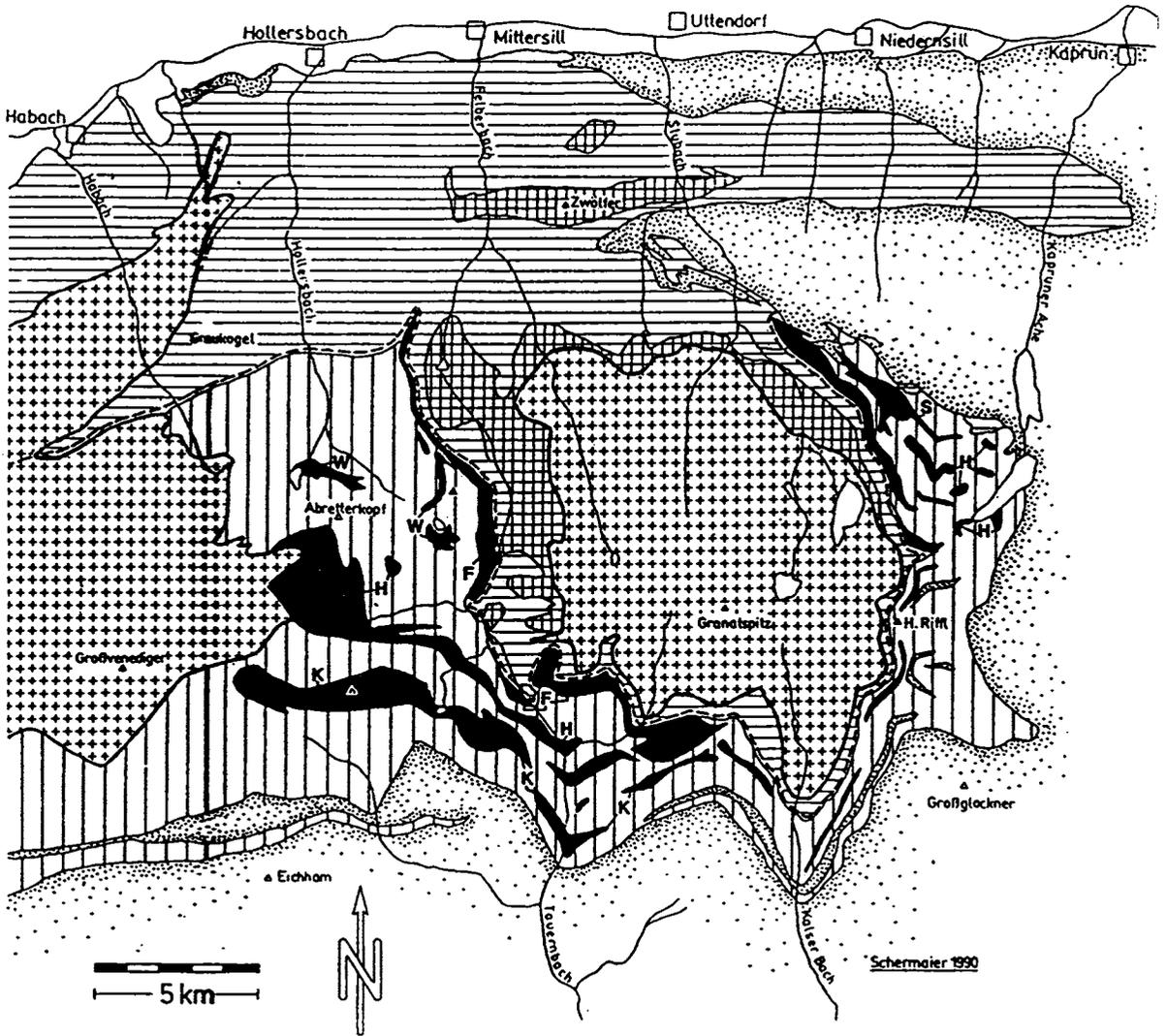


Abb. 1:

Tektonisch-geologische Übersichtskarte der Mittleren Hohen Tauern (hauptsächlich nach FRASL & FRANK 1966 sowie FRANK, MILLER & PESTAL 1987; tektonische Stockwerkgliederung im wesentlichen nach FRISCH 1980)

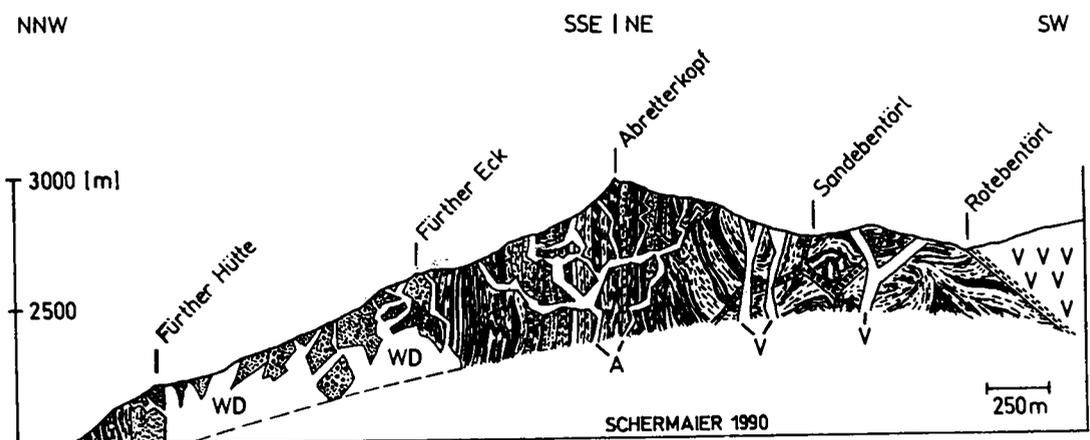
- 1: Stockwerk der permomesozoischen Schieferhülle (vorwiegend Glocknerdecke);
- 2: Riffeldeckenstockwerk, 2 A: Metasedimente und Metavulkanite (hpts. Altkristallin), 2 B: Granitoidgneisvorkommen (F - Felbertaler Augengneis, H - Hochweißfeldgneis, K - Knorrkogelgneis, S - Scharkogelgneis, W - Weiseneck-Dichtenseegneis);
- 3: tieferes Stockwerk, 3 A: Metasedimente und Metavulkanite (hpts. Habachformation), 3 B: Altkristallin (Amphibolitfolge nach FRASL & FRANK 1966);
- 4: Größere Zentralgneismassen (Venedigerzentralgneis zu 2, Granatspitzkern und Habachzunge zu 3);
- 5: Überschiebungslinie der Riffeldecke;

reiftes in-situ Granitisationsprodukt dieser anatektischen kontinentalen Kruste zu verstehen ist. Die im wesentlichen konkordanten Strukturen der progressiven Anatexite, also der Metatexite bis Diatexite, deuten auf eine damals wirkende orogene Einspannung in einem eher kompressiven Tiefenmilieu hin.

Dieses hier in größeren Abschnitten strukturell noch in sehr guter Erhaltung erkennbare, synorogene anatektische Ereignis muß aber jedenfalls bereits frühvariszisch oder noch früher stattgefunden haben. Die anatektischen Strukturen werden nämlich bereits im späten Variszikum zerbrochen und durch typisch hochplutonische Intrusiva, nämlich durch Ausläufer und Gänge des postorogenen Venedigertonalitstocks selbst, sowie von dem derselben Generation angehörigen leukogranodioritischen Weißeneck-Dichtenseegneis (FUCHS 1958) völlig diskordant abgeschnitten und plombiert (SCHERMAIER 1990, vgl. Querprofil-Abb.2)

Idealisiertes Querprofil (Abb.2)

am Tauernhauptkamm vom Oberen Hollersbachtal gegen das Matrieer Tauertal



- | | | | | | |
|----|--|-----|---------------|---|--|
| WD | Weißeneck-Dichtenseegneis |] A | Aplite | | Hochweißfeldpegmatite |
| V | Venedigergneis | | (zu WD und V) | | anatektisch-granitischer Hochweißfeldgneis |
| | Kratzenbergsee - Migmatit mit dioritisch-tonalitischem granodioritischer Zusammensetzung | | | Amphibolite und Biotit-Plagioklasgneise oft anatektisch (Abretterkopffolge) | |

Das bedeutet, daß die Anatexite in der Hülle des Venedigertonalits nicht in unmittelbarem genetischen und zeitlichen Zusammenhang mit der Venedigerintrusion entstanden sein können. Es muß vielmehr zwischen der Bildung der Anatexite (einschließlich des Hochweißfeldgranits) und der Tonalitintrusion (samt ihrem Intrusivfolge) ein größeres Zeitintervall angenommen werden, in welchem die synorogen migmatisierte Kruste in ein wesentlich seichteres Niveau aufsteigen konnte. Erst dann sind unter extensiven Bedingungen die vorwiegend tonalitischen Magmen der Venediger-Generation diskordant intrudiert.

Im mittleren Tauernfenster ist also, allein was die Zeit der Entstehung der Granitoide (heutige Zentralgneise) betrifft, eine Krustenentwicklung in mindestens zwei getrennten Phasen zu erkennen, was im Prinzip an den Entwicklungsgang im oberösterreichischen Moldanubikum erinnert, wo auch ein älterer, synorogener anatektischer Bau (charakterisiert beispielsweise durch die Perlgneise und Schlierengranite bis zu den Weinsberger Graniten als Kulmination der Entwicklung, vgl. FRASL & FINGER 1988) während des Karbons rasch herausgehoben und von einer Reihe von hochplutonischen Intrusionen (z.B. der Mauthausener Generation) durchschlagen wurde. Es wäre aber zu einfach, aus einer solchen prinzipiell ähnlichen zwei-phasigen Faziesentwicklung allein auch schon auf seinerzeitige engere räumliche Zusammenhänge zwischen hier und dort zu schließen. So gibt es doch z.B. im Mühlviertel oder Bayerischen Wald keine Entsprechung zur niedrigmetamorphen, vulkanitreichen Habachserie, und gerade diese hat in den mittleren Hohen Tauern ihre größte Verbreitung, und auch sie ist mit manchen Zentralgneisen (z.B. jener der Habachzunge, vgl. dazu KÖLBL 1932, CORNELIUS 1941, FRASL 1953) in Intrusionskontakt. - Diese Dualität im Krustenaufbau des Variszikums der Hohen Tauern (Stockwerke 2 und 3 auf Abb.1) würde gut zum Konzept einer bereits bestehenden ungefähren Zwischenstellung des nachherigen mittelpenninischen Zentralgneisareals zwischen dem Moldanubikum einerseits und dem ostalpidischen Basement andererseits passen, auch wenn man zwischen diesen Krustenstücken noch mit kräftigen Seitenverschiebungen rechnen kann.

LITERATUR

- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1939): Abh. d. Zweigstelle f. Bodenf., 25, 1- 305, Wien
 CORNELIUS, H.P. (1944): Ber. Reichsstelle f. Bodenf., 1944, 25 - 31, Wien
 FINGER, F. & STEYRER, H.P. (1988): Geodynamica acta, 2 (2), 75 - 87, Paris
 FRANK, W., MILLER, Ch. & PESTAL, G. (1987): Geol. Karte Blatt Matrei/Osttirol (OK 152), 1: 50 000, Wien
 FRASL, G. (1953): Jb. Geol. B.-A., 96, 143 - 192, Wien
 FRASL, G. (1958): Jb. Geol. B.-A. 101, 323 - 472, Wien
 FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Der Aufschluß, Sonderband 15, 30 - 58, Heidelberg
 FRASL, G. & FINGER, F. (1988): Reihe Exk.führer der OGG, Salzburg
 FRISCH, W. (1980): Mitt. österr. geol. Ges. 71/72, 65 - 71, Wien
 FRISCH, W. & RAAB, D. (1987): Jb. Geol. B.-A. 129, 545 - 586, Wien
 FUCHS, G. (1958): Jb. Geol. B.-A., 101, 201 - 248, Wien
 KÖLBL, L. (1932): Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., 39 -66, Wien
 LIEW, T.C. & HOFMANN, A.W. (1988): Contr. Min. Petrol., 98, 129 - 138
 SCHERMAIER, A. (1990): unveröff. Dipl. Arbeit, 111 S., Univ. Salzburg
 STEYRER, H.P. (1983): Mitt. österr. geol. Ges., 76, 69 - 100, Wien
 VAVRA, G. & FRISCH, W. (1989): Tectonophysics, 169, 271 - 280, Amsterdam
 VON QUADT, A. (1987): abstracts Tauerntagung der OGG, Mittersill

T. SCHIEVENBUSCH¹, U. DITTMAR², W. MEYER¹, O. ONCKEN², R. WALTER³ & C. von WINTERFELD³

(¹Geologisches Institut der Universität Bonn, ²Geologisches Institut der Universität Würzburg, ³Geologisches Institut der RWTH Aachen)

In einer das gesamte westliche Rheinische Schiefergebirge querenden, mehrere Kilometer breiten Traverse wird die orogene Verformung untersucht. Angestrebtes Ziel ist eine Bilanzierung und Abwicklung des von der Wurm-Mulde nördlich Aachen bis zur Hunsrück-Südrand-Störung im Süden reichenden Profiles.

In Abhängigkeit von den wirksamen Verformungsmechanismen führen die Arbeitsgruppen Strainanalysen an deformierten detritischen Körnern und Geröllen vorrangig nach der Fry- und R_f/θ -Methode durch. Die Lithologie- und Faltengeometrie-abhängigen Variationen der finiten Verformungswerte im Aufschlußbereich betragen zumeist unter 0.25-0.3. Markante Strainsprünge, z.B. von $R_{xz} < 1,5$ auf > 2.5 sind, an Überschiebungsbahnen nachweisbar.

Die vorliegenden Verformungsdaten belegen für den Bereich der Nordeifel eine nur schwache Interndeformation der Gesteine von $R_{xz} = 1.2 - 1.4$ ($\hat{=}$ Verkürzung in Bezug auf das Strainellipsoid quer zum Gebirgsstreichen bei angenommener Volumenkonstanz um 8-22%). Lediglich die Metamorphe Zone am Stavelot-Venn-Südrand weist R_{xz} -Werte bis >3 auf ($\hat{=}$ Verkürzung durch Interndeformation von 30-47%). Südöstlich der nur kompaktiv interndeformierten Eifeler-Nord-Süd-Zone steigt die mittlere finite Verformung in der Südosteifel und im Hunsrück mit Annäherung an die Südgrenze des Rhenohertzynikums von 1.2 auf 1.7 an. In der duktil zerscherten Schuppenzone des Südhunsrücks schließlich sind R_{xz} -Strainwerte bis >3 nachweisbar (Verkürzung bis 47%).

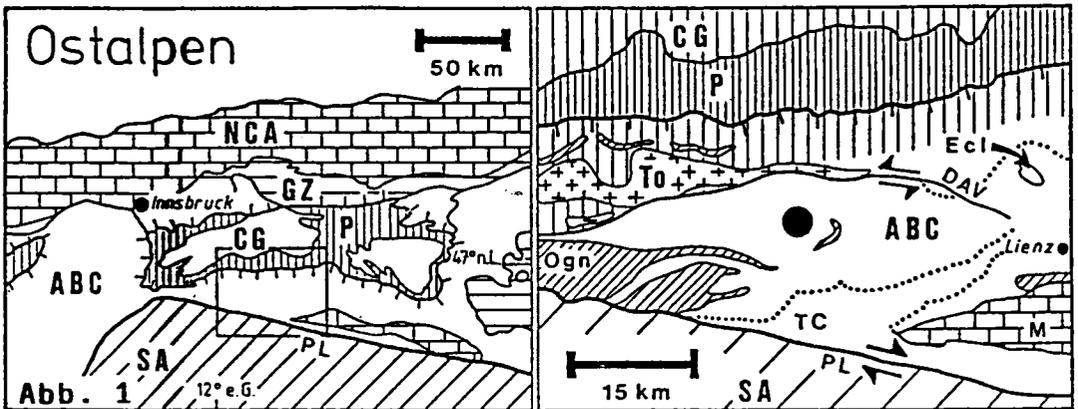
Dreidimensionale Verformungsanalysen belegen, daß die Interndeformation des Linksrheinischen Schiefergebirges überwiegend dem Typ der Streckung oder der ebenen Verformung angehört (k -Werte ≥ 1). Auch quantitative Abschätzungen der synorogenen Schichtlängenänderungen entlang der Profiltraverse ergeben zumeist eine Streckung der Beckenfüllung, beispielsweise von etwa 16% im Vennkern und maximal 33% im Südhunsrück. Die festzustellende Nettoverkürzung der Sedimentfolgen im Rhenohertzynikum erfolgte daher durch Faltung und tektonische Stapelung.

**Der P-T-t-d-Pfad des ostalpinen Altkristallins
südlich des Tauernfensters bei der variskischen Kollision**

Bernhard SCHULZ, Institut für Geologie und Mineralogie,
Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen

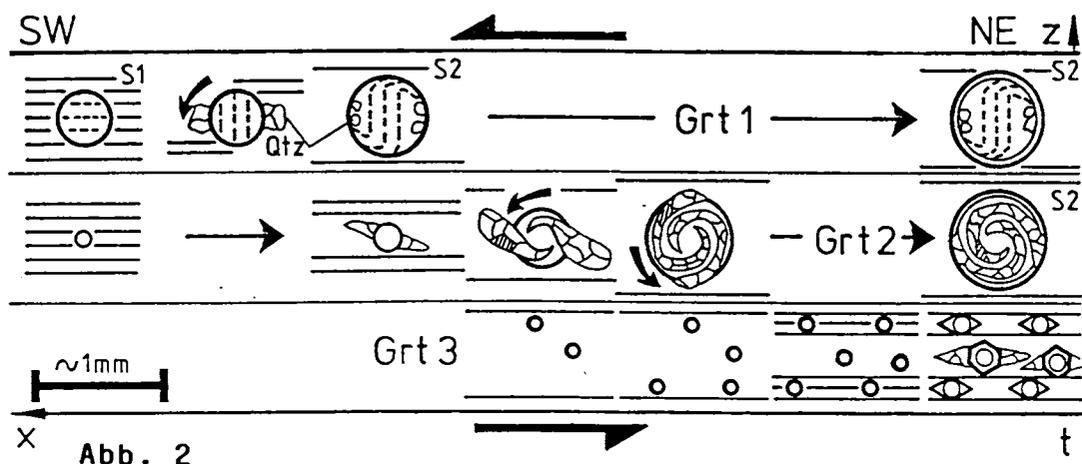
An Glimmerschiefern des variskisch geprägten Altkristallins zwischen Deferegggen-Antholz-Vals-Linie und Puster-Linie wurde ein vollständiger prograder P-T-Pfad ermittelt. Eine tektonische Geschichte ließ sich aus der Form des Pfades semiquantitativ ableiten (Abb. 1).

M



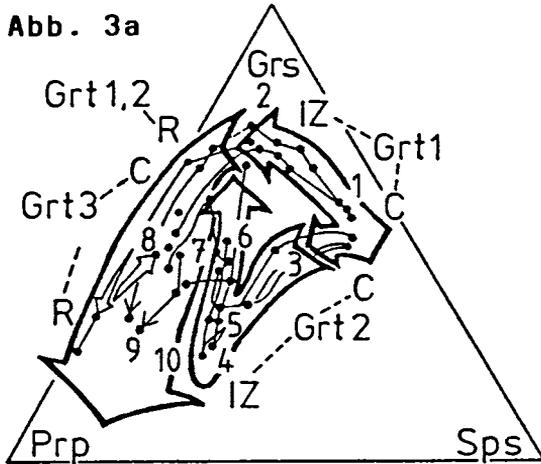
Gemeinsam mit kaledonisch intrudierten Granitoiden erfuhren die Paragesteine des Altkristallins eine intensive Scherdeformation D1-D2. Die bei dieser Deformation entstandene Hauptfoliation S2 ist achsenflächenparallel zu D2-Isoklinal- und -Futteralfalten; eine Minerallineation L2 verläuft parallel zu den Längsachsen der Futteralfalten. D3-Falten, mit Achsen meist parallel zu L2, überprägten die D2-Strukturen. S2 umschließt Mikrolithons die drei Granat-Generationen, Plagioklase, erste Staurolithe und Kyanite sowie Quarz enthalten. Alle diese Minerale sind älter als S2. Im Schnitt senkrecht zu L2-L3 erkennt

man D3-Crenulationsfalten und eine Crenulationsschieferung S3. Zweite Staurolithe und Kyanite, Sillimanit, Andalusit und Plagioklas überwachsen die Crenulation. Erste Granate (Grt1) schließen ein asymmetrisch gebogenes S-förmiges Interngefüge S1 ein (Abb. 2). Sie sind im Kern reich an Spessartin (Sps) und Grossular (Grs); der Spessartinanteil nimmt zur Innenzone hin ab (Abb. 3a). Die zweite Granatgeneration (Grt2) mit Druckschattenspiralen weist ein starkes Absinken und Wiederansteigen des Grossulargehaltes in der Innenzone auf. Dies wurde auch im Kern mancher kleiner dritter Granate in einer anderen Probe beobachtet. In den Rändern aller drei Granatgenerationen ist eine deutliche Zunahme des Gehaltes an Pyrop (Prp) bei gleichzeitiger Abnahme des Grossularanteils zu bemerken. Insgesamt lassen die Interngefüge der Granate auf eine synkristalline Rotation der Blasten und damit auf eine Scherbewegung (D1-D2) parallel zu L2-L3 schließen. Während der anhaltenden Scherung wuchsen die Granate kontinuierlich und diskontinuierlich (Abb. 2).



Die Berechnungen von Drucken und Temperaturen erfolgten jeweils mittels aller für Metapelite gebräuchlicher Geothermo- und -barometer. Granatanalysen wurden dazu mit Analysen zeitgleich gewachsener Biotite und Plagioklase kombiniert (Triboulet & Audren 1985: J. metam. Geol. 3, 91-105). Aus den mikrostrukturellen Beobachtungen war die zeitliche Reihenfolge des Wachstums dieser Minerale bekannt. Die P-T-Felder (1-10) in Abb. 3b zeigen die Feh-

lergrenzen aus allen verwendeten Kalibrierungen. Die einzelnen P-T-Felder mit ihrer bekannten zeitlichen Reihenfolge definieren einen rechtsdrehenden prograden P-T-Pfad.



C Kern R Rand
IZ Innenzone

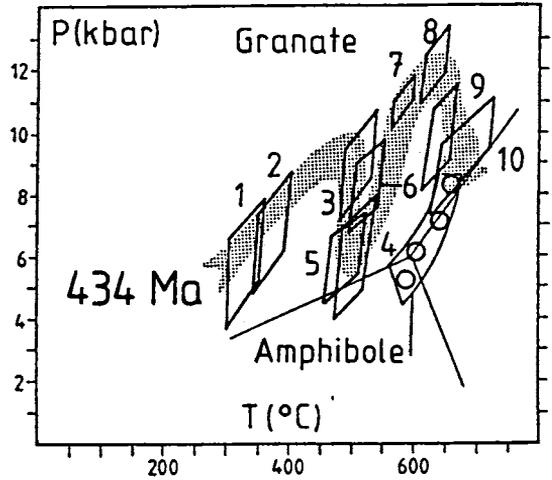


Abb. 3b

Nach der Intrusion der kaledonischen Granitoide vor 434 ± 4 Ma (Borsi et al. 1978: Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova 32, 1-19) begann die Metamorphose. Eine Druck- und Temperatursteigerung von 5 kbar/330° C auf 9 kbar/500° C kann man durch eine Versenkung des beprobten Krustenteils (Einheit 1 Abb. 4) unter eine von NE her aufgeschobene zweite Krustenplatte erklären (Abb. 4a). Anschließende isostatische Hebung der verdickten Kruste bewirkte einen nahezu isothermen Druckabfall auf 5 kbar (Abb. 4b). Die Überschiebung einer dritten Krustenplatte erzeugte eine Hochdruck-Hochtemperatur-Metamorphose bei 12 kbar/650° C in der untersten Platte (Abb. 4c). Isostatische Hebung und leichter Temperaturanstieg (8 kbar/680° C) kennzeichnen den letzten Abschnitt der prograden P-T-Entwicklung. Der gesamte prograde P-T-Verlauf war von Scherdeformation D1-D2 begleitet. Einengende Deformation D3 ist während der anschließenden Abkühlung und weiteren Hebung der verdickten Kruste zu beobachten (Abb. 4d). Bei diesem retrograden P-T-Verlauf kommt es zum statischen Wachstum der zweiten Staurolithe und Kyanite sowie zur Blastese von Sillimanit und Andalusit. Die zeitliche Abfolge des Wachstums dieser Minerale ist nicht aus den Mikrogefügen

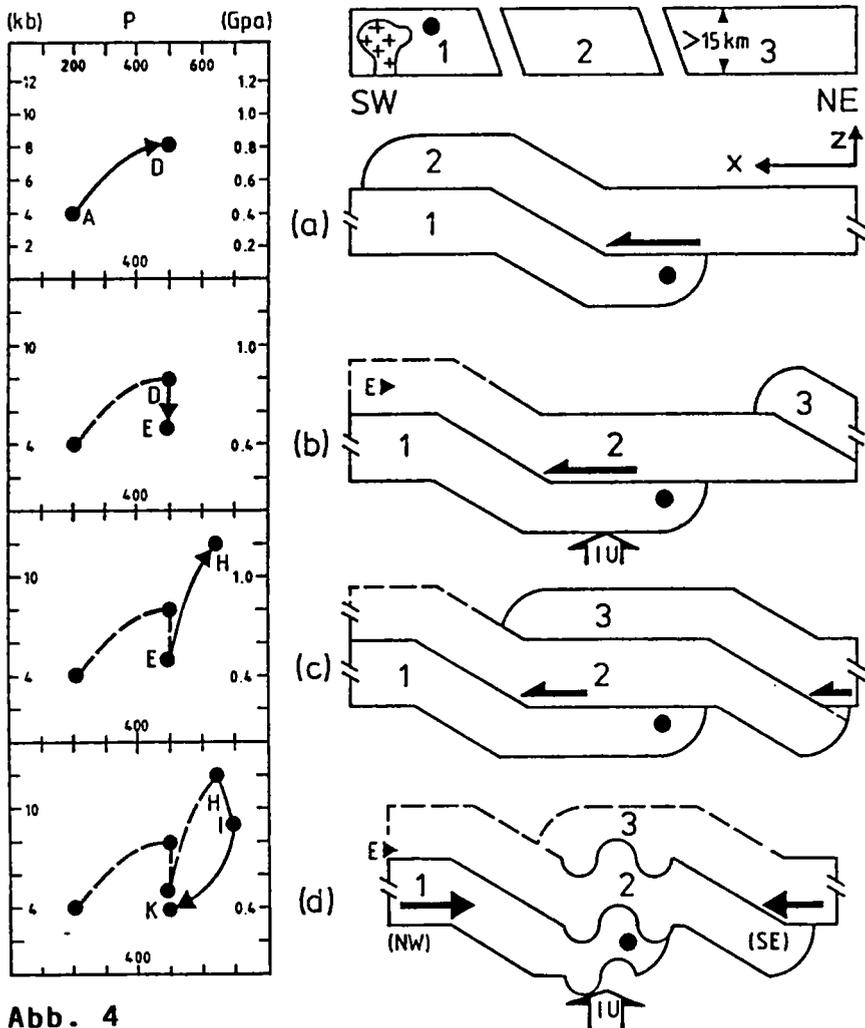


Abb. 4

zu erkennen. Auch in einem kurzen P-T-Segment das aus Amphibol-Gleichgewichten berechnet wurde (Abb. 3b), war die Verlaufsrichtung des Pfades nicht bestimmbar. Isochronen von Glimmern um ca. 300 Ma (Borsi et al. 1978) belegen eine variskische Abkühlung nach dem thermotektonischen Geschehen. Wahrscheinlich lief der hier skizzierte Krustenstapelungsprozeß durch Überschiebung (overstacking) in einer frühvariskischen Phase der Kollision ab. Völlig andere, linksdrehende P-T-Pfade aus dem südlich benachbarten Thurntaler Quarzphyllit belegen eine anschließende mittel- bis spätvariskische Phase der Kollision, bei der dann Teile des Kontinentrandes mit einbezogen wurden.

ZUR STRUKTURENTWICKLUNG UND KINEMATIK DER GRENZZONE MOLDANUBIKUM-TEPLA-BARRANDIUM IM BAYERISCHEN WALD.

Joachim SEIBERT, Christoph PAULI, Wolfgang FRANKE & Jan BEHRMANN.

IGL, Universität Giessen, Senckenbergstr. 3, D-6300 Giessen

Zwischen Moldanubikum (MOLD) und Teplà-Barrandium (TBAR) verläuft eine der wichtigen tektonischen Grenzen in der Böhmisches Masse. Beide Großeinheiten unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Gesteinsassoziationen, ihrer Metamorphoseentwicklung (z.B. Blümel 1982, Franke 1989, Kreuzer et al. 1989) und wahrscheinlich auch in den Altern der Edukte. Wir haben eine Strukturanalyse der Grenzzone TBAR-MOLD im Bereich Hoher Bogen-Osser durchgeführt.

In den Schiefen und Gneisen des MOLD finden sich Zeugnisse von fünf Deformationsakten (DM..). Entstehung (DM1) und Verfaltung (DM2) einer ältesten Schieferung sind in Plagioklas-Porphyroblasten mit post-DM2-Alter erhalten. DM3 bildete die regional korrelierbare, mittelsteil bis steil N-fallende Hauptschieferung (SM3) mit einem etwa in Einfallrichtung aufgeprägten Streckungslinear aus. DM3 ist mit Top-N-Bewegungen des tektonisch Hangenden assoziiert, belegt durch Quarz-c-Achsenregelungen, Porphyroklasten-Systeme, Schneeball-Andalusite und -Granate, sowie Scherbandgefüge. Im Bereich des Hohen Bogens verläuft SM3 sub-parallel zur Grenzzone TBAR-MOLD.

Dm4 erzeugte steilachsige, asymmetrische Falten (im Horizontalschnitt überwiegend mit "S"-Asymmetrie) von SM3. Eine Achsenebenen-Schieferung (SM4) ist nur in den Faltenkernen sichtbar. Eine letzte spröde bis semiduktile Deformation (DM5), deren kinematische Beziehung zu DM4 noch nicht vollständig geklärt ist, reaktiviert die älteren Flächengefüge beider Einheiten an der heute steilstehenden Grenze TBAR-MOLD.

In den Amphiboliten des TBAR ist das älteste Gefügeelement ein reliktscher, wahrscheinlich magmatischer Lagenbau, der von einer durchgreifenden Deformation (DT1) eng bis isoklinal gefaltet wurde. Die achsenebenenparallele Schieferung (ST1) bildet die steil N-fallende Hauptfoliation der Gesteine im

Südteil des Gabbro-Amphibolitmassivs von Neukirchen-Kdyne. Diese Foliation wird in den Amphiboliten durch parallel eingeregelt Hornblenden und Plagioklaslagen definiert. Die Langachsen der Hornblenden bilden die zu DT1 gehörige, NE-fallende Streckungslineation (LT1). In massiven Amphiboliten ist ST1 auf duktile Scherzonen beschränkt. Top-SW-Bewegungen sind während DT1 durch die Geometrie von Scherzonen, S-C-Gefüge und Sigma-Porphroklasten in Amphibolit belegt.

Eine jüngere Deformation (DT2) erzeugte diskrete, WNW- streichende duktile Scherzonen, die ST1 diskordant schneiden. Die Mehrzahl dieser Scherzonen erzeugt eine NE- bis E-gerichtete Schrägabschiebung des tektonisch Hangenden in den Amphiboliten.

Eine spröde bis semiduktile Deformation (DT3) in den Amphiboliten, Serpentiniten und Paragneisen des TBAR stimmt mit DM5 des MOLD überein. Die Kinematik von DM3 und DT2 ist ähnlich, was für eine synchrone Bildung spricht. Eine sichere Gemeinsamkeit besteht nur bezüglich DM5 und DT3.

Im Moldanubikum verlaufen die Isograden der Niederdruckmetamorphose im Bereich des Hohen Bogens subparallel zur Hauptfoliation SM3 und werden von der Grenze MOLD-TBAR gekappt. Diese Metamorphose ist syn- bis postkinematisch in Bezug auf DM3 und DM4. Wo die entsprechenden p-T-Bedingungen erreicht wurden, erfolgte die Anlage der Hauptschieferung SM3 zeitgleich mit dem prograden Phasenübergang Andalusit/Sillimanit. Statische Temperung und Rekristallisation überprägen die Mikrostrukturen von DM3 und DM4.

Die syntektonische Metamorphose im TBAR ist amphibolitfaziell. Eine weitere Eingrenzung bedarf noch genauerer Untersuchungen. Wir wissen auch nicht, ob die Verformung DT1 zeitlich mit der Mitteldruckmetamorphose (ca 380 Ma) oder einer niederdruckmetamorphenen Überprägung (ca 320-330 Ma) zu korrelieren ist, die von Kreuzer et al. (1989) dokumentiert worden ist.

Aus der Abfolge und Kinematik der Deformationsereignisse ist die folgende, vorläufige tektonische Interpretation möglich:

(1) SW-polare Zerschierung der Basis des TBAR (DT1). Hierbei wurden eventuell die moldanubischen Metasedimente im Liegenden überfahren, versenkt und aufgeheizt. Die Altersstellung dieser Deformation ist nicht präzise zu definieren. Dieses Modell ist jedoch nur vernünftig, wenn DT1 mit der Niederdruck-Metamorphose korreliert. Außerdem wäre zu fordern, daß die Spuren dieser

Bewegung im MOLD durch die nachfolgenden Deformationen vollständig gelöscht worden sind. Angesichts der leichten Deformierbarkeit (quarzreiche Lithologien) und der nachfolgenden Metamorphose (s.u.) scheint dies möglich.

(2) Top-N bis Top-E Scherung sowohl im MOLD (DM3) als auch an der Basis des TBAR (DT2). Diese Deformation fand im MOLD noch bei steigenden Temperaturen statt. Die Teleskopierung und teilweise Kappung der metamorphen Zonenabfolge im MOLD legen nahe, daß diese Scherung den Charakter einer großen, Schrägabschiebung mit dextraler Komponente besitzt. Diese Bewegungen sind etwas älter als der thermische Höhepunkt der moldanubischen Niederdruckmetamorphose.

Literatur:

Blümel, P., 1982. - Jahrb. Ruhr-Univ. Bochum, 1982, 169-201.

Franke, W., 1989. - Geol. Soc. Spec. Pap., 230, 67-90.

Kreuzer, H., Seidel, E., Schüssler, U., Okrusch, M., Lenz, K.-L. & Raschka, H., 1989. - Tectonophysics, 157, 149-178.

STRUKTUR-STOFF-MODELLIERUNG VON KATAKLASIT-SUBVULKANIT-KOMPLEXEN IM ERZGEBIRGE (DDR / CSSR)

Reimar SELTMANN, Zentralinstitut für Physik der Erde,
Akademie der Wissenschaften der DDR, Telegrafenberg A 51,
Potsdam, DDR - 1561

Endogene Brekzien (besser: kataklastische Gesteine) können genetisch an tektonische (u.a. Störungsbrekzien, Kataklastite), magmatische (subvulkanische Intrusionsbrekzien, vulkanische Schlotbrekzien) und fluid-explosive Prozesse (Explosionsbrekzien, submagmatische bis phreatische Brekzien) gebunden sein. Die in der Mehrzahl der Zinnerzlagstätten am NW-Rand der Böhmisches Masse auftretenden endogenen Brekzien (z.B. Krupka und Krasno /CSSR, Altenberg, Sadisdorf, Seiffen, Geyer, Gottesberg) sind in tektonisch prädestinierten Bereichen positioniert. Charakteristische Merkmale speziell im Osterzgebirge sind ihre Bindung an Tiefenstörungen und an Apikalintrusionen geochemisch hoch spezialisierter Leukogranite in hochintrusivem Niveau (Kataklastit-Subvulkanit-Komplexe = K-SV-K). Kennzeichnend für die Gesteine des tektonisch und magmatisch aktivierten geologischen Rahmens ist das komplexe Auftreten der verschiedenen o.g. Brekzientypen.

Als wesentliche Bildungsursache wird die Freisetzung von Fluida aus endogenen Prozessen angesehen (Abb. 1, Abb. 2). Vergleichende Aussagen zu Strukturierung und Stoffbewegung in K-SV-K des Erzgebirges dienen als Grundlage für die Ableitung eines genetischen Modells.

Die Positionierung der mit submagmatischen Brekzien verbundenen Apikalintrusionen in unterschiedlichen An schnittsniveaus der Oberkruste im Erzgebirge/Vogtland (Stockwerksproblem!) macht eine genetische Kausalreihe verschiedener Brekzientypen wahrscheinlich, deren vertikale Anordnung im Idealprofil (vom Hangenden, Primären zum Liegenden, Sekundären) zur Diskussion gestellt wird:

1. Kataklysezonen (Fluidaufstieg tektonisch kontrolliert).
2. Explosionsbrekzien (explosive Fluidfreisetzung infolge Druckentlastung).
3. Bildung von Schlotbrekzien (vulkanisch) und Intrusionsbrekzien (subvulkanisch) auf den so vorgezeichneten Aufstiegsbahnen. Kollapsbrekzien weisen auf eine Fluidisierung der Rahmengesteine am Kontakt hin.
4. Xenolithführung der nachfolgend platznehmenden Magmen (Hydrofrac, Aufnahme des aufgelockerten Nebengesteins). Brekzienbildung und Granitintrusion werden als Kennzeichen für einen Wechsel des tektonischen Regimes von Kompressions- zu Dilatationstektonik interpretiert. Offenbar genügt ein Abklingen der Kompression, um durch Entlastungsprozesse (Weitung - Öffnung - Fluidzufuhr) intrusionsfördernd zu wirken. Anhand der räumlichen Rekonstruktion des Bewegungssinns von Strukturen im Endo- und Exokontakt konnte pulsierendes Verhalten des erstarrenden Intrusivkörpers belegt werden. Mehrphasiger tektonischer Aktivierung und Stoffzufuhr stehen mit Kollapsprozessen verbundene Brekzienstrukturen gegenüber. Der Intrusionsmechanismus der Subvulkanite scheint bezüglich ihres Aufstiegs bruchtektonisch kontrolliert, ihre Platznahme durch Ballooning gekennzeichnet zu sein (Publikation in Vorbereitung).

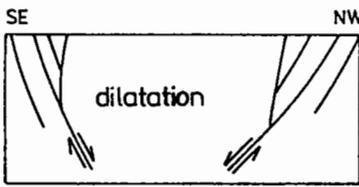
LITERATUR

KÜHNE, R.; WASTERNAK, J.; SCHULZE, H.: Postmagmatische Metasomatose im Endo-Exokontakt der jüngeren postkinematischen Granite des Erzgebirges. - Geologie, Berlin Bd.21 (1972) 4/5: 494 - 520

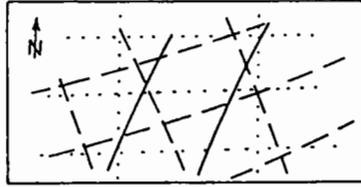
SELTSMANN, R.: Bewertung von Suchergebnissen in einem Lagerstättenbezirk, dargestellt am Beispiel von Zinnerzlagertstätten im Osterzgebirge.- Unveröff. Diss. A, Bergakademie Freiberg 1987

SELTSMANN, R.; WETZEL, H.-U.; FELIX, M.; SCHILKA, W.: Brekzien der Altenberger Scholle.- Exkursionsführer, 34. Jahrestagung Ges. Geol. Wiss. DDR, Berlin (1987), 3-21

1) Pre-volcanic deformation (tension, shearing)



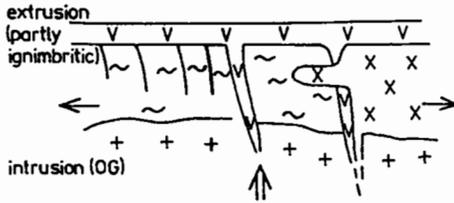
high shear strain causes breccia-/cataclasis zones



formation/activation of late-Hercynian rupture pattern

- a) E-W / N-S (proterozoic framework)
- b) NNW - SSE (fr-, λ- eruptive channels, OG-, YG-granite ridges)
- c) NE-SW (volcanic dikes, albite granites)
- d) ENE - WSW / NE - SW (cassiterite veins)
- e) NW-SE (sulphide veins)

2) Uplift, tension, magmatism



3) Caldera - shaped collapse fault zone



graben system with volcanic, subvolcanic and dike rocks

4-7) Fluid-rich granitic magmatism and submagmatic breccias

CATACLASITE - SUBVOLCANIC COMPLEX (synthetic scheme)

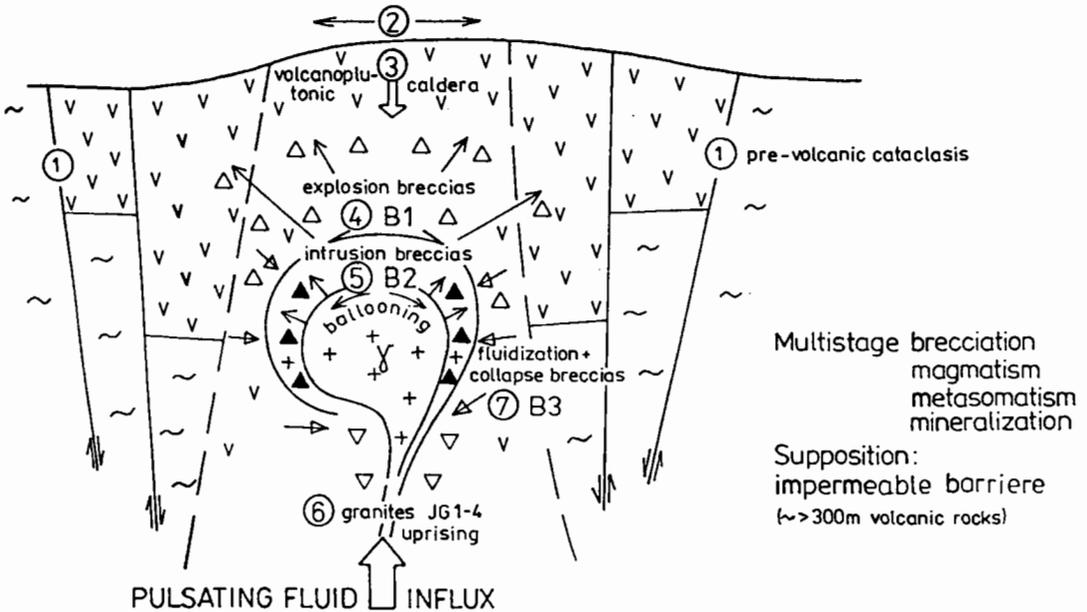
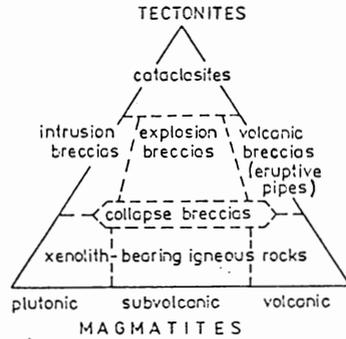


Fig. 1: Evolution model of cataclastic - subvolcanic complexes in the Eastern Erzgebirge

SELTMANN 1989

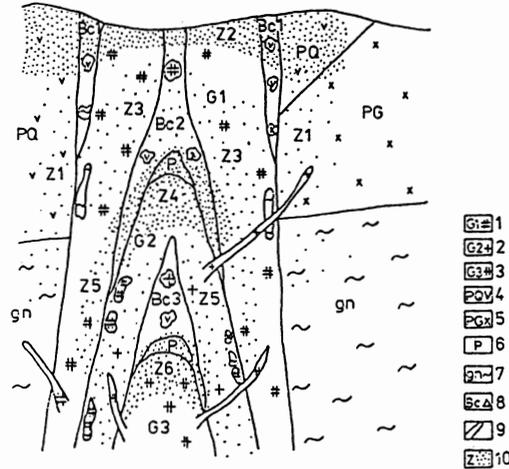
MAGMA INTRUSION

Model for the formation of Eastern Erzgebirge tin ore deposits (SELTMANN, 1987)



Classification diagram of breccias (SELTMANN et al. 1987)

BRECCIATION



stages of intrusion

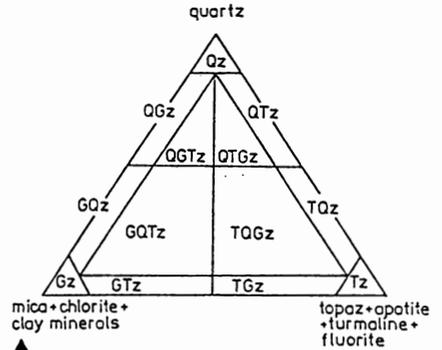
Bc1
G1
Bc2
G2
Bc3
G3

stages of greisenization (Z)

Z1 (pre-G1)
Z2 (post-G1)
Z3 (pre-G2)
Z4 (post-G2)
Z5 (pre-G3)
Z6 (post-G3)

legend

1-syenogranite; 2-monzogranite; 3-albite granite;
4-Teplice rhyolite; 5-granite-porphry; 6-pegmatitic cupola; 7-gneiss; 8-intrusion breccia; 9-granite-aplite; 10-zone of greisenization (zwitterization=Z)



Classification diagram of greisens (KÜHNE et al. 1972)

METASOMATISM and MINERALIZATION

Symbols: z-Greisens (German: „Zwitter“ i.e. zwitterization)
Q-Quartz
G-Mica etc. (German: Glimmer)
T-Topaz etc.

Fig. 2 : Characterization of breccia-related tin deposits in the Eastern Erzgebirge by multiphase structural and material processes

DECKENKINEMATIK IN DER PELAGONISCHEN ZONE WESTLICH DES OLYMP (NORDTHESSALIEN - GRIECHENLAND)

A. Sfeikos¹, Ch. Böhringer¹, W. Frisch¹, A. Kilias² & L. Ratschbacher¹

¹ Institut für Geologie der Universität Tübingen

² Institut für Geologie der Universität Thessaloniki

Mesozoischer Marmor und alttertiärer Flysch, die mit der Gavrovo-Tripolitsa Zone weiter im Westen korreliert werden, werden von pelagonischem Kristallin überschoben. Sie sind in Nordthessalien in einer Serie tektonischer Fenster aufgeschlossen (Rizomata, Olympos, Ossa und Kranea Fenster), die metamorphe Dome bilden. Permomesozoische Einheiten der pelagonischen Zone liegen als Decke (Sarantaporodecke) auf dem pelagonischen Kristallin. Ultramafitlinsen kennzeichnen die Deckengrenzen und weisen auf deren krustale Dimension hin (Abb. 1).

Zwei Phasen tertiärer Tektonik werden unterschieden: (1) Überschiebung des pelagonischen Kristallins auf die Marmor- und Flysch-Folge unter druckbetonter Metamorphose mit Glaukophanbildung. (2) Gravitatives Zergleiten der verdickten Kruste unter Druckentlastung, Krustendünnung und Aufdomung; Bildung einer penetrativen subhorizontalen mylonitischen Foliation unter fallenden P-T-Bedingungen.

Die mylonitische Schieferung und eine konstant ENE-WSW streichende Streckungslineation sind die dominierenden Strukturelemente (Abb. 2). Die Schieferung verläuft parallel zu den Deckengrenzen und individuellen Scherbahnen innerhalb der Pelagonischen Zone. Der finite Strain, der an Feldspatklasten in Orthogneisen mit Hilfe der R_f/Φ - und der Fry-Methode gemessen wurde, zeigt i.a. Plättungsgeometrie (Abb. 2). Scherkriterien in den Myloniten (S-C Gefüge, Scherbänder, Druckschatten um Porphyroklasten, Glimmerfische und Quarz-c-achsen) zeigen ein WSW-gerichtetes Fließen der Gesteine an (Abb. 1). An der Nordostflanke des Olympfensters ist der Schersinn nach ENE gerichtet.

Das mylonitische Gefüge zerstörte fast alle älteren Gefüge, die während der Eohellenischen Orogenese in der Unterkreide und während der variszischen Orogenese gebildet wurden.

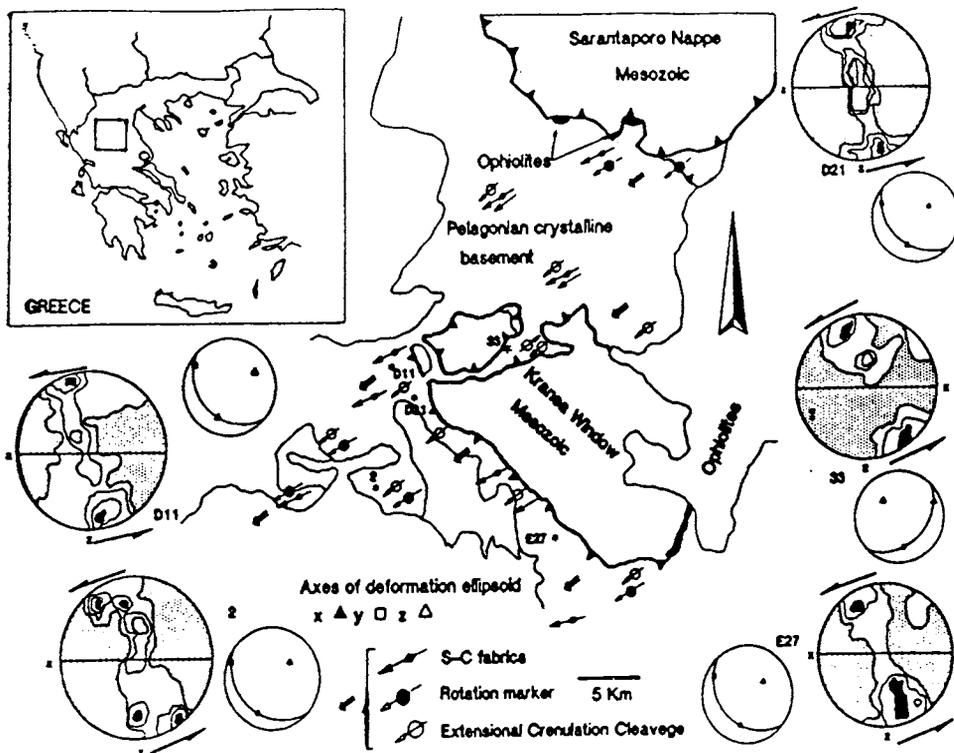


Abb. 1: Geologische Kartenskizze des Gebietes um Kranea westlich des Olymp. Es werden verschiedene Scherindikatoren in der mylonitischen Schieferung gezeigt. Die Diagramme geben Quarzachsenregelungen wieder, SW ist jeweils links.

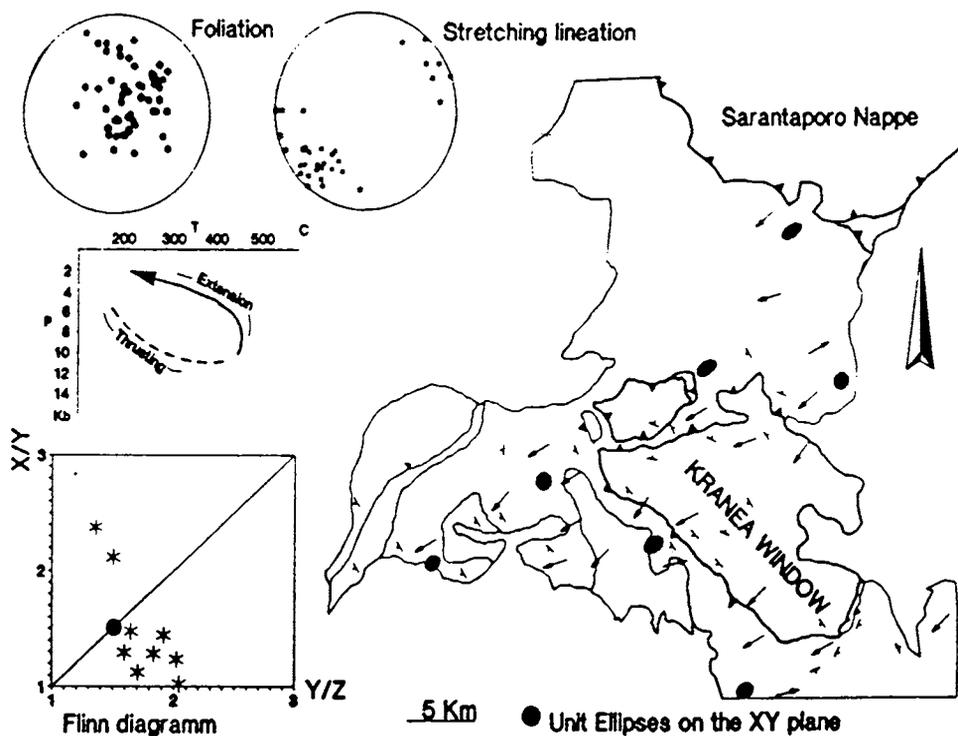


Abb. 2: Kartenskizze und Diagramme mit mylonitischer Schieferung, Streckungslineationen und finiten Strainellipsoiden. Das PT-Diagramm zeigt den geschätzten Partikelpfad für die tertiäre Orogenese.

DIE LIENZER DOLOMITEN - EINE FLOWER - STRUKTUR ?

Markus SPERLING & Rainer BRANDNER, Institut für Geologie und Paläontologie,
Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Das Permomesozoikum der Lienzer Dolomiten zeigt, v. a. im näher bearbeiteten Westteil, ein zunächst äußerst verwirrendes Nebeneinander von Krustenfragmenten und zerscherten Faltenstrukturen, die durch steile, etwa E-W streichende Störungszonen mit eingeklemmten Kristallinspänen scharf voneinander getrennt sind. Querliegende Brüche zergliedern zudem das Gebirge.

Eine erste Auflösung dieser komplexen Strukturen gelang sowohl durch eine detaillierte fazielle Bearbeitung und Kartierung, als auch durch strukturelle Analysen im Aufschlußbereich. Mikrostrukturelle Untersuchungen stehen derzeit noch aus. Zudem konnten durch geologische Aufnahmen im Druckwasserstollen Strassen-Amlach (TIWAG) wertvolle stratigraphische und strukturelle Erkenntnisse gewonnen werden.

Eine wesentliche Änderung der bisherigen strukturellen Interpretation wurde durch das Auffinden eines bisher unbekanntes, mittel- bis obertriassischen Schichtgliedes, der **Abfaltersbach Formation**, bewirkt. Bisher wurde diese Fm. mit Kössener Schichten verwechselt. Es handelt sich im Liegenden (**Jochbach Member**) um ca. 350 m mächtige Mergelschiefer, Mergel/Kalk-Wechselagerungen, und um stark bituminöse Dolomite und Evaporite (ausschließlich im Stollen aufgeschlossen). Den Hangendabschnitt bildet das rund 250 m mächtige **Abfaltersbacher Plattendolomit Member**.

Aus vorangegangenen Studien ist im Drauzug eine prinzipielle zonare Faziesanordnung mit zunehmend offenmarinen Beckenbereichen im SE bekannt. In den Lienzer Dolomiten liegen heute völlig **fremde Faziesräume nebeneinander**: so z.B. die anisische Beckenfazies des Segmentes F neben einer wesentlich geringermächtigen Randfazies im Segment E. Dasselbe gilt für das heutige gegensätzliche Nebeneinander der unterkarnischen Riff-Fazies (Wettersteindolomit, Segment H) und der evaporitischen Fazies der Abfaltersbach Fm. (Segment D). Diese Faziesgegensätze können nur durch Rückführung einer **dextralen Seitenverschiebung** ausgeglichen werden.

Wie aus Abb. 1 (tektonisch-geologische Karte des Gebietes) und 2 (Tiefenprofil, TP) ersichtlich, ist das Gebiet vorwiegend durch inverse, nach N jünger werdende Abfolgen charakterisiert, die ihrerseits die Reste von stark zerscherten, en echelon-strukturierten Falten systemen darstellen (Faltenachsen ca. 70-245°). Südvergente Durchscherung ("Rücküberschiebungen") führte zur Unterdrückung, bzw. zum Verlust des jeweiligen Liegend-schenkels. An den Rücküberschiebungsflächen wurden **Kristallinspäne** (schwarze Signatur), tw. mit Resten von Permoskyth hochgeschuppt. Ähnliche Strukturen finden sich gegen W (z.B. Winnebach) bis nach Mauls, wo KLEINSCHRODT (1988) durch mikrostrukturelle Untersuchungen sinistrale Bewegungen feststellen konnte. Am Südrand des Drauzuges fanden SPRENGER (1989) und UNZOG (1988) ebenso sinistrale Scherzonen.

Diese Rücküberschiebungsflächen sind weiters als **dextrale Blattverschiebungen** (Riedel-Scherflächen zur dextralen Gailtlinie) **reaktiviert** worden, was schließlich zur vollkommenen Ausbildung von "**flower-**" und "**half flower-structures**" geführt hat. Während der Blattverschiebungen sind die ursprünglich N-fallenden Störungen im Zuge einer "**restraining junction**" am W-Ende der Lienzer Dolomiten überkippt und tw. noch für geringfügige N-vergente Bewegungen benutzt worden. Neben der oben angeführten faziellen Begründung des dextralen Relativsinnes, geben das Kartenbild und die Kurzschenkelrotationen steilstehender Schleppfalten einen direkten Hinweis.

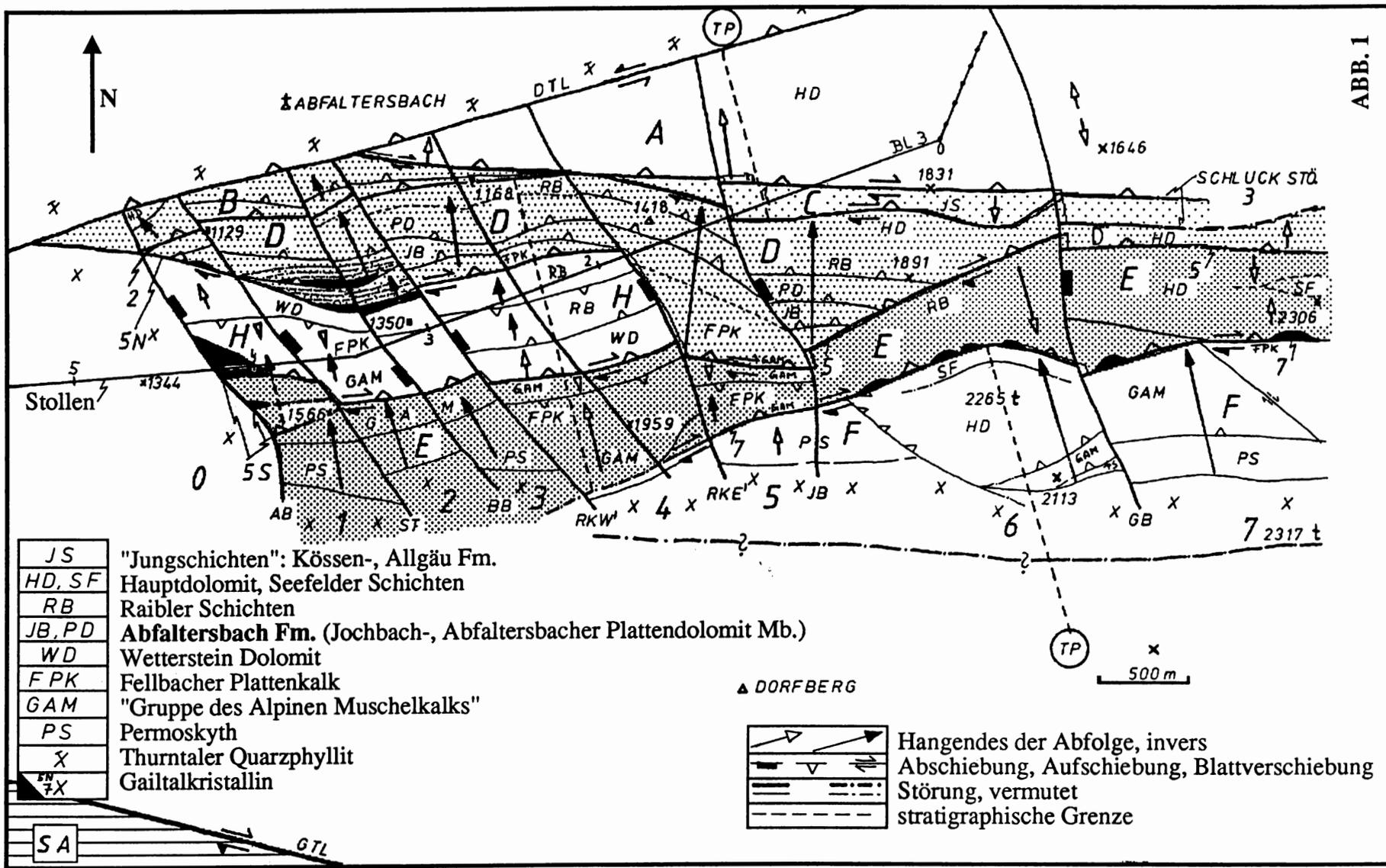
In der weiteren Folge stellte sich ein **dextrales Transtensions-Regime** ein. Der gesamte enggepreßte Krustenstreifen wurde durch querliegende, NNW-SSE streichende Abschiebungsbrüche in ein Horst-Graben-System gegliedert. Diese einmalige Situation erlaubt neben den Stollenaufschlüssen einen direkten Einblick in tiefer liegende Krustenbereiche, wodurch mit großer Annäherung ein Tiefenprofil konstruiert werden konnte (Abb. 2).

KLEINSCHRODT, R. (1988): Kurzfassungen der Poster und Vorträge, TSK II, S. 59, Erlangen

SPRENGER, W. (1989): Jb. Geol. B.-A., S. 616-617, Wien

UNZOG, W. (1988): Kurzfassungen der Poster und Vorträge, TSK II, S. 125-126, Erlangen

ABB. 1

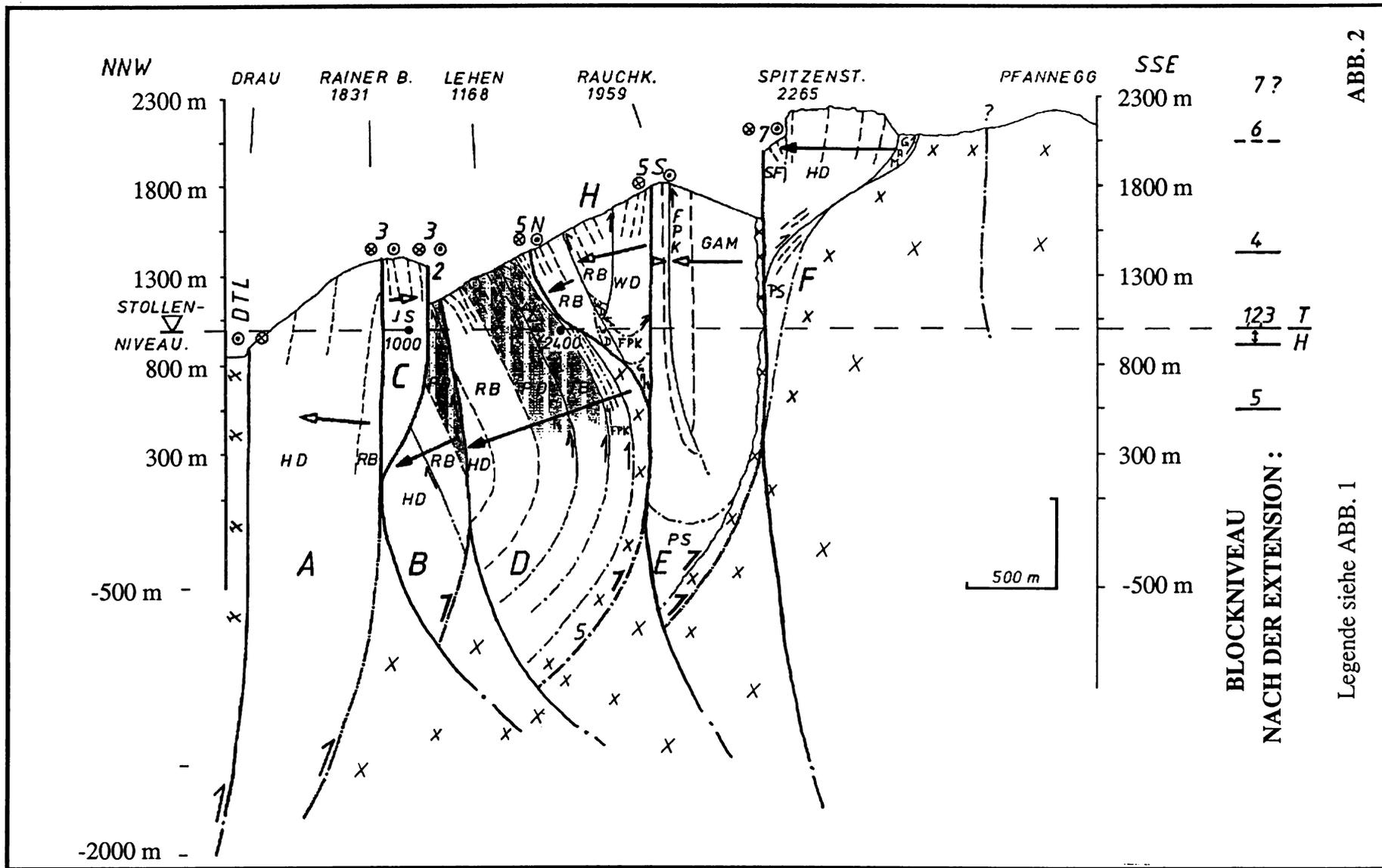


- | | |
|--------|---|
| JS | "Jungschichten": Kössen-, Allgäu Fm. |
| HD, SF | Hauptdolomit, Seefelder Schichten |
| RB | Raibler Schichten |
| JB, PD | Abfaltersbach Fm. (Jochbach-, Abfaltersbacher Plattendolomit Mb.) |
| WD | Wetterstein Dolomit |
| FPK | Fellbacher Plattenkalk |
| GAM | "Gruppe des Alpen Muschelkalks" |
| PS | Permoskyth |
| X | Thurntaler Quarzphyllit |
| 7X | Gailtalkristallin |

▲ DORFBERG

- | | |
|--|--|
| | Hangendes der Abfolge, invers |
| | Abschiebung, Aufschiebung, Blattverschiebung |
| | Störung, vermutet |
| | stratigraphische Grenze |

SA GTL



Analyse der Deckenkinematik mit Hilfe von Spröddaten an einem Beispiel aus den Nördlichen Kalkalpen

Blanka Sperner, Geol. Inst., Sigwartstr.10, 7400 Tübingen

In den Kalkvorpalen NE des Ötschers (Niederösterreich) wurden Störungen mit folgenden Methoden analysiert:

a) Inverse Methode nach Angelier & Goguel (1978): Aus der Orientierung von Störungsflächen und Lineationen wird der Streßtensor berechnet. Für jede Störung kann die Abweichung der Lineation von der berechneten Orientierung des Scherstresses in der Fläche ermittelt werden. Die Verteilung dieser Fehler erlaubt eine Beurteilung des Ergebnisses.

b) 30°- Methode nach Turner (1953): Für jede Störung wird die theoretische Lage der Kompressions- und Extensionsachse bestimmt. Beide liegen in der Ebene, die durch die Flächennormale und die Lineation festgelegt ist. Die Kompressionsachse bildet einen Winkel von 30° zur Störung; senkrecht dazu findet sich die Extensionsachse. Die Maxima der Punktplots der Achsen ergeben σ_1 bzw. σ_3 .

Die Separation der Störungen in verschiedene Populationen erfolgte durch Korrelation mit den im Aufschluß vorhandenen Faltenachsen. Die verbleibenden Daten wurden mathematisch separiert, indem die Fehlerverteilung mit der inversen Methode ermittelt und Werte mit großen Abweichungen eliminiert wurden.

Als ein erstes Ereignis läßt sich eine W-E bis NW-SE orientierte Kompression nachweisen, die im Zusammenhang mit der Faltung und dem Deckenbau gesehen wird. Parallel zu dieser Richtung streicht die Hochwartstörung, eine bedeutende Seitenverschiebung, die als tear fault interpretiert wird.

Ein zweites Ereignis zeichnet sich durch horizontale Extension in unterschiedliche Richtungen aus. Es läßt sich mit einer Ausweichbewegung der Nördlichen Kalkalpen nach Osten korrelieren.

TM-SATELLITENBILD-AUSWERTUNG UND PALÄO-SPANNUNGSANALYSE DER BRUCHHAFTEN DEFORMATION AM PERIADRIATISCHEN LINEAMENT

Wolfgang SPRENGER & Helmut HEINISCH, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Ludwig-Maximilians-Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 MÜNCHEN 2

1. Methodik

Erstmals wurden zur strukturgeologischen Analyse in den Alpen Abspiegelungen von LANDSAT 5 TM-Daten herangezogen (Szene 192/28 vom 27.7.1987). Die Aufbereitung der digitalen TM-Datensätze (TM-1 bis TM-7) erfolgte mit dem Programm SWING auf der Bildverarbeitungsanlage der Arbeitsgruppe für Geowissenschaftliche Fernerkundung.

Für strukturgeologische Fragestellungen haben sich die Aufnahmen von Spektralkanal 4 (NIR) und PC 1 aus der Hauptachsentransformation jeweils mit Kontrastverstärkung (Highpass) als günstig erwiesen (Verfahren nach SIEGAL & GILLESPIE, 1980). Mit der Herstellung von Farbmischungen bestand die Möglichkeit, zu zusätzlichen Informationen bezüglich tektonischer und lithologischer Strukturen zu gelangen (z.B. farbtheoretische IHS-Transformation der PCA; SABINS, 1987).

2. TM-Satellitenbild-Auswertung

Vom Typ des Lineamentnetzes ausgehend sind 5 tektonische Bereiche abzugrenzen, die sich auch lithologisch klar unterscheiden lassen.

Am deutlichsten kommen sehr lang aushaltende E-W-Lineamente (100° streichend) zum Ausdruck, die sich eindeutig im Einflußbereich der Drauzug-Südrandstörung und des Periadriatischen Lineaments (PL), also im wesentlichen innerhalb des Gailtalkristallins, konzentrieren. W' Sillian setzt sich das Störungssystem innerhalb des Thurntaler Quarzphyllits zwischen PL und Pustertal fort. Diese sehr prägnante Lineamentschar überprägt geradlinig alle tektonischen Strukturen und lithologischen Grenzen. Sie wird als Haupt-Scherflächensystem einer sehr jungen 'strike-slip'-Deformation interpretiert.

In Analogie zu dem für Aufschluß-Dimensionen üblichen Modell (HANCOCK, 1985; PETIT, 1987) werden dieser prominenten E-W-Lineamentrichtung sämtliche ca. 120° streichenden Lineamente als Riedel-Flächen eines

dextralen Schersystems zugeordnet (z.B. im Bereich des Gailbergsattels oder zwischen Innichen und Sexten; K₄).

Innerhalb des Drauzug-Permomesozoikums und des südalpinen Paläozoikums ist ein wiederum recht deutliches Lineamentsystem als R'-Flächenschar (ca. 170-180° streichend) zu beobachten. An diesen Flächen wäre ein antithetischer, sinistraler Versatz zu erwarten; nach der geologischen Geländeaufnahme handelt es sich jedoch um steilstehende, überwiegend dextrale Brüche.

Detailkartierungen belegen den exakten Verlauf des **Periadriatischen Lineamentes**, welcher durch Tonalitspäne, Permoskyth-Lamellen, Pseudotachylite und die Grenze Kristallin/Südalpin definiert ist. Dieser Verlauf stimmt sehr gut mit der anfangs beschriebenen, 100° streichenden Lineamentschar überein.

Aus dem Vergleich zwischen Satellitenbild-Lineament-Verlauf und tatsächlicher Lage des PL läßt sich auch das beträchtliche Ausmaß der Hangtektonik abschätzen.

Die auffälligen Lineamente der TM-Szene haben nichts mit der tektonischen Hauptphase am PL (Pseudotachylitbildung, großräumige Lateralbewegung etc.; K₁, K₂) zu tun. Sie stehen eventuell mit den historischen Erdbeben in Zusammenhang (Villach, 1348 und 1690; Sillian/Kartitsch, 1862). Auf jeden Fall sind damit jüngste, dextrale Lateralbewegungen innerhalb des altangelegten "Mega-Scherbandes" belegt (K₄).

Zwischen Innichen und dem Kartitscher Sattel kommt es zur Überschneidung von PL und der durch den Drauzug-Nordrand vorgezeichneten Drautal-Störung (DS). Im Bereich Kartitsch versetzen die jungen E-W-Lineamente eindeutig die DS mit dextralem Bewegungssinn (Versatz insgesamt 8.5 km).

An der DS liefen in erster Linie Vertikalbewegungen ab, da die Lienzer Dolomiten grabenartig in das Altkristallin eingesenkt sind ('pull-apart basin'). Interpretiert man die DS als R-Fläche, so ergibt sich ein gegenläufiger, sinistraler Bewegungssinn während eines älteren Deformationsereignisses am PL (K₃).

Die Grenze zwischen Thurntaler Quarzphyllit und Altkristallin S' des Tauernfensters fällt zum Teil mit Lineamenten zusammen, zum Teil verläuft sie unabhängig. Dies bestätigt die Untersuchungen von HEINISCH & SCHMIDT (1984), wonach es sich bei der Markinkele-Linie um eine komplexe, mehrfach reaktivierte Scherzone handelt. Der Grenzbereich zum PL entspricht einer bruchhaften sinistralen R-Fläche.

3. Paläo-Spannungsanalyse

Hierfür wurden Scherkluft-Messungen mit feststellbaren Verschiebungsvektoren verwendet und mit einem Computerprogramm von WALLBRECHER nach ANGELIER & MECHLER (1977) verarbeitet.

Für die innerhalb der Kataklysezone des Periadriatischen Lineaments liegenden Gesteinskörper, wie Tonalit- und Permoskyth-Sandstein-Lamellen, ergibt sich überwiegend eine sinistrale Lateralbewegung mit einer deutlichen kompressiven Komponente (Transpression). Dies bewirkte eine Schrägaufschubung des südlichen Gesteinskomplexes (Paläozoikum der Karnischen Alpen) auf die polymetamorphen Gesteine des Gailtalkristallins in Richtung NE.

Die Drauzug-Südrandstörung zeichnet sich durch eine vorwiegend sinistrale Scherung ohne nennenswerte Aufschubungskomponente aus. Das ermittelte Paläostressfeld wird in beiden Fällen der letzten überlieferten sinistralen Deformationsphase zugeordnet (K_3).

Innerhalb des Gailtalkristallins überwiegt dextrale Scherung verknüpft mit einer deutlichen kompressiven Komponente (Abschiebung der N-Scholle nach E). Hier häufen sich auch die genannten markanten Lineamente mit dextralem Versatz (K_4). Lokal sind am PL ebenfalls dextral-kompressive Phasen nachweisbar.

Es ist daher zur Erklärung der Daten die Annahme zweier entgegengesetzter Schersysteme verschiedenen Alters unabdingbar.

4. Interpretation

Für die Kinematik des untersuchten Großraumes spielt der Kompetenzkontrast zwischen den rigiden Karbonatkomplexen (Lienzer Dolomiten, Karbonate des Südalpinen Paläozoikums, Sextener Dolomiten) und den extrem deformierten Phylloniten und Gneisen (Gailtalkristallin, Thurntaler Quarzphyllit) eine entscheidende Rolle. Es resultieren Relativbewegungen zwischen den Blöcken und die Ausbildung von blockinternen Flächensystemen, wie sie analog aus der mikrostrukturellen Analyse bekannt sind.

Die Hauptgefügeelemente rotierten im Falle des Gailtalkristallins durch transpressive Scherung in eine vertikale Raumlage mit E-W-Streichen. Durch hohe Strainbeträge wurde der Bereich tiefgründig entfestigt und reagierte in der Folgezeit im Vergleich zu den rigiden Blöcken pseudoplastisch. Daraus resultiert die Vielphasigkeit der in diesem schmalen Krustenstreifen dokumentierten Deformationsereignisse. Dieses so festlegbare "Mega-Scherband" verläuft zwischen Drauzug-Permotrias und zentra-

len Teilen der Karnischen Alpen. Eine ähnlich hohe Lineamentdichte tritt auch im Bereich des Kreuzbergpasses auf, wo der Brixener Quarzphyllit und die Tonschiefer der Karnischen Alpen gegen die Sextener Dolomiten grenzen.

Der Gesamtstrain dieser Bereiche ist mangels geeigneter Strain-Marker nicht direkt meßbar und kann somit nur durch indirekte geologische Methoden (z.B. Faziesvergleich) abgeschätzt werden. Ohne Berücksichtigung der duktilen Verformung am PL ergeben sich bereits mindestens 4 klar trennbare tektonische Phasen mit wechselnder Paläo-Spannungsrichtung (K₁ bis K₄).

Literatur

ANGELIER J. & MECHLER P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. géol. France (7) XIX, 1309-1318, Paris.

HANCOCK P.L. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice.- J. Struct. Geol. 7/3-4, 437-457, Oxford.

HEINISCH H. & SCHMIDT K. (1984): Zur Geologie des Thurntaler Quarzphyllits und des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Ostalpen, Südtirol).- Geol. Rdsch. 73/1, 113-129, Stuttgart.

PETIT J.P. (1987): Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks.- J. Struct. Geol. 9/5-6, 597-608, Oxford.

SABINS F.F. (1987): Remote Sensing. Principles and Interpretation.- 2nd ed., 449 p., Freeman, New York.

SIEGAL B.S. & GILLESPIE A.R. (Eds.) (1980): Remote Sensing in Geology.- 701 p., Wiley & Sons, New York.

Die alpidische Aktivierung von Störungszonen im nordwestlichen Vorland des Böhmisches Massivs (Intraplattentektonik Mitteleuropas)

Werner Stackebrandt, Hans Joachim Franzke, Zentralinstitut für Physik der Erde, Telegrafenberg, Potsdam, DDR 1561

Mitteleuropas Störungssysteme zeigen in ihrer räumlichen Anordnung und zeitlichen Aktivierung starke Beeinflussungen durch das Alpen-Karpaten-Tektogen. Sie bieten damit die Möglichkeit, die oberflächennahen Wirkungen zwischen Tektogen und Vorland in der rigiden Kruste zu studieren, während die plastischen Deformationen tieferer Krustenniveaus nur indirekt erschlossen werden können.

Übereinstimmend mit den Krustendehnungen in den Alpen unterliegen auch die subparallel orientierten Störungszonen des nördlichen Vorlands, die meist schon auf variszische Anlage zurückgehen, der Weitung. Die Weitungsbewegungen, die an Intensität deutlich hinter denen des Tektogens zurückbleiben, verteilen sich zwischen Oberer Trias und Unterkreide auf verschiedene Bewegungsspitzen. Sie charakterisieren diesen Zeitraum im Tektogen als auch im germanotyp deformierten Mitteleuropa als Weitungsetappe. Zeitgleich mit dem Übergang zur Kollisionstektonik im Alpen-Karpaten-Tektogen ändert sich auch das Bewegungsverhalten der mitteleuropäischen Störungen.

Dabei spielen sowohl der primäre Blockbau, wie die Lage des Böhmisches Massivs zwischen Ostalpen- und Westkarpaten, als auch die alternierend zwischen den Teilen des Tektogens wechselnden Deformationen eine Rolle. Hierfür ist die Orientierung der präexistenten regionalen Störungen des Vorlandes zur tektonischen Einengungsrichtung innerhalb des Tektogens entscheidend für den Bewegungssinn an diesen Störungen (Weitungs-, Einengungs- oder Trans-

versalcharakter). In dem Sinne, wie sich die Aktivitätsspitzen der Faltung von den Karpaten zu den Alpen und umgekehrt verlagern, verändert sich auch das Bewegungsverhalten an den regionalen Störungszonen in Mitteleuropa. So sind mit den Faltungsphasen in den Westkarpaten während der Unterkreide (1) Dilatations-Bewegungen an NW-SE-Störungszonen verbunden (Anlage von Gräben, Abschiebungen).

Während der paläoalpidischen Faltung (Oberkreide) verlagert sich die Hauptbeanspruchung zu den Alpen (2). Die damit verbundenen Spannungsfelder verändern die NW-SE-Störungen des nördlichen Vorlandes zu Einengungsstrukturen. Submeridional angelegte Störungen unterliegen zeitgleich der Weitung. Mit der anschließenden Verlagerung der Hauptdeformation zu den Westkarpaten (3) sind z.B. saline, auf Dilatation zurückzuführende Intrusionen in NW-SE-Störungen des nördlichen Harzvorlandes verbunden. Der darauf folgenden Aktivitätsverlagerung zum Alpen-Segment (4), wieder verbunden mit submeridional gerichteter Hauptspannungssachse, verdankt der Oberrheingraben seine Ausgestaltung. Dextrale Seitenverschiebungen an den NW-SE Störungen Mitteleuropas sind ebenfalls mit dieser mesoalpidischen Deformation zu korrelieren. Die nächstjüngere Beanspruchung in den Westkarpaten (5) bewirkt auf Weitung zurückzuführende Deformationen in der jüngsten Oberkreide des NW-SE streichenden Allertals, einem Teilelement der Mitteldeutschen Hauptabbrüche. Mit den jüngeren Beanspruchungen des Alpen-Karpaten-Tektogens sind Phasen der Heraushebung einzelner Blöcke oder Schollen im nördlichen Vorfeld des Tektogens verbunden.

Die Ausführungen zeigen den gleichsinnigen Bewegungswandel im Tektogen und im Vorland. Die kompressiven Spannungsfelder, die von den zeitlich alternierenden Kollisionsereignissen im Alpen-Karpatentektogen ausgehen, bewirkten auch den Wechsel im Bewegungsregime der NW-SE und submeridional streichenden Störungen des nördlichen Vorlands.

STRUKTURGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM ÖSTLICHEN RUHRKARBON

Nordflanke des Walstedder Sattels - Zeche Radbod - Hamm

Erik STEPHAN, Geol.-Paläont. Institut, INF 234,
Karl-Ruprechts-Universität, D - 6900 Heidelberg

Im Rahmen der Neuerschließung des Grubenfeldes Donar wurden bei der Streckenauffahrung Lithologie und Tektonik aufgenommen und mit Hilfe von Bohrprofilen und bereits erstellten großräumigen Längs- und Querschnitten in einen regionalen Zusammenhang gebracht.

Weiterhin wurde die interne Deformation an Sandsteinen mit Hilfe der Rf/Ø Methode und an Tonsteinen anhand von Goniatiten bestimmt.

Der ENE/WSW streichende Sattel wird in seiner Achse von einer großen dextralen Blattverschiebung gestört, in die auf der Nordflanke weitere NW/SE streichende Blätter mit Versätzen bis 100m einmünden.

Die komplexe Deformation mit Faltung, schichtparallelem Gleiten, Blattverschiebungen und Störungssystemen lässt eine genaue Rekonstruktion der tektonischen Entwicklung zu und zeigt, daß im östlichen Ruhrkarbon neben der Einengung in NNW Richtung eine Dehnung WNW Richtung stattgefunden haben muß.

NEOTEKTONIK IN DEN NÖRDLICHEN SIERRAS PAMPEANAS, ARGENTINIEN
(26°-27° SÜDLICHE BREITE)

Manfred R. STRECKER, Geologisches Institut, Universität Karlsruhe,
Kaiserstraße 12, D-7500 Karlsruhe 1
Arthur L. BLOOM, Department of Geological Sciences, 2112 Snee Hall,
Ithaca, N.Y. 14853, U.S.A.
Philipp CERVENY, Earth Sciences, Dartmouth College, Hanover, N.H.,
U.S.A.

Die Sierras Pampeanas umfassen eine etwa 450 km breite Deformationszone bestehend aus kristallinen Blöcken spätpräkambrischen und paläozoischen Alters im Vorland der argentinischen Anden. Sie liegen über einem flachwinkligen Subduktionssegment der Nazca Platte zwischen 28° und 33° südl. Breite und über der Übergangszone zwischen flacher und steiler Subduktion (28° bis 26° südl. Breite). Nach Nordwesten gehen die Sierras über in den Ostrand des intraandinen Puna/Altiplano Plateaus, nach Norden schließen sich die Ausläufer der Ostkordillere und des subandinen Überschiebungsgürtels an. Aufgrund guter Aufschlußverhältnisse in den Beckensedimenten und datierbarer vulkanischer Aschen eignet sich das Gebiet der nördlichen Sierras Pampeanas hervorragend zur Analyse der tektonischen Entwicklung in diesem Sektor des Andenvorlandes. Innerhalb einer Entfernung von 50 km verändert sich die Topographie von 400 m im undeformierten Vorland bei Tucumán auf über 5000 m in den Sierras Aconquija, Cumbres Calchaquies und Quilmes. Die submeridional streichenden Blöcke begrenzen das 2000 m hohe Tal von Santa María, dessen Sedimentationsgeschichte Aufschlüsse über die Hebung der benachbarten Gebirgsblöcke gibt. Seit dem Spättertiär werden die Blöcke an 50° bis 80° geneigten Aufschiebungen herausgehoben. Die Heraushebung von Sierra Quilmes, Aconquija und Cumbres Calchaquies begann um etwa 7 Ma, wodurch die terrestrische Sedimentation des Grupo Santa María eingeleitet wurde. Die Hauptheraushebung und randliche Deformation der Blöcke begann zwischen 4 und 3.4 Ma und kulminierte zwischen 2.9 und 2.5 Ma. Die kinematische Analyse der großen Basementaufschiebungen und der Brüche in den tertiären Sedimenten zeigt, daß diese tektoni-

sche Phase durch ESE-WNW orientierte Kompression hervorgerufen wurde.

Die Hauptdeformationsphase nach 2.9 Ma führte zu topographischen und klimatischen Bedingungen, die eine Bildung von fünf Pedimentgenerationen in den leicht erodierbaren neogenen Beckensedimenten begünstigte. Durch $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ und Spaltspuren-Datierungen an vulkanischen Aschen in den Sedimentbedeckungen und aufgrund ihrer ehemaligen flachen Neigung sind die Pedimente ideale chronologische Horizonte zur Erfassung und Bewertung neotektonischer Bewegungen. Verbiegungen und Brüche in dem ehemals flachen Pediment I (2.9-2.5 Ma), Pediment II (1.2 Ma) und Pediment III (1.2-0.6 Ma) belegen die Kontinuität großräumiger tektonischer Bewegungen in den nördlichen Sierras Pampeanas bis etwa 0.6 Ma. Diese Bewegungen erfolgten hauptsächlich an Strukturen, die bereits in der Deformationsphase um 2.9 Ma angelegt wurden. Das Fehlen von Anzeigern für größere tektonische Verstellung von Pedimenten und Schwemmfächersedimenten, die jünger als 0.6 Ma sind, deutet aber nicht auf tektonische Ruhe in diesem Gebiet hin. Erdbeben und Bruchstufen an Bergfronten und im Piedmont in 2000-1400 Jahre alten Sedimenten dokumentieren, daß die Heraushebung der Sierras Pampeanas andauert.

Im Gegensatz zu den zentralen Sierras Pampeanas zwischen 28° und 33° südl. Breite besteht in den nördlichen Sierras Pampeanas kein eindeutiger Zusammenhang zwischen flacher Subduktion und Deformation in der hangenden Platte. Die neue Chronologie der Hebungsgeschichte zeigt, daß die Deformation in den Sierras Pampeanas sehr jung ist und im Zuge der Hebung des angrenzenden Puna/Altiplano Plateaus stattfand. Neogener Vulkanismus westlich der nördlichen Ausläufer der Sierras Pampeanas sowie die Lage in der Übergangszone von flacher zu steiler Subduktion machen einen anderen Hebungsmechanismus wahrscheinlich. Eine alternative Interpretation hierzu berücksichtigt den Vulkanismus dieser Region und den besonderen Charakter der Übergangszone. Danach würde die thermisch induzierte Heraushebung des angrenzenden Puna Plateaus über einem breiten Asthenosphärenkeil in der seismischen Übergangszone stattfinden. Die thermisch geschwächte Zone würde auch die unmittelbar angrenzenden nördlichen Sierras Pampeanas erfassen und unter einem E-W gerichteten Kompressionsregime zur Heraushebung führen.

EKLOGITE IN ALPIDISCH AMPHIBOLITFAZIELL GEPRÄGTEN SERIEN DES OSTALPINS – ALTER UND GENESE

Martin THÖNI, Institut für Geologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7/III,
A-1010 Wien, Österreich

Im Südabschnitt der ostalpinen Kristallindecke sind über weite Strecken eklogitische Gesteine bekannt. Einige dieser Vorkommen, wie jene in der Kreuzeckgruppe (W-Kärnten; HOKE 1987) oder jene in der Texelgruppe (Südtirol; KOSTNER 1989) wurden erst kürzlich erstmals beschrieben bzw. petrologisch bearbeitet. Alle diese Eklogite sind in polymetamorphe Gneis- und Glimmerschieferserien eingeschaltet, die in der Kreide ihre letzte amphibolitfazielle Prägung bei unterschiedlicher begleitender Deformation erfahren haben.

Ergebnisse. Isotopenuntersuchungen wurden vor allem an Eklogiten der Saualpe durchgeführt. Für diese oft gut erhaltenen Gleichgewichtsparagenesen gibt MILLER (1990, in prep.) Bildungsbedingungen von ca. 600–650°C bei 13–18 kbar an. Sm/Nd-, Rb/Sr- und Pb/Pb-Isotopendaten*) am Gesamtgestein und den Mineralphasen Granat, Omphazit, Zoisit-Klinozoisit/Epidot, Amphibol und Phengit von jeweils zwei Eklogitproben der Vorkommen Druckerhütte und Gertrusk zeigen komplexe (d.h. gestörte), aber übereinstimmende Muster:

- o Der Großteil der Sm/Nd- und Rb/Sr-Mineralisochronenalter fällt in den Zeitraum 60–100 Ma.
- o Die Sm/Nd- und Nd-Isotopenverhältnisse der Gesamtgesteine liegen einheitlich nahe den Werten für moderne MOR-Basalte. Die $\epsilon_{\text{Nd}}^{\circ}$ -Werte liegen zwischen +7 und +9. Im Nd/Sr-Korrelationsdiagramm liegen die Datenpunkte rechts von der Mantellinie (erhöhtes Sr), im Pb/Pb-Diagramm im Feld für MORB + OIB.
- o Rb/Sr-Analysen an einem Ky-führenden Eklogit mit ausgeprägtem Lagenbau des Vorkommens Kirchberg zeigen ein gestörtes System. Interne Isochronenalter benachbarter Lagen ergeben 70–240 Ma.

Zwei grobkörnige, statisch rekristallisierte Paragesteine der Ga-Ky-Stau-führenden Hüllserien (Gertrusk und Große Saualpe) ergeben gut definierte Sm/Nd- und Rb/Sr-Isochronen für Granat und Hellglimmer (+ Staurolith) um 90 Ma. Acht Rb/Sr-Biotitalter streuen zwischen 57 und 92 Ma.

! Vereinzelt Gabbro-Relikte in Eklogiten der Koralpe können wichtige Hinweise für die Eklogitgenese in diesem Abschnitt des Ostalpines liefern. Vom Vorkommen Bären in der südlichen Koralpe, wo im Aufschluß-/Handstückbereich der lückenlose Übergang von Gabbro in Eklogit beobachtet werden kann, liegt eine Sm/Nd-Mineralisochrone des Gabbros (Px, Plag, WR) von 275 ± 18 Ma vor. Im Nd/Sr-Korrelationsdiagramm liegt das Gestein mitten im MORB-Feld (Sr-Isotopenverhältnis: 0.7028, $\epsilon_{\text{Nd}}^{\circ}: +10$).

Für die stark retrograd überprägten Eklogite der Texelgruppe (südliche Ötztaldecke) ist mehrphasige Entstehung belegt. Die PT-Bedingungen für die (jüngere) Hochdruckparagenese GaII-Omp-Zoi-Qz-Rut-Amp-Pheng werden mit 550°C bei mindestens 13 kbar angegeben (KOSTNER 1989). Ein Phengit liefert ein Rb/Sr-Alter von 71 Ma, Rb/Sr-Daten an

einem mäßig überprägten Eklogit mit Lagenbau zeigen intensiven postvariszischen Isotopenaustausch an. Die Rb/Sr-Mineralalter der pelitischen Hüllserien streuen zwischen 63 und 100 Ma.

Die Eklogite der Kreuzeckgruppe (HOKE 1987) sind in vielerlei Hinsicht mit jenen der Texelgruppe vergleichbar.

Interpretation. Auf Grund der Einbindung der genannten Eklogite in die Hüllserien ist zu postulieren, daß die voralpidische kontinentale Kruste der modernen südlichen ostalpinen Kristallindecken im Zuge der altalpidischen Kollisionsvorgänge über weite Strecken (Koralpe bis südliches Ötztal) bis zu Tiefen von 40–50 km subduziert wurde.

Ein Teil der Protolithen der Kor- und Saualpeneklogite stellt offenbar junge ozeanische Produkte dar. In einer sehr frühen Phase der alpidischen Entwicklung, im Perm, werden im Zuge von Rifting-Vorgängen basische Magmatite gefördert. Dieser Bereich liegt innerhalb der ausdünnenden und zerbrechenden nördlichen Adria-Mikroplatte, einem Teil des kompliziert gebauten Nordrandes von Gondwana. Nach einer längeren Phase der Extension setzen im jüngeren Mesozoikum Kollisionsvorgänge ein. Durch das „Zuklappen“ des Westendes der Tethys, die innerhalb der nördlichen Adria ausspitzt, werden Teile der alten kontinentalen Kruste, einschließlich ihrer jungen ozeanischen Gesteine, bis zu 50 km tief subduziert. Da die ozeanische Tethys jedoch am SE-Rand der heutigen Ostalpen ihr Ende gehabt haben dürfte, ist die Fortsetzung dieses Bereiches in das heutige alpine Grundgebirge hinein als schmale „intracontinentale Subduktionszone“ nur rudimentär entwickelt und schwer erkennbar. Bei diesen Vorgängen in der Wurzelzone der zukünftigen ostalpinen Decken können neben Vertikal- auch Horizontalbewegungen eine Rolle spielen. Als Mindestalter für die tiefste Versenkung (High-P-event) werden 100 Ma geschätzt: In basischen Magmatiten eines ehemals aufbrechenden Ozeanbodens entstehen Eklogitparagenesen mit Ga+Omp+Zoi+Ky+Rut+Qz±Amp±Pheng. Im Zuge des Aufstiegs kommt es zu einer T-Überprägung, die in den Metapeliten unter Kristallisation von Ga und Stau bei 600°C und 6–7 kbar um 90 Ma ihr Maximum erreicht. Druckentlastung, T-Ausgleich und Interaktion mit metamorphen Wässern bewirken beim weiteren Auffahren der warmen Decken auf den südpenninischen Ozean intensive bis vollständige retrograde Überprägung der Hochdruckparagenesen.

Literatur:

- HOKE, L., 1987: Ph. D. Thesis, Univ. Cambridge.
- KOSTNER, A., 1989: Dipl.-Arbeit, Univ. Wien.
- MILLER, Ch., 1990: Manus. in prep.

*) Die Mehrheit der Analysen wurde in Zusammenarbeit mit E. JAGOUTZ am Max-Planck-Institut/Abteilung Kosmochemie in Mainz durchgeführt.

ZIRKONE EINES FLASERGNEISES AUS DEM FALLUNG TAL

Peter TONDAR, Andreas NEUMAIR, Christoph BÖHM & Georg TROLL
Institut für Petrographie und Mineralogie der Ludwig-Maximilians-Universität,
Theresienstr. 41, D-8000 München 2

Die Zirkone eines Flasergneises aus dem Altkristallin der Sesvennagruppe (westliche Ötztaler Masse) wurden mit Durchlicht- und Rasterelektronenmikroskop untersucht. Während der magmatischen (oder höchstmetamorphen) Entwicklungsphasen entstand eine Zirkonpopulationen, die in ihrem Innenbau den Geneseverlauf aufgezeichnet hat. Die Existenz verschiedener Kernarten weist auf sedimentäres Ausgangsmaterial hin.

Im Streupräparat einer Zirkonpopulation ist kein Zirkon in identischer Ausführung zweimal vertreten. Aber es gibt im Aufbau der Zirkone populationsweit charakteristische, allgemein verbreitete Eigenheiten (HOPPE 1963). Diese zur Charakterisierung geeigneten, typischen Merkmale sind bei verschiedenen Zirkonindividuen wiederum unterschiedlich ausgebildet. Die noch so genaue Untersuchung einzelner oder weniger, zufällig herausgegriffener Zirkone kann somit nicht für eine ganze Zirkonpopulation repräsentativ sein. Erst die Untersuchung einer größeren Anzahl von Zirkonen (bei uns in der Regel 200 bis über 500) schafft Klarheit über die wirklich typischen Erscheinungen einschließlich ihres jeweiligen Ausbildungsspektrums innerhalb einer Population. Zur Dokumentation haben wir die Form der Zeichnung mit begleitendem Text gewählt (Abb. 1). Je Zirkonpopulation sind immer noch mehrere Zeichnungen nötig, um die verschiedenen charakteristischen Erscheinungen mit ihrem Ausbildungsspektrum abzudecken. Allerdings ist es nicht notwendig, einen ganzen Zirkon zu zeichnen. In der Zeichnung eines viertel Zirkons läßt sich aufgrund der Zirkonsymmetrie der gleiche Informationsgehalt unterbringen wie in der Zeichnung des ganzen Zirkons. Die Anzahl der zu zeichnenden Viertel richtet sich nach den Gegebenheiten der jeweils zu charakterisierenden Population. Im Innenbau vieler Zirkonpopulationen sind, von innen nach außen fortschreitend, Schichten oder Hüllen unterscheidbar. Sie wurden offensichtlich zeitlich nacheinander im Verlauf von hinzufügenden oder abtragenden Vorgängen gebildet bzw. geprägt. Im Wesentlichen ist es möglich, die Erscheinungen im Innern der Zirkonpopulationen mit der Dreiteilung Kern, Kernhülle(n) und Außenhülle zu erfassen.

Die Längen und Breiten wurden ebenfalls mit dem Durchlichtmikroskop an 200 unzerbrochenen Zirkonen vermessen und daraus die Elongation berechnet (Abb. 3).

Die Zirkonaußenflächen haben wir gemäß PUPIN & TURCO (1972, 1975, 1980, 1981) mit dem Rasterelektronenmikroskop untersucht. Nach unseren Erfahrungen ist es nicht möglich, sehr schmal entwickelte Flächen mit Lichtmikroskopen festzustellen. Die untersuchten Zirkone zeigen, soweit idiomorph ausgebildet, lediglich die vier üblichen verschiedenen Flächen: Die beiden Prismen (100) und (110) und die zwei Pyramiden (101) und (211) (indiziert nach CARUBA & TURCO 1971). Typologisch klassifiziert wurden die gesichteten Zirkone gemäß dem von PUPIN et al. (s.o.) entwickelten Diagramm. In diesem Diagramm ist in horizontaler Richtung das Verhältnis der Pyramidenflächen zueinander angetragen. In vertikaler Richtung ist das Verhältnis der Prismenflächen (100) und (110) angetragen, welchem PUPIN (1972) eine quantifizierte Thermometerfunktion zuordnen konnte (Abb.2). Für das Diagramm von Abbildung 2 wurden im REM das Streupräparat zeilenweise nach 101 unzerbrochenen Zirkonen abgesucht und die Zirkone gemäß dem PUPIN-Diagramm klassifiziert.

Es liegen drei (und mehr) Zirkongenesephassen vor: Zuerst die Genesen bzw. ihrerseits wieder mehrphasige Genese der mindestens drei verschiedenen Kernarten in unterschiedlichen Magmen. Anschließend die Rundung der Kernarten. Dann die bei den meisten Zirkonen ausgebildete Phase der Kernhülle, welche durch ihre Eintrübung oder Metamiktisierung ausgezeichnet ist. Auffälligerweise beschränkt sich der Effekt auf die Kernhülle, ist dort keineswegs immer gleichmäßig verteilt und befällt benachbarte Bereiche nicht. Es dürfte sich um die gleiche Erscheinung handeln, die DÖLZLMÜLLER et al. (1989) bei den Zirkonen des Hohen Sonnblick Granitgneises beobachtet haben. Als letzte Phase und fast allen Zirkonen gemeinsam folgt die Bildung der Außenhülle, die nach der Darstellung im PUPIN-Diagramm bei ca. 600° C ihren Abschluß fand. Die verschiedenen, überwiegend gerundeten Kernarten der Zirkonpopulation des Flasergneises weisen auf sedimentäres Ausgangsmaterial seines Eduktes (S-Typ Granit?) hin. Es ist noch nicht gelungen, die Zirkongenesephassen zeitlich einzuordnen.

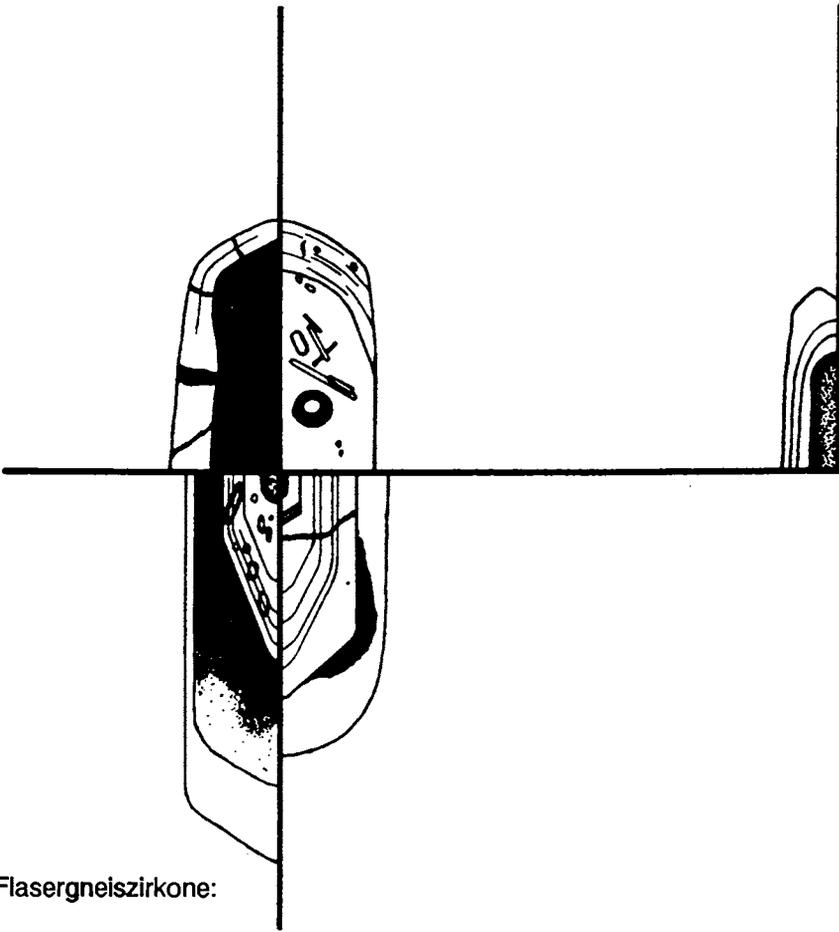


Abb. 1, Flasergneiszirkone:

Kern: - fast immer feststellbar

- mindestens folgende drei verschiedenen Typen kommen vor (1. und 2. häufig, 3. seltener, eine Quantifizierung des Anteils der einzelnen Kernarten ist nicht möglich, weil nicht jeder Kern zweifelsfrei der einen oder anderen Population zugerechnet werden kann):

1. gerundet, klar, mit großen Einschlüssen, nicht oder wenig zoniert, verschiedene Größen (im rechten oberen Quadranten der Zeichnung dargestellt)
2. idiomorph (mit (211)-Pyramiden) bis gerundet, überwiegend mit (211)-Pyramiden zoniert, klar mit großen Einschlüssen, z.T. mit idio- oder xenomorphem "Innenkern" (in den beiden unteren Quadranten der Zeichnung dargestellt)
3. länglich-gerundet, feinblasig (im zusätzlichen fünften Quadranten der Zeichnung dargestellt)

- Kerne z.T. mit eigenem Rißsystem

Kernhülle: - oft vorhanden, zumindest in Teilen ausgebildet (oder erhalten ?)

- xenomorph, vereinzelt idiomorph mit überwiegenden (101)-Pyramidenflächen (Art der Prismenfläche nicht feststellbar), Anteil am Zirkongesamtvolumen äußerst variabel
- getrübt bis zum Opaken (metamikt ?)

Außenhülle: - fast immer ausgebildet

- gerundet bis idiomorph mit (110)-Prismenflächen und (101)-Pyramidenflächen, (211)-Pyramidenflächen untergeordnet
- klar, z.T. rissig, selten schwach mit (101) zoniert

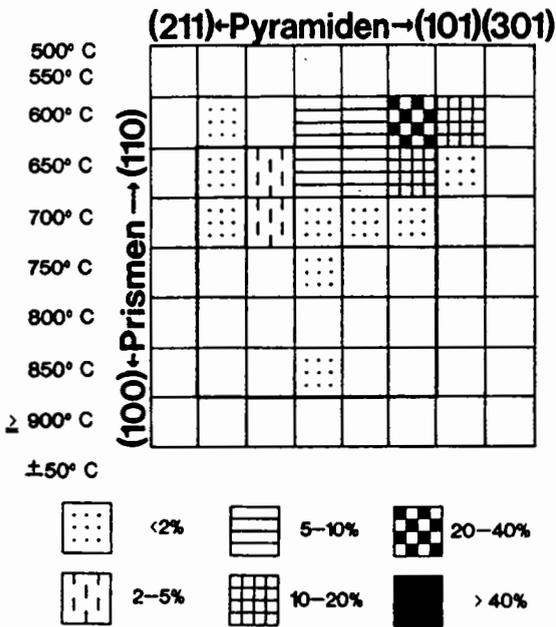


Abb. 2:
PUPIN-Diagramm
der Flasergneiszirrone

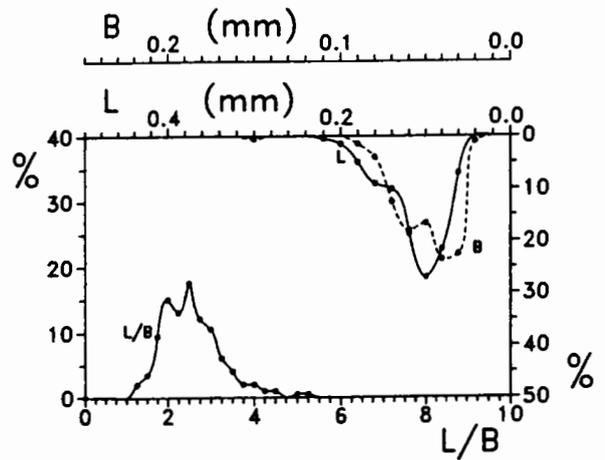


Abb. 3:
Das Längen/Breiten/Größen-Diagramm:
Auf der unteren Horizontalachse ist
die Elongation der Zirkone gegen die
links vertikal skalierte Häufigkeit
angetragen. Die beiden oberen
Horizontalachsen geben die
gemessenen Längen- und Breiten
gegen ihre rechts vertikal abwärts
skalierte Häufigkeit an.

Literatur:

- CARUBA, R. & TURCO, G. (1971): Mise au point sur la notation des faces du zircon. Élaboration d'une méthode d'indexation rapide des faces des zircons accessoires des roches par utilisation d'abaques.- Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., **94**, 427-436.
- DÖLZMÜLLER, H., FINGER, F. & SCHERMAIER, A. (1989): Die Ausbildung der Zirkone im Granitgneis des hohen Sonnblicks (Penninikum, Ostalpen) und ihre Aussage zur Gesteinsgenese.- Mitt. österr. geol. Ges., **81**, S. 33-45.
- FRASL, G. (1963): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen.- Jb. Geol. B.-A., **106**, 405-428.
- HOPPE, G. (1963): Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen.- Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin Nr.1, 131 S.
- PUPIN, J-P. & TURCO, G. (1972): Le zircon accessoire en géothermométrie.- C. R. Akad. Sci. Paris, ser. D, **274**, 2121-2124.
- PUPIN, J-P. & TURCO, G. (1975): Typologie du zircon accessoire dans les roches plutoniques dioritiques, granitiques et syenitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques.- Pétrologie, **1**, H. 2, 139-156.
- PUPIN, J-P. (1980): Zircon and granite petrology.- Contr. Min. Petr., **73**, 207-220.
- PUPIN, J-P. & TURCO, G. (1981): Le zircon, minéral commun significatif des roches endogènes et exogènes.- Bull. Minéral., **104**, 724-731.

Untersuchung der progressiven Gesteinsdeformation
im Gebiet von Orto di Donna
(Apuaner Alpen, Nord-Toskana)

Dipl.-Geol. Andreas UHLIG, Institut für Geologie und
Paläontologie, Universität Hannover, Callinstr. 30,
D-3000 Hannover 1

Die Apuaner Alpen bilden den Kern eines großen tektonischen Fensters, in dem die tiefste Einheit des nordapenninischen Deckenstapels ansteht. Kennzeichen dieses multipel und penetrativ deformierten "Toskanischen Autochthons" sind ausgeprägte Schieferungssysteme und ein isoklinaler Faltenbau der mesozoisch/tertiären Metasedimente. Die komplexe Gesteinsdeformation resultiert aus der Kollision des Corso-Sardischen Mikrokontinentes mit der Adria-Platte im späten Miozän und einer daraus folgende Obduktion von Gesteinsserien des ehemaligen penninisch-ligurischen Ablagerungsgebietes auf das adriatische Vorland. Entsprechend der von SW nach NE vorangeschrittenen Deckenüberschiebung zeigen die axialen Gefügeelemente apenninische Streichen (NW - SE), die Streckungslineare liegen parallel der Richtung des Deckentransportes.

Verschiedene Modelle zur strukturellen Prägung des "Toskanischen Autochthons" sind bisher beschrieben worden. Eine in diesem Gebiet bisher noch nicht angewandte Arbeitsmethode zur Analyse der progressiven Interndeformation soll einen Beitrag zur Klärung der kinematischen Entwicklung liefern. Eines der auffälligsten Gefügemerkmale im Untersuchungsgebiet sind faserige Druckschattenhöfe um deformationsresistente Objekte (Pyritkristalle, pyritisierte Ammoniten). Die Geometrie dieser syntektonisch wachsenden Strukturen kann zur Charakterisierung der lokalen Defor-

mationsparameter benutzt werden. Korrelation der zunehmenden Deformation (incremental strain) mit der totalen Deformation (finite strain) erlauben Aussagen über den Faltungs- und Schieferungsmechanismus.

Die bisherigen Untersuchungen zeigen, daß sich in der xy-Ebene des Deformationsellipsoides Fasern der ersten Deformationsphase (D1) symmetrische Druckschatten gebildet haben. Diese Gefügeprägung erfolgte offensichtlich unter ebenen Deformationsbedingungen (plane strain), da Fasern in y-Richtung nicht vorhanden sind. D2-Strukturen sind in dieser Dünnschlifflage nicht einmessbar. In der xz-Ebene haben die Druckschattenhöfe eine asymmetrische Geometrie, bedingt durch eine kontinuierliche Änderung von nicht-koaxialer zu koaxialer Deformation. Diskordante gerade Fasern, die einen Winkel von 40° bis 70° zu D1-Fasern einschließen, kristallisierten während der zweiten Gefügeprägung (D2). Mehrere Dünnschliffe zeigen eine Wachstumskontinuität von D1- und D2-Fasern, in der sich ein progressiver Bewegungsablauf ausdrückt.

Die gebirgsbildenden Prozesse im Bereich von Orto di Donna resultieren aus relativ richtungskonstanten Überschiebungsbewegungen während der apenninen Orogenese. Im Verlauf des Deckenschubes änderte sich der Deformationsstil von einfacher, nach NE gerichteter Scherung zu koaxialer Prägnung, was eine starke Dehnung frühzeitig entstandener isoklinaler Falten zur Folge hatte. Unterschiedliche Druckschattengeometrien deuten auf einen nicht-synchronen Ablauf der Deformationsereignisse.

**Die Kinematik des Zirkonwachstums und seine Bedeutung für
die Genese prä-mesozoischer Gneise im Grundgebirge des
Tauernfensters**

Gerhard VAVRA, Institut für Kristallographie und
Petrographie, ETH Zürich, CH-8092 Zürich

Die Wachstumszonierung von Zirkonen wird mit Hilfe der Kathodolumineszenz an orientiert geschnittenen Kristallen sichtbar gemacht. Sie enthält die Information über die relativen Verschiebungsgeschwindigkeiten der Kristallflächen während des Wachstums. Diese Wachstumskinematik wird von externen Faktoren, vor allem von der Unterkühlung (bzw. Zr-Übersättigung) der umgebenden Schmelze beeinflusst. Für das anatektische Zirkonwachstum in den prä-mesozoischen Plagioklasgneisen des Tauernfensters lassen die rekonstruierte Kinematik und die peripher gelegenen Resorptionsstadien auf eine Abnahme der Zr-Übersättigung während prograde Anatexis schließen. Die anfängliche hohe Übersättigung wird mit der Freisetzung von Zr aus Fremdmineralen in die initiale anatektische Schmelze erklärt. Die Freisetzung von nicht kristallinem Zr erklärt auch das große Volumenverhältnis von anatektischem Wachstum zu protolithischen Kernen, welches größer ist, als die niedrige Aufschmelzungsrates und die niedrigen Zr-Sättigungsgehalte anatektischer Schmelzen erwarten lassen. Der große Anteil des ursprünglich nicht kristallisierten und aus Fremdmineralen freigesetzten Zr wird mit einer vulkanischen Genese der Protolithe erklärt. Die Extrusion der dazitischen Schmelzen stoppte das Zirkonwachstum, bevor ein wesentlicher Teil des im Magma gelösten Zr als Zirkon kristallisieren konnte. Erst während der nachfolgenden Anatexis wurde die im Protolith eingefrorene Unterkühlung durch das Zirkonwachstum abgebaut.

DEFORMATION BEI OBDUKTION EUROPÄISCHER KONTINENTALER KRUSTE
IM LIEGENDEN DER FRÜHALPINEN SUTUR

WOLF STEFAN VOGLER

INSTITUT FÜR GEOLOGIE DER PHILIPPS-UNIVERSITÄT

HANS-MEERWEIN-STRASSE
D-3550 MARBURG

Die Alpen gelten seit langem als das Modell eines Deckengebirges und die herrlichen Aufschlüsse im Hochgebirge haben mit dazu beigetragen, daß viele Fragen zur Deckentektonik in den Alpen gelöst wurden. Dennoch ergeben sich aus der Sicht der Plattentektonik neue Probleme, insbesondere was die Deformations-Metamorphose-Geschichte an den Hauptdeckengrenzen betrifft.

In den Westalpen Norditaliens repräsentieren große Massen von Serpentiniten, Kumulat-Gabbros, eklogitisierten Pillow-Basalten und Tiefsee-Sedimenten die Piemonteser Ophiolith-Decke, d.h. Reste mesozoischer ozeanischer Kruste. Im Liegenden grenzen sie gegen kontinentale Kruste des jurassischen Südrands Europas, vertreten durch die Penninische Monte Rosa Decke. In variszischer Zeit hatte hier zuletzt Gebirgsbildung stattgefunden unter mittelgradiger Metamorphose und gefolgt von postorogenen Granitintrusionen. Dazu zählt der porphyrische Monte Rosa Granit (310 m.a.) aber auch die Granite der Gran Paradiso Kuppel. Zwischen beiden vermittelt ein kleines Granitvorkommen vom Monte Rosa Typ, das unvermittelt aus den Ophiolithen im Fenster von Arcesaz im Val d'AYas auftaucht.

Im Fenster von Arcesaz finden wir sowohl den Intrusionskontakt dieses Granits in seine metamorphen Hüllgesteine als auch den Hauptdeckenkontakt zwischen Ophiolithen im Hangenden und dem Monte Rosa Granit im Liegenden aufgeschlossen. Während der Deckenbewegung wurde der Granit zum ersten Mal deformiert. Eine erste Schieferung und Streckung wurden dem magmatischen Gefüge überprägt. Verbunden damit entstand ein drastischer Straingradient gegen die Deckengrenze. Ausgehend vom nicht deformierten magmatischen Gefüge entwickeln sich S₁-Abstände von zunächst ca. 20 mm in Kalifeldspat-Augengneisen. Mit Annäherung an die Deckenbahn werden magmatische Kristalle zunehmend zerkleinert, meist unter Rekristallisation, bei KF auch unter Beteiligung bruchhafter Deformation. Der Meta-Granit erwirbt einen phyllonitischen Habitus mit S₁-Abständen um 0,5 mm.

Die Phyllonitisierung des Monte Rosa Granits geht nicht auf Durchbewegung bei retrograder Metamorphose zurück. Dafür spricht eine stationäre Rekristallisations-Korngrößenverteilung von Quarz sowie nur eine stabile Mineralparagenese im gesamten Straingradienten.

Die Metamorphose-Bedingungen lagen bei 590°C / 16,7 kb, ermittelt auf Grund des Phengit-Geobarometers im Meta-Granit und verschiedener Geothermometer (Granat-Biotit, Granat-Phengit, Granat-Hornblende), die in Hüllgesteinen der Intrusion Anwendung fanden. Der geothermische Gradient von ca. $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ spricht für Subduktionszonen-Metamorphose und die hohen Drucke beweisen die Subduktion der Monte Rosa Decke bis in ca. 60 km Tiefe. Ganz ähnliche Bedingungen herrschten auch in Teilen der Piemonteser Ophiolith-Decke und dem Afrikanischen kontinentalen Kristallin (Sesia Zone) darüber. Deckenbau durch Subduktion steht somit in den italienischen Westalpen außer Frage.

Im Fenster von Arcesaz spricht allerdings eine Beobachtung gegen diese Deutung. Der Sinn der Gesamtrotation während der ersten Deformation war nach SE gerichtet. Damit widerspricht er dem Relativsinn entlang einer nach SE einfallenden Subduktionszone. Wir finden solche Relativ-Bewegungen in den Westalpen immer dort, wo Einheiten nach der Subduktion wieder aufsteigen. Dies spricht für eine Verformung des Granits von Arcesaz, als dieser bereits nach NW obduziert wurde, als tektonisches Unterlager der frühalpiner Suture.

ÜBERSCHIEBUNGSSYSTEME UND DUKTILE DEFORMATION IM DACHBEREICH DES HOCHALM-ANKOGEL MASSIVS (HOHE TAUERN).

Achim VOLP & Jan BEHRMANN

IGL, Universität Giessen, Senckenbergstr. 3, D-6300 Giessen.

Die penninischen Zentralgneise und ihr Auflager aus Metasedimenten auf der Nordabdachung des Hochalm-Ankogel Massivs im östlichen Tauernfenster haben während der Akkretion an das Ostalpen-Orogen eine mehrphasige Deformation erlitten. Frühe Verschiebungen entlang einer Abscherungszone am Dach der Zentralgneise erzeugten Hangendverschuppungen und Duplexstrukturen im km-Maßstab. Bei der Definition der Strukturen ist eine Pro-Stratigraphie ausschlaggebend (z.B. Exner 1956, Malecki 1972), die die Zentralgneise als jungpaläozoisch annimmt. Eine siliziklastische Abfolge von Glimmerschiefern, Quarziten, und Konglomeraten vertritt die Permotrias. Dolomite, Rauhacken und Kalkmarmore zeigen die weitere Triasentwicklung an. Eine Assoziation von Quarziten, Schwarzphylliten, Kalkmarmoren und Bündner Schiefern repräsentieren Jura und Unterkreide. Die nachfolgende duktile Zerschneidung der Zentralgneise und ihres Auflagers hinterließ eine horizontale Foliation mit einer schwach entwickelten, etwa N-S orientierten Streckungslineation. Die Abfolge der Verformungsmechanik von spröde nach duktil ist ein Indiz dafür, daß die Deformationen während der prograden Metamorphoseentwicklung stattfanden. Disthen kristallisiert bereits vor der duktilen Zerschneidung. Statische Kristallisation oder Rekristallisation von Quarz, Biotit, Hellglimmer, Chloritoid und Granat zeigen an, daß das thermische Maximum der tertiären Tauernkristallisation die Verformung im Wesentlichen überdauert hat. Die spröden Überschiebungssysteme wurden wahrscheinlich während eines Top-NW Schubes des tektonisch Hangenden (Glocknerdecke) über das Hochalm-Ankogel Massiv angelegt. Grundlage dieser Folgerung sind die Orientierungen von Verzweigungs- und cut-off-Linien. Die duktile Überprägung resultiert in der großen Mehrzahl der analysierten Proben (Zentralgneise, Metakonglomerate) in annähernd oblaten Verformungsellipsoiden. In den Zentralgneisen wurden bis zu 37%, in den

Metasedimenten 58-86% subvertikale Verkürzung gemessen. Quarz-c-Achsenregelungen sind in den meisten Fällen Kleinkreise um die kürzeste Verformungs-Hauptachse (Z), was die Ergebnisse der Strainanalysen unterstützt. In weiten Bereichen ist die duktile Scherung koaxial oder annähernd koaxial. Bei nicht koaxialer Scherung wird das tektonisch Hangende konsistent in nördliche Richtungen bewegt.

Unsere Daten erlauben die folgende tektonische Interpretation:

Die frühen, spröden Überschiebungen zeigen laterale, NW-gerichtete Verkürzung und vertikale Verdickung an. Dies kann bei der frontalen Akkretion oder der tiefen Subkretion des Penninischen Grundgebirges in der frühen Orogenesegeschichte (evtl. Oberkreide) geschehen sein. Die fast koaxiale, duktile Überprägung erzeugte allseitige Dehnung. Nehmen wir an, daß ein krustales Überlager von mindestens etwa 15 km Mächtigkeit kompatibel gedehnt worden ist, so ist aus den Straindaten zu schließen, daß es zu einer Reduktion seiner Dicke um mindestens ca. 30%, also wenigstens 5 km, gekommen ist.

Literatur:

Exner, Ch., 1956. - Erläut. z. Geol. Karte Badgastein, 1:50000, Geol. B.-A., Wien.
Malecki, G., 1972. - Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien.

Paläostress Analyse mit PALSTR - ein Beispiel aus dem Zentralgneis des Westlichen Tauernfensters

Matthias WEGER, Institut für allgemeine und angewandte Geologie,
Ludwig-Maximilians Universität München, Luisenstr. 37, D 8000
München 2, BRD

Für die Paläostress Analyse wurden in den letzten Jahren graphische Methoden entwickelt (Angelier & Mechler, 1977; Angelier, 1979; Lisle, 1987). Diese erlauben es die Orientierungen der Hauptspannungs Richtungen $\sigma_1 - 3$ aus den geometrischen Daten relativ weniger Bewegungsflächen (Streichen/Fallen der Fläche, Streichen/Fallen der Lineation auf dieser Fläche, Bewegungssinn) zu bestimmen. Die manuelle Ausführung dieser Methoden ist aber zeitaufwendig und kompliziert. Deswegen wurde von Lisle (1988) das Computerprogramm "ROMSA" entwickelt, das diese Analyse ausführt. Das Programm "ROMSA" hat aber einige Nachteile. Es ist in Basic für den BBC B Microcomputer geschrieben, einem wenig verbreiteten Computer. Ausserdem muss der Benutzer des Programms jeweils die Richtung eingeben, für die die Wahrscheinlichkeit, dass dort σ_1 liegt in Prozent berechnet wird. Nachdem dies für viele Richtungen geschehen ist, werden die berechneten Daten von Hand in ein Projektionsnetz eingetragen und von Hand kontouriert - alles Arbeiten, die man dem Computer überlassen kann. Das neu entwickelte Turbopascal Programm PALSTR ist auf IBM kompatiblen PC's lauffähig. PALSTR benutzt den Algorithmus zur Wahrscheinlichkeits Berechnung von ROMSA, aber berechnet die Wahrscheinlichkeit in zehn Grad Schritten für alle Richtungen. Diese Werte werden dann vom Computer mit dem Algorithmus von Yates (1987) contouriert und in ein flächentreues Projektionsnetz geplottet. Abb. 1 - 4 zeigen Zeichnungen von solchen kontourierten Projektionsnetzen. PALSTR wurde nun benutzt, um im Tuxer Zentralgneiskern unweit des Pfitscher Joches den Paläostress zu analysieren. Dort vorhandene

Bewegungsflächen sind zerscherte Lamprophyrgänge, duktile und bruchhafte Scherzonen. Nimmt man alle diese Strukturelemente zusammen und versucht die Paläostress Richtungen zu analysieren, so ergibt sich keine bevorzugte Richtung (Abb. 1). Trennt man jedoch den Datensatz auf in Lamprophyrgänge (Abb. 2), duktile Scherzonen (Abb. 3) und bruchhafte Scherzonen (Abb. 4), so kann man für jedes Strukturelement die Paläostressrichtung bestimmen. σ_1 aus zerscherten Lamprophyrgängen liegt sehr nahe zur Lineation im Zentralgneis, was vermuten lässt, dass diese Stressrichtungen wohl das Stressregime während der Hauptdeformation des Zentralgneises darstellen. In einem sich ändernden Stressregime bildeten sich nach der Hauptdeformation zunächst duktile, dann bruchhafte Scherzonen aus.

Die Zentralgneise des Tauernfensters sind also hervorragend geeignete Gesteine, um mit dem neu entwickelten Programm PALSTR sich überlagernde Paläostress Richtungen zu bestimmen.

Literatur:

ANGELIER, J., 1979, Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population: Tectonophysics, v. 56, S. T17 - T26.

ANGELIER, J., & MECHLER, P., 1977, Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisables en tectonique et en seismologie: La methode des diedres droits: Societe Geologique de France, Bulletin, v. 19, S. 651 - 662.

LISLE, R.J., 1987, Principal stress orientations from faults: An additional constraint, Annales Tectonicae, v. 1, S. 155 - 158.

LISLE, R.J., 1988, ROMSA: A BASIC program for paleostress analysis using fault striation data: Computers and Geosciences, v. 14, S. 255 - 259.

YATES, S.R., 1987, CONTUR: A FORTRAN algorithm for two-dimensional high-quality contouring, Computers and Geosciences, v. 13, S. 61 - 76.

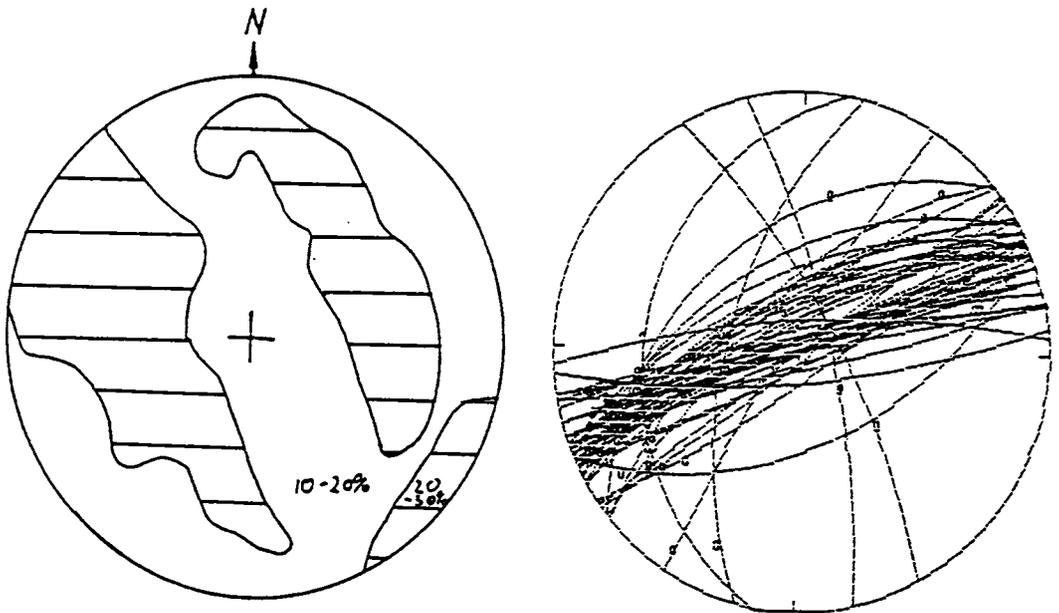


Abb. 1: Alle Daten zusammengefasst (zerscherte Lamprophyre, duktile und bruchhafte Scherzonen).

Rechts: Orientierung der Daten (0: Lineation)

Links: Ergebnis der Paläostress Analyse in Prozent Wahrscheinlichkeit σ_1 , keine Stress Bestimmung möglich, 48 Flächen

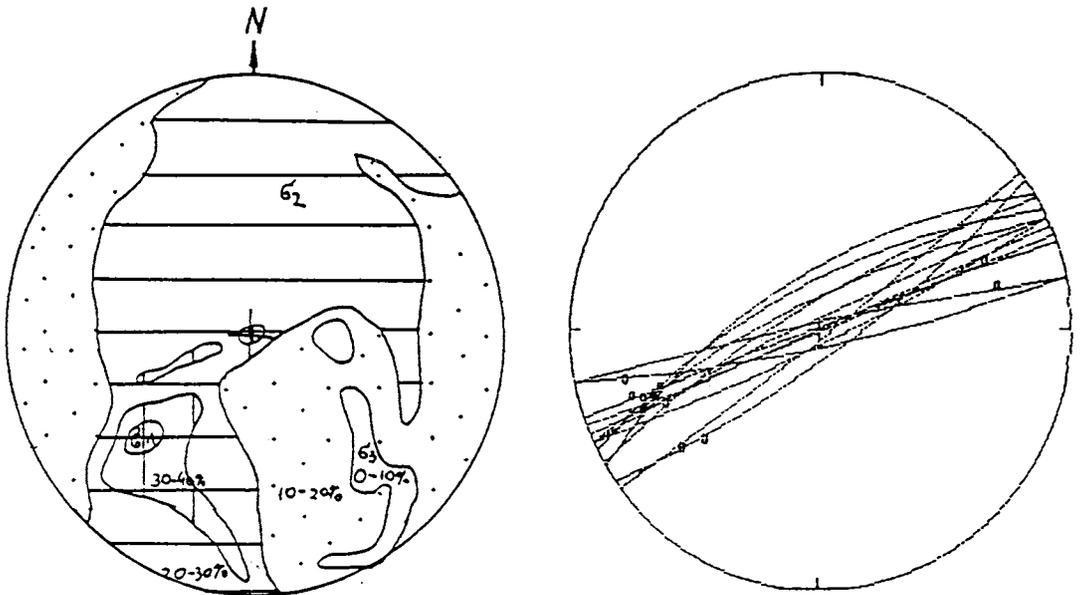


Abb. 2: Zerscherte Lamprophyre

Rechts: Orientierung der Daten (0: Lineation)

Links: Ergebnis der Paläostress Analyse, Maximum bei σ_1 : 47,9% bei 240/30, σ_2 : 5/45, σ_3 : 130/30, 13 Flächen

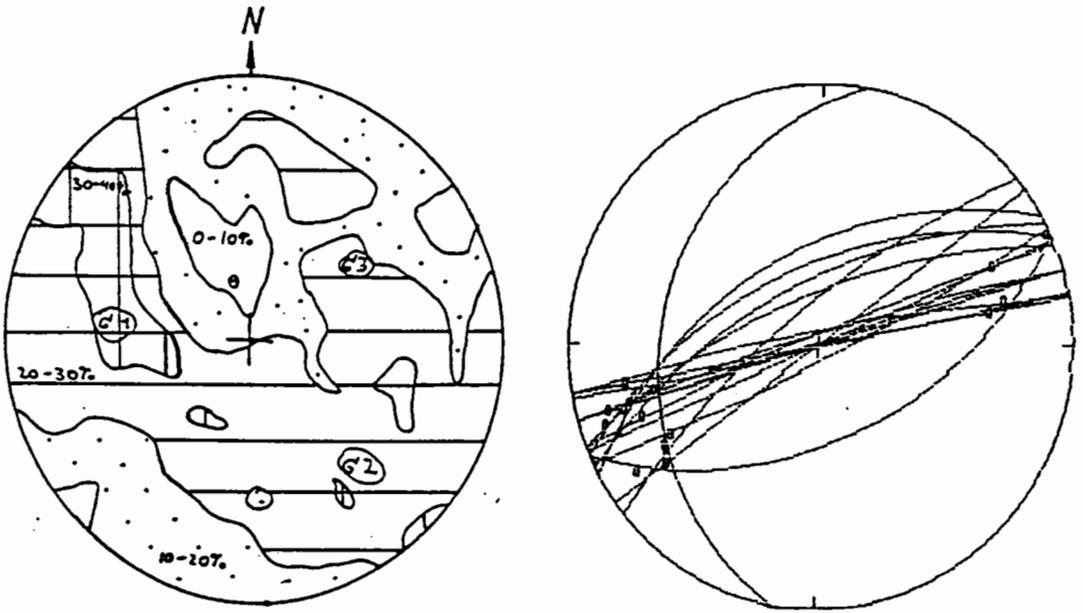


Abb. 3: Duktile Scherzonen

Rechts: Orientierung der Daten (o: Lination), 17 Daten

Links: Ergebnis der Paläostress Analyse, Maximum bei σ_1 : 35,2% bei 270/40, σ_2 : 142/37, σ_3 : 80/70

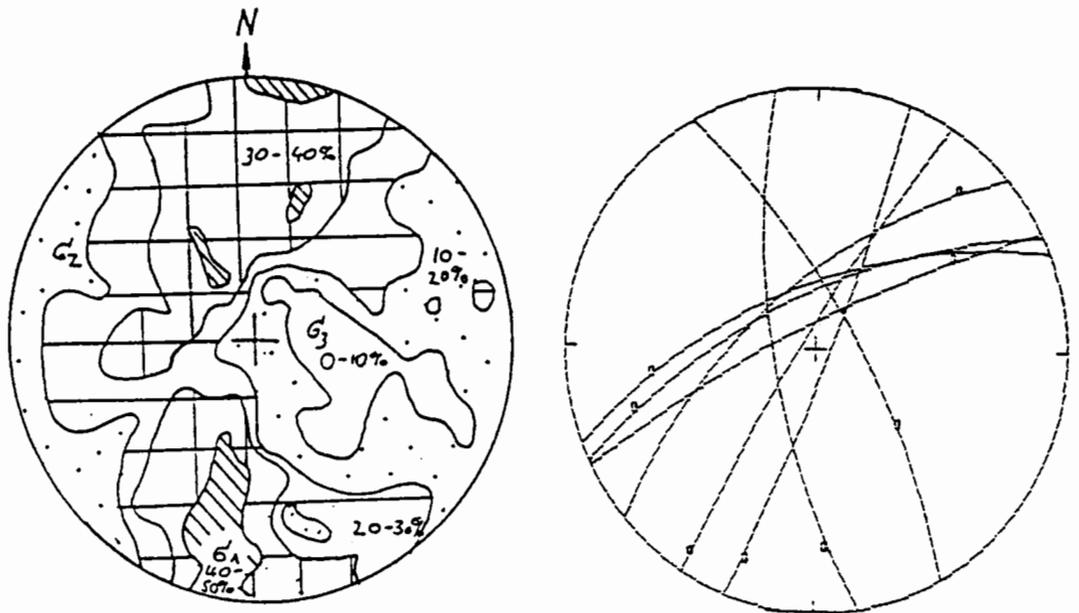


Abb. 4: Bruchhafte Scherzonen

Rechts: Orientierung der Daten (o: Lination), 8 Daten

Links: Ergebnisse der Paläostress Analyse, Maximum bei σ_1 : 41,0% bei 200/10, σ_2 : 293/17, σ_3 : 80/70

DIE MAGMATISCHE ENTWICKLUNG DER ZENTRALGNEISE IM ZENTRALEN TAUERNFENSTER (PENNINIKUM, OSTALPEN)

M.Winkler, R.Fimmel, W.Frisch & K.Reicherter
Institut für Geologie, Sigwartstr.10, D-7400 Tübingen

An jungpaläozoischen Granitoiden des zentralen Tauernfensters wurden geochemische- und zirkontypologische Untersuchungen durchgeführt. Nach der statistischen Auswertung von 70 Zirkonpopulationen (nach PUPIN 1985) lassen sich mindestens fünf eigenständige Granitoidassoziationen (Abb.1) voneinander abgrenzen. Insbesondere der Bereich der "Augen- und Flasergneise" läßt sich detaillierter untergliedern.

Am Aufbau der Zentralgneise sind zum überwiegenden Teil I-Typ Granitoide beteiligt, für deren Entstehungsbereich ein aktiver Kontinentalrand vermutet wird (FINGER & STEYRER 1988). Untergeordnet treten noch Granitoide des S-, bzw. A-Typs hinzu.

Gruppe A (Zillertaler-, Venediger- Kern): Die Zirkonpopulationen dieser Granitoide zeichnen im Typologiediagramm von PUPIN (Abb.1) einen normal kalkalkalinen Trend nach. Kathodolumineszenzbilder zeigen durch einen feinoszillierenden Zonarbau ein rein magmatisches Wachstum der Zirkone an. Detritische Kerne, die einen protolithischen Altbestand anzeigen, konnten nicht festgestellt werden.

Gruppe B (Granatspitzkern): Nach PUPIN sind die auftretenden Zirkonfrachten typisch für anatektische Granite der kontinentalen Kruste. Geochemisch zeigen diese Granitoide im Sinne von CHAPPELL & WHITE (1974) S-Typ-Charakter. Diese Zirkontypen sind allerdings nicht auf den Granatspitzkern begrenzt. Ein weiteres Vorkommen dieses Granittyps läßt sich im Wildgerlostal finden. Dieser Granit erstreckt sich nach Westen mindestens bis zum Stilluptal. Innerhalb der Storzformation ließ sich dieser Granittyp bislang noch nicht nachweisen.

Gruppe C (Sulzbachzungen, westlicher Teil der Habachzunge): Dieser Granitoid, der häufig porphyrische Kalifeldspateinsprenglinge führt, bildet den Hauptanteil des "Augen- und Flasergneiskomplexes". Die Granitoide der Gruppe C intrudieren sowohl in die Tonalite und Granodiorite der Gruppe B als auch in die Metasedimente der Storzformation. Innerhalb der Storzformation treten sie als kleinere Granitoidkörper (Riffeldecken-Granitoide) auf. Migmatite in der östlichen Umrahmung des Venedigerkerns zeigen ebenfalls die gleichen Zirkonpopulationen. Als leukokrater Vertreter dieser Granitoidassoziation ist noch der Aplitgranit vom Typ Reichenspitze zu nennen.

Gruppe D (östlicher Teil der Habachzunge): Im Typologiediagramm von PUPIN zeichnen die Populationen den Trend der Alkalgranite nach. Geochemisch zeigen diese Gesteine die Elementverteilung high-K kalkalkalischer Granite mit einer starken Intraplattenkomponente. Neben dem relativ großen Vorkommen in der östlichen Habachzunge tauchen diese Granitoide als kleine Intrusionen in den Granitoiden der Gruppe C auf. Der Felbertauern-Augengneis in der Umrahmung des Granatspitzkerns gehört ebenfalls zur Gruppe D.

Gruppe E (Porphyrgranit): Der Porphyrgranit erstreckt sich direkt unter dem Hochstegenkalk bei einer Mächtigkeit von nur wenigen 100m entlang der Nordbegrenzung der Nördlichen Sulzbachzunge. Im Gegensatz zu den anderen Granitoiden treten häufig Zirkontrachten vom Typ D (Kombination von (100)-Prisma und (101)-Pyramide) auf. In Abb.1 fällt der Porphyrgranit in das Feld der alkalinen Granite.

Die in früheren Arbeiten mit Rb/Sr-Gesamtgesteinsdaten ermittelten Alterswerte standen im Widerspruch zu den im Gelände feststellbaren Intrusionsbeziehungen (JÄGER et al. 1969). Die in der Literatur angegebenen Probenpunkte wurden daraufhin neu beprobt. Nach der Zuordnung zu den zirkontypologisch neu definierten Granitoidgruppen lassen sich die bestehenden Rb/Sr-Daten sinnvoll interpretieren.

Gruppe A: medium-K Meta-Tonalite und Meta-Granodiorite (356 Ma)

Gruppe B: Granatspitz-Kern Leukogranite (326 Ma CLIFF 1981)

Gruppe C: Porphyrische high-K Granitoide (317 Ma)

Aplitgranite von Typ Reichenspitze (296 Ma)

Gruppe D: Porphyrische high-K Granitoide mit WPG-Komponente (post 290 Ma)

Gruppe E: Porphyr-Granite (256 Ma). Eine U/Pb-Datierung an porphyrischen Meta-Graniten südwestlich des Hochalm-Ankogel-Kerns ergab ebenfalls ein Alter von ca. 260 Ma (VAVRA 1989).

Zitate:

CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974): Pacific Geology, 8, 173-174.

FINGER, F. & STEYRER, H.P. (1988): Geodynamica Acta, 2,2, 75-87.

JÄGER, E. et al. (1969): Tscherm. Min. Petr. Mitt., 13, 251-272.

PUPIN, J.P. (1985): SMPM, 65, 29-56.

VAVRA, G. (1989): Tübinger Geowiss. Arbeiten, Reihe A, Nr.6.

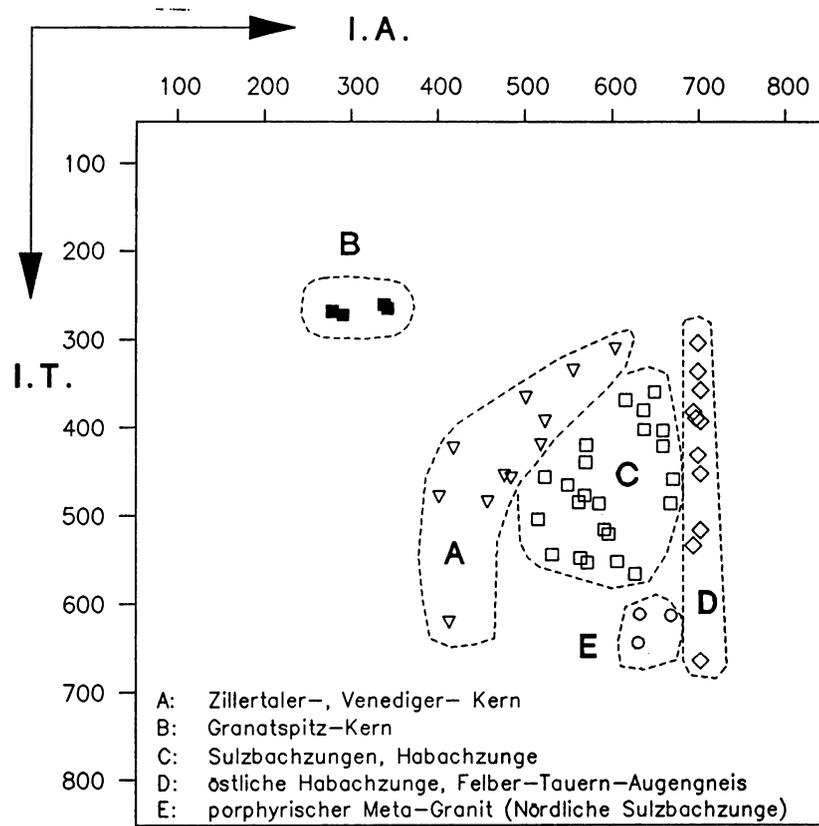


Abb.1 Zirkonpopulationen der Zentralgneise im Typologiediagramm (PUPIN 1985)

DEFORMATIONS- UND FORMREGELUNGSMECHANISMEN IN
KATAKLASITEN DER KTB-VORBOHRUNG (OBERPFALZ)

Gernold ZULAUF, Georg KLEINSCHMIDT & Onno ONCKEN,
Geologisch-Paläontologisches Institut der
Johann Wolfgang Goethe-Universität,
Senckenberganlage 32-34, D-6000 Frankfurt a.M.

Die Bohrkerne der KTB-Vorbohrung sind durch intensive polyphase Bruchdeformation gekennzeichnet. In den zur Zone von "Erbendorf-Vohenstrauß" zählenden Metamorphiten (Paragneise neben Metabasiten) bildeten sich in spätvariszischer Zeit 2 Generationen von aufschiebenden Störungszonen unter metamorphen Bedingungen der Prehnit-Aktinolith-Fazies. (E-W Kompression gefolgt von NE-SW Kompression.)

In postvariszischer Zeit drehte die Richtung der größten Hauptnormalspannung (σ_1) weiter entgegen dem Uhrzeigersinn. Unter N-S Einengung entwickelte sich in der Kreide eine dritte Generation von Aufschiebungen während metamorpher Bedingungen der Zeolith-Fazies. Unter anhaltender N-S Kompression kam es zur Bildung von Blattverschiebungen, denen die jüngsten Abschiebungen folgten.

Die ältesten (spätvariszischen) Aufschiebungen sind mit der Bildung von graphitreichen, meist foliierten Kataklasiten verbunden, die sich jedoch auf die Paragneise beschränken. Neben Graphit reicherten sich erhebliche Mengen von Phyllosilikaten in den kataklastischen Scherzonen an, die zum größten Teil auf Kosten von Feldspat entstanden sind. Die Zunahme von Graphit und Phyllosilikaten war verbunden mit dem Wechsel der vorherrschenden Deformationsmechanismen, weg vom spröden Bruch, hin zu Reibungsgleiten, Kristallplastizität und diffusionsgesteuerten Prozessen.

Außerdem war der hohe Phyllosilikat- und Graphitanteil Voraussetzung für die Bildung von diskreten Scherflächen (Y -, R_1 - u. P -Flächen), welche mit der Formregelung der meist stark elliptischen Quarz-Porphyroklasten ($k \approx 0.4$) in Zusammenhang stehen. In Schnitten senkrecht zur Scherfläche und parallel zur Bewegungsrichtung weichen die Längsachsen der Porphyroklasten symmetrisch von der Scherfläche mit 5° bis 20° ab, was zu einer auffälligen kataklastischen Foliation führt. Das kataklastische Gefüge läßt vermuten, daß der Hauptanteil der Bewegung in den graphitreichen Scherzonen eher aseismisch als seismisch verlaufen ist.

SEHR VERSPÄTET EINGELANGTE KURZFASSUNGEN

DIE MOL DANUBISCHE ÜBERSCHIEBUNG

Harald FRITZ, Institut für Geologie und Paläontologie,
Karl-Franzens-Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.
Hans STEYRER, Insitut für Geowissenschaften, Universität
Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

Die Moldanubische Überschiebung ist eine variszische Plattengrenze im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse. Sie trennt zwei Krustenblöcke mit unterschiedlicher Entwicklungsgeschichte. Ein moldanubischer Block mit komplexem Interdeckenbau und granulitfazieller metamorpher Überprägung (HOGELSBERGER, 1989; PETRAKAKIS, 1986) überschiebt einen moravischen Block mit präkambrischen Edukten und amphibolitfazieller Überprägung (BERNROIDER, 1989). Gesteine an der Deckengrenze sind der Bittescher Gneis, ein hochdeformierter Orthogneis im Liegenden, und die Paragesteine der Bunten Serie im Hangenden.

Tektonische Untersuchungen sind auf die unmittelbare Grenzzone, vorallem auf den Bittescher Gneis konzentriert.

Orientierungsdaten

Die Hangendgrenze des Bitteschen Gneises, und somit die Plattengrenze, fällt flach gegen West ein. Im Bereich nördlich Horn bildet das Umschwenken der Streichrichtung auf W-E Richtung mit S-Einfallen den "Messener Bogen" (Abb. 1). Ein ausgeprägtes Streckungslinear verläuft in konstanter NNE-SSW Richtung quer über den "Messener Bogen" hinweg (FRASL, 1968), weitgehender NNE-Transport des Hangenden parallel zum Streckungslinear wurde von ROETZEL (1979) nachgewiesen.

Aus den geometrischen Beziehungen zwischen dem Einfallen der Deckengrenze und der Orientierung der Streckungslineation ergeben sich zwei Situationen:

- a) Nördlich Horn fällt die Grenze gegen Süd ein, das Linear ist N-S orientiert. Der tektonische Transport ist parallel zur Fallrichtung (dip slip).
- b) Östlich von Horn und nördlich von Messern fällt die Grenze nach West bzw. NW ein, das Streckungslinear ist wieder NNE orientiert. Der tektonische Transport ist parallel zu Streichrichtung (strike slip, Seitenverschiebung).

Die Plattengrenze zeigt in beiden Bereichen unterschiedliche kinematische Charakteristika.

Analyse der Kinematik

Gemeinsam ist beiden Bereichen (dip slip Bereich, strike slip Bereich), daß die Foliation subparallel zur Deckengrenze verläuft und die lange Hauptachse des Strainellipsoides parallel zur Streckungslineation orientiert ist. Die Form des Strainellipsoids, die Mikrostrukturen und Texturen differieren.

Bereich mit Seitenverschiebung (Strike-Slip Bereich) :
 Deutliche Asymmetrien in den Mikrogefügen (S-C Gefüge, asymmetrische Druckschatten und Boudins etc.) belegen nichtkoaxiale Deformation mit einheitlichem sinistralen, bzw. Nord-überschiebendem Schersinn. Quarz C-Achsen zeigen geneigte Schräggürtel, <a>-Achsen bilden ein Cluster parallel zur Streckungslineation und sind leicht zu makroskopischen Scherflächen geneigt. Die Straingeometrie ist plane strain.

Bereich mit Aufschiebung (Dip-Slip Bereich): Konjugierte Scherbänder (ecc) und spärliche Asymmetrien der Mikrostrukturen sind Hinweis für koaxiale Deformationskomponente. Quarz-c-Achsen zeigen meist Kreuzgürtel, <a>-Achsen sind in vier Cluster symmetrisch zur Spur der makroskopischen Schieferung verteilt. Leichte Asymmetrien der

Texturen geben Scherung des Hangenden gegen Nord an, fallweise sprechen Mikrostrukturen auch für südgerichtete Scherung. Die Straingeometrie weist, wie die Texturen und Strukturen auf hohe Plättungskomponente hin.

Die Geometrie der Grenzzone

Die unmittelbare Grenzzone zwischen Moldanubikum und Moravikum im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse ist gekennzeichnet durch die Bogenform bei Messern. Die Grenze zwischen den Moravischen Paragesteinen und dem Thaya Batholit im Osten des Bitteschen Gneises folgt dieser Bogenform nicht (Abb. 1a). Dies bedingt einen "Materialüberschuß" im Inneren des Messener Bogens. Überdies kommt es zu Schichtwiederholungen der Marmore und Kalksilikategesteine im Inneren des Bogens. Dies wird als Imbrikation der Paragesteine gedeutet.

Interpretation

Die Moldaubische Überschiebung in Österreich ist Resultat transpressiver Konvergenz während der variszischen Orogenese. Dabei wandert der Moldanubische Block in NNE Richtung über das Moravische Vorland. Der W-E streichende Bereich der Plattengrenze nördlich Horn wird als frontale Rampe mit koaxialer Deformation (Extension) am Scheitelpunkt der Rampe gedeutet. Die strike-slip-Bereiche werden als laterale Rampe interpretiert.

Der Messener Bogen ist Resultat dieser Transpression. Die Verdoppelung der moravischen Marmore und Paragesteine wird als Imbrikation einer "hinterland dipping" - Duplexstruktur gedeutet (Abb. 2). Diese erzeugt als strukturelles Hoch die Aufwölbung des Bitteschen Gneises und die Depression südlich des Messener Bogen.

Imbrikation der Moldanubischen Decken bei St. Leonhard wird ebenfalls auf die NNE-gerichtete Deckenbewegung zurückgeführt (Abb. 2).

Literatur:

BERNROIDER, M. (1989): Jb. Geol. B.-A., 132, 349-373.

FRASL, G. (1968): Guide Ex. Int. Geol. Congr. Prag

HOGELSBERGER, H. (1989): Jb. Geol. B.-A., 132, 213-230

PETRAKAKIS, K. (1986): Tschermaks Min. Petr. Mitt., 243-259

ROETZEL, R. (1979): Unveröff. Geol. Vorarbeit, Univ. Wien

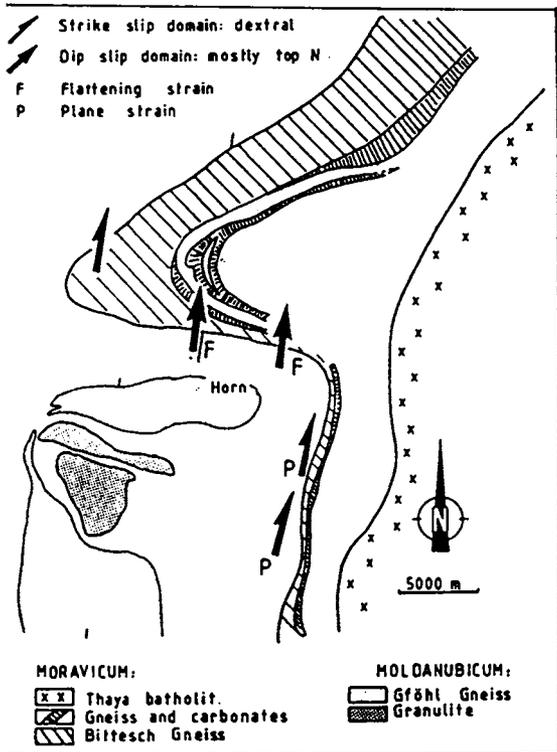


Abb. 1: Kinematik und Strukturen am Ostrand des österreichischen Anteils der Böhmisches Masse.

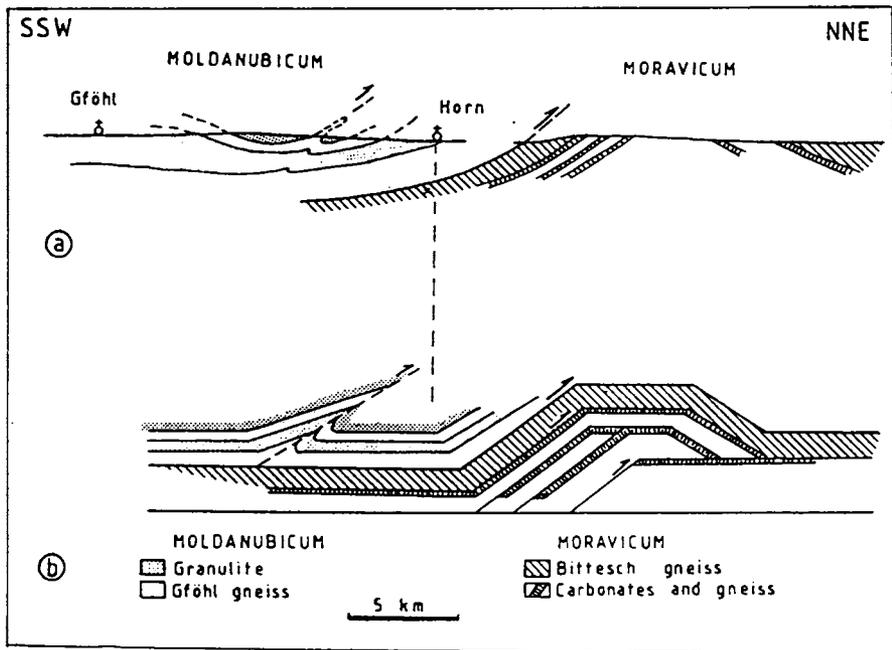


Abb. 2: NNE - SSW Profil (a) und dessen Interpretation (b).

MIKROSTRUKTUREN IN KATAKLASITEN

Lothar MAHR, Institut für technische Geologie, Technische Universität Graz, Rechbauerstr. 12, A-8010 Graz.

Die mikrostrukturelle Entwicklung bei der Genese von Kataklastiten und Kakiriten wurde anhand kühler Störungszonen im Kristallin der Koralm untersucht. Ausgangsgestein ist ein Zweiglimmergneis der zunehmende kataklastische Überprägung, Anreicherung von weichplastischem Ton und schließlich typische Störungslette (fault gauges) zeigt.

Preparationstechnik

Die Probenaufbereitung des fault gauge erfordert eine spezielle Technik. Die Proben wurden unter Vakuum in Kunstharz eingebettet und mit Zweikomponentenkleber auf Objektträger geklebt. Beim Schleifvorgang wurde Petroleum verwendet, Wasserkontakt ist zu vermeiden. Mit dieser Methode wurden Schliffdicken von etwa 70 Mikron erreicht. Es wurden Schlitze parallel zur makroskopischen Lineation (Harnischstriemung) angefertigt.

Mikrostrukturen

Im Schliffbereich können Gefügemerkmale von duktilen, semiduktilen und spröden Strukturen unterschieden werden. Diese Gefügeentwicklung ist verbunden mit prograder Kornzerkleinerung und Anreicherung von Feinmaterial.

Im Randbereich der Störungszone verlaufen Scher- und Dehnungsstrukturen quer über das alte Gefüge. Der zentrale Bereich kann in drei Gefügetypen gegliedert werden (Abb. 1).

Typ 1: Weitständiges S-C Gefüge, Quarz ist häufigstes Mineral.

Typ 2: Engständiges S-C Gefüge, der Glimmergehalt nimmt zu. Schersinnindikatoren sind häufig (Intrafoliate Falten, σ -Strukturen um rotierte Klaster, Scher- und Dehnungsrisse etc..)

Typ 3: Kataklysezone im engeren Sinn. Extreme Kornzerkleinerung, Klaster schwimmen in toniger Matrix. Teilweise ist Foliation vorhanden.

Die drei Gefügetypen und der Randbereich der Störungszone werden von Scherbändern (ECC-Strukturen) durchbrochen.

Die Zonierung in diese drei Gefügetypen tritt sowohl im Aufschlußmasstab als auch im Schlibfbereich auf.

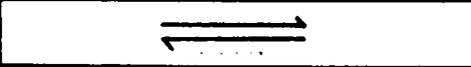
	Gefüge - Typ	Strukturen	Quarz c-Achsen
	Rand - bereich	Scher-Dehnungsrisse im Quarz	
	I	S-C Gefüge σ -Klaster Intrafoliate Falten	
	II	Dehnungsrisse in Klaster	
	III	Antithetische Flächen in Klaster	

Abb. 1: Die Strukturen und Texturen in der Störungszone. Lange Bildkante entspricht etwa 3 cm.

Texturen

Alle drei Gefügetypen zeigen ausgeprägte Quarztexturierung (Abb. 1). In den Typen 1 und 2 dominieren Texturen, die in duktilen Gefügen einer Scherdeformation zugeordnet werden. Quarz-c-Achsen zeigen Schräggürtel, <a>-Achsen bilden ein Maximum subparallel zur Spur der Scherebene. In Typ 3, der Kataklysezone im engeren Sinn, dominieren Plättungsstrukturen. Quarz-c-Achsen zeigen Kreuzgürtelverteilungen, die <a>-Achsen sind in vier Cluster symmetrisch zur Spur der Foliation orientiert.

Interpretation

Das gleichzeitige Vorkommen von duktilen und kataklastischen Strukturen im Schlibfbereich wird als progressive Entwicklung bei der Genese der Kataklyse gedeutet. Für diesen Bereich der Störungszone werden einheitliche Druck und Temperaturbedingungen angenommen. Für die Aktivierung der verschiedenen Deformationsmechanismen, die einerseits duktile Strukturen und andererseits Kataklyse erzeugt haben, werden daher nicht Druck und Temperatur, sondern die Verformungsrate verantwortlich gemacht. Für die Entstehung der Störungszone wird ein Mechanismus angenommen bei dem die Verformungsrate und Differentialspannung der steuernde Faktor ist.

Folgender Verformungspfad ist vorstellbar:

- 1) In einer frühen Phase der Störungsbildung wird Differentialspannung über "langsam arbeitende" Deformationsmechanismen abgebaut. Es bilden sich duktile Strukturen.
- 2) Übersteigt die Differentialspannung einen Wert, der

nicht mehr über das duktile Regime abgebaut werden kann, setzt ein neuer, "schnellerer" Deformationsmechanismus ein, es kommt zur Kataklase.

- 3) Ist durch den "schnell arbeitenden" Verformungsmechanismus der Stress wieder soweit abgebaut, daß ein "langsamer" Mechanismus zum Stressabbau reicht, können wieder duktile Strukturen entstehen.

Auf diese Weise entsteht eine zyklische Entwicklung zwischen Stressakkumulation und stressabbauenden Deformationsmechanismen.

Die Quarzstrukturen müssen ebenfalls unter sehr niedrigen Temperaturen gebildet worden sein. Ein Modell, wie es LISTER et al. (1978) für die Bildung von Quarzstrukturen im duktilen Deformationsregime vorgeschlagen haben, ist auch hier denkbar. LISTER et al. (1978) definieren eine Gleitebene und eine Gleitrichtung, deren Aktivierung vom "Critical Resolved Shear Stress" (CRSS), und indirekt von der Temperatur abhängig ist. Auch spröde Verformung erzeugt Gleitebenen. Die Gleitrichtung auf diesen Ebenen ist vom umgebenden Spannungsfeld abhängig. Die Analogie von Strukturen in Kataklasiten und duktilen Strukturen legt den Schluss nahe, daß spröde Brüche ebenfalls den Gitterebenen von Kristallen folgen.

Literatur

LISTER, G. S. ; PATERSON, M. S. ; HOBBS, B. E. (1978):
Tectonophysics, 45, 107-158.

PALÄOSTRESS AM DRAUZUGSÜDRAND

Wolfgang UNZOG, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstraße 26, A - 8010 Graz

Die Grenze zwischen Drauzug und Gailtalkristallin kann in zwei verschiedene Systeme untergliedert werden: In ein vorwiegend E-W streichendes System, das parallel zu den Phyllonit-(Scher-)zonen innerhalb des Gailtalkristallins verläuft (UNZOG, 1988, 1989), und in ein ESE-WNW streichendes System. Beiden Systemen gemeinsam ist, daß der an der Basis des Drauzuges liegende Grödener Sandstein starke Spuren von spröder Deformation, erkennbar an der Ausbildung von Harnischen und Striemungen, aufweist. Diese Strukturen wurden zur Analyse der spröden Deformation an der Grenze Drauzug - Gailtalkristallin herangezogen.

Die Untersuchung der Spröddeformation mit Hilfe der Methode der Schnittmenge der Kompressionsdieder (ANGELIER & MECHLER, 1979) und der Berechnung des Formfaktors des Spannungsellipsoides mit Hilfe der Methode von WALLBRECHER & FRITZ (1989), sowie dem Programm FORMFAK (UNZOG, 1989) brachte folgende Ergebnisse:

E-W streichende Grenzen

Die ermittelten Hauptnormalspannungen σ_1 und σ_3 belegen eine NE-SW Kompression (σ_1) und NW-SE Extension (σ_3). σ_2 steht \pm senkrecht. Dies ist nach ANDERSON (1951) ein Hinweis für eine Blattverschiebung (strike slip), wenn man die Hauptstörung als Gleitfläche kennt. Die errechneten Formfaktoren R für die einzelnen Bereiche (1-5 in Abb. 1.) sind in der folgenden Tabelle aufgelistet:

Nr.	Bereich	Formfaktor R
1	Badbach - Heisingerwald	0.34 bis 0.40
2	Gärberbach	0.33 \pm 0.10
3	Mattlinggraben	0.53
4	Goldberg - Dellachergraben	0.33 bis 0.42
5	Finstergaben	0.39
	Mittelwert	0.39 \pm 0.08

Der Mittelwert der recht einheitlichen Ergebnisse von $R = 0.39$ (mit einer Standardabweichung von ± 0.08) bedeutet für das Spannungsfeld einen Übergang zwischen uniaxialer Kompression und maximalem triaxialen Spannungszustand. Die daraus resultierende Verformung liegt zwischen ebener Verformung und Plättung.

Die Lage der Hauptnormalspannungen in bezug auf die Grenzen Gailtalkristallin - Drauzug impliziert eine sinistrale Scherbewegung an diesen Grenzen.

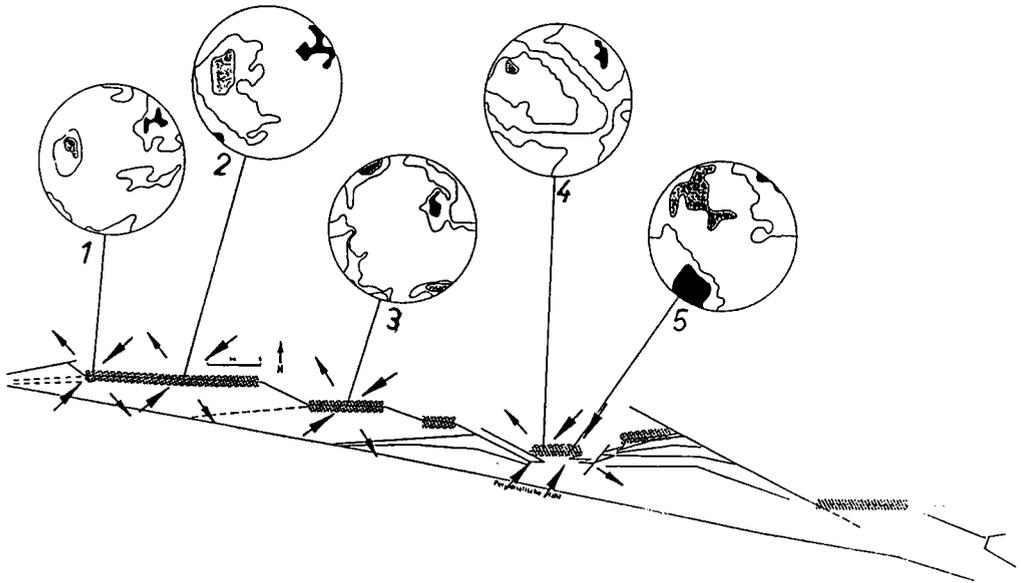


Abb. 1:

Ergebnisse der Ermittlung der Hauptnormalspannungsrichtungen nach der Methode von ANGELIER & MECHLER (1979) an Grödener Sandsteinen der E-W streichenden Grenzen zwischen Gailtalkristallin und Drauzug. Pfeile nach innen: σ_1 , nach außen: σ_3 .

ESE-WNW streichende Grenzen

Die Einheiten des Gailtalkristallins werden an diesen Grenzen abgeschnitten oder geschleppt.

Die Berechnung der Hauptnormalspannungen und des Formfaktors des Spannungsellipsoides aus Harnischen und Striemungen des Grödener Sandsteines der Basis des Drauzuges brachte folgende Ergebnisse (Abb. 2.):

σ_1 belegt eine NNW-SSE Kompression, σ_3 eine ENE-WSW Extension. σ_2 steht auch hier \pm senkrecht (strike-slip).

Die entsprechenden Formfaktoren R für die Bereiche 1-7 der Abb. 2. sind in der folgenden Tabelle von West nach Ost festgehalten:

Nr.	Bereich	Formfaktor R
1	Forststraße Abfaltersbach nach N	0.42
2	Pallaserbach - Ladstatt	0.54
3	Podlaniggraben	0.45 bis 0.61
4	Laas	0.51
5	Gebiet um den Lenzhof	0.44 bis 0.47
6	Welzberg	0.39
7	Raum Wertschach	0.34 bis 0.38
	Mittelwert	0.46 ± 0.07

Der Mittelwert von $R = 0.46 \pm 0.07$ deutet auf ein Spannungsfeld nahe dem maximalen triaxialen Spannungszustand ($R = 0.5$) hin (mit einer geringen Abweichung Richtung uniaxialer Kompression). Die daraus resultierende Verformung liegt im Flinndiagramm nahe der Linie $k = 1$ (ebene Verformung).

Die Orientierungen der Hauptnormalspannungen in bezug auf die ESE-WNW Grenzen zwischen Drauzug und Gailtalkristallin implizieren an diesen Grenzen eine dextrale Blattverschiebung (strike-slip). Eine Ausnahme bildet im Raum Reisach eine ca. NE-SW verlaufende Störung, an der dieselben Hauptnormalspannungs-Richtungen im Grödener Sandstein festgestellt wurden, wo aber diese Richtungen einen sinistralen Versatz bedingen.

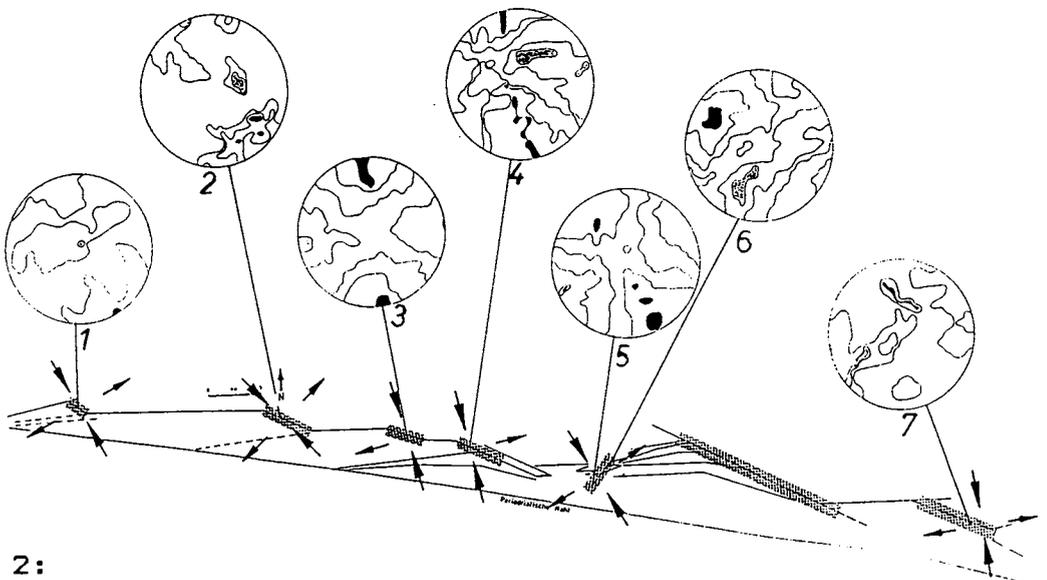


Abb. 2:

Ergebnisse der Ermittlung der Hauptnormalspannungsrichtungen nach der Methode von ANGELIER & MECHLER (1979) an Grödener Sandsteinen der ESE-WNW streichenden Grenzen zwischen Gailtalkristallin und Drauzug. Pfeile nach innen: σ_1 , nach außen: σ_3 .

Interpretation

An der Grenze zwischen Gailtalkristallin und Drauzug können zwei verschiedene Störungssysteme unterschieden werden. Ein E-W streichendes, sinistrales System parallel zu den intrakristallinen Scherzonen, und ein zweites ESE-WNW streichendes, dextrales System.

Da die intrakristallinen Scherzonen und die E-W streichenden Scherzonen an der Grenze zwischen Gailtalkristallin und permomesozoischem Drauzug keine signifikanten Unterschiede aufweisen, und der Drauzug und das Gailtalkristallin z. T. gemeinsam deformiert wurden, ist die sinistrale Scherbewegung als alpidisch anzusehen.

Das dextrale System versetzt die sinistralen Scherzonen des Kristallins oder schneidet sie ab.

Die altalpidisch angelegten, sinistralen Scherzonen sind subparallel zur Deffereggen-Antholz-Vals Linie (DAV) und Teil einer großen sinistralen Wrench-Zone (NEUBAUER, 1987). Die dextralen Störungen am Südrand des Drauzuges sind dextrale Riedelsche Scherflächen zur periadriatischen Naht. Sie versetzen die duktilen, sinistralen Scherzonen und werden daher als jünger eingestuft.

Literatur:

- ANDERSON, E.M. (1951): The dynamics of faulting, Edinburgh.
ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977): Bull.Soc.géol.France, 19, 1309-1318.
NEUBAUER, F. (1987): Terra cognita, 7, 64.
UNZOG, W. (1988): TSK II, abstracts, 125-126.
UNZOG, W. (1989): unveröffentlichte Dissertation, 204 S.
WALLBRECHER, E. & FRITZ, H. (1989): Annales Tectonicae, 3, 2, 110-122.

BEISPIELE VON STRAINANALYSEN IN KRISTALLINGEBIETEN

Wolfgang UNZOG, Institut für Geologie und Paläontologie,
Karl-Franzens-Universität, Heinrichstraße 26, A - 8010 Graz

Für Strainanalysen in Kristallingebieten eignen sich u. a. zwei Arten von Gesteinen. Erstens Gesteine, die im weitesten Sinn mit dem Begriff "Augengneis" zu umschreiben sind, und zweitens Quarzite und Quarzmylonite. Bei beiden Gesteinsarten ergeben sich spezifische Probleme.

Der finite Strain kann aus der Verformung der Komponenten eines Gesteins, aus der Änderung der Verteilung der Komponenten in der Ebene (im Raum) oder aus der Änderung der Orientierung der Komponenten ermittelt werden. Es gibt eine Reihe von Methoden für diese Strain-ermittlung.

Es wurde versucht, die Dateneingabe so zu gestalten, daß die oben genannten Parameter selektiv erfaßt werden können. Gibt man Polygone mit Hilfe eines Digitalisiertabletts ein, so erhält man folgenden Datenpool, den man für alle gängigen Strainprogramme verwenden kann: Mittelpunktskoordinaten, lange und kurze Hauptachse der Komponenten sowie die Winkelabweichung der lange Hauptachse von einer Referenzlinie (Mineralstreckungslineation, Foliation) und die Koordinaten der Polygoneckpunkte.

Mit je einem Teil dieser Daten kann z. B. in folgende Strainprogramme gegangen werden: SURFOR (PANOZZO, 1984) (digitalisierte Korngrenzen), THETA (PEACH & LISLE, 1979) (Achsen, Winkelabweichung), Methode normierter Summenvektor (Achsen, Winkelabweichung), FRY (FRY, 1979) (Mittelpunkte), FRY-normiert (Mittelpunkte, Achsen), PODI (UNZOG, 1989) (Mittelpunkte), PODI-normiert (Mittelpunkte, Achsen).

ei allen diesen Methoden erhält man als Ergebnis zumindest einen Wert für R_f (finiter Strain) und Θ (Winkelabweichung von der Referenzlinie).

In einigen ausgewählten Beispielen werden die verschiedenen Methoden angewandt und die Ergebnisse verglichen. Die dabei auftretenden Unterschiede werden diskutiert und zu interpretieren versucht.

Sowohl bei "korngestützten" (Quarzit, Quarzmylonit) als auch bei "matrixgestützten" Gesteinen (Augengneis) führen Einflüsse verschiedene Verformungsmechanismen (Drucklösung, Matrixstrain, Kornstrain, strain-partitioning, "Überholen" in einer Lage durch eine andere, Kombination simple shear - pure shear), sowie Einflüsse der verschiedenen Rechenalgorithmen zu z. T. stark unterschiedlichen Ergebnissen.

Es wird der Versuch unternommen, diese Unterschiede zu analysieren und entweder auf "natürliche" oder auf rechnerbedingte Ursachen zurückzuführen.

Literatur:

RY, N. (1979): Tectonophysics, 60, 89-105.

ANOZZO, R. (1984): J. Struct. Geol., 9, 1/2, 215-221.

EACH, C. J. & LISLE, R. J. (1979): Computer and Geosciences, 5, 325-334.

NZOG, W. (1989): unveröffentlichte Dissertation, 204 S.

Die Ganggesteine im Deckenstapel der südlichen Böh-
mischen Masse: Alter, Herkunft und ihre Beziehung zur
Tektonik

S. SCHARBERT, W. KIESL, W. KÖRNER, A. MATURA & W. RICHTER

E von Ybbs-Persenbeug treten drei Generationen von Gängen auf, die die Monotone und die Bunte Serie und die darüberliegende Gföhler Gneis./ Granulit - Einheit durchschlagen.

Die ältesten Gänge sind flach- bis mittelsteil N - fallende Leukogranitgänge, die durch abschiebende Bewegungen der hangenden Nebengesteine meist verschiefert worden sind. Auf Grund ihrer mineralogisch - chemischen Zusammensetzung und der Sr - Isotopie müssen sie späte Schmelzprodukte der Regionalmetamorphose sein, die vor rund 330 Mio. J. intrudiert sind.

Säigere nordoststreichende basischere Gänge folgen der Richtung der Diendorfer Störung. Sie durchschlagen ebenfalls alle tektonischen Einheiten und durchsetzen auch die Leukogranitgänge. Es handelt sich um Lamprophyre und Granitporphyre, die oft zusammengesetzte Gänge bilden. Sie müssen genetisch und altersmäßig eng verwandt sein. Die Spurenelemente weisen auf Anteile von Unterkrusten und/oder Mantelmaterial hin. Die Kontamination durch krustales Rb und radiogenes Sr muß aber beträchtlich sein. Daher lassen sich diese Gänge mit der Rb - Sr Methode nicht datieren.

An Hand vorliegender Altersdaten ist zu schließen, daß die Platznahme der Bunten über der Monotonen Serie vor der Intrusion des Weinsberger Granits vor mehr als 350 Mio. J. stattgefunden haben muß. Die Gföhler Gneis / Granulit - Einheit muß vor der Intrusion der Leukogranitgänge vor rund 330 Mio. J. bereits als höchste Decke über der Bunten Serie gelegen sein.