

Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik

Heft 3

ERSTER BERICHT ÜBER DAS SCHWERPUNKTPROJEKT S 47-GEO PRÄALPIDISCHE KRUSTE IN ÖSTERREICH

Herausgegeben von
Volker Höck
und
Peter Steinhauser

Wien 1990

Nov. 1991

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien

Publ. Nr. 336

VORWORT

Das vorliegende Heft 3 der Österreichischen Beiträge zur Meteorologie und Geophysik stellt den ersten geschlossenen Themenband des Schwerpunktprojektes S 47 "Bauprinzipien des variszischen Orogens und die Entwicklung des kristallinen Anteils der präalpidischen kontinentalen Kruste in Österreich" des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung dar. Dieses Schwerpunktprojekt hat sich zum Ziel gesetzt, Geowissenschaftler verschiedener Arbeitsrichtungen, nämlich Geologen, Geophysiker, Petrologen, Strukturgeologen und Geochronologen an einen Tisch zu bringen, um gemeinsame Aspekte der variszischen Krustenbildung in der Böhmisches Masse herauszuarbeiten und mit der variszischen Kruste innerhalb der Alpen zu vergleichen. Entsprechend den selbstgewählten Vorgaben steht in diesem Berichtsband die Böhmisches Masse im Vordergrund, Beiträge aus den Alpen liegen nur in geringer Anzahl vor.

Von den insgesamt fünfzehn Artikeln befassen sich zwölf mit der Böhmisches Masse. Sie wurden fachspezifisch angeordnet, auch wenn einzelne Artikel übergreifend gehalten sind, beginnend mit der Geophysik, über Strukturgeologie, Petrologie/Geochemie bis hin zur Isotopengeologie und Geochronologie. Als zweiten, wesentlich kleineren Block finden sich drei Arbeiten über die Alpen.

Als Projektleiter möchte ich allen jenen danken, die durch ihre Kooperationsbereitschaft beigetragen haben, diesen Band zu gestalten, insbesondere auch allen jenen Kollegen aus dem In- und Ausland, die sich der Mühe unterzogen haben, die einzelnen Arbeiten zu begutachten und durch ihre konstruktive Kritik es ermöglicht haben, die Qualität dieses Bandes auf ein hohes Niveau zu bringen.

Es ist mir ein besonderes Bedürfnis, im Namen aller Projektmitarbeiter dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung für die finanzielle Unterstützung und die ausgezeichnete Zusammenarbeit zu danken, ohne die ein Vorhaben wie das vorliegende nicht möglich und durchführbar wäre. Dieser Dank geht ganz besonders an den Referenten für Geowissenschaften im Kuratorium des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, Herrn **Univ.Prof. Dr. W.J. SCHMIDT**, dessen persönlicher Einsatz, Engagement und Hilfestellung zu jeder Zeit ganz wesentlich zum Zustandekommen des Schwerpunktprojektes S 47 beigetragen hat. Ihm sei dieser erste Berichtsband im Namen aller Projektteilnehmer gewidmet.

Univ.Prof. Dr. Volker Höck

IMPRESSUM

Herausgeber: Peter Steinhauser
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
Hohe Warte 38, A-1190 Wien
Austria

Redaktion: Veronika Zwatz-Meise

Graphik und Layout: Eva Untersteiner, Cäcilia Lublasser
Druck und Verlag: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

Redaktioneller Beirat:

Siegfried J. Bauer: Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Graz
Inge Dirmhirn: Institut für Meteorologie, Klimatologie und Grundlagen der Physik,
Universität für Bodenkultur, Wien

Rudolf Gutdeutsch: Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien
Michael Hantel: Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien
Volker Höck: Institut für Geowissenschaften, Universität Salzburg
Michael Kuhn: Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck
Hermann Mauritsch: Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben
Franz Nobilis: Hydrographisches Zentralbüro, Wien
Helmut Pichler: Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck
Karl Rinner: Institut für Weltraumforschung, Österreichische Akademie der
Wissenschaften

Adrian Scheidegger: Institut für Theoretische Geodäsie und Geophysik,
Technische Universität Wien

Wolfgang Seiberl: Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien
Franz Weber: Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt.
Die dadurch begründeten Rechte bleiben vorbehalten.
Auszugsweiser Abdruck des Textes mit Quellenangabe gestattet.

INHALT

WALACH,G.: Schwerefeldbestimmung im westlichen Mühlviertel - erste Ergebnisse	5
MEURERS,B. und P.STEINHAUSER: Gravimetrische Untersuchungen der Retzer Anomalie	13
MAURTISCH,H.J. und J.REISINGER: Paläomagnetische Untersuchungen in der Böhmisches Masse	25
SEIBERL,W. und H.HEINZ: Interpretationsmethoden in der Magnetik anhand von Beispielen aus der Böhmisches Masse	43
NEUBAUER,F.: Kinematics of the Moldanubian Zone in the Southern Bohemian Massif: preliminary results from the Danubian section.....	57
FRITZ,H.: Structures and kinematics along the Moravian-Moldanubian border: preliminary results	77
WALLBRECHER,E., M.BRANDMAYR und M.HANDLER: Kinematische Untersuchungen an Störungszonen in der südlichen Böhmisches Masse.....	97
PETRAKAKIS,K. und W.RICHTER: Gföhler Gneise und Granulite der südlichen Böhmisches Masse: eine paragenetische und texturale Gegenüberstellung	121

INHALT

PETRAKAKIS,K.: Metamorphosebedingungen in der Gföhler Einheit	137
HÖCK,V., R.MARSCHALLINGER und D.TOPA: Granat-Biotit-Geothermometrie in Metapeliten der Moravischen Zone in Österreich	149
KOLLER,F. und R.GÖD: Neue Beobachtungen an den Granitkomplexen des nördlichen Waldviertels (Moldanubikum)	169
FRANK,W., S.SCHARBERT, M.THÖNI, F.POPP und St.HAMMER: Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse.....	185
DÖLZLMÜLLER,J und V.HÖCK: Die Ganggesteine im W-Feld der Scheelitlagerstätte Felbertal - ein Vorbericht (Salzburg, Österreich)	229
THÖNI,M.: Neu Sm/Nd-, Rb/Sr- und Pb/Pb-Daten an Eklogiten, Gabbros und Paragneisen des ostalpinen Kristallins: ein vorläufiger Bericht	238
CHOWANETZ,E.: Argumente für ein altpaläozoisches Alter des Winnebach-Migmatits	243

AUTORENVERZEICHNIS

Autor	Seite
Brandmayr, M.	97
Chowanetz, E.	243
Dölzlmüller, J.	229
Frank, W.	185
Fritz, H.	77
Göd, R.	169
Hammer, St.	185
Handler, M.	97
Heinz, H.	43
Höck, V.	149, 229
Koller, F.	169
Marschallinger, R.	149
Mauritsch, H.J.	25
Meurers, B.	13
Neubauer, F.	57
Petrakakis, K.	121, 137
Popp, F.	185
Reisinger, J.	25
Richter, W.	121
Scharbert, S.	185
Seiberl, W.	43
Steinhauser, P.	13
Thöni, M.	185, 238
Topa, D.	149
Walach, G.	5
Wallbrecher, E.	97

SCHWEREFELDBESTIMMUNG IM WESTLICHEN MÜHLVIERTEL - ERSTE ERGEBNISSE

G. WALACH

Zusammenfassung

Das Ziel der gravimetrischen Untersuchungen der Leobener Arbeitsgruppe ist eine hochauflösende Bestimmung des Schwerefeldes im Gebiet Sauwald - westliches Mühlviertel. Die Feldmessungen wurden abgeschlossen (2.000 km², 700 Gravimeterpunkte), die erste Karte der Bouguer-Isanomalien wird vorgestellt und übersichtsmäßig interpretiert. Die endgültige Fassung der Karte ist in Ausarbeitung und wird Anfang 1990 zur Diskussion gestellt.

Abstract

The task of the gravimetric investigations of the Leoben working group is a high resolution determination of the gravity field in the area of Sauwald - western part of Mühlviertel. The field measurements are completed (700 gravity stations), a first map of Bouguer-isanomalies will be presented and interpreted in general.

A final compilation of the map is still under preparation and will be presented for discussion at the beginning of 1990.

1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Das Schwerefeld im Gebiet des Kristallins der Böhmisches Masse in Österreich ist bisher nur in groben Zügen bekannt. Die Karten der Bouguer-Isanomalien des Bureau Gravimetrique International (1964) und von Senftl (1965), vermitteln aufgrund der sehr weitmaschigen und heterogenen Datenstruktur und der Äquidistanz der Isolinien von 10 mgal, nur einen allgemeinen Zusammenhang mit der Schwereverteilung in Zentraleuropa. Die für die gegenständliche Problemstellung wesentlichen subregionalen Feldstrukturen sind hingegen günstigstenfalls nach ihrer ungefähren Anomaliestärke und Richtungstendenz bekannt. Für die direkt angrenzenden Territorien der Bundesrepublik Deutschland und der Tschechoslowakei gibt es hingegen Kartenwerke in zeitgemäßen Bearbeitungen (Plaumann 1987; Ibrmajer 1981), die den Erfordernissen gravimetrischer Untersuchungen über die Tiefenstruktur der Böhmisches Masse gut entsprechen.

Als das primäre Ziel des Teilprojektes Gravimetrie im Schwerpunkt S47-GEO stellte sich daher die Aufgabe, durch flächendeckende Gravimetermessungen eine homogene Datenbasis zu schaffen, die sowohl für die Erfassung und Interpretation regionaler Phänomene, wie auch für die Detailuntersuchung bedeutender

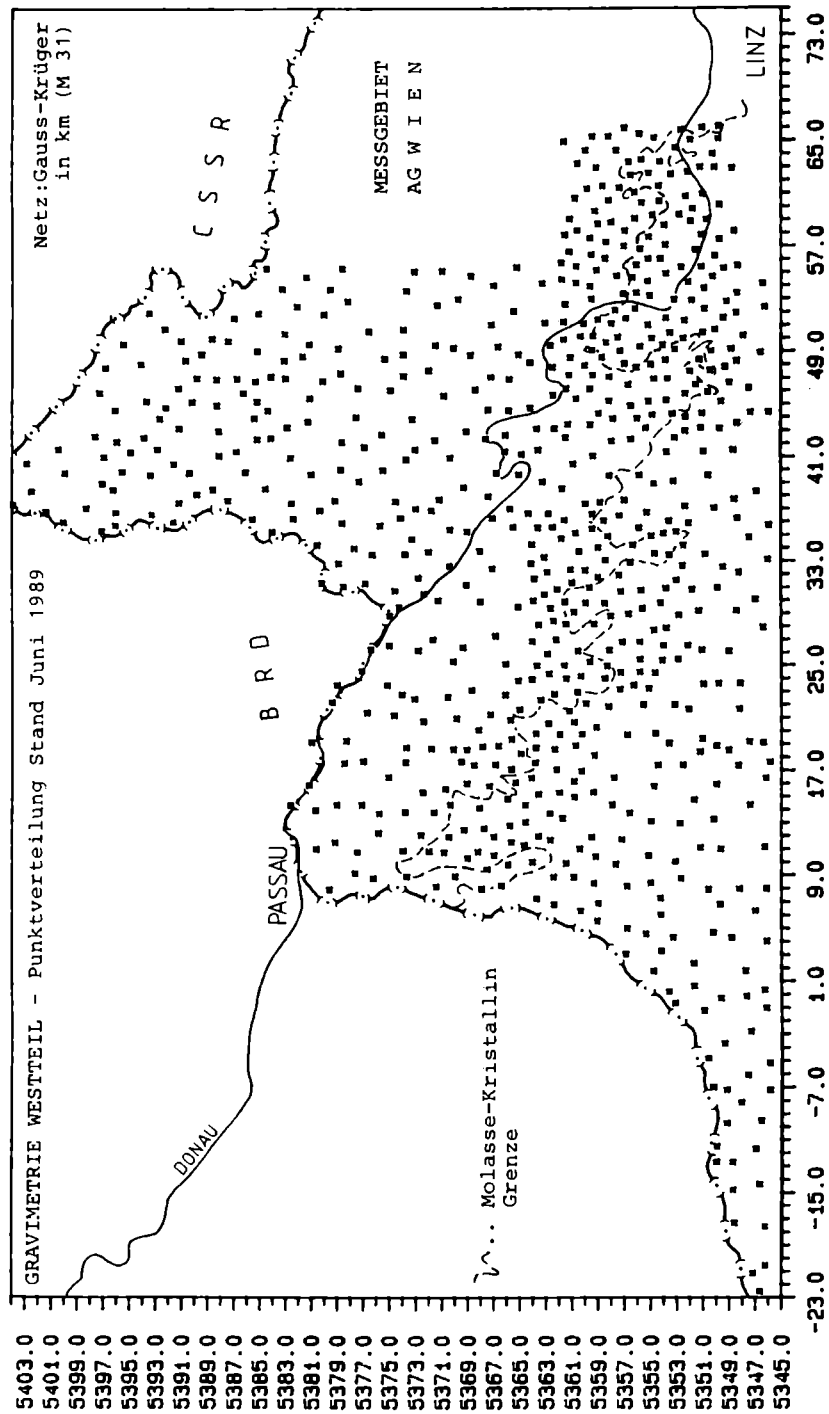


Fig.1: Gravimetrie Westteil, Punktverteilung Stand: Juni 1989

lokaler Situationen geeignet ist. Parallel dazu mußte aber auch die für rechnergestützte Auswertungen zwingend erforderliche infrastrukturelle Grundlage in Form von digitalen Modellen der mittleren Geländehöhen und der oberflächennahen Dichteverteilung in Angriff genommen werden. Ein übergeordnetes Referenzsystem steht mit dem weitgehend fertiggestellten österreichischen Schweregrundnetz 1980 (Ruess 1985) zur Verfügung.

Die Untersuchungen der Leobener Arbeitsgruppe beschränken sich auf das Gebiet westlich von 14° 20' (Sauwald, westliches Mühlviertel, Molassenordrand). Sie sollen nach dem zweiten Projektjahr mit einer Schwerekarte für den westlichen Abschnitt der Böhmisches Masse zu einem vorläufigen Abschluß gebracht werden. Über den Stand dieser Untersuchungen und erste Ergebnisse wird im folgenden berichtet.

2. AUSGANGSSITUATION, METHODIK

Im Rahmen von Projekten der Braunkohle- und Grundwasserprospektion entlang des Molassenordrandes westlich von Linz, kam die Gravimetrie ab 1982 systematisch für die Übersichtserkundung zur Anwendung. Da in der angewandten Gravimetrie die Messungen aus methodisch bedingten Gründen (Definition des Regionalfeldes) meist weiter über das eigentliche Untersuchungsgebiet hinausgreifen, wurde von diesen Untersuchungen auch ein durchschnittlich 10 km breiter Streifen des anstehenden Kristallins überdeckt. So konnten die Messungen im Rahmen des Schwerpunktprojektes auf eine ausgereifte Meß- und Auswertemethodik (Walach 1985) und etwa 500 Gravimeterpunkte in einem rund 800 km² großen Gebietsstreifen zwischen Schärding und Linz aufbauen.

Aus praktischer Sicht war bekannt, daß die Gravimetrie sehr gut für die Erkundung der wesentlichen Strukturmerkmale des Kristallins in den sedimentbedeckten Gebietsteilen geeignet ist (Enichlmayr 1983), wenn der mittlere Punktabstand in der Größenordnung von 1,5 - 2 km gewählt wird, und daß man im anstehenden Kristallin etwa mit dem doppelten Punktabstand das Auslangen findet. Diese Kenntnisse über prinzipielle Parameter für die Feldmessungen gestatteten es, die Gravimetermessungen fast ausschließlich auf die Verwendung des geodätischen Netzes der Landesaufnahme als Koordinatenangabe auszurichten. Damit konnte sowohl eine ökonomisch rationelle Durchführung der gesamten Feldmessungen, als auch ein einheitlich präziser Koordinatenbezug erreicht werden.

Die Geländearbeiten der Leobener Arbeitsgruppe wurden im August/September 1988 mit der Übersichtsvermessung der ÖK 50-Blätter 2, 3, 12, 13, 14, 27, 28, 29, 30, 31 sowie Teilen von 44-49 (ca. 2.000 km²) begonnen und im September 1989 mit Ergänzungs- und Detailmessungen abgeschlossen. Insgesamt wurden rund 700 Gravimeterpunkte vermessen, wovon etwa 550 Stationen auf die systematische Übersichtsaufnahme und rund 150 auf Detailmessungen im Bereich von Pfahl-, Rodl- und Donautörung entfallen. Das gesamte Datenmaterial ist bereits kontrolliert und aufbereitet in der institutseigenen Schweredatenbank archiviert.

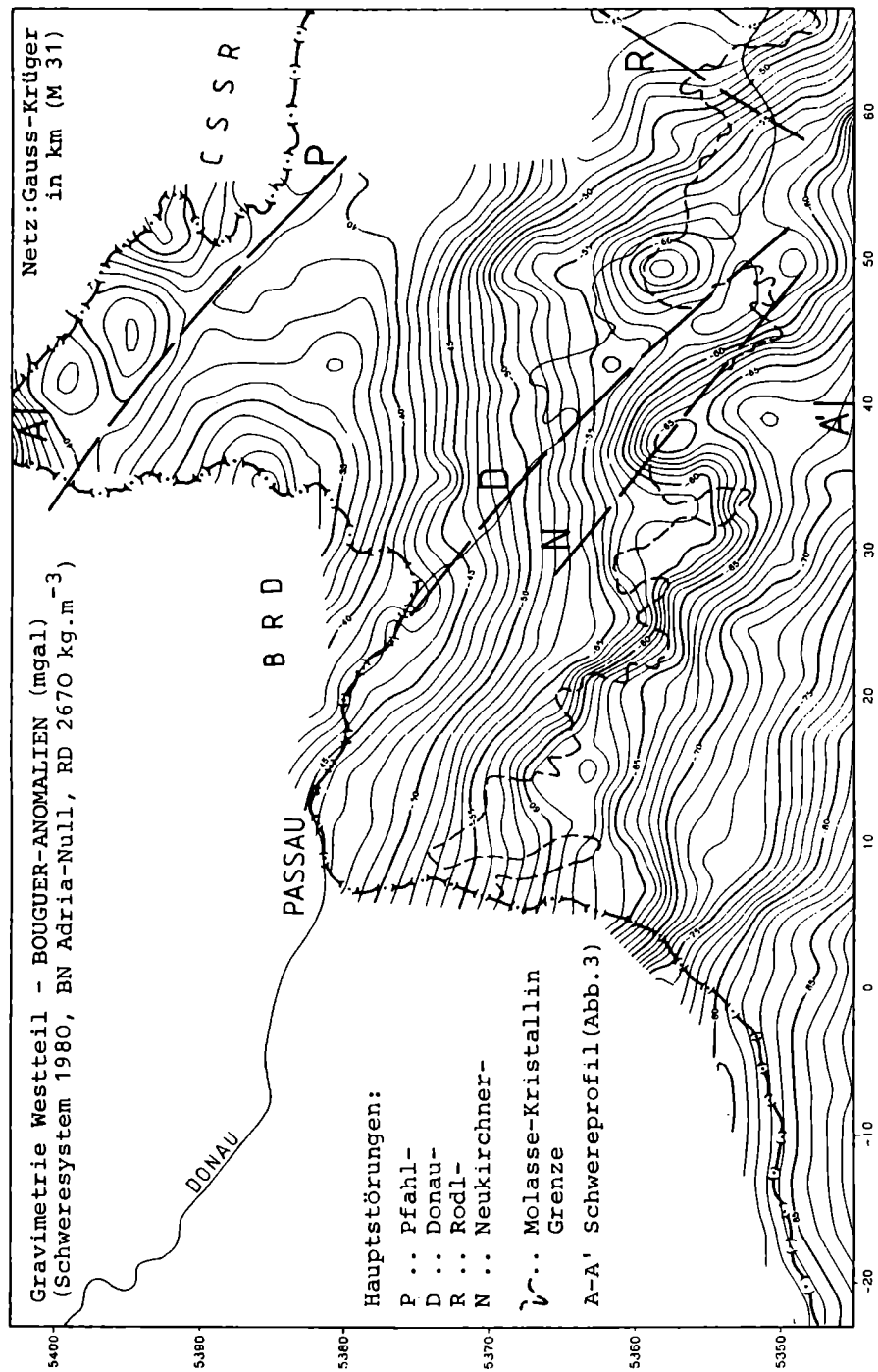


Fig.2: Gravimetrie Westteil, Bouguer-Anomalien (mgal) Schweresystem 1980, BN Adria - Null, RD 2.670 kg x m⁻³

3. VORLÄUFIGE ERGEBNISSE

In Fig.1 ist die Verteilung der Meßpunkte der Übersichtsvermessung 1988, einschließlich der aus den Prospektionsprojekten übernommenen Daten, dargestellt. Man sieht darin die über das ganze Untersuchungsgebiet sehr homogene Verteilung der Meßpunkte - die Verdichtung im Bereich des Molassenordrandes weist die aus den Prospektionsprojekten übernommenen Stationen aus. Auf der Basis dieses Datensatzes wurde unter vereinfachten Parameterannahmen (einheitliche Reduktionsdichte 2670 kg/m^3 , ebene Bouguer-Reduktion, Topographie nur bis 20 km Radius berücksichtigt), eine erste Karte der Bouguer-Isanomalien (Fig.2) für den Westabschnitt der Böhmisches Masse in Österreich erstellt.

Schon ein einfacher qualitativer Vergleich mit der Standardkarte nach Senftl (1965) zeigt den enormen Informationsgewinn der Neuvermessung - ein breites Spektrum von Schwereanomalien im Wellenlängenbereich von 5 bis über 10 km und mit Amplituden von 1 bis 10 mgal kennzeichnet das Bouguerschwerebild. Hervorzuheben ist dabei einerseits das W-E verlaufende Anomalienband des Molasse-Nordrandes, in dem sich sowohl das Relief der verschiedenen Randbuchten, als auch eindeutig tektonische Quelleninformation (Raum Eferdinger Bucht - Rodlstörung) widerspiegeln. Andererseits erkennt man klar, daß die Donaustörung nur geringfügig bzw. am Übergang zu den Molassesedimenten deutlicher werdend, im Schwerebild in Erscheinung tritt. Der Pfahl wird hingegen von einem komplexen Anomaliensystem von 10 - 15 km Breite begleitet.

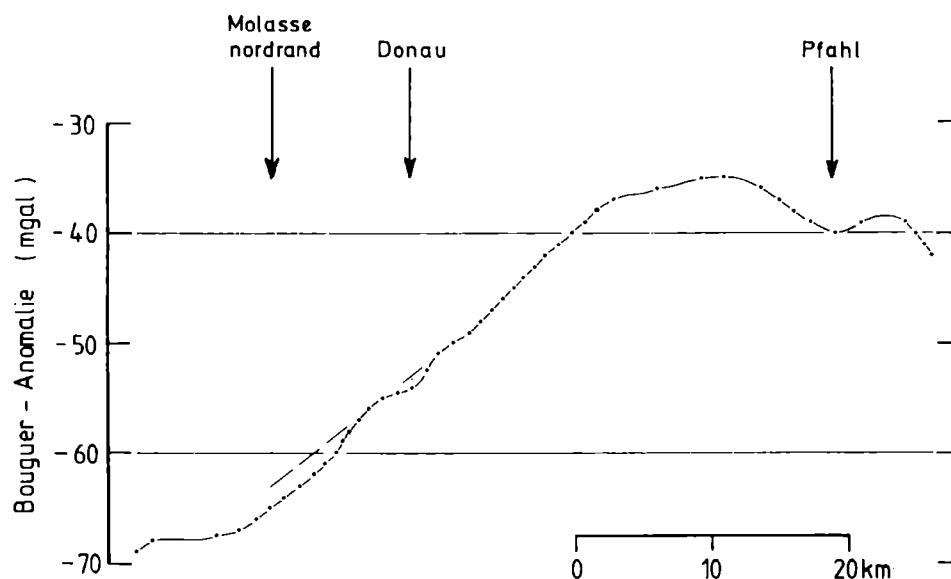


Fig.3: Schwereprofil Bouguer-Anomalie im Meridian Y (Gauß-Krüger) = 40 km (Haibach)

In einem NS-Schnitt (Fig.3) durch den Meridian Y(Gauß-Krüger) = +40 km (Hainbach) wird deutlich, daß die tertiären Randbuchten, wie auch die Donauströmung, nur sekundäre Strukturelemente der Schwereverteilung bilden und in diesem Bereich das regionale Feldverhalten eher alpin geprägt (Trogflanke) erscheint. Erst im nördlichen Mühlviertel bei Annäherung an die Pfahlstörung, vollzieht sich der Umbau der regionalen Feldstruktur in eine typologisch der Böhmisches Masse entsprechende Form. Obwohl prinzipiell belegt, ist diese allgemein-qualitative Deutung der generellen Schwerefeldstruktur zunächst nur als in den Raum gestellte Hypothese aufzufassen, da sich am Ostrand der Bouguerkarte zeigt, daß östlich der Pfahllinie die Isolinien in eine SSE- bis S-Richtung einzuschwenken scheinen. Auch die Karte nach Senftl (1965) deutet dies an. Die angeführte Deutung hätte dann keine allgemeine Gültigkeit, sondern bliebe auf das Gebiet des dargestellten Kartenausschnittes lokal beschränkt. Die für 1990 geplante Zusammenführung der Leobener und Wiener Datensätze, insbesondere aber deren gemeinsame Auswertung und Interpretation, wird darüber jedoch eindeutig Auskunft geben.

4. AUSBLICK

Bezüglich der weiteren Vorgangsweise ist zunächst geplant, bis zum Frühjahr 1990 eine hochauflösende Karte der Bougueranomalien im Maßstab 1:200.000 fertigzustellen und zusammen mit einer vorläufigen Interpretation im Rahmen des Gesamtschwerpunktes zur Diskussion zu stellen. Diese Karte, die derzeit in Bearbeitung ist, wird schon unter Berücksichtigung der endgültigen Auswertungsparameter (sphärische Reduktionsrechnung bis 167 km Radius, Verwendung eines digitalen Dichtemodells) erstellt. Ein auswertemethodisches Problem bildet derzeit noch die durch die Staatsgrenze vorgegebene willkürliche, mehrfach geschwungene, West- und Nordbegrenzung des Untersuchungsgebietes. Zur Umgehung dieser Schwierigkeit wurde der zuständigen Abteilung des Bundesamtes für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover der Vorschlag eines Datentausches, zumindest für das vom Rand der Abb.2 umschlossene Gebiet, unterbreitet. Die Antwort auf diesen Vorschlag steht bisher noch aus. Von einer positiven Antwort hängt es jedoch ab, ob die Leobener Arbeitsgruppe zunächst noch autonom ihre Arbeiten weiterführt, oder nur mehr in Kooperation mit dem Institut für Geophysik der Universität Wien an der Fertigstellung der Schwerekarte für das Gesamtgebiet der Böhmisches Masse sowie Interpretation mitwirkt.

Abschließend ist es dem Verfasser eine angenehme Pflicht, der Salzach-Kohlenbergbau-Gesellschaft mbH für die Überlassung des Datenmaterials der gravimetrischen Übersichtsmessungen 1982 - 1985 aufrichtig zu danken.

5.LITERATUR

- Bureau Gravimetrique International (BGI), 1964: Cartes Mondiales des Anomalies de Bouguer 1:1,000,000, Feuille de Vienne.- Paris
- Enichlmayr,E., 1983: Kohlenprospektion der SAKOG. - BHM, **128**, 119-125, Wien

- Ibrmajer,J., 1981: Geological Interpretation of Gravity Maps of Cechoslovakia. Geophys. Synthesis in Cechoslovakia, 135-148, Bratislava.
- Plaumann,S., 1987: Karte der Bouguer-Anomalien in der Bundesrepublik Deutschland 1:1,500.000 (mit Erläuterungen). Geol.Jb., Reihe E, H.40, Hannover.
- Ruess,D., 1985: Aufbau des österreichischen Schweregrundnetzes. Ber. über den Tiefbau der Ostalpen, H.12, 17-21.
- Senftl,E., 1965: Schwerekarte von Österreich, Bouguer-Isanomalien 1:1,000.000. - BEV, Wien.
- Walach,G., 1985: Ein Programmsystem für die automatische Bearbeitung von Schweremessungen unter Verwendung digitaler Gelände- und Dichtemodelle. Freiburger Forschungsh. C 408, 59-70.

Adresse des Autors:

Univ.Doiz. Dr. G. Walach
Institut für Geophysik
Montanuniversität Leoben
Franz Josefstraße
A-8700 Leoben

Manuskript eingegangen am 4.12.1989, in Endform am 26.2.1990

DIE BOUGUER-ANOMALIE AM OSTRAND DER BÖHMISCHEN MASSE

B.MEURERS und P.STEINHAUSER

Zusammenfassung

Die Bouguer-Isanomalienkarte Österreichs zeigt am Ostrand der Böhmisches Masse einen sehr ruhigen Isanomalienverlauf, der allerdings wegen zu großer Stationsintervalle nicht ausreichend abgesichert ist. Die gravimetrische Detailuntersuchung dieses Gebietes ergibt ein stark strukturiertes Anomalienbild, das mit den wichtigsten geologischen Einheiten verglichen wird. Dabei zeigt sich, daß die Bougueranomalie nur teilweise durch die Dichteverteilung an der Oberfläche erklärt werden kann. Insbesondere beim Übergang von der Böhmisches Masse in das im Osten anschließende Molassebecken steht das Anomalien-Muster in Gegensatz zur Oberflächengeologie. Hier wird die Schwerewirkung der Sedimentfüllung offenbar total vom Effekt größerer Dichteinhomogenitäten am Rand der Böhmisches Masse maskiert.

Abstract

Due to insufficient station coverage the general Bouguer gravity map of Austria shows a smooth anomaly pattern at the Eastern margin of the Bohemian Massif. The detailed gravimetric investigation of this area results in an extremely structured Bouguer gravity which is compared with main geologic units. The density map of this area can only partially explain these anomalies. Especially at the transition zone from the Bohemian Massif to the Molasse Basin in the East the gravity pattern is in contrast to the surface geology. The gravity effect of the low density sediments is completely masked by larger structures at the margin of the Bohemian Massif.

1. EINLEITUNG

In der von Senftl (1965) veröffentlichten Übersichtskarte der Bouguer-Isanomalien Österreichs bildet das östliche Waldviertel und der anschließende Teil des Weinviertels jenen Kartenbereich, der durch den ruhigsten Isolinienverlauf im gesamten Bundesgebiet gekennzeichnet ist. In dieser Karte ist als einzige Struktur ein weitläufiges, dem Schwerebild nach flaches Bouguerminimum von 30 km Durchmesser erkennbar, dessen Zentrum bei Retz und somit am Ostrand der Böhmisches Masse liegt (Fig. 1). Wegen seiner Lage wird dieser Anomalienkomplex im folgenden als Retzer Anomalie bezeichnet. Dieses Schwerebild ist insoferne bemerkenswert, als das kristalline Grundgebirge der Böhmisches Masse etwa ab der Linie Retz - Waitzendorf - Pulkau nach Osten hin abtaucht und von den Molasse-Sedimenten geringer Dichte mit entsprechend wachsender Mächtigkeit überdeckt wird. Die Sedimentdichte der Molasse beträgt etwa 2.30 gcm^{-3} (Granser et al. 1983), sodaß auf Grund des markanten Dichtekontrastes von 0.3 -

0.4 g cm^{-3} ein Schwereabfall von Retz nach Osten und nicht in entgegengesetzter Richtung zu erwarten wäre.

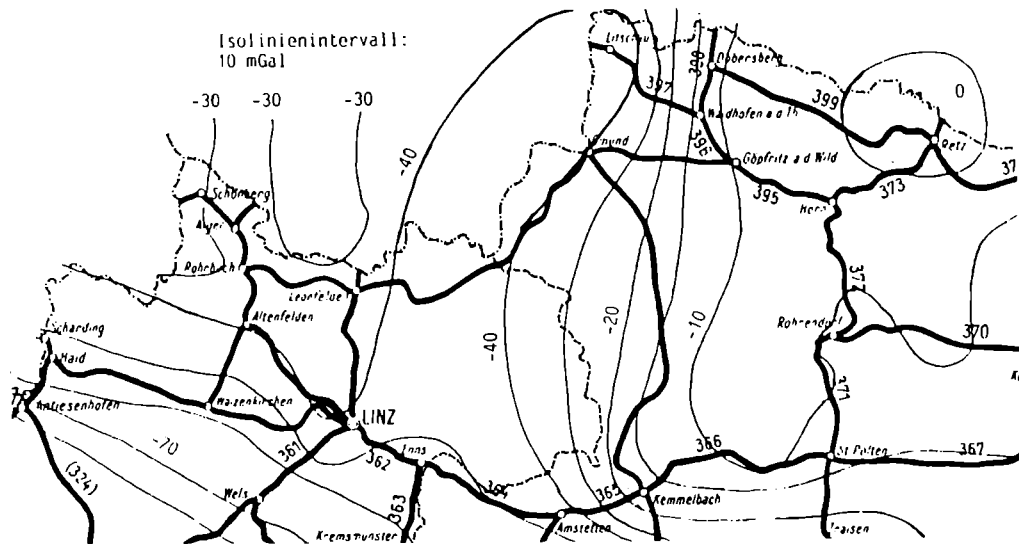


Fig. 1: Ausschnitt der Bouguer-Isanomalienkarte Österreichs nach Senftl (1965)

Die Bougueranomalienkarte Österreichs ist aber gerade in diesem Bereich nur durch wenige Schwerestationen - die mittlere Punktdichte beträgt hier 1 Schwerestation/125 km² - abgesichert. Eine erste gravimetrische Untersuchung verschärfte diesen Widerspruch zwischen Schwerebild und Oberflächengeologie, denn es zeigte sich deutlich, daß der Schwereabfall von Haugsdorf im Osten nach Waitzendorf (südwestlich von Retz) mit ungefähr 12 mGal bei einer Horizontalabstand von 15 km beträchtlich größer ist als nach Senftl (1965) zu erwarten wäre.

2. GRAVIMETRISCHE VERMESSUNG DER RETZER ANOMALIE

Zur Klärung der Frage nach Verlauf und Ursache dieser Anomalie wurde die regionale Struktur des Schwerebildes auf einem etwa 30 km breiten Streifen entlang der Nordgrenze Österreichs vom Raum Göpfritz - Großsiegharts im NW bis weit in die Molassezone im Osten gravimetrisch erforscht. Die Längsausdehnung des Untersuchungsgebietes beträgt damit etwa 80 km, wobei ein möglichst gleichmäßiges, flächendeckendes Stationsnetz mit einer mittleren Punktdichte von 1 Station pro 4 km² angelegt wurde. Zur detaillierteren Auflösung des Abtauchens des kristallinen Grundgebirges war im Bereich des Molasserandes eine höhere Punktdichte notwendig, insbesondere entlang einzelner seismischer Profile. Insgesamt stehen damit 1109 Gravimeterpunkte zur Verfügung. Es wurden dabei ausschließ-

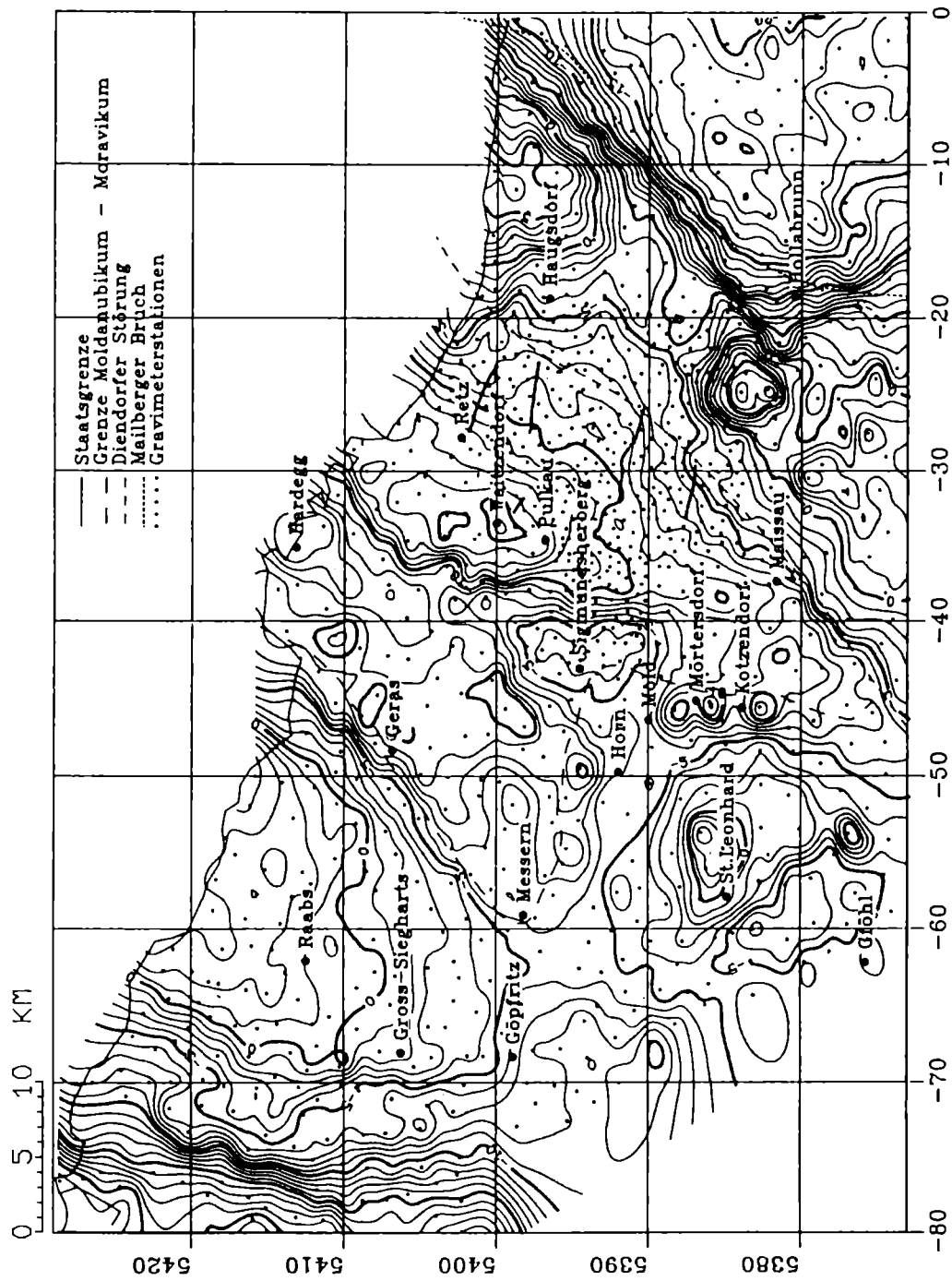


Fig.2: Bougueranomalie der Retzer Anomalie und Umgebung
 Isolinienabstand: 1 mGal

lich Punkte des geodätischen Fixpunktnetzes (Katastertriangulierungspunkte des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen) und durch eigene trigonometrische Vermessung davon abgeleitete Stationen ausgewählt, die somit einen hohen Genauigkeitsstandard (mittlere Fehler <0.1 m) bezüglich der Lagekoordinaten und der Höhe aufweisen. Zur Bestimmung der relativen Schwere kamen 2 LaCoste&Romberg Gravimeter des Typs D bzw. G zum Einsatz. Das absolute Schwerkraftniveau wurde durch zahlreiche Verbindungsmessungen zu Stationen des neuen Absolutschweregrundnetzes Österreichs (Ruess 1988) hergestellt. Die Berechnung der Bougueranomalie erfolgte im geodätischen Bezugssystem 1980 (Moritz, 1980). Die Massenkorekturen wurden durch eine ebene Bouguerplattenreduktion und die topographische Korrektur bis zu einem Grenzradius von 20 km durchgeführt, was im Hinblick auf die geringen Höhenunterschiede und das relativ ruhige topographische Relief des Untersuchungsgebietes vertretbar ist. Als Reduktionsdichte wurde der Standardwert von 2.67 gcm^{-3} eingesetzt. Er kann insbesondere für die geologischen Verhältnisse in der Böhmisches Masse als repräsentative Blockdichte angesehen werden.

Aus der Berechnung der Bougueranomalie ergibt sich das in Fig. 2 dargestellte Schwerebild. Die große Punktdichte erlaubt eine Darstellung in 1 mGal Intervallen. Die Bougueranomalie enthält natürlich Anteile aus dem gesamten Krustenbereich. Wegen der Wahl einer einheitlichen Reduktionsdichte wird sie auch durch Quellen beeinflusst, die sich zwischen Oberflächentopographie und Reduktionsniveau (0 m ü. NN) befinden. Auf Grund der unmittelbaren Nähe dieser Störkörper zu den Gravimeterstationen ist mit dem Auftreten hochfrequenter Anomalieanteile zu rechnen, die mit der Oberflächengeologie korrelieren, sofern die tatsächliche Dichteverteilung deutlich von der Reduktionsdichte abweicht. Zur Trennung der Schwerewirkung von Störkörpern unterschiedlicher Tiefenlage wird daher das Verfahren der Wellenlängenfilterung eingesetzt. Wegen des Zusammenhanges zwischen maximaler Quellentiefe und Halbwertsbreite einer Anomalie charakterisiert die Grenzwellenlänge l_c der Wellenlängenfilterung die maximale Schwerpunkttiefe z der das Residualfeld erzeugenden Störkörper (z.B. Degro 1986):

$$z \leq \frac{l_c}{3}$$

Die an der Oberfläche aufgeschlossenen Strukturen setzen sich im allgemeinen mehrere km in die Tiefe fort. In dieser Untersuchung wurde daher l_c mit 12.5 km festgelegt. Dies entspricht einer maximalen Quellentiefe von etwa 4 km. Der Separationsprozess resultiert somit in dem die regionalen Strukturen charakterisierenden Trendfeld (Fig. 3) und seinem zugehörigen Residualfeld (Fig. 4), das die Wirkung oberflächennaher Störmassen abbildet.

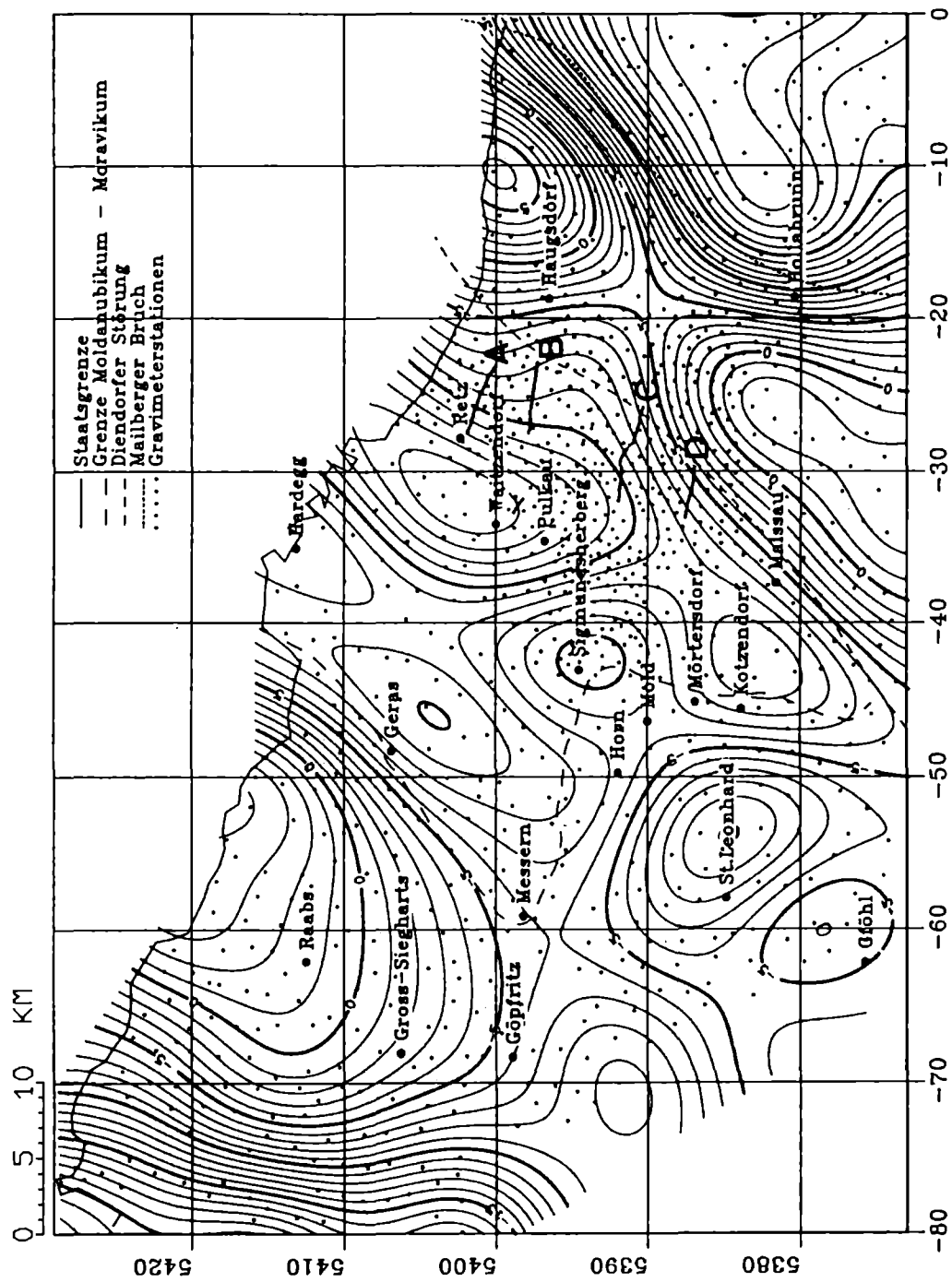


Fig. 3: Regionalfeld der Retzer Anomalie und Umgebung
 Isolinenabstand: 1 mGal

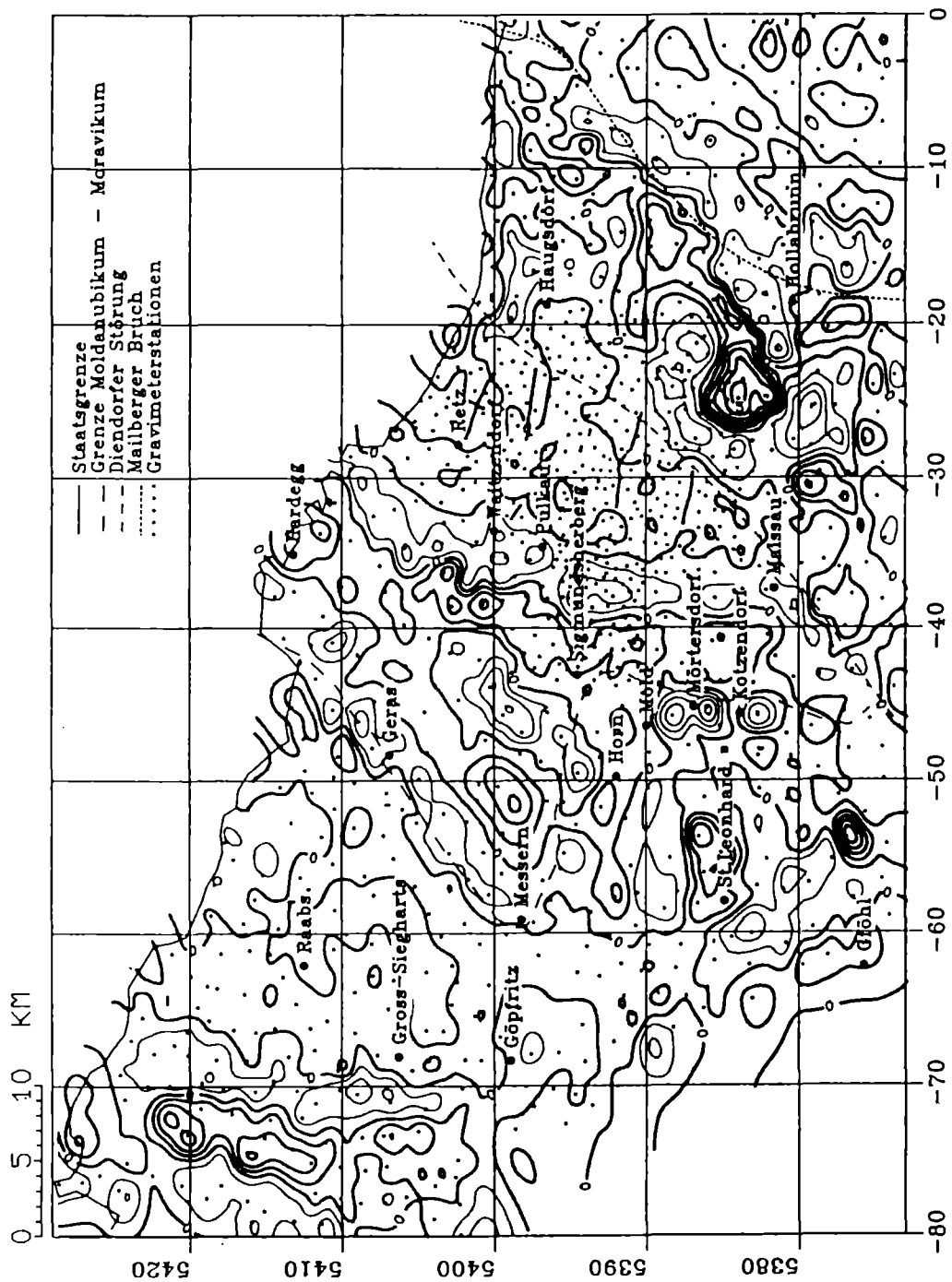


Fig. 4: Residualfeld der Retzer Anomalie und Umgebung
 dicke Linien: $\delta_g \geq 0$, dünne Linien: $\delta_g < 0$
 Isolinienabstand: 1 mGal

3. LOKALE UND REGIONALE STRUKTUR DER RETZER ANOMALIE

Fig. 2 bis 4 zeigen deutlich die bezüglich der Übersichtskarte Österreichs unerwartet starke Strukturierung des Isanomalienfeldes, das durch eine Aufeinanderfolge von mehreren positiven und negativen Anomalienzonen in mehr oder weniger stark ausgeprägter Streichrichtung von SW nach NE gekennzeichnet ist. Die einzelnen Bereiche sind dabei im allgemeinen durch Zonen mit großen Horizontalgradienten voneinander getrennt.

Der auf Grund der Sedimentbedeckung des Kristallins im Bereich der Molassezone zu erwartende Schwereabfall nach Osten hin kann erst ab der durch den Mailberger Bruch vorgezeichneten Linie beobachtet werden. Das Zentrum der negativen Anomalie liegt nördlich von Pulkau im Raum Waitzendorf - Retz. Man kann sie mit abnehmender Amplitude nach SSW hin bis über Maissau hinaus verfolgen. Im Rahmen der oben erwähnten Detailuntersuchungen konnte die Sedimentmächtigkeit der Molasse am Ostrand der Böhmisches Masse durch gravimetrische und seismische Profile näher untersucht werden. Die reflexions- und refraktionsseismischen Profile wurden wie erwähnt zusätzlich durch Gravimeterstationen mit engem Meßpunktsintervall vermessen und sind daher in den gezeigten Anomalienkarten leicht lokalisierbar. Für die Profile A - D (Fig. 3) ergibt sich ein welliger Abfall des Kristallins vom nahezu Anstehenden im Westen bis zu einer Tiefe von etwa 280 m unter Geländeoberfläche bei den nördlichen, bzw. ca. 300 m bei den südlichen Profilen an ihrem Ostende (Brückl pers. Mitt.). Trotz dieser zunehmenden Sedimentmächtigkeit steigt die Bougueranomalie nach Osten hin an und bildet vor dem östlichen Abfall Richtung Beckeninneres einen markanten Bereich mit positiven Anomalien. Dieser enthält ein ausgeprägtes, lokales Maximum westlich von Hollabrunn, das zumindest teilweise durch eine fast an die Oberfläche reichende Aufwölbung des Grundgebirges erklärt werden kann. Dies wird durch erste seismische Untersuchungen bestätigt, die für die Sedimentmächtigkeit einen Wert in der Größenordnung von 100 m (Aric, pers. Mitt.) ergeben. Die von den Sedimenten der Molasse verursachte negative Schwereanomalie wird offensichtlich durch das Zusammenwirken beider Komplexe (negative Anomalie bei Retz und positiver Schwererücken) völlig maskiert.

Eine weitere Zone positiver Bougueranomalien breitet sich zwischen Gföhl und dem Horner Becken aus, wobei das Maximum im Raum St. Leonhard erreicht wird. Östlich von Siegmundsherberg erstreckt sich ein schmales Band positiver Schwere in S-N Richtung. Es setzt sich nach Norden bis zur Staatsgrenze fort mit einem lokalen Maximum bei Hardegg. Die Streichrichtung verlagert sich dabei langsam von S-N nach SW-NE. Nach Westen hin schließt sich ein negativer Schweretrog in ähnlicher Streichrichtung an. Er läßt sich vor allem in der Regionalfelddarstellung (Fig. 3) deutlich verfolgen. Daran anschließend dehnt sich im Raum Raabs eine breite Zone positiver Bouguerschwere mit geringen Horizontalgradienten aus.

Im Rahmen der aerogeophysikalischen Vermessung Österreichs wurden am Ostrand der Böhmisches Masse markante magnetische Anomalien (Fig. 5) lokalisiert (Gutdeutsch und Seiberl, 1987). Im Bereich des in der Molasse gelegenen

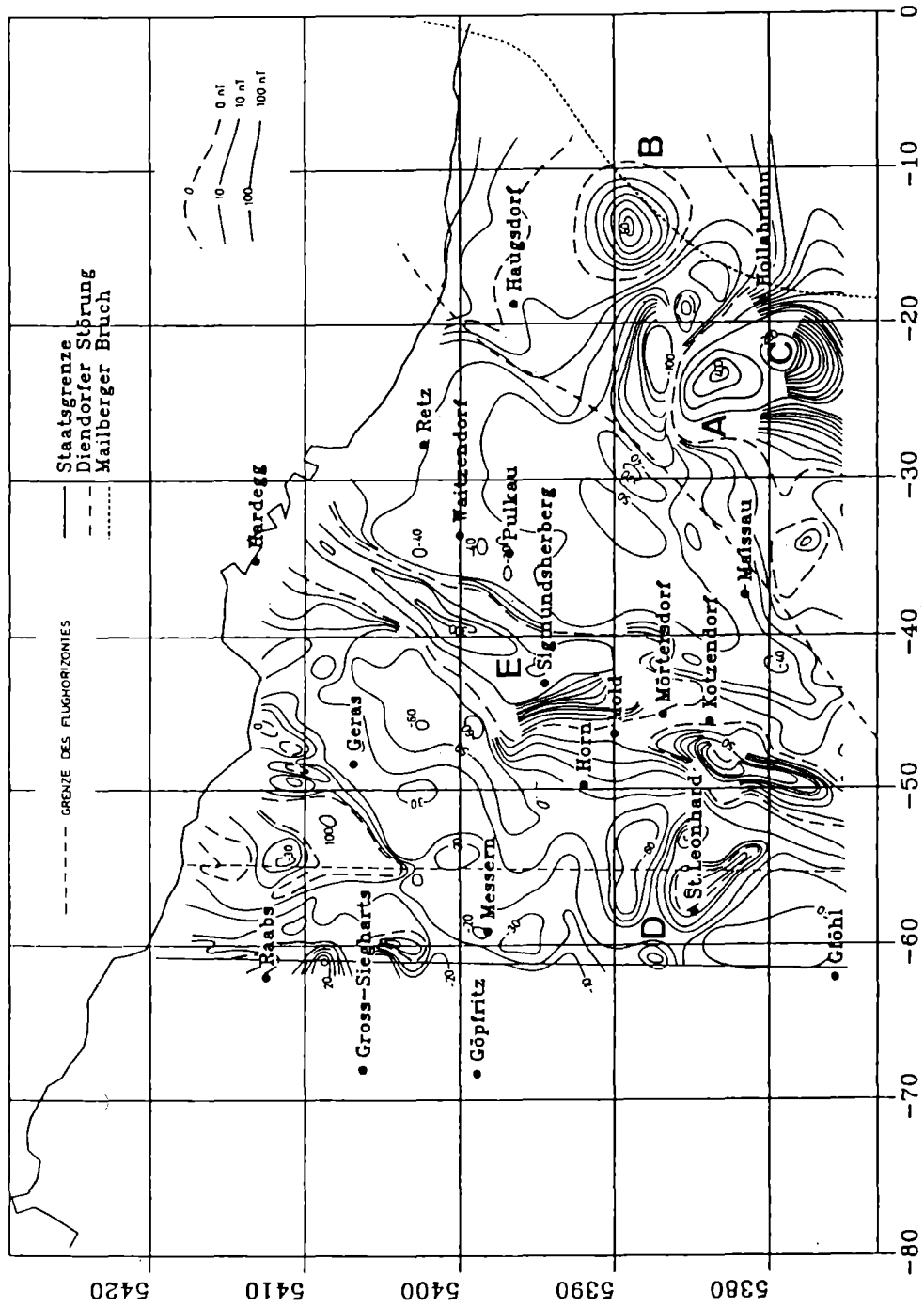


Fig. 5: Ausschnitt aus der aeromagnetischen Karte Österreichs, Flughorizont 800 m

positiven Schwererückens läßt sich dabei die Anomalie A (400 nT) mit dem oben erwähnten, lokalen Maximum (westlich von Hollabrunn) korrelieren, während sich der regionale Charakter des positiven Schwererückens zumindest nicht direkt in der Struktur des Feldes der Totalintensität abbildet. Die magnetischen Anomalien B und C (60 bzw. 200 nT) sind gegenüber der Achse des positiven Schwererückens deutlich nach Osten versetzt. Ihre Quellen müssen daher an der Ostflanke des Störkörpers liegen, der die regionale Schwerestruktur mitverursacht. Räumliche Übereinstimmung mit positiver Bouguer-Schwere im Regionalfeld findet man auch bei den magnetischen Anomalien D und E (200 nT) im Raum St. Leonhard bzw. zwischen Horn und Pulkau. Die Anomalie E setzt sich dabei noch weiter in NNE-Richtung fort und erreicht in jenem Bereich ihren Maximalwert (300 nT), wo das Bouguer-Restfeld ebenfalls ein lang gestrecktes lokales Maximum gleicher Streichrichtung zeigt.

4. KORRELATION MIT DER DICHTEN DER OBERFLÄCHENGESTEINE

Eine vorläufige und rein qualitative Interpretation kann durch Vergleich der Oberflächengeologie mit der Bougueranomalie versucht werden. Grundsätzlich ist eine Korrelation der Schwere mit der Dichteverteilung der Oberflächengesteine (Fig. 6) zu erwarten, die für die östliche Böhmisches Masse in Form einer Dichtekarte vorliegt (Hösch und Steinhauser, 1985). In ihr lassen sich verschiedene Provinzen mit deutlichen Dichtekontrasten bis zu 0.4 gcm^{-3} separieren. Generell zeigt sich eine gute Übereinstimmung in den Streichrichtungen der Anomaliestrukturen und der Dichteprovinzen.

Der komplette Schweretrog, der auch die Retzer Anomalie im engeren Sinn enthält, deckt sich flächenmäßig mit jenen Gebieten, in denen die Thaya-Masse an der Oberfläche aufgeschlossen ist. Die Dichtekarte weist hier mit 2.56 gcm^{-3} den geringsten Dichtewert aller Provinzen mit Ausnahme der Sedimente auf. Die ebenfalls SW-NE streichende negative Anomalie östlich von Geras liegt zumindest teilweise im Bereich des Bittescher Gneis, für den ebenso eine relativ geringe Dichte bestimmt wurde. Deutlicher korreliert diese Anomalie bei der Residualfeldverteilung, in der ein schmales Band negativer Restschwere dem Bittescher Gneis bis über den Messerner Bogen hinweg folgt. Als lokale negative Anomalien bilden sich die tertiären Sedimente des Horner Beckens ab, für die bei Mörtersdorf (südöstlich von Horn) eine Mächtigkeit von fast 300 m bekannt ist (Scheidegger et al., 1980). Das Restfeld deutet hier darauf hin, daß ähnliche Sedimentmächtigkeiten am gesamten östlichen Rand des Horner Beckens von Mold im Norden bis über Kotzendorf nach Süden hinaus zu erwarten sind.

Die markanten positiven Bougueranomalien im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes können mit dem verbreiteten Auftreten von Amphibolit-Zügen im Bereich der Raabser Einheit bzw. in der Umgebung des Granulits von St. Leonhard nordöstlich von Gföhl in Verbindung gebracht werden. Während die positive Bouguerschwere in der Umgebung von Raabs fast ausschließlich langwelligen Charakter aufweist, zeigt sie sich im Raum St. Leonhard sowohl im Regional-, als auch im Restfeld.

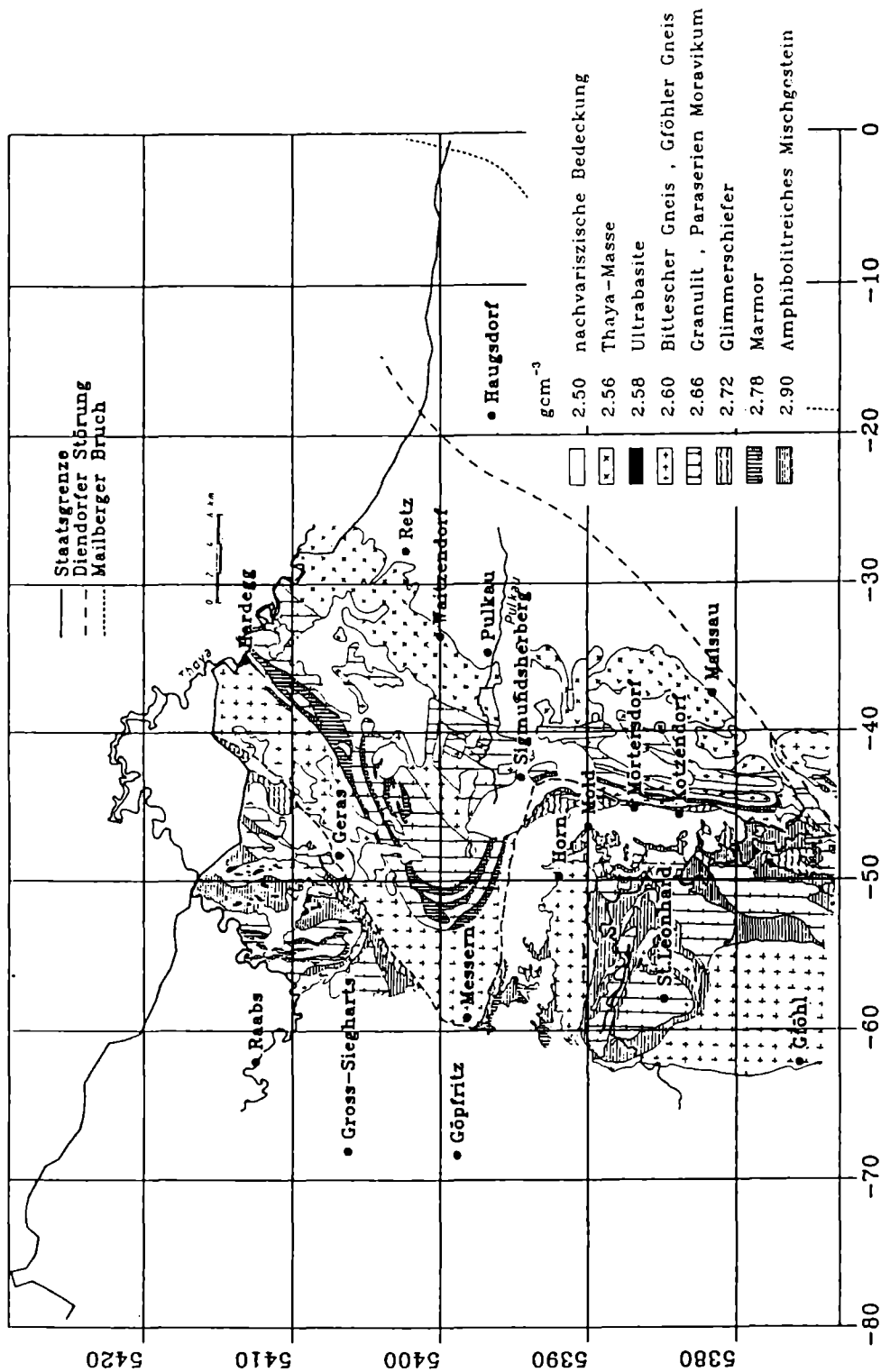


Fig. 6: Dichtekarte der östlichen Böhmisches Masse

Die positive Bougueranomalie im Bereich der Molasse muß wahrscheinlich auf eine mächtigere Zone mit positivem Dichtekontrast zur Thaya-Masse zurückgeführt werden. An der Ostseite dieses Störkörpers könnten die magnetischen Anomalien als Zonen erhöhter Suszeptibilität im Kontaktbereich zum Nebengestein interpretiert werden.

5. LITERATUR

- Degro, T., 1986: Zur Interpretation gravimetrischer und magnetischer Feldgrößen mit Hilfe von Übertragungsfunktionen. Dissertation TU Clausthal.
- Granser, H., K. Hösch, P. Steinhauser und D. Zych, 1983: Über das Dichtemodell in Österreich. in: Geod. Arb. Österreichs f. d. int. Erdmessung, III, 159-182.
- Gutdeutsch, R., und W. Seiberl, 1987: Die aeromagnetische Vermessung Österreichs. Inst. f. Met. u. Geoph., Univ. Wien.
- Hösch, K., und P. Steinhauser, 1985: Gesteinsphysikalische Untersuchungen in der östlichen Böhmisches Masse Niederösterreichs. Geoph. Forsch. ber., 19, Inst. f. Met. u. Geoph., Univ. Wien.
- Moritz, H., 1980: Geodetic reference system 1980. Bull. Geod., 54, 3, 395-405.
- Ruess, D., 1988: Stand des Österreichischen Schweregrundnetzes und des digitalen Geländemodells. 4. Int. Alpengravimetrie-Kolloquium, Wien 1986, Ber. Tiefb. Ostalpen, 13, 159-164.
- Senftl, E., 1965: Bouguer-Schwerekarte Österreichs. 1:1000000, Bundesamt f. Eich- u. Vermessungswesen.
- Scheidegger, A. E., H. Figdor und K. Aric, 1980: Tektonische, gravimetrische und seismische Untersuchungen in einem Senkungsgebiet der Böhmisches Masse (Niederösterreich). Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, 29, 167-178.

Adresse der Autoren:

Univ. Prof. Dr. Peter Steinhauser
Dr. Bruno Meurers
Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien
Hohe Warte 38, A-1190 Wien

Manuskript eingegangen am 22.12.1989, in Endform am 26.3.1990

PALÄOMAGNETISCHE UNTERSUCHUNGEN IN DER BÖHMISCHEN MASSE

H.J.MAURITSCH und J.REISINGER

Vorwort

Im abgelaufenen Projektjahr wurde von der Paläomagnetikgruppe eine intensive Probennahme durchgeführt. Diese betraf einmal die verschiedenen Granitgruppen, Diorite und Ganggesteine sowie zum anderen Mylonite an verschiedenen Störungen. Die Beprobung an den Graniten und Dioriten wurde teilweise parallel mit der Universität Strasbourg vorgenommen um methodische Vergleiche anstellen zu können. Herr Dr.Edel von Strasbourg gehört zu den profiliertesten europäischen Paläomagnetikern auf diesem Gebiet. Die Probennahme für die Anisotropie erfolgte in enger Zusammenarbeit mit der Arbeitsgruppe der Universität Graz. So wurden dabei alle jene tektonischen Merkmale beachtet, die im Aufschluß eingemessen werden konnten und zum Vergleich mit der Anisotropie erforderlich sind.

Im tschechoslowakischen Anteil der Böhmisches Masse wurden Untersuchungen von M.Krs durchgeführt. Um auch zu diesen Ergebnissen bestmögliche Vergleichsbedingungen zu haben, wurde im Barrandium (Milina Formation) eine Parallelstudie mit dem paläomagnetischen Labor der Firma Geofizika Brno in Prag und dem Institut in Rennes ausgeführt. Der bisher mögliche Vergleich mit den Prager Ergebnissen ist voll zufriedenstellend.

1. PALÄOMAGNETISCHE UNTERSUCHUNGEN IM ZENTRALEN TEIL DER BÖHMISCHEN MASSE (BARRANDIUM)

1.1 Zusammenfassung

Drei Vorkommen der Milinaformation, rote Quarzite bis Quarzschiefer aus dem Barrandium (CSFR), wurden bearbeitet (Fig.1). Durch den Vergleich der Ergebnisse von drei Laboratorien sollte die Verlässlichkeit von paläomagnetischen Ergebnissen bei komplizierter Magnetisierungsgeschichte überprüft werden. Die Vielkomponentennatur der Magnetisierung war in diesen Vorkommen bekannt und daher ein ausgezeichneter Testfall für moderne Abmagnetisierungsapparaturen. Der Vergleich fiel zur vollsten Zufriedenheit aus.

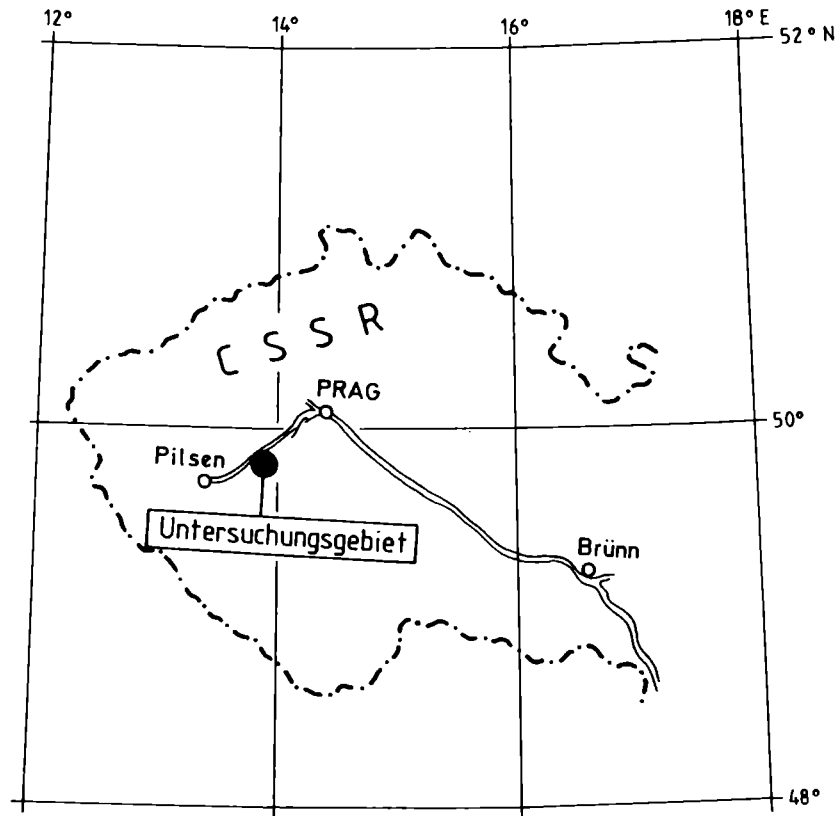


Fig.1: Lageplan des Untersuchungsgebietes

1.2 Einleitung

Paläomagnetische Untersuchungen in magmatischen und metamorphen Gebieten sind sehr kompliziert und unterliegen oft schwierigen subjektiven Entscheidungskriterien. Dies vor allem deshalb, da diese Gesteine im Regelfall eine Vielkomponentenmagnetisierung aufweisen und die modernen Auswerteverfahren diesen Einzelkomponenten nicht immer gerecht werden. Es ist daher zweckmäßig von Zeit zu Zeit Laborvergleichsmessungen durchzuführen, um unabhängig voneinander Ergebnisse zu erzielen, zu interpretieren und zu vergleichen. So ein Methodenvergleich wurde für das Barrandium zwischen dem Institut in Rennes in Frankreich, der Firma Geofizika Brno in Prag, sowie dem Paläomagnetiklabor Gams der Montanuniversität Leoben vereinbart. Als Testobjekt wurden Quarzite und Quarzphyllite des Barrandiums ausgesucht, von denen man wußte (M.Krs 1976), daß sie eine Mehrkomponentenmagnetisierung aufweisen. Neu entwickelte thermische Abmagnetsierungsanlagen in Prag und in Gams sind darüberhinaus der richtige Zeitpunkt ein derartiges Testobjekt in Angriff zu nehmen.

1.3 Geologie des Untersuchungsgebietes

Der Zentralteil der Böhmisches Masse, das Barrandium, wird zumindest in drei Becken gegliedert. Diese Becken wurden während der kadmischen Orogenese gebildet. Die Vulkano-Sediment-Serie ordovizischen Alters (Tremadoc bis Ashgill) wurde vom V.Havlicek (1980) beschrieben. Das Alter dieser Gesteine ist durch Mikro- und Makrofossilien bestimmt. Aus diesem ordovizischen Profil wurde die Milinaformation des Obertremadoc ausgesucht. Die Gesteine sind helle bis dunkelrote Quarzite unterschiedlicher Korngröße. Hämatit ebenfalls mit großer Streuung in der Partikelgröße kann mikroskopisch als vorherrschendes Eisenoxyd nachgewiesen werden. Daneben sind Goethit und Magnetit weitere Trägerminerale.

1.4 Probennahme

Die Probennahme wurde mit einer Kernbohrmaschine durchgeführt. Die im Anstehenden gebohrten Kerne wurden orientiert entnommen. Die Proben stammen von drei Aufschlüssen. Einmal von einem Steinbruch, nördl. der Straße von Komarov nach Jirina; zweitens entlang des Flusses Jalovy und drittens in der Nähe des Schulgebäudes der Ortschaft Zajecov. Insgesamt wurden 55 orientierte Kerne entnommen.

1.5 Gesteinsmagnetische Untersuchungen

Seit den Untersuchungen von Krs and Vlasimsky (1976) war die Mehrkomponentenmagnetisierung dieses Materials bekannt. Daher wurde von Anfang an nicht mit Pilotproben gearbeitet, sondern jede gewonnene Probe wurde in soviel wie möglichen Reinigungsstufen untersucht. Die Untersuchungen im Labor Gams wurden dadurch ermöglicht, daß ein neues thermisches Abmagnetisierungssystem hoher Feldgüte entwickelt wurde. Die Proben befinden sich dabei in einem kombinierten System eines Mu-Metallschildes und eines Helmholtzkäfigs. Das dadurch erreichte Restfeld ist nie größer als ± 2 nT. Ähnlich wie Krs et al. (1986) konnten vier Gruppen nach dem Reinigungsverhalten unterschieden werden. Betrachtet man die normierte Intensität der Kurven, dann zeigt die erste Gruppe (Fig.2a-2c) einen geringen Einfluß von Goethit bis 150°C. Darüber existiert ein flaches Plateau bis 550°C. Die Suszeptibilitäten zeigen einen Oxydationseffekt über 450°C bzw. 600°C. Die Suszeptibilitätszunahme über 600°C wird verstanden als Magnetitneubildung durch das Abkochen von Sauerstoff bei hohen Temperaturen. Ähnlich wie die Intensitätskurven zeigt die Kurve der IRM-Aquisition eine starke Abhängigkeit von der Partikelgröße des Hämatites. Die Kurve für die Probe 2.06 A zeigt einen möglichen Einfluß von Magnetit bis 0.03 T.

Die zweite Gruppe ist charakterisiert durch einen stärkeren Einfluß von Magnetit. Nach einem geringen Einfluß von Goethit am Beginn der Kurve (Fig. 2g-2i) zeigt die Intensitätskurve Magnetit bis Temperaturen von 450 - 550°C an. Die Suszeptibilität bleibt absolut stabil bis 600°C. Die Sättigungskurven zeigen den Einfluß von

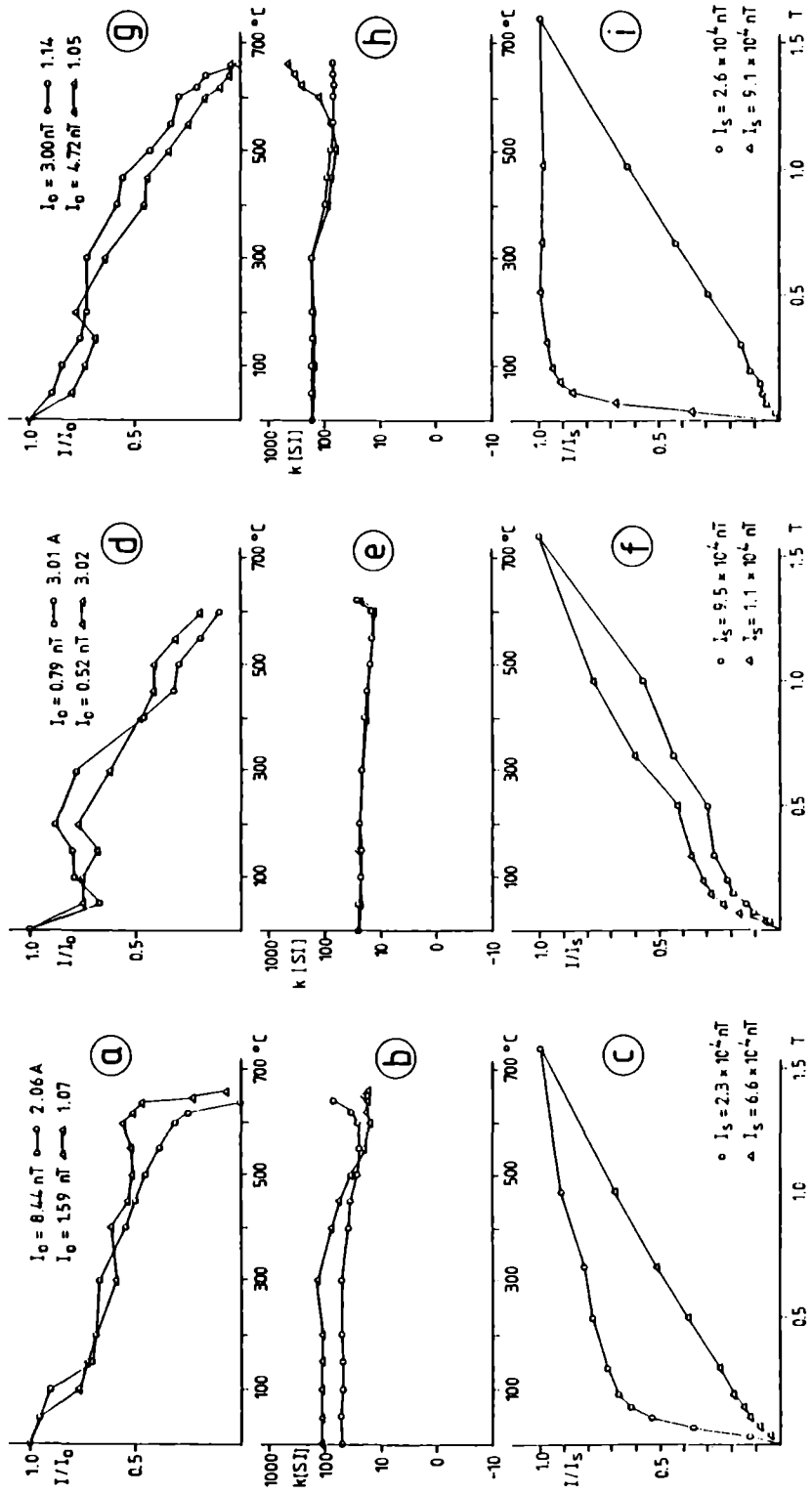


Fig.2: Geomagnetische Untersuchungen der Gesteinsgruppen 1, 4 und 3.
 a, d und g Normierte gegen Abmagnetisierungstemperatur
 b, e und h Suszeptibilität gegen Abmagnetisierungstemp
 c, f und i Normierte IRM gegen Sättigungsfeld

Magnetit neben dem dominierenden Hämatit. Eine Ausnahme bildet die Probe 1.05, wo offensichtlich Magnetit das dominierende Trägermineral ist.

Die dritte Gruppe zeigt einen charakteristischen Einfluß von Goethit am Beginn der Kurve, und ein flaches Plateau bis zur Blockierungstemperatur von Hämatit. Auch in diesem Material kann wie zum Beispiel in Probe 2.02 A über 450°C ein Anstieg in der Suszeptibilität erkannt werden (Fig.3). Die Abnahme der Suszeptibilität in den anderen Proben zeigt möglicherweise die Oxydation eines sekundären Magnetits an.

Die vierte Gruppe ist charakterisiert durch eine stabile Magnetisierung bis 300°C (Fig.2d-2f). Über dieser Temperatur kommt es zu einer raschen Abnahme der Intensität, was auf eine breite Streuung der Blockierungstemperaturen zurückgeführt wird. Die Sättigungskurven, untergeordnet aber auch die Abmagnetisierungskurven, zeigen, daß Magnetit das Hauptträgermineral in diesem Material ist.

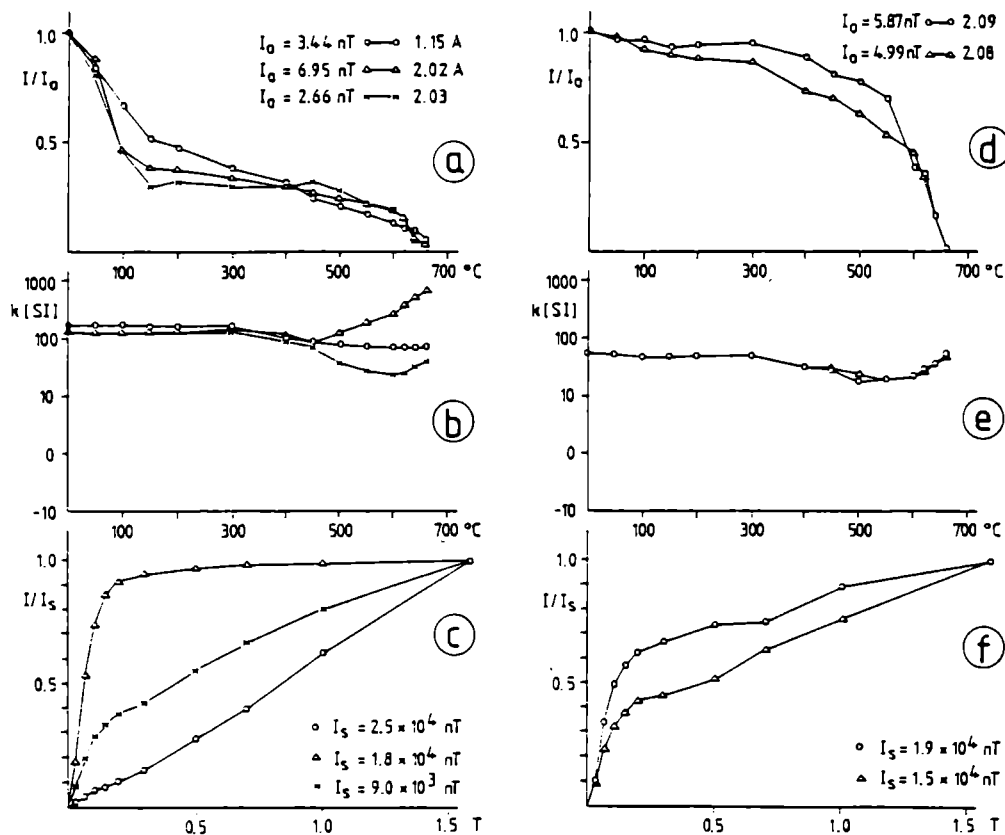


Fig.3: Gesteinsphysikalische Ergebnisse der Gruppe 2 (a,b,c) d, e und f gehören in die Gesteinsgruppe 3.

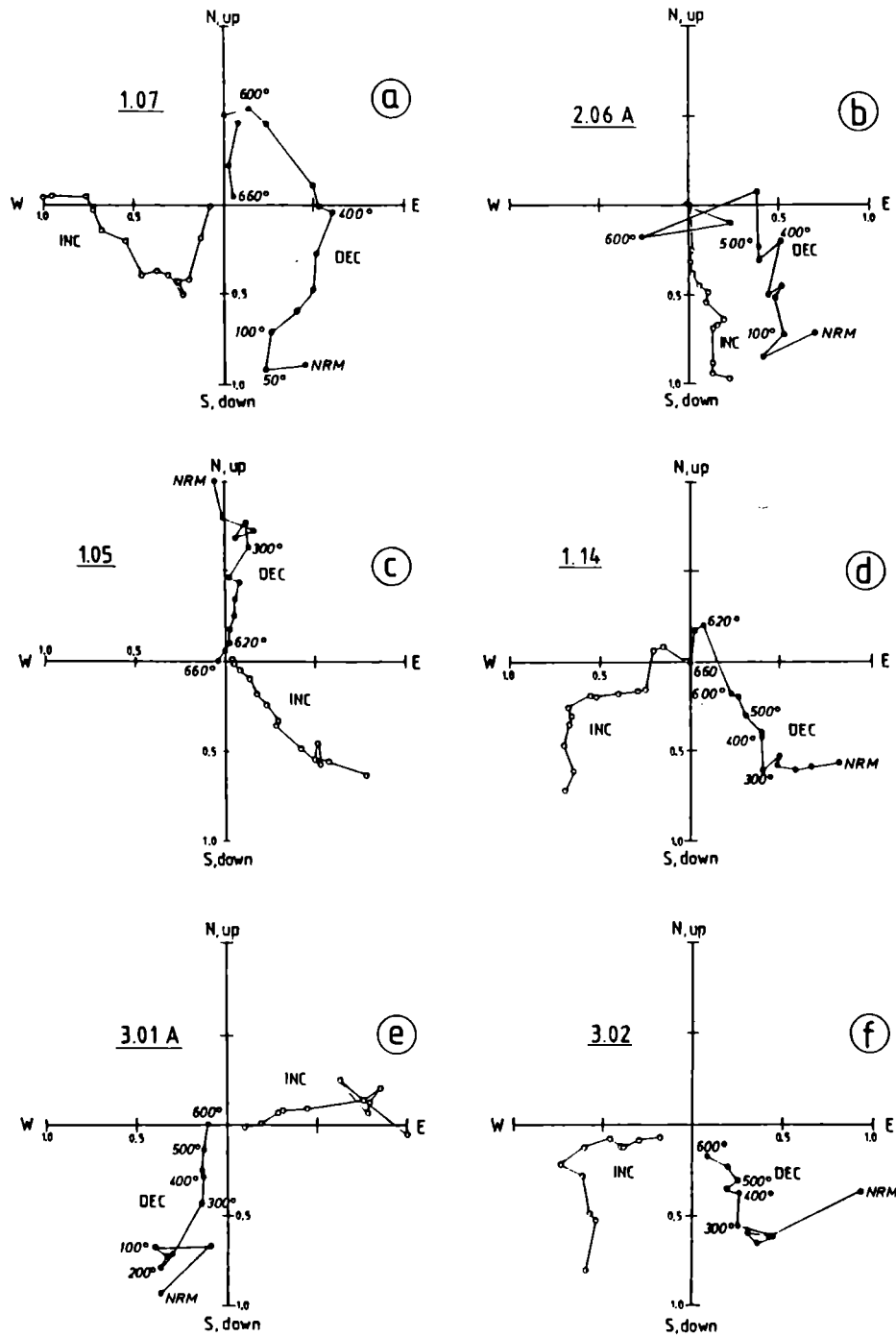


Fig.4: a - f Typische Zidervelddiagramme der verschiedenen Gesteinstypen

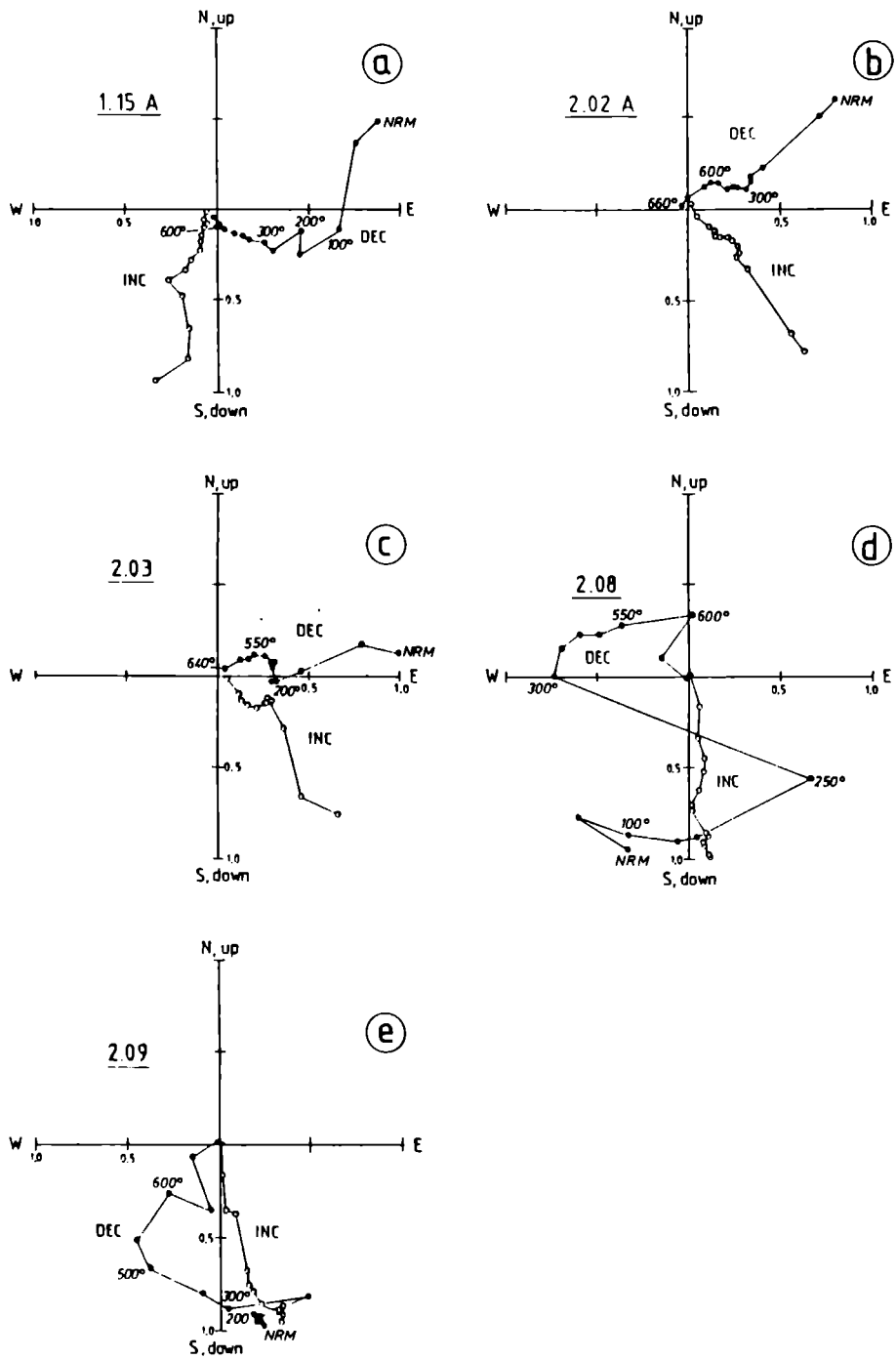


Fig.5: a - e Zijdervelddiagramme der verschiedenen Gesteinstypen mit Mehrkomponentenmagnetisierung

Zur Darstellung der so gewonnenen Magnetisierungsdaten wurde ein modifiziertes Zijderveld-Diagramm benützt. Dabei wird anstatt der x, y und z-Komponente die Deklination und die Inklination in Abhängigkeit der normierten Intensität aufgetragen.

Die zwei Diagramme, die für die Gruppe 1 stehen, zeigen klar die unterschiedliche Entwicklung der Magnetisierungsgeschichte. Dies trifft auch zu, wenn die gesteinsmagnetischen Ergebnisse sehr ähnlich sind. Während die Probe 1.07 in Fig.4a eine Vierkomponentenmagnetisierung in den Temperaturbereichen NRM - 100°C, 100° - 400°, 400° - 600° und 600° - 660° zeigt, kann in der Probe 2.06 A nur eine Zweikomponentenmagnetisierung in den Temperaturbereichen NRM - 550° und 550° - 640° erkannt werden. Die starke Streuung der Deklinationen ergibt sich aus der steilen Inklination im tektonisch korrigierten Zustand der Richtungen.

Die Proben der Gruppe 2 zeigen wiederum sehr unterschiedliches Verhalten der Magnetisierung. Während die Probe 1.05 in Fig.4c eine Zweikomponentenmagnetisierung aufweist, zeigt die Probe 1.14 des selben Aufschlusses eine Dreikomponentenmagnetisierung. Während die ersten beiden Komponenten, die sehr wahrscheinlich der sekundären Überlagerung entsprechen, eine positive Inklination zeigen, ist die Inklination der Hochtemperaturkomponente negativ. Dieser Anteil der Gesamtmagnetisierung wird als primäre Magnetisierung aufgefaßt.

Die Gruppe 3 zeigt ebenfalls Mehrkomponentenmagnetisierung. Die meisten Proben dieser Gruppe zeigen eine starke viskose Komponente im Temperaturbereich bis 200°C (Fig.5). Darüber kann Magnetit bzw. in der Probe 1.15 Hämatit als Hauptträgermineral mit einer entsprechend stabilen Magnetisierungskomponente nachgewiesen werden. Die Hochtemperaturkomponente liegt in der Nähe der paläozoischen Richtungen für das variszische Europa.

Die vierte Gruppe mit sehr harten magnetischen Eigenschaften wird durch die Proben 2.08 und 2.09 (Fig.5) dargestellt. Wiederum kann eine Dreikomponentenmagnetisierung festgestellt werden, wobei die Niedertemperaturkomponenten von Magnetit, die Hochtemperaturkomponenten von Feinkornhämatit getragen werden. Die Magnetisierungskomponenten beider Trägerminerale liegen nahe dem heutigen Erdfeld, sodaß mit einer jungen Überprägung gerechnet werden muß.

Faßt man diese Ergebnisse zusammen, so kann festgehalten werden, daß die Aufschlußpunkte 2 und 3 sehr stark bis gänzlich überprägt wurden. Während der Aufschluß 2 eine Mittelwertsrichtung nahe dem heutigen Erdfeld ergibt, zeigt der Aufschluß 3 eine Freiverteilung der Richtungen. Alle Richtungen zeigen eine Großkreisverteilung während der Reinigung, was ebenfalls auf eine Mehrkomponentenmagnetisierung hinweist (Fig.6b). Eine gewissenhafte Durchsicht aller Einzeldaten zeigt ferner, daß jede Probe individuell beurteilt werden muß, und daß eine einheitliche Reinigungstemperatur für dieses Material nicht zielführend ist. Die zwei gefundenen Hauptrichtungen liegen im ersten Quadranten mit positiven Inklinationen und im zweiten Quadranten mit negativen Inklinationen. Während die Richtungen im ersten Quadranten eine gewisse Affinität zum gegenwärtigen Erdfeld erkennen lassen, ist die zweite Gruppe sehr wahrscheinlich primären Ursprungs.

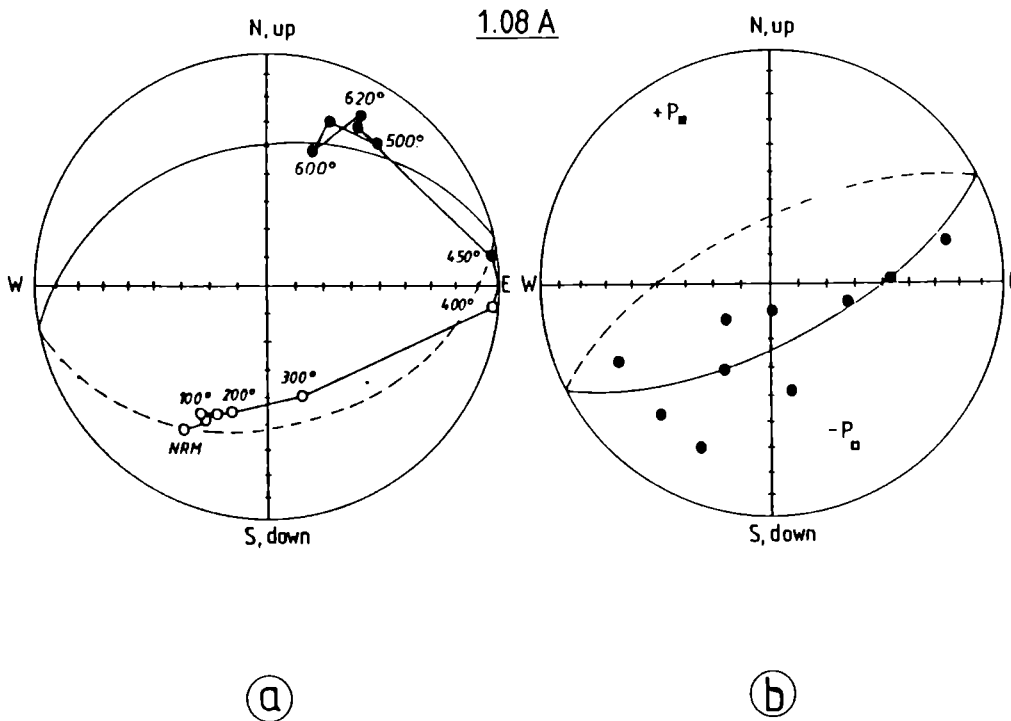


Fig.6: a - Großkreisverhalten der Probe 1.08A b - Konstruktion der Primärrichtung mit Hilfe der Großkreismethode

1.6 Interpretation und Schlußfolgerung

In kurzer Charakterisierung kann man zu den drei Aufschlußgebieten folgendes sagen: Im Aufschlußgebiet 3 nahe der Schule von Zajecov erhält man nur eine Freiverteilung von Magnetisierungsrichtungen. Im Aufschlußgebiet 2 erhält man eine Mittelwertsrichtung, die sehr nahe dem heutigen Erdfeld liegt und daher in diesem Erdfeld aufgeprägt zu sein scheint. Nur der Aufschlußbereich 1, der Steinbruch nördl. der Straße von Komarov nach Jirina, ergibt offensichtlich brauchbare primäre Informationen. Die Auswertung dieser Richtungen wurde in zwei unabhängigen Wegen verfolgt.

Erstens durch eine Großkreisrekonstruktion und zweitens durch das Betrachten einzelner Richtungsintervalle im Zijdervelddiagramm. Die Großkreisrekonstruktion ergibt die Primärrichtung als Pol des Großkreises, der durch alle Pole der individuellen Großkreise gebildet wurde. Die Streuung der individuellen Pole ist sehr groß, da das Ausmaß der Überprägung unterschiedlich war. Das Ausmaß dieser Überprägung hängt dabei wesentlich von der chemischen Zusammensetzung und von der Korngrößenverteilung des Hämatits in den Materialien ab. Der festgestellte Magnetit wird als sekundärer Magnetit verstanden, der während der variszischen Orogenese gebildet wurde.

Name	Temperaturbereich	F _{Dekl.}	F _{Inkl.}	B _{Dekl.}	B _{Inkl.}	
1.01	0 - 300°	105	-17	105	-11	
1.06	450 - 600°	149	-41	147	-35	
1.08	0 - 300°	166	-52	162	-49	
1.10	0 - 300°	135	-28	135	-23	
1.11	200 - 550°	124	-60	124	-55	
1.12	100 - 300°	133	-47	132	-42	
1.14	660°	178	-23	173	-18	
1.18	100 - 450°	123	-12	123	0	
1.22	100 - 550°	132	-52	129	-40	
1.23	500 - 620°	121	-42	121	-30	
1.24	400 - 450°	128	-26	127	-14	
1.25	300 - 450°	114	-54	115	-42	
1.26	300 - 500°	113	-44	114	-32	

Daraus abgeleitete mittlere Richtung der ChRM:
Dekl.=131° Inkl.=-31° Alpha₉₅=11.7° k=13 Polbreite=38.8°S Pollänge=82.1°E

Tab.1: Paläomagnetische Ergebnisse der Milina Formation.

Vergleicht man die Richtung aus der Großkreisverteilung mit den gerechneten Werten, bzw. mit jenen von M.Krs, so zeigt sich ein etwas flacherer Vektor mit einer etwas größeren Uhrzeigersinnrotation (Tab.1). Die Ursache dafür könnte sein, daß ein untergeordneter kurzer Vektor während der Rekonstruktion verloren ging. Dies trifft ebenfalls zu, wenn man automatische Interpretationsprogramme verwendet. Individuell ausgesuchte Vektoranteile (Tab.2) ergaben eine vernünftige Mittelwertsrichtung für Aufschlußbereich 1, der praktisch ident ist mit dem Ergebnis von M.Krs 1976 bzw. 1986.

Bei Betrachtung der paläomagnetischen Richtungen (Fig.7), wo alle drei Aufschlüsse gemeinsam dargestellt wurden, kann man sehr leicht eine beste Gruppierung bei ca. 300°C feststellen. Die Gruppierung mit negativen Inklinationen gehört dabei zu Aufschlußgebiet 1, jene mit positiven Inklinationen zu Aufschlußbereich 2. Die stark streuenden Punkte gehören im wesentlichen zu Aufschlußbereich 3. Während die inversen Richtungen wie schon erwähnt bei 300°C eine minimale Streuung ergeben, bleiben die positiven Richtungen bestens gruppiert bis 600°C. Dies beweist für die positiven Richtungen eine komplette Überprägung im gegenwärtigen Erdfeld. Die stark zunehmende Streuung der inversen Richtungen über 300°C wird auf Korngrößeneffekte und die chemische Zusammensetzung des Trägerminerals zurückgeführt.

Studie	Lithologie	Geographische Koordinaten		Paläomagnetische Richtungen (Tektonisch korrigiert)		α_{95}	k	n	Paläomagnetische Polposition	
		Breite	Länge	Dekl.°	Inkl.°				Breite	Länge
Krs et al. 1986	Rote Quarzite	49.75°N	13.63°E	126.7°	-41.7°	3.63°	24.8	64	41.52°S	91.82°E
Diese Arbeit (berechnet)	Rote Quarzite	49.75°N	13.83°E	131.0°	-31.0°	11.7°	13	13	38.8°S	82.1°E
Diese Arbeit (Großkreisrekonstr.)				150°	-22°					
Überprägte Richtung für Aufschlußbereich 2	Rote Quarzite	49.75°N	13.83°E	56.0°	58.0°	16.5°	11.5	8	49.3°N	97.1°E
Aufschlußbereich 1 nach 450 ± 600°		49.75°N	13.83°E	126.1°	-36.7°	10°	31.7	8	38.44°S	89.33°E

Tab.2: Temperaturbereiche der charakteristischen remanenten Magnetisierung (Miiina Formation).

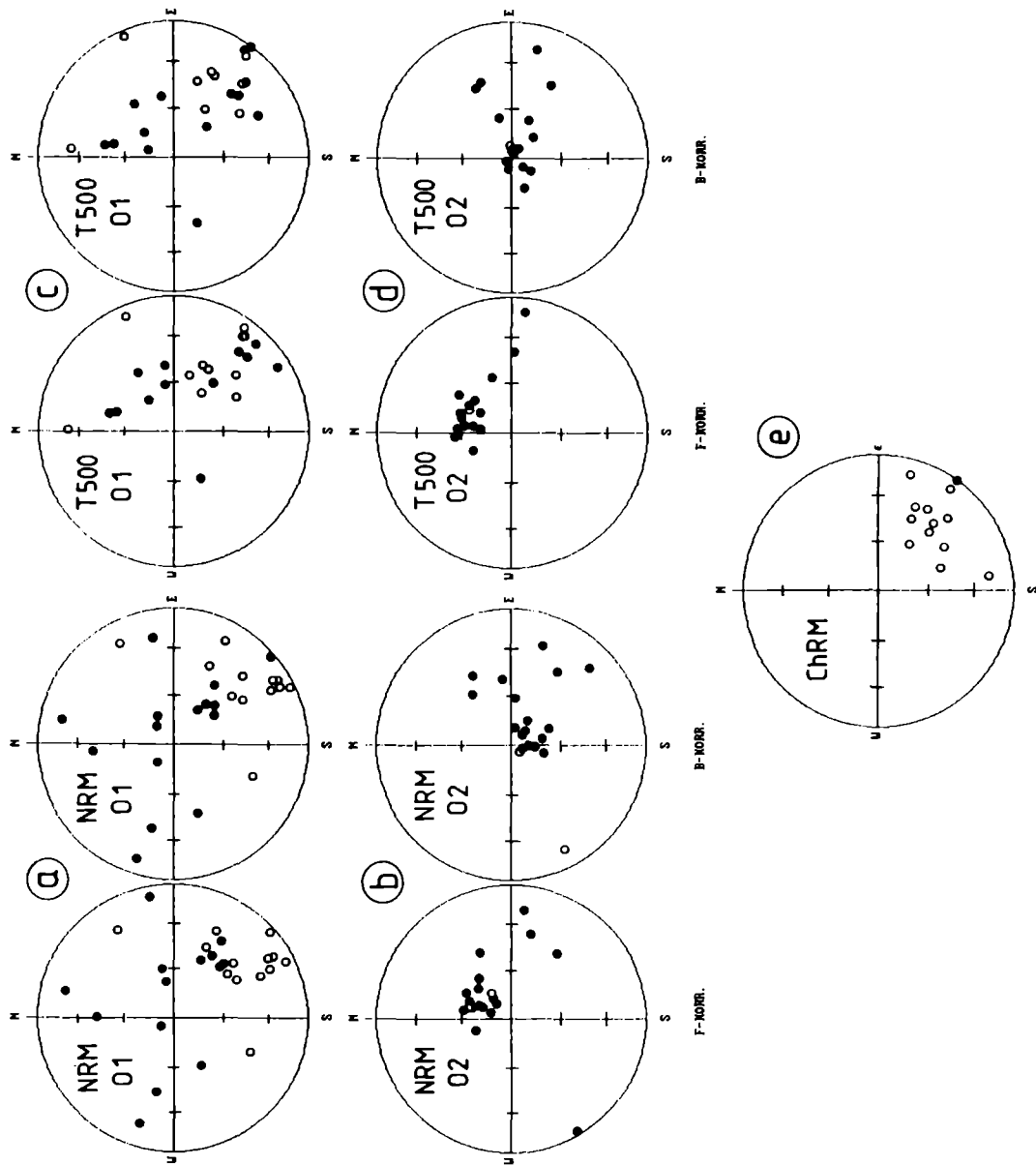


Fig.7: Stereographische Darstellung der einzelnen Magnetisierungsrichtungen im Temperaturbereich von NRM bis 620°C.

Es kann zusammenfassend festgehalten werden, daß bei Vorhandensein eines guten thermischen Abmagnetisierungsgerätes auch eine Vielkomponentenmagnetisierung aufgelöst werden kann. Die erzielten Ergebnisse stehen in sehr guter Übereinstimmung zu jenen des Prager Institutes. Die paläogeographische Interpretation stimmt mit jener von M.Krs et al. 1986 überein und zeigt, daß die Milina Quarzite in einer Lage südl. des Äquators gebildet wurden.

2. PALÄOMAGNETISCHE UNTERSUCHUNGEN IM ÖSTERREICHISCHEN ANTEIL DER BÖHMISCHEN MASSE

2.1 Allgemeines

Die Beprobung variszischer Plutonite und Ganggesteine erfolgte mit Hilfe einer Benzinmotor-betriebenen Handbohrmaschine. An 60 Lokalitäten - vorwiegend im Mühl- und Waldviertel - wurden über 1300 orientierte Bohrkerne gewonnen. Die paläomagnetischen Untersuchungen werden im Geophysiklabor (Außenstelle Gams) der Montanuniversität Leoben durchgeführt. Bisherige Ergebnisse der laufenden Arbeiten werden im folgenden an Hand ausgewählter Beispiele dokumentiert.

Aufschluß	Blatt-Nr. der Österr. Karte 1 : 50.000		Geograph. Koordinaten	
			Breite (°)	Länge (°)
XD 1	29	Schärding	48.50	13.47
XD 2	34	Perg	48.49	14.60
XD 3	6	Waidhofen	48.83	15.18
XD 4	6	Waidhofen	48.82	15.13
XD 5	6	Waidhofen	48.81	15.13
XD 6	6	Waidhofen	48.81	15.13
XF 8	16	Freistadt	48.61	14.54
XG 2	14	Rohrbach	48.67	13.88
XL 3	31	Eferding	48.50	13.93

Tab.3: Geographische Koordinaten der Aufschlüsse aus Österreich.

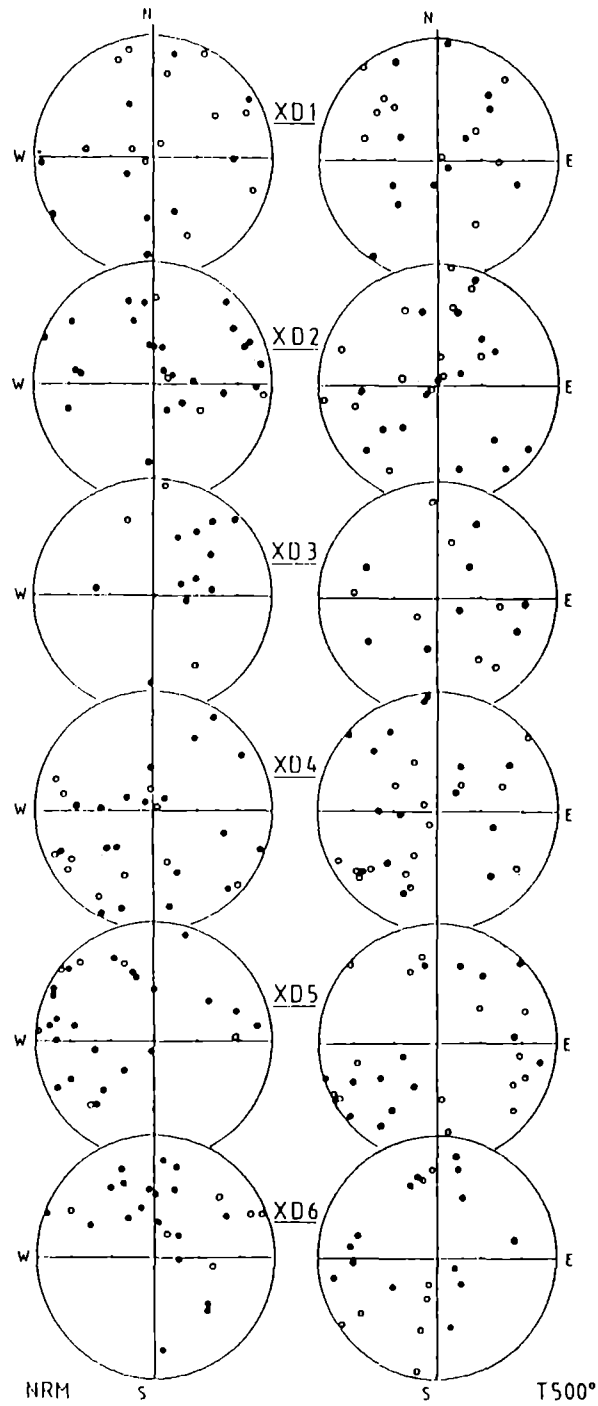


Fig.8: Stereographische Darstellung der Magnetisierungsrichtungen der einzelnen Aufschlüsse für NRM und nach 500°C (F-korr).

2.2 Diorite

Das vergleichende Studium der aeromagnetischen und geologischen Karte des Waldviertels ergibt eine auffallende Bindung der Anomalien an das Auftreten von Dioriten. Diese Gesteinsgruppe wurde daher als erstes einer Detailanalyse unterworfen.

Das Probenmaterial umfaßt 155 orientierte Kerne aus 6 Aufschlüssen (XD 1 - 6), deren Lokalisation der Tab.3 zu entnehmen ist. Die NRM-Vektoren zeigen eine unregelmäßige Verteilung innerhalb der einzelnen Aufschlüsse (siehe Fig.8), wobei die NRM-Intensitäten Aufschluß-intern zwischen 0.1 und 100 nT variieren.

Pilotproben aus verschiedenen Aufschlüssen wurden sowohl der thermischen wie auch der Wechselfeld-Abmagnetisierung unterworfen. Beide Methoden lieferten keine signifikanten Remanenzrichtungen, die Intensitäten zeigen sprunghafte Zu- und Abnahme während der Abmagnetisierung (siehe Fig.9). Dieses Verhalten steht im krassen Gegensatz zu den Ergebnissen diverser Granite (siehe nächstes Kapitel).

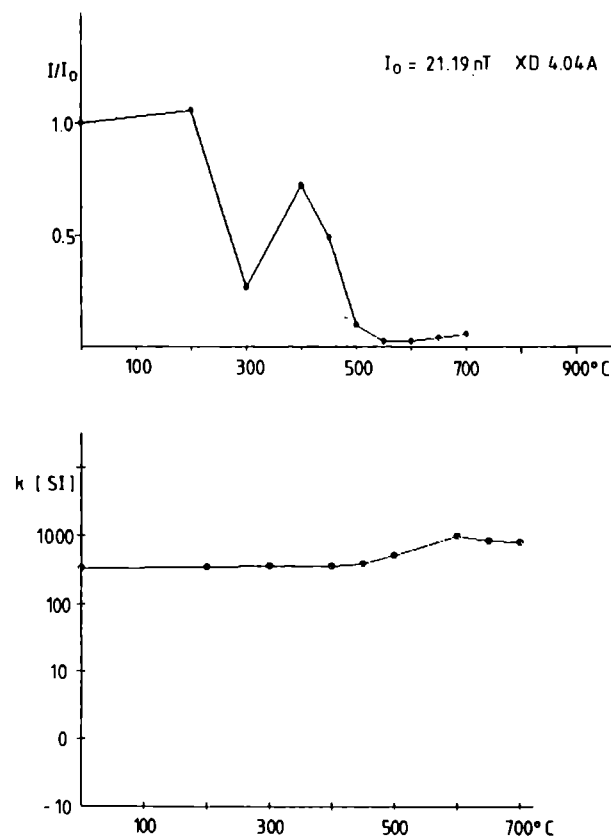


Fig.9: Abmagnetisierungsverhalten der Probe XD 4.04A (normierte Intensität und Suszeptibilität gegen Abmagnetisierungstemperatur).

In weiterer Folge wurden sämtliche Proben der 6 Diorit-Aufschlüsse in 50°- bzw. 100°- Grad Schritten thermisch abmagnetisiert. Die Berechnung der zugehörigen Aufschlußmittelwerte bestätigt das negative Ergebnis der Pilotproben: es ist keine Verbesserung in der Gruppierung der Remanenzvektoren zu beobachten (siehe Fig.8 bzw. Tab.4).

Die bisherigen Dioritproben sind somit ungeeignet für die Bestimmung einer charakteristischen Remanenzrichtung.

Aufschluß	NRM						1500°					
	F-korr.						F-korr.					
	Dekl. (°)	Inkl. (°)	N	R	k	α_{95}	Dekl. (°)	Inkl. (°)	N	R	k	α_{95}
XD 1	105.4	-1.4	25	1.4	1.0		340.1	-6.6	25	4.5	1.2	27.0
XD 2	42.0	57.2	30	13.9	1.8	29.2	321.5	49.6	30	2.9	1.1	25.6
XD 3	49.3	50.4	15	8.9	2.3	33.4	95.4	21.0	15	2.3	1.1	37.1
XD 4	209.6	32.6	30	8.9	1.4	42.1	262.2	-28.7	30	5.0	1.2	24.6
XD 5	289.3	39.1	30	14.6	1.9	27.7	200.6	12.3	30	4.3	1.1	25.0
XD 6	16.5	44.8	25	12.9	2.0	28.8	271.3	34.8	25	6.3	1.3	25.8

Tab.4: Paläomagnetische Ergebnisse der Dioritaufschlüsse (NRM und nach 500°C) aus Österreich.

2.3 Diverse Granite

Feinkorngranit-Probe XF 8.02B

Eine Pilotprobe aus dem Aufschluß XF 8 (Lokalisation siehe Tab.3) zeigt erfolgreiche magnetische Reinigung: im modifizierten Zijderveld-Diagramm (Fig.10a) ergibt sich ab 400°C eine Ursprungsgerade sowohl für die Deklination als auch für die Inklination. Es wird ab dieser Temperatur nur mehr ein Vektor (charakteristische Remanenz) abmagnetisiert.

Ganggranit-Probe XG 2.01B

Aus der Intensitäts-Kurve sowie der Verteilung der Remanenzvektoren (siehe Fig.10b) ergibt sich eine erfolgreiche Anwendung der Wechselfeldentmagnetisierung bei einer Probe aus einem Granitgang, der einen Feinkorngranit durchschlägt (Aufschluß-Lokalisation siehe Tab.3).

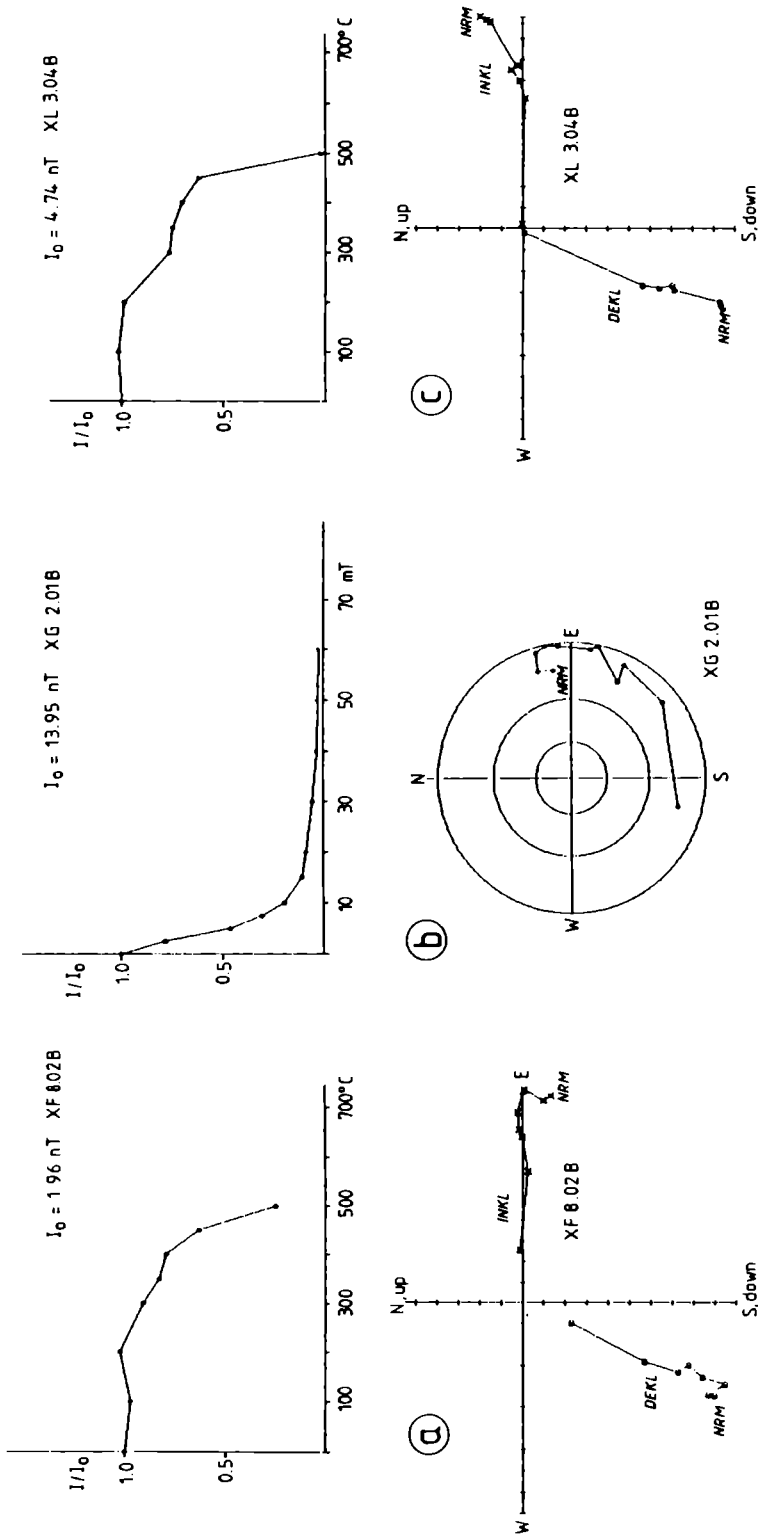


Fig. 10: Gesteinsmagnetische Ergebnisse von Graniten
 a. Feinkorngranit
 b. Ganggranit
 c. Grobkorngranit

Grobkorngranit-Probe XL 3.04B

Im Steinbruch Mühlberger bei Lembach im Mühlkreis ist folgendes zu beobachten: in einen porphyrischen Grobkorngranit (-Granodiorit?) mit mehrere cm großen Feldspäten intrudierte ein feinkörniger "Granodiorit" (Aufschluß-Lokalisation siehe Tab.3). Beide Gesteine sowie der Kontaktbereich wurden beprobt. Während - erwartungsgemäß - im Grobkorngranit keine einheitliche Remanenzrichtung festgestellt werden konnte, findet man im gleichen Gestein im Kontaktbereich zur Intrusion eine charakteristische Remanenzrichtung. Sowohl für die Deklination als auch für die Inklination ergibt sich im modifizierten Zijderveld-Diagramm eine Ursprungsgerade bei der thermischen Abmagnetisierung (siehe Fig.10c). Diese Richtungsparameter zeigen überdies gute Übereinstimmung mit den Daten der Feinkorngranit-Probe XF 8.02B (siehe oben).

Für den intrudierten, feinkörnigen "Granodiorit" im Lembacher Aufschluß konnten keine signifikanten Daten gewonnen werden, da die Intensität bei der Abmagnetisierung abnahm bis auf ein Niveau, das im Bereich des Noise Level der derzeit zur Verfügung stehenden Meßinstrumente liegt.

Dieses Problem gilt - bei oft bereits sehr geringer Ausgangsintensität - generell für die Feinkorngranite, welche andererseits aus gesteinsphysikalischen Überlegungen den Hauptanteil der Probenahme bildeten. Die Bearbeitung dieser Proben wird erst möglich durch die Anschaffung und Inbetriebnahme eines Kryogen-Magnetometers in Gams.

3.LITERATUR

- Havlicek,V., 1980: Vyoj paleozoických panvi v Českem masivu (kambrium-spodni karbon). Sbor.geol.Ved., Geol. **34**, 31-65, Praha.
- Krs,M. and P.Vlasimsky, 1976: Paleomagnetic study of Cambrian rocks of the Barrandian (Bohemian Massif). Geofyzikalni Sbornik XXIV No.462.
- Krs,M., et al., 1986: Paleomagnetism, paleogeography and multi-component analysis of magnetization of Ordovician rocks form the Barrandian area of the Bohemian Massif. Sbor.Geol.Ved., Uzita, Geofyzika, **20**, 9-45.

Adresse der Autoren:

Univ.Prof. Dr. H. Mauritsch
Dr. J. Reisinger
Institut für Geophysik der Montanuniversität Leoben
Franz Josef Straße
A-8700 Leoben

Manuskript eingegangen am 4.12.1989. in Endform am 6.6.1990

INTERPRETATIONSMETHODEN IN DER MAGNETIK ANHAND VON BEISPIELEN AUS DER BÖHMISCHEN MASSE

W. SEIBERL und H. HEINZ

Zusammenfassung

Um die aeromagnetischen Meßergebnisse des österreichischen Anteiles der Böhmisches Masse sowohl quantitativ als auch qualitativ bewerten zu können, wurden entsprechende Rechenprogramme entwickelt bzw. adaptiert.

Als erstes wurden in Österreich vorhandene Rechenprogramme für 2-dimensionale Modellsimulationen umgearbeitet und durch umfangreiche Graphikprogrammpakete ergänzt, wobei insbesondere Augenmerk auf benutzerfreundliche Arbeitsabläufe (z.B. interaktives Arbeiten an einem Graphikbildschirm) gelegt worden ist.

So konnte beispielsweise die weite Verbreitung von Ultrabasiten im Granulitgebiet des Dunkelsteiner Waldes erfaßt werden. Die Grenze Plutonite/Metamorphite im südlichen Teil der zentralen Böhmisches Masse macht sich durch deutliche Magnetisierungskontraste bemerkbar. Das zugehörige Modell wird diskutiert. Die Adaptierungsarbeiten am bestehenden Feldtransformationsprogramm sind abgeschlossen. Eine erste Karte der aeromagnetischen Meßergebnisse über der Böhmisches Masse in einem einheitlichen Darstellungsniveau wird vorgestellt.

Abstract

To evaluate aeromagnetic results in the area of the Austrian Part of the Bohemian Massif suitable software including graphic facilities has been developed and adapted.

Emphasis has been laid on problem oriented working facilities (e.g. interactive 2-dimensional modeling).

The ultrabasic complexes within the granulites in the southernmost part of the Bohemian Massif are much larger than known from geological evidence. The significant contact zone between the plutonic and metamorphic rocks of the central part of the Bohemian Massif is marked by a relatively steep gradient of the magnetic field. The corresponding magnetized source body dips slightly to the west.

Using field transformation procedures a complete aeromagnetic map of the Bohemian Massif (inclusive forelands) is presented.

1. EINLEITUNG

Mit dem im Antrag für das Teilprojekt "Die Auswertung aerogeophysikalischer Meßergebnisse als Beitrag zur Erforschung des Bauprinzips des variszischen

Orogens in Österreich - S 4710" definierten Forschungsvorhaben wurde planmäßig im November 1988 mit den vorgesehenen Arbeiten begonnen. An folgenden Problemstellungen wurde gearbeitet:

- Adaptierung eines Modellrechenprogrammes (inklusive automatischer Iterationsverfahren) für zweidimensionale Simulationen magnetischer Anomalien mit graphischen Ausgabemöglichkeiten (Bildschirm, Drucker, Plotter),
- Adaptierung eines bestehenden Feldtransformationsprogrammes mit graphischen Ausgabemöglichkeiten (Plotter).

Mit Hilfe des erwähnten Modellrechenprogrammes sollen gemeinsam mit den Ergebnissen der Schweremessungen, den gesteinsphysikalischen Untersuchungen sowie den Resultaten der anderen am Projekt S 47 beteiligten geowissenschaftlichen Disziplinen Modellvorstellungen über den Aufbau und den physikalischen Zustand der Erdkruste im Bereich des österreichischen Anteiles der Böhmisches Masse erarbeitet werden.

Die Feldtransformationen erlauben eine verbesserte Darstellung von Potentialfeld-daten. Insbesondere können mit den Feldfortsetzungen aeromagnetische Meß-ergebnisse, die in verschiedenen Niveaus gemessen worden sind, auf einen einheitlichen Darstellungshorizont gebracht werden. Dies ist gerade für die qualitative Auswertung von Magnetikdaten sehr wichtig.

2. ZWEIDIMENSIONALE MODELLRECHNUNGEN

Nach wie vor ist das auf Talwani (Talwani and Heirtzler, 1964) zurückgehende Verfahren zur Simulation magnetischer Anomalien zweidimensionaler Störkörper wegen seiner guten Anwendbarkeit die meistverbreitete quantitative Auswertemethode in der Geomagnetik. Es wurde daher beschlossen, dieses Verfahren auch bei der quantitativen Bewertung der magnetischen Anomalien im böhmischen Kristallin zur Anwendung zu bringen.

2.1. Methodische Grundlagen

Das Problem der Berechnung von magnetischen Anomalien, die durch geologische Körper oder geologische Strukturen bestimmter Gestalt und bestimmter Magnetisierung hervorgerufen werden, kann auf zwei Arten gelöst werden:

- direkte Methode
- indirekte Methode

Die erste dieser Möglichkeiten ist die Berechnung von magnetischen Anomalien, die durch Körper verhältnismäßig einfacher geometrischer Gestalt verursacht werden. Es werden verschiedene Anomalien von Körpern unterschiedlicher Form, Tiefe, Magnetisierung (in Betrag und Richtung) usw. berechnet. Diese Ergebnisse

(Profile) werden dann bei der Interpretation verwendet, wobei die beobachtete Anomalie mit einer der berechneten Anomalien verglichen wird. Anhand dieser synthetischen Anomalien können dann die geometrischen und geophysikalischen Parameter vom berechneten Modell auf den wahren geologischen Störkörper, der die beobachtete Anomalie erzeugt, übertragen werden.

Die zweite Art der Lösung des Problems der Gestaltsabschätzung eines magnetisierten Störkörpers ist die "indirekte Methode" der Interpretation, bei der magnetische Anomalien von Modellkörpern unmittelbar berechnet werden, die dann in der Folge mit der beobachteten Anomalie verglichen werden. Solche Berechnungen sind im allgemeinen ziemlich aufwendig, konnten aber durch den Einsatz größerer Rechenanlagen weite Verbreitung finden. Sogar wenn die Annahme der Zweidimensionalität des Störkörpers nicht ganz gegeben ist, kann man trotzdem in guter Näherung Ergebnisse erzielen, die für erste Abschätzungen hinreichend sind, was die Nützlichkeit dieser Methode unterstreicht.

Beim schon erwähnten Talwani-Verfahren wird der Querschnitt des geologischen Körpers durch einen Polygonzug (Fig.1) angenähert wiedergegeben. Die magnetische Anomalie des Störkörpers wird durch die Superposition der magnetischen Wirkungen der einzelnen Begrenzungsprismen (Fig.1, z.B.: KABN, REAK usw.) berechnet.

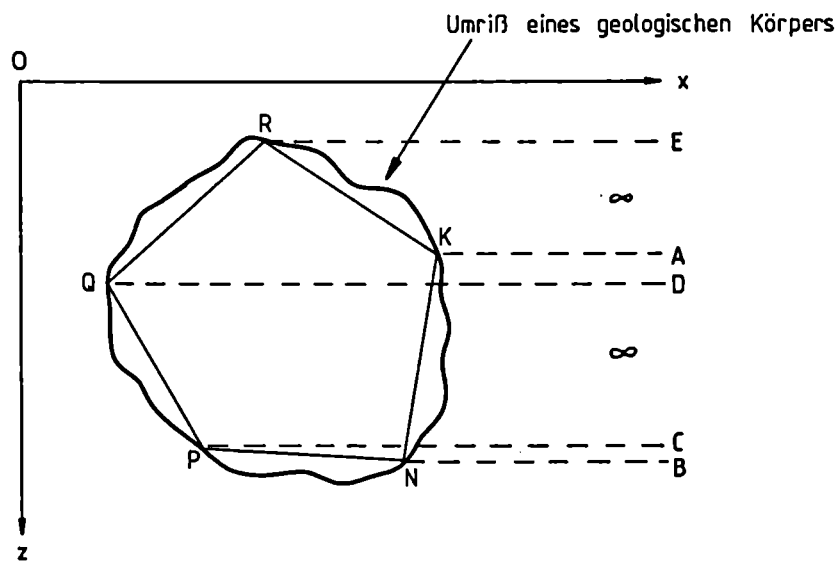


Fig.1: Simulation des Querschnittes eines geologischen Körpers durch einen Polygonzug

Vergleicht man die mit Hilfe des Talwani-Verfahrens gefundene magnetische Anomalie mit der Meßkurve, so stellt man im allgemeinen meist größere Abweichungen fest. Diese Abweichungen kann man entweder durch die Wahl eines anderen Modelles und eine neuerliche Berechnung der Anomalie oder durch Variation der Modellparameter mit Hilfe eines automatischen Iterationsverfahrens zu einem Minimum führen. Bei den hier vorliegenden Untersuchungen wird für letzteres der sogenannte Levenberg-Marquardt-Algorithmus (Levenberg 1944; Marquardt 1963) benutzt.

Der Grundgedanke des Levenberg-Marquardt-Algorithmus ist es, die Differenz zwischen Modellanomalie und gemessener magnetischer Anomalie zu minimieren. Es soll die Funktion

$$\Phi(x) = \sum_{i=1}^M (F_i(x))^2 \quad (1)$$

wobei mit $F_i(x)$ die Differenz zwischen dem Meßwert und Modellwert bezeichnet wird, zu einem Minimum geführt werden. Dabei wird eine allgemeine Form des Gauß'schen Algorithmus verwendet. Man erhält die Modellparameter mit Hilfe einer Iterationsformel der Form

$$x_{n+1} = x_n - (A^T A - \lambda E) A^T F(x_n) \quad (2)$$

Dabei bedeuten:

- xdie Modellparameter in Vektorform,
- Adie Matrix der Differenzenquotienten der Modellfunktion,
- λ eine nicht negative Zahl,
- Edie Einheitsmatrix,
- A^T die Transponierte der Matrix A und
- Fder aus den Differenzen von Modellanomalie und gemessener Anomalie gebildete Vektor.

Der Differenzenquotient in der i-ten Spalte und k-ten Zeile der Matrix A bestimmt sich mit Hilfe des Talwani-Verfahrens zu

$$A_{ik} = \frac{f_i(x_{ik} + h_i E) - f_i(x_{ik})}{h_i} \quad (3)$$

wobei f für die berechnete Anomalie steht.

λ bzw. h sind dabei in der Größenordnung der Abweichung zwischen Modell- und Meßanomalie frei zu wählende Parameter. Für $\lambda = 0$ würde (2) in den Gauß'schen Algorithmus übergehen. Als nächster Schritt wird $x_n = x_{n+1}$ gesetzt und das Gleichungssystem erneut gelöst. Diese Iterationsvorschrift konvergiert ziemlich rasch, und man erhält meist schon nach wenigen Schritten das bestangepaßte Modell. Dabei muß aber bedacht werden, daß ein möglichst gutes Startmodell gewählt wird.

2.2 Praktische Anwendung des Talwani-Verfahrens

Nach der Adaptierung eines am Institut für Meteorologie und Geophysik vorhandenen und aus den Vereinigten Staaten von Amerika stammenden FORTRAN-Programmes (Blaumoser 1986) können die magnetischen Anomalien beliebig geformter Störkörper sehr einfach interaktiv in den Rechner eingegeben werden. Die Ausgabe der Ergebnisse erfolgt auf einem Bildschirm. Permanentkopien können sowohl auf einem Drucker, auf einem Zeichengerät (mehrfarbig) bzw. auf einem Laserdrucker hergestellt werden.

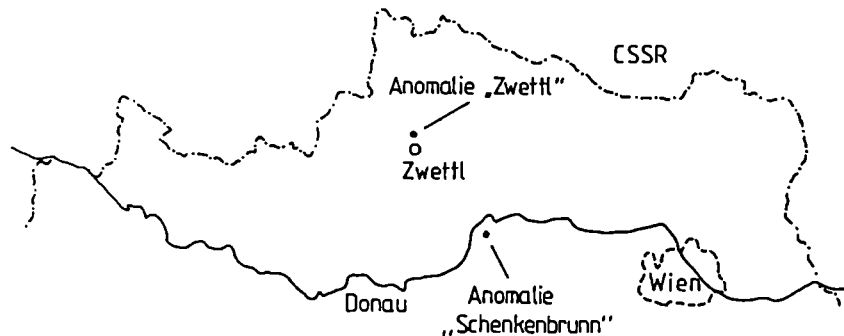


Fig.2.: Lagen der magnetischen Anomalien im Granulit des Dunkelsteiner Waldes, bzw. am Kontakt Plutonite-Metamorphite

Im folgenden (Fig.3 und 4) werden zwei Beispiele einer quantitativen Auswertung zweier magnetischer Anomalien präsentiert. Ihre Lagen können der Fig. 2 entnommen werden.

Das erste Beispiel behandelt den Ultrabasitschwarm am Rand des Granulitmassivs des Dunkelsteinerwaldes bei Schenkenbrunn. Der Isolinenplan der Totalintensität (Seiberl et al. 1985) in diesem Bereich ist durch magnetische Anomalien mit relativ hohen Amplituden charakterisiert, die - ebenso wie die aufgeschlossenen Ultrabasitzüge (Matura 1989) - Ost-West streichen. Aus einem Vergleich der Oberflächengeologie mit den magnetischen Strukturen geht hervor, daß der Durchsetzungsgrad des Granulitmassivs mit Ultrabasiten besonders in dessen Randzonen zur Diendorfer Störung und weiterhin zum Gföhler Gneis bedeutend höher ist, als es die Aufschlußverhältnisse zeigen. Die Anomalien bei Schenkenbrunn (Fig.3) werden durch Granatperidotite (Scharbert et al. 1985) verursacht, und wurden von Köhazy (1986) unter anderem nach dem Talwani-Verfahren ausgewertet. Der N-S Schnitt durch die Struktur zeigt drei Störkörper, generell nach N einfallend, von denen die beiden südlicheren knapp unter der Geländeoberkante liegen, bzw. an der Oberfläche ausbeißern (Fig.3, Störkörper Nr. 1,2), der nördlichste (3) aber deutlich tiefer im Granulitmassiv liegt (Fig. 3). Der Sus-

zeptibilitätswert von 0.0066 (SI), den Köhazy (1986) angibt, entspricht einem Magnetitgehalt von etwa 3 Volumenprozenten, was nach den Angaben von Scharbert et al. (1985) als durchaus realistisch anzusehen ist (vgl. empirische Formel nach Militzer und Weber, 1984); zudem wurden hier Suszeptibilitätsmessungen in situ durchgeführt, die diesen Durchschnittswert ergaben.

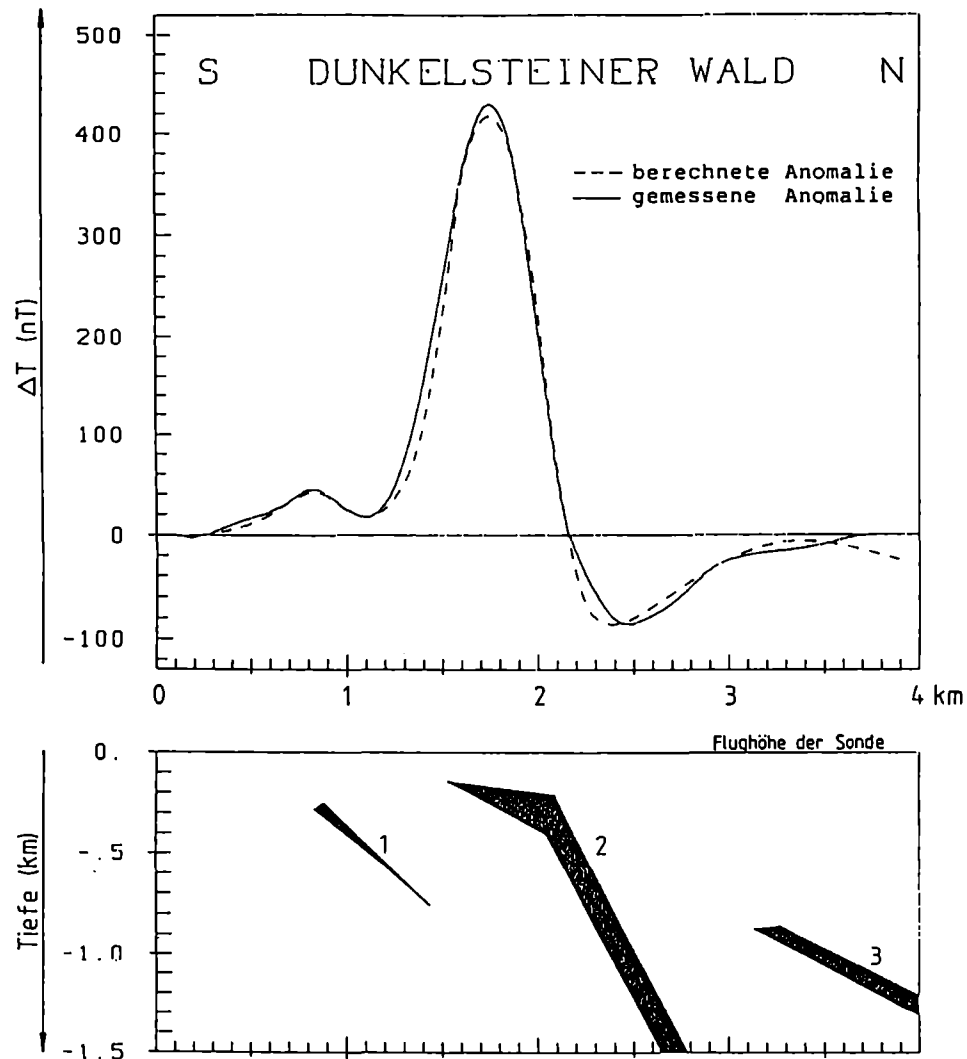


Fig. 3: Modellrechnergebnisse: Magnetische Anomalie "Schenkenbrunn" - Dunkelsteiner Wald. Lage siehe Fig. 2 (Köhazy 1986), Suszeptibilität = 0,0066 (SI), induzierte Magnetisierung mit folgenden Parametern: Inklination = 63°, Deklination = 1°, $T = 47600$ nT.

Das zweite Beispiel beschreibt die Situation am Kontakt der zentralmoldanubischen Plutone zu den moldanubischen Metamorphiten (Monotone Serie; Paragneise) nördlich von Zwettl. Aus der aeromagnetischen Karte der Republik Österreich, 1:200.000, Flughöhe 1400 m über NN (Heinz et al. 1986) und der aeromagnetischen Karte der Republik Österreich, 1:500.000 (Gutdeutsch et al. 1987) geht hervor, daß diese Grenze durch einen deutlichen, wenn auch geringen Magnetisierungskontrast (vgl. den Suszeptibilitätswert in Fig. 4) gekennzeichnet ist. Der zweidimensionale Schnitt in der Fig. 4 zeigt einen ausgedehnten, mittelsteil nach Westen fallenden Körper (Pascher, 1989), der wohl generell Gesteine in der

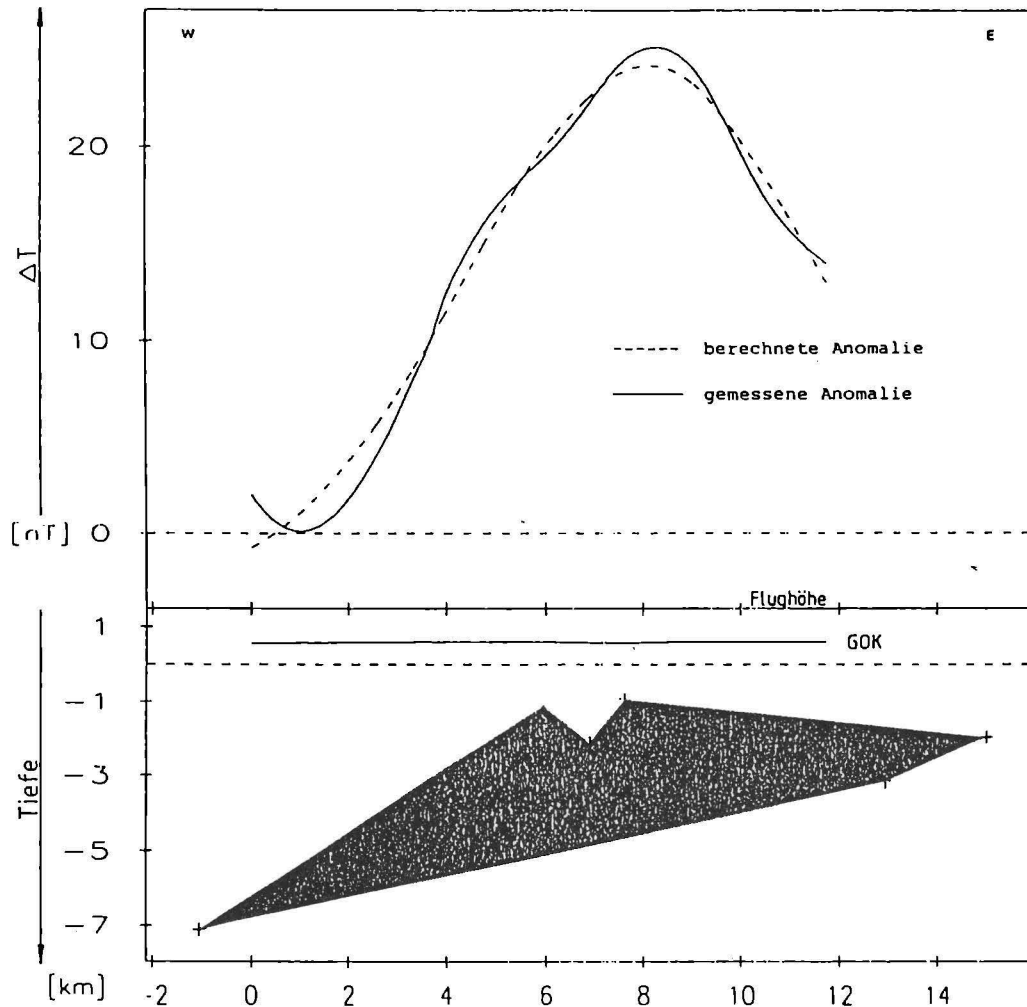


Fig. 4: Modellrechnergebnisse: Magnetische Anomalie "Zwettl". Lage siehe Fig. 2 (Pascher 1989), Suszeptibilität = 0.0004 (SI), induzierte Magnetisierung mit folgenden Parametern: Inklination = 63°, Deklination = 1°, T = 47214 nT.

Monotonen Serie repräsentiert. Es dürfte sich nämlich bei dem bei der Modellrechnung gewählten Kappawert von 0,0004 SI-Einheiten um einen durchschnittlichen Suszeptibilitätswert handeln, dessen Größenordnung aus vergleichbaren Gesteinen weiter im Westen durch gesteinsphysikalische Untersuchungen (Mauritsch, 1989) bestimmt wurde. Über die Kontaktverhältnisse selbst kann nur wenig ausgesagt werden, da sich der Störkörper in der Monotonen Serie befindet. Trotzdem spiegelt sich in der Form des Körpers der allgemeine Trend wider, und es ist wohl in erster Linie an eine primäre, nachträglich jedoch tektonisch verkippte Kontaktfläche zu denken.

3. DIE FELDTRANSFORMATIONEN AEROMAGNETISCHER DATEN AUS DEM BÖHMISCHEN KRISTALLIN

Bei aeromagnetischen Meßprogrammen, die in unterschiedlichen Flughöhen durchgeführt werden, zeigen sich an den Horizontgrenzen naturgemäß Unstetigkeitsstellen im Verlauf der Isolinien. Da dies bei der qualitativen und quantitativen Auswertung stören kann, werden die verschiedenen Meßhorizonte auf einem einheitlichen Darstellungshorizont fortgesetzt. Das heißt, jene Horizonte, die sich unter dem Bezugshorizont befinden, werden nach oben fortgesetzt, während jene die höher liegen, nach unten fortgesetzt werden.

Das für das Teilprojekt S 4710 in Frage kommende Untersuchungsgebiet der Böhmisches Masse sowie der Molassezone in Ober- und Niederösterreich wurde wegen der unterschiedlichen topographischen Bedingungen in fünf verschiedenen Flughorizonten (Meter über NN) vermessen:

- 1400 m - Horizont, Mühl- und Waldviertel,
- 1000 m - Horizont, oberösterreichische Molassezone,
- Teile des 800 m - Horizontes, niederösterreichische Molassezone,
- Teile des 2500 m - Horizontes, niederösterreichische Molassezone, Kalkalpen,
- Teile des 3000 m - Horizontes, oberösterreichische Molassezone, Kalkalpen.

Für das gegenständliche Untersuchungsprogramm wurde der Darstellungshorizont mit 2500 m über NN gewählt. Dabei ist zu beachten, daß bei der Feldfortsetzung nach unten nicht in magnetische Quellen hinein fortgesetzt wird. Für diesen Fall gelten die verwendeten mathematischen Formalismen nicht mehr. Bei der hier vorliegenden Untersuchung liegt der betroffene Horizont (3000 m) im Bereich der Nördlichen Kalkalpen. Da für diese geologische Großstruktur keine stärkeren magnetischen Quellen zu erwarten sind, ist die Anwendung der Feldfortsetzung nach unten gut begründet.

3.1. Methodische Grundlagen der Feldfortsetzung

Liegen die aeromagnetischen Daten in einem äquidistanten, quadratischen Gitternetz vor (Gitterpunktabstand: 1 Längeneinheit), so lassen sich die Feldfortsetzungen (Baranov, 1975) einfach auf eine Konvolution

$$\Delta T(0,0,h) = \sum_{(k)} \sum_{(n)} \Delta T(k,n) C(k,n) \quad (4)$$

Gitterpunktindizes: $k = 1, \dots, K$, $n = 1, \dots, N$

der Felddaten ($\Delta T(k,n)$) mit - jeweils für eine bestimmte Feldfortsetzungshöhe h - zu berechnenden Filterkoeffizienten

$$C(k,n) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\pi}^{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} e^{-\gamma h + k\alpha i + n\beta i} d\alpha d\beta \quad (5)$$

α, β, \dots Parameter der Spektralebene: $\gamma^2 = \alpha^2 + \beta^2$

zurückführen. Je nach der Wahl des Vorzeichens der Feldfortsetzungshöhe, liegt eine

- Feldfortsetzung nach oben ($h > 0$)

bzw. eine

- Feldfortsetzung nach unten ($h < 0$)

vor. Bei der Feldfortsetzung nach unten ist zu beachten, daß dabei nicht nur die Feldanteile, die auf die magnetischen Anomalien zurückzuführen sind, sondern auch die in den Daten vorhandenen inhärenten Fehleranteile (z.B.: Instrumentenfehler, Reduktionsfehler, Meßpunktkoordinatenfehler etc.) verstärkt werden (Seiberl 1979). In der Praxis bedeutet dies, daß die Feldfortsetzung nach unten mit Fortsetzungshöhen, die größer als der halbe, oben erwähnte Gitterpunktabstand sind, nur beschränkt und meist nach entsprechender Tiefpaßfilterung durchgeführt werden können. Bei der hier vorliegenden Untersuchung werden Teile des 3000 m-Horizontes auf 2500 m nach unten fortgesetzt. Da die aeromagnetischen Daten auf einem 2 km x 2 km Raster interpoliert werden, wird die eben besprochene Bedingung im wesentlichen erfüllt. Ergänzend sei hier noch festgestellt, daß bei der Dateninterpolation ein von Briggs (1974) veröffentlichter Algorithmus verwendet wird.

Weitere, in der Praxis häufig verwendete Feldtransformationsverfahren sind die

- Reduktion zum Pol,
- Berechnung von höheren Ableitungen,
- Berechnung von Komponenten des Magnetfeldvektors.

3.2. Die aeromagnetischen Daten

Mit Unterbrechungen - notwendig durch photogrammetrische Flugprogramme und Befliegungen in anderen Bundesländern - fand die aeromagnetische Vermessung des Projektgebietes in den Jahren 1978 bis 1982 statt. Als Fluggerät diente eine "Pilatus Porter" des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen. Insgesamt wurden (inklusive der Kontrollprofile und Überlappungsstrecken zwischen den einzelnen Flughorizonten) etwa 18.000 Profilkilometer vermessen. Der Meßprofilabstand betrug 2 km, der Abstand der Kontrollprofile wurde mit 10 km festgelegt.

In den meisten Fällen liegen die Meßprofile etwa normal auf das regionale geologische Streichen. Zur Kontrolle der Daten werden senkrecht auf diese Meßprofile in gewissen Abständen Kontrollprofile geflogen. Ein Vergleich der Meßwerte an den Kreuzungspunkten Meß-/Kontrollprofil gibt Aufschluß über die Qualität der Meßwerte.

Bei den hier vorliegenden Messungen wurde die Totalintensität T des magnetischen Hauptfeldes gemessen, weil sich diese in sehr einfacher Weise und mit relativ hoher Genauigkeit vom Flugzeug aus mit Hilfe eines Protonenpräzessionsmagnetometers meßtechnisch erfassen läßt.

Das Magnetfeld der Erde setzt sich im wesentlichen aus drei Anteilen zusammen:

- das Hauptfeld oder "Reguläres Feld", das als Dipolfeld näherungsweise beschreibbar ist,
- das Variationsfeld ("Äußeres Feld"), dessen Ursprung außerhalb der festen Erde liegt,
- das Restfeld oder Anomalienfeld ("Irreguläres Feld"); es hat seinen Ursprung in der Erdkruste und es beinhaltet die geologischen Informationen über den Aufbau ersterer aus der Sicht der geomagnetischen Meßverfahren.

Um nun das Restfeld, mit ΔT bezeichnet, in geeigneter Form darzustellen, sind an den Originaldaten mehrere Korrekturen anzubringen, wie der Gleichung (6) entnommen werden kann:

$$\Delta T(x,y,z,t) = T(x,y,z,t) - T(t) - T_{int} - \delta T$$

wobei

- $T(x,y,z,t)$.. den Meßwert am Flugprofil
 - $T(t)$ die zeitliche Variation des Erdfeldes
 - T_{int} das erdmagnetische Hauptfeld
 - δT etwaige Restfelder darstellt
- (6)

Zur Reduktion des erdmagnetischen Hauptfeldes wird heute meist das sogenannte "Internationale Geomagnetische Referenzfeld" (IGRF) benutzt. Wegen der ge-

ringen Ausdehnung des Bundesgebietes im Vergleich zur gesamten Erdoberfläche genügt es dabei, die beiden Horizontalgradienten des IGRF (Epoche 1977,7)

$$\text{Gradient in Richtung Nord} \quad \frac{\delta T}{\delta \varphi} = 2,67 \text{ nT/km}$$

$$\text{Gradient in Richtung Süd} \quad \frac{\delta T}{\delta \varphi} = 0,75 \text{ nT/km}$$

und eine Konstante T zu berücksichtigen. D.h., es wird der Verlauf des Hauptfeldes in guter Näherung durch eine Ebene wiedergegeben. Zur Reduktion der zeitlichen Variationen T(t) werden die Registrierungen des Observatoriums Wien - Kobenzl sowie jene der Tagesgangstation Gams benutzt.

3.3. Praktische Anwendung der Feldfortsetzung

In der Fig. 5 werden die Ergebnisse der Feldfortsetzungen auf einen Darstellungshorizont von 2500 m über NN gezeigt.

Die auffälligste Anomalie im Isolinienplan ist die im Bereich der Nördlichen Kalkalpen liegende sogenannte Berchtesgadener Anomalie, die sich über das Wiener Becken in die Brünner Anomalie fortsetzt. Deutlich können auch Anomalien, die von ihrem Muster her der Böhmisches Masse zugeordnet werden können, in der Fig. 5 verfolgt werden. So z.B. zieht ein Anomalienzug von der Pfahlstörung über den Raum westlich von Linz, über Steyr bis in den Bereich der Nördlichen Kalkalpen. Weiters kann der Kontakt zwischen dem südböhmischen Plutonit und den Metamorphiten des Moldanubikums bis in den Raum von Waidhofen/Ybbs verfolgt werden. Ähnliches gilt für die Anomaliengruppe westlich von St.Pölten; diese streicht bis in die Gegend von Mariazell. Ein bemerkenswerter Anomalienzug läßt sich von Tulln bis Hollabrunn verfolgen, wobei dieser möglicherweise mit dem Abbruch der Böhmisches Masse zum Wiener Becken in Verbindung gebracht werden könnte.

4. DISKUSSION DER ERGEBNISSE

Der ausgeprägte Gradient, der sehr deutlich die Grenze bzw. die Kontaktzone Metamorphite/Plutonite begleitet, wird in erster Linie auf den - wenn auch geringen - pauschalen Suszeptibilitätsunterschied zwischen Plutoniten und Metamorphiten zurückgeführt. Es fällt jedoch auf, daß an dieser Kontaktzone innerhalb der Metamorphite niemals magnetische Anomalien zu finden sind, wie sie innerhalb der Plutongebiete (z.B. bei Freistadt oder am Nebelstein, s.Fig. 5) auftreten. Möglicherweise ist das Fehlen dieser Anomalien verursachenden ferrimagnetischen Mineralanreicherungen auf unterschiedliche Krustentiefen der Kontaktzonen rückführbar. Aber auch das primäre Fehlen geeigneter geochemisch / physikalischer Bedingungen für Magnetitbildung und -anreicherung ist als Ursache nicht auszuschließen.

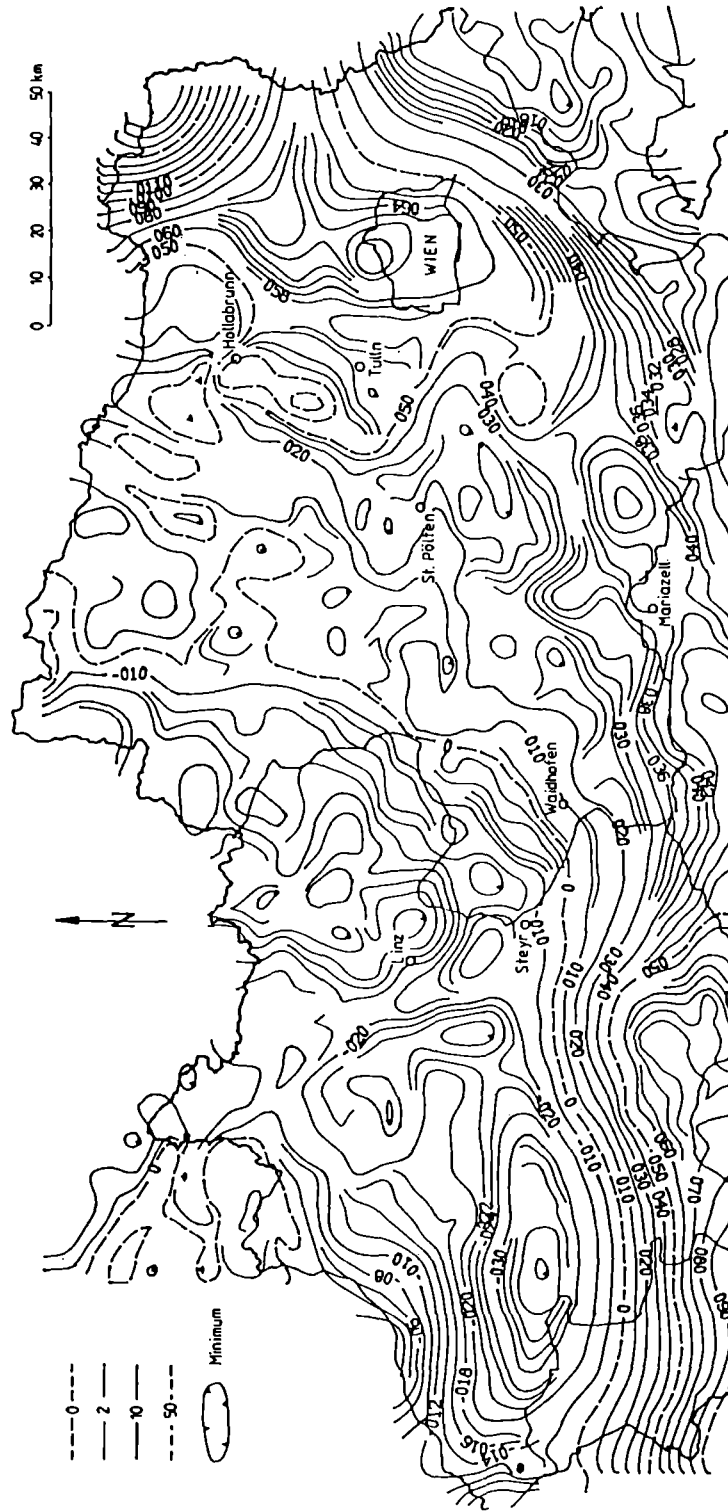


Abb. 5: Karte der Isoanomalien der Totalintensität (ΔT) in nT
Südliche Böhmisches Masse und Vorland — 2500 m -Horizont

Die gezeigte große Ausdehnung (vor allem in der Tiefe) von Ultrabasiten im Granulitgebiet des Dunkelsteiner Waldes und die Form der Modellkörper können auf eine tektonische Platznahme dieser Ultrabasite schließen lassen. Das Fehlen analoger Strukturen in den angrenzenden Gföhler Gneisen läßt vermuten, daß Granulite und Gföhler Gneise zumindest im Bereich des Dunkelsteiner Waldes keinerlei enge genetische Beziehung haben.

5. LITERATUR:

- Baranov,W., 1975: Potential Fields and their Transformations in Applied Geophysics. Geb. Bornträger Verl., Berlin-Stuttgart.
- Blaumoser,N., 1986: persönliche Mitteilung
- Briggs,I.C., 1974: Machine contouring using minimum curvature. Geoph., **39**, 39 - 48.
- Gutdeutsch,R., und W.Seiberl, 1987: Die Aeromagnetische Vermessung Österreichs. Endbericht, Inst.f.Met.u.Geoph., Univ.Wien.
- Heinz,H., A.Biedermann und R.Köhazy, 1986: Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Niederösterreich. Proj.Ber., NC-6p, Geol.B.-A., Wien.
- Köhazy,R., 1986: Direkte Interpretationsmethoden in der Magnetik und die Anwendung des Werner-Verfahrens am Beispiel der aerogeophysikalischen Vermessung des Dunkelsteiner Waldes. Diplomarbeit, Univ.Wien.
- Levenberg,K., 1944: A method for the solution of certain nonlinear Problems - Quarterly of Applied Mathematics, **2**, 164-168.
- Marquardt,D.W., 1963: An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters - Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics, **11**, 431-441.
- Matura,A., 1989: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 37 Mautern. Geol.B.-A., Wien.
- Mauritsch,H., 1989: persönliche Mitteilung.
- Militzer,H.und F.Weber, 1984: Angewandte Geophysik, Bd.1, Springer Verl., Wien - New York, Akademie Verl., Berlin.
- Pascher,Ch., 1989: persönliche Mitteilung.
- Seiberl,W., 1979: Die Transformation des Schwere- und Magnetfeldes im Bereich der Ostalpen. Österr.Akad.d.Wiss., Sitzungsber. d. Math.-nat. Klasse, Abt.II, **187**, 69-138.
- Seiberl,W. und W.Heinz, 1985: Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Dunkelsteinerwald. Proj.Ber., NC-6c/81, Österr. Akad. Wiss., Wien.
- Scharbert,H.G., D.A.Carswell and H.Poultidis, 1985: Bericht zur zweiten Eklogit-Konferenz. Unveröff.Ber., Inst.f.Petrologie, Univ.Wien.
- Talwani,M. and J.R.Heirtzler, 1964: Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape. Stanford Univ. Publ., Geo.Sci., **9**, Stanford.

Adresse der Autoren:

Univ. Prof. Dr. Wolfgang Seiberl:
Institut für Meteorologie und Geophysik,
Währinger Straße 17, A-1090 Wien;
Dr. Herbert Heinz:
Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien

Manuskript eingegangen am 20.1.1990, in Endform am 5.4.1990

KINEMATICS OF VARISCAN DEFORMATION IN THE MOLDANUBIAN ZONE, SOUTHERN BOHEMIAN MASSIF: PRELIMINARY RESULTS FROM THE DANUBE SECTION

F. NEUBAUER

Zusammenfassung

Die strukturelle Entwicklung der moldanubischen Zone in der südlichsten Böhmisches Masse begann mit Versenkung und krustaler Imbrikation während frühvariszischer Zeit. Vier Decken können unterschieden werden. Eine kryptische Suture könnte unterhalb der Granulitdecke vorhanden sein, in welche Mantelgesteine während der Versenkung inkorporiert wurden. Die Stapelung krustaler Gesteine ist die Folge dextraler Transpression gegen den brunovistulischen Mikrokontinent. Die Decken wurden zuerst in einem tiefkrustalen Niveau gegen NNE transportiert, später gegen E bis ESE. Schließlich führte die Platznahme des südböhmischen Plutons zur Aufdomung des Deckenstapels durch ostgerichtete Kompression. Wenn man die strukturellen Daten mit solchen zur Metamorphose und geochronologischen Daten kombiniert, so muß die Deckenstapelung und anschließende Intrusion des südböhmischen Plutons innerhalb einer kurzen Zeitspanne des späten Devons und Unterkarbons stattgefunden haben.

Späte koachsiale und vorwiegend SE-abschiebende, nonkoachsiale Dehnungsstrukturen sind Ausdruck des gravitativen Kollaps der vorher verdickten Kruste. Die duktilen Dehnungsstrukturen wurden vorwiegend unter amphibolitfaziellen und grünschieferfaziellen Bedingungen während des ausgehenden Unterkarbons gebildet.

Abstract

The structural evolution of the Moldanubian Zone in the southernmost Bohemian Massif started with burial and crustal stacking of continental lithotectonic units during Variscan times. Four units are distinguishable. The base of the granulite unit, the uppermost one, may represent a cryptic suture into which mantle slices were incorporated. Early crustal stacking occurred during dextral transpression against the Brunovistulic microcontinent, and is related to top-to-the-NNE shear within the Moldanubian zone in a deep crustal level. Subsequent top-to-the-ESE shear led to further stacking of continental slices. Finally, the emplacement of the large South Bohemian pluton caused updoming and push by the upwelling pluton. Structural, petrological, and geochronological data suggest that crustal stacking and intrusion occurred within a short time of late Devonian to early Carboniferous.

Coaxial, and noncoaxial SE-directed extensional structures are interpreted as the consequence of gravitational collapse of the previously thickened crust. Extension was operating within amphibolite to greenschist facies conditions mainly during early Carboniferous.

1. INTRODUCTION

The kinematics of the southeastern Bohemian massif bear some unsolved problems concerning the structure, subdivision of lithotectonic units, and direction and age of crustal stacking by thrusting. E.g., some controversial models were proposed during the last fifteen years to explain the fact that granulites occur on the top of other not dehydrated lithotectonic units (Fuchs 1976; Fuchs und Matura 1976; Matura 1976; Thiele 1976). The last interpretation favours a large-scale, top-to-the-ESE-directed thrusting of granulites onto the top of other units (Tollmann 1982; Matte et al. 1985).

This paper briefly describes preliminary results of a kinematic study which is being carried out along a well-exposed section mainly along the Danube river and its confluents between Krems and Grein (Fig. 1). The study is based on extensive field work about structures within and along boundaries of major lithotectonic units, and some preliminary results of microstructures and textures of rock-

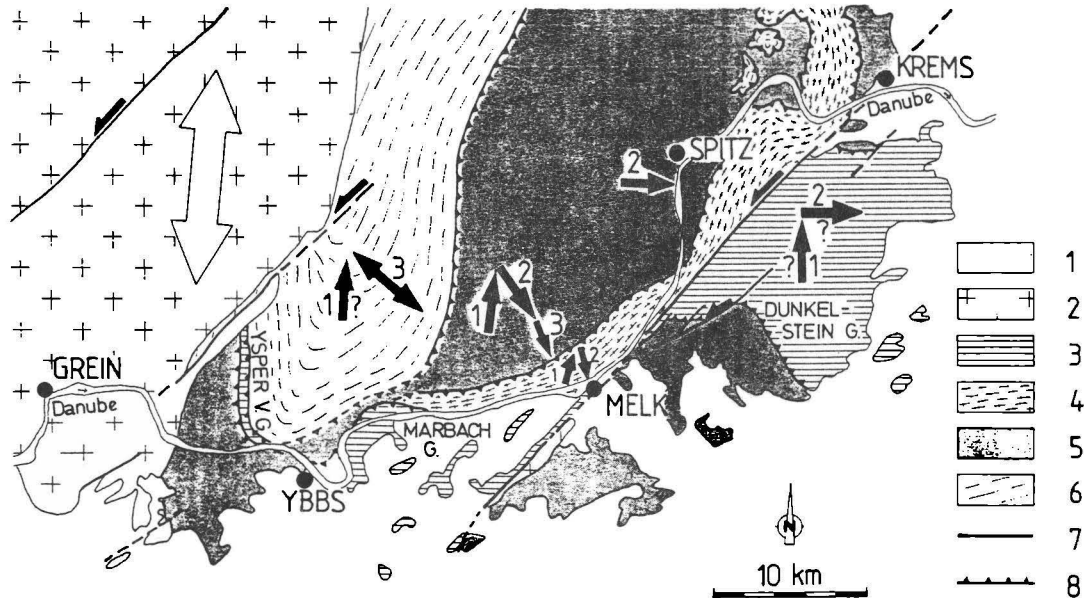


Fig. 1: Simplified structural map of the southeastern Moldanubian zone in the Bohemian massif (after Fuchs und Matura (1976) and Matte et al. (1985), modified). Local overturning of thrusts is omitted because clarity. Basic displacement paths of each unit is shown. Legend: 1 - Cenozoic sediments; 2 - Weinsberg granite; 3 - Dunkelstein and Marbach granulite; 4 - Gföhl unit; 5 - Variegated unit; 6 - Monotonous unit; 7 - fault; 8 - thrust and/or ductile low angle normal fault.

forming minerals. Of major interest is the influence of partial melts in migmatites on large-scale deformation, and the influence of large plutons on the kinematics and architecture of an orogen. The own structural data are discussed in relation to P-T conditions published by Carlswell (1989), Högelsberger (1989), Petrakakis (1986a, b), and Zaydan and Scharbert (1983) as well as to geochronological arguments for timing of metamorphic and deformational events (see chapter discussion).

2. LITHOTECTONIC UNITS AND STRUCTURE

In the area of investigation, following lithotectonic units occur from bottom to the top (Fig. 1), although boundaries may be overturned locally (not shown in Fig. 1):

- (1) The Monotonous unit, which is composed of migmatitic paragneisses mainly,
- (2) the "Variegated unit", containing migmatitic micaschists, paragneisses, quartzites, marbles, amphibolites, and also including the Dobra gneiss at the base and the Rehberg amphibolite near the hangingwall boundary,
- (3) the Gföhl unit, an orthogneiss,
- (4) and the granulites of the Dunkelsteiner Wald and Marbach.

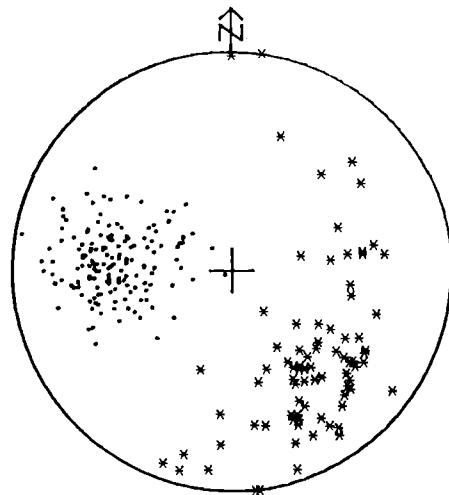
The lithologic composition of all units mentioned above is described in Fuchs und Matura (1976), Matura (1984), and Franke (1989).

Granulites form the hangingwall tectonic unit, but thin lenses and slices of granulites also occur along the interface between the Monotonous and Variegated unit (Fuchs und Scharbert 1979). The Ysper valley granulite has a comparable tectonic position between the Monotonous and Variegated units although there are some uncertainties about relationships (Fig. 1). Here granulites are accompanied by frequent ultramafic rocks. Similar ultramafic rocks also follow the base of the Gföhl unit. The presence of ultramafic rocks which bear seldom hT-hP mineral parageneses underline the tectonic subdivision presented above.

In the area north of the Danube near Ybbs (Fig. 1), the Monotonous unit forms a large dome ("Ostrong dome"). According to published maps of the Geological Survey of Austria (Fuchs und Matura, Thiele, respectively compilation of Fuchs und Matura 1976), the boundaries of some units are cut by the large South Bohemian pluton in the western area (Fig.1). Some postmetamorphic, NNE-SSW trending, left-lateral strike-slip faults crosscut different units as well as the South Bohemian pluton.

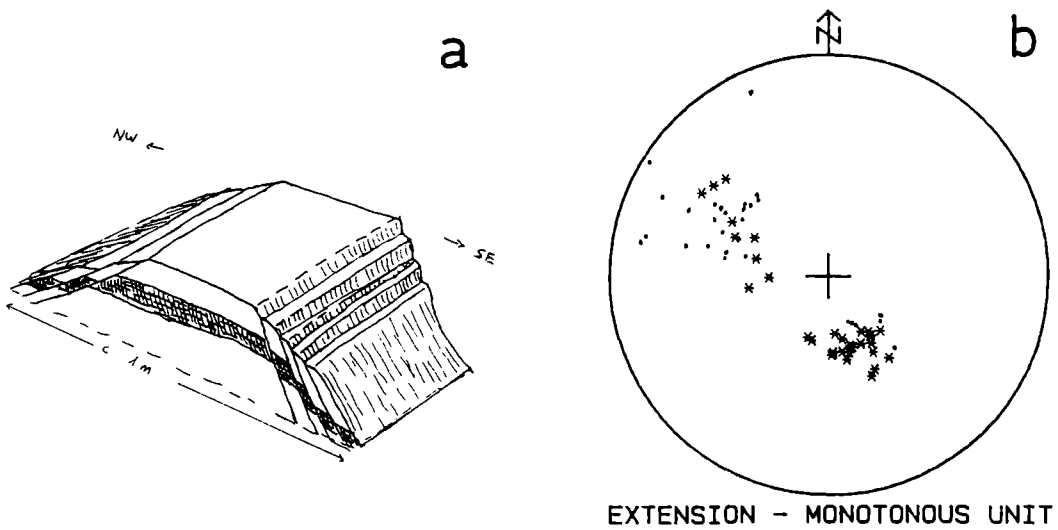
3. STRUCTURES OF THE MONOTONOUS UNIT

The rocks of the Monotonous unit have a dominant E-dipping foliation which contains a rather weak stretching lineation. The lineation is dipping to the SE (Fig. 2). Near the hangingwall boundary, a weak NNE-SSW trending lineation is recognizable which is older than the SE-plunging lineation because overprint relationships. Stromatitic banding of migmatites is parallel to the foliation which may be formed



MONOTONOUS SERIES

Fig. 2: Poles of the penetrative foliation (•) and lineation (•) of the Monotonous unit in the Lambert projection, lower hemisphere.



EXTENSION - MONOTONOUS UNIT

Fig. 3: Conjugate muscovite-bearing extensional faults of the Monotonous unit: a - Schematic sketch (Höllental); b - foliation pole (•) and lineation (•) in the Lambert projection, lower hemisphere.

during partial melting of metapelites. However, most structures like boudins which are surrounded by leucosomes suggest a coaxial deformation regime.

A third set of structures form distinct conjugate normal faults (Fig. 3). As a rule, white mica on such fault surfaces is indicating a metamorphic retrogression by formation of secondary white mica in migmatites otherwise free of muscovite. Also cordierite is related to such structures because it is concentrated on such foliation surfaces and in necks between boudins. These ductile conjugate fault sets indicate ENE-WSW- directed stretching of rocks and non-coaxial rock flow.

4. STRUCTURES OF THE VARIEGATED UNIT

Rocks of the Variegated unit contain a foliation and stretching lineations of different orientations, mainly preserved in different lithologies. Two clusters of lineations are recognized, a flat-lying SW-plunging lineation, and a SE-plunging one. Amphibolites and orthogneisses exhibit a NE-SW trending lineation (Fig. 4). In some outcrops, there is a clearly preferred NNE-SSW orientation of amphiboles in amphibolites. Coarse-grained plagioclase amphibolites are well-recrystallized showing preferred orientation of amphiboles and stretched white aggregates which are composed exclusively of well-recrystallized plagioclase. The plagioclase aggregates may be derived from decomposition of single plagioclase grains which are recrystallized during deformation. Measurements of strain indicate con-

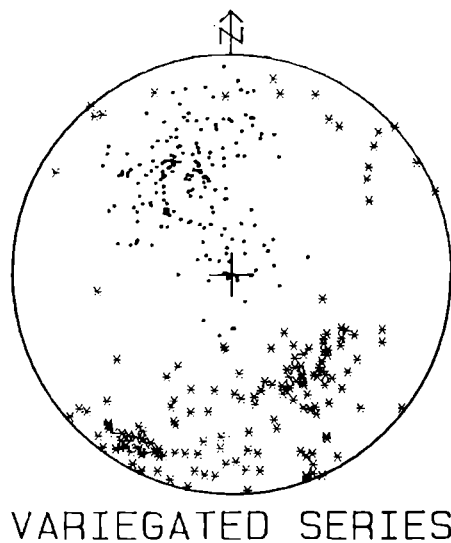


Fig. 4: Poles of the foliation (•) and lineation (×) of the Variegated unit in the Lambert projection, lower hemisphere.

strictional strain (Fig. 5). All mineral phases (plagioclase, brown amphibole, clinopyroxene) show no internal optical zoning, and well-established, coexisting boundaries between different mineral phases. Thus, the deformation occurred during maximum P-T conditions or grains have been overgrown mimetically during maximum P-T conditions. The maximum P-T conditions and those before the maximum P-T has been reached therefore are those of the stretching in NNE-SSW-direction. Zaydan and Scharbert (1984), Petrakakis (1986a, b), and Högelberger (1989) propose maximum P-T conditions of approximately 670 - 770 °C, and a pressure of 7(5) - 9 kbar of rocks of the Variegated unit.

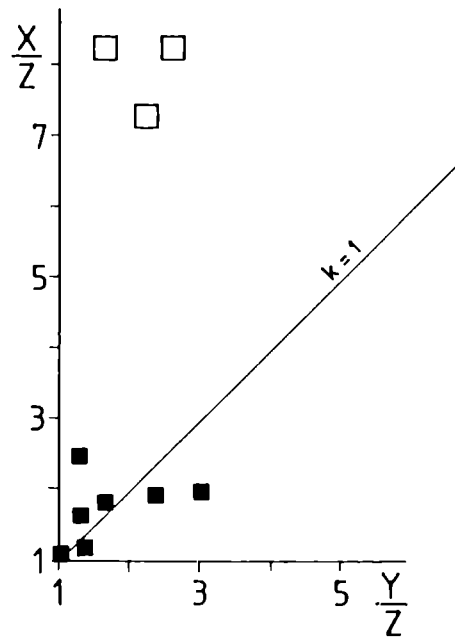


Fig. 5: FLINN-plot of strain data: open squares - recrystallized plagioclase aggregates of plagioclase amphibolite, Weiten valley; filled squares - strain derived from the distribution of K- feldspar megacrysts (line intercept method) and of elongated diorite schollen in the South Bohemian pluton.

The Spitz granodioritic gneiss is interlayered roughly parallel to the lithological boundaries of paragneisses and micaschists etc. although discordant contacts are well-known on the map-scale. The Spitz granodiorite is deformed in a similar way with a stretching lineation in the same orientation like in amphibolites. Amphibolite boudins embedded in the Spitz gneiss bear differently orientated sets of undeformed granitic veins. The veins are perpendicular or acute to foliation and lineation (Fig. 6a, b). Thus the stretching of the amphibolite boudins exhibits the same geometry as the gneissic country rocks. The opening of the veins acute to the foliation as marker of the extension plane reflects a simple shear regime and a top-to-the- NNE shear (compare Simpson and Schmid 1983).

Another type of deformation is present in migmatitic paragneisses and mica-schists. In some areas, the rocks are composed of melanosome boudins and interconnected leucosomes, e.g., in the diorite gneiss of St. Michael (Scharbert und Fuchs 1981). The long axes of the boudins are parallel to a weak lineation. In the X-Z sections, boudins are separated by oblique veins which indicate a top to the SE shearing (Fig. 6c, d).

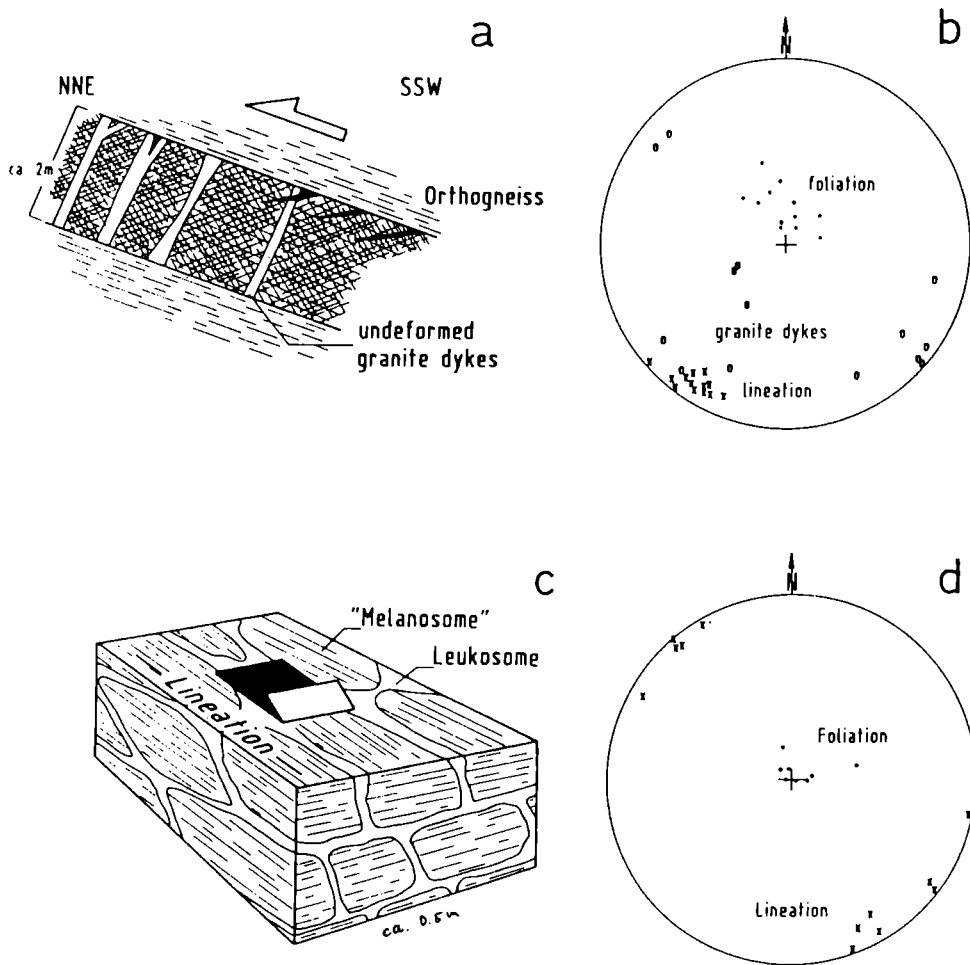


Fig. 6: Amphibolite boudins within the Spitz granodiorite (a, b), and migmatitic diorite gneiss of St. Michael (c, d). a, b: Roadcut S of Eitental, Weiten valley; c, d: southwestern exit of St. Michael, Wachau.

A further type of deformation is related to metamorphic retrogression, mainly along the hangingwall boundary of the Variegated unit. A cm-spaced, SE-dipping foliation and accompanying SSE-plunging lineation overprint the penetrative foliation (Fig. 7). White micas have been formed by alteration of garnets in pressure shadows around garnets during this deformation. All shear criteria indicate dip-slip, normal fault movement of the hangingwall Gföhl unit. These structures are interpreted, therefore, as a major low angle normal fault which overprints the previous thrust zone.

In contrast, a fourth, relatively younger deformation is widespread in the more southern area. Conjugate shear zones deform granitic veins (Fig. 8) as already known since the paper of Matura (1984). This type of deformation is the result of subhorizontal noncoaxial shortening and extension along a steep axis.

A major unresolved problem is the presence of map-scale tight to isoclinal folds with a flat-lying axial surface. Such folds are common in the interior of the Variegated unit. Fuchs (1986) argued for west-directed transport due to the west-directed vergence.

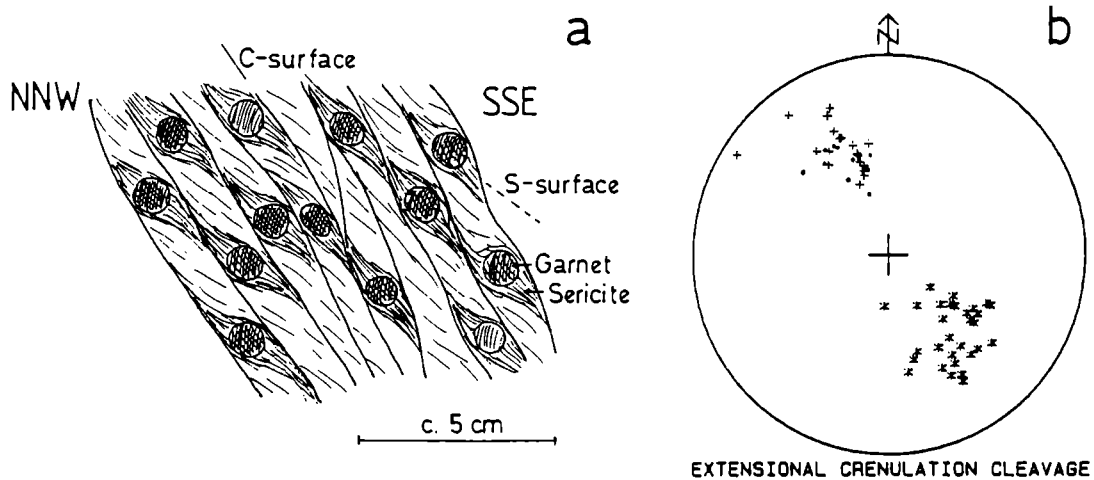


Fig. 7: Extensional structures of the Variegated unit in the footwall of the Gföhl unit (locality Griebbrücke, Weiten valley). a - Schematic sketch; b - poles of S-foliation (•), poles of C-shear planes (+), and lineation (◊) in the Lambert projection, lower hemisphere.

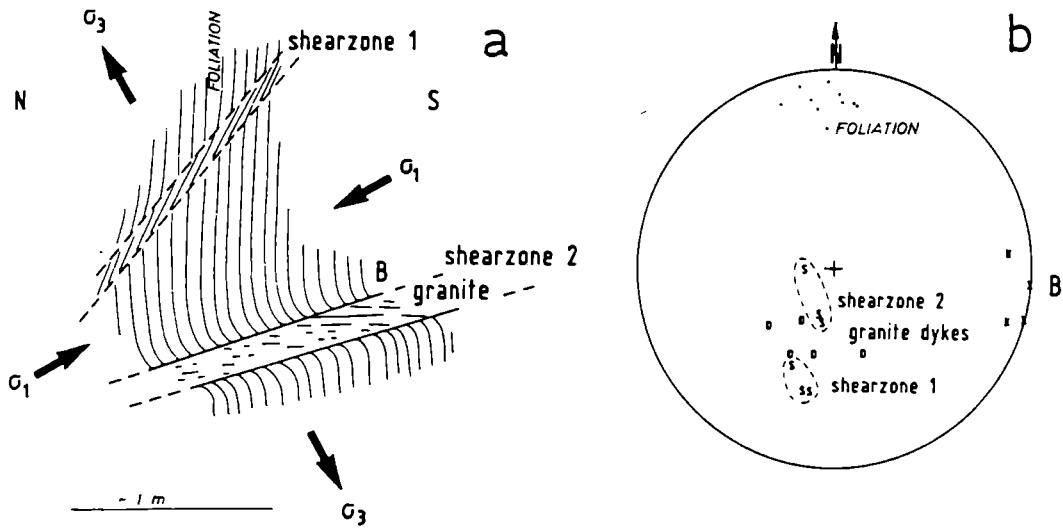


Fig. 8: Conjugate shear zones which deform granitic veins in paragneiss. a: Schematic sketch; b: orientation data in the Lambert projection, lower hemisphere. Roadcut between Marbach and Maria Taferl.

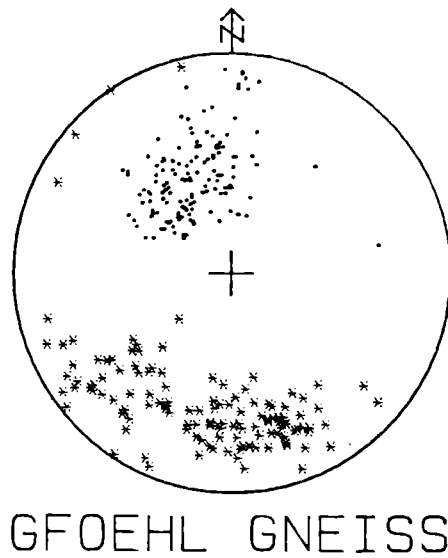


Fig. 9: Foliation poles (•) and lineations (*) of the Gföhl unit in the Lambert projection, lower hemisphere.

5. STRUCTURES OF THE GFÖHL UNIT

The foliation of the Gföhl gneisses plunges to the SSE (Fig. 9). Two clusters of lineations are recognizable. One cluster plunges to the S to SSE, another cluster to the SW. Like within deeper units, the SW plunging lineation seems to be the older one because the lineation is formed by rows of medium-sized feldspars which are overprinted by a foliation with fine-grained minerals. Numerous shear criteria like shear bands, and antithetic rotated boudins indicate mostly top-to-the-NE shear during earlier deformation.

6. STRUCTURES OF THE DUNKELSTEIN AND MARBACH GRANULITES

Granulites surround the southern dome of Moldanubian lithotectonic units (Fig. 1). The Dunkelstein granulite forms a tectonic klippe on the top of the Gföhl unit respectively of the Rehberg amphibolite. The Dunkelstein granulite contains lense-shaped bodies of ultramafic rocks, from which the largest one is exposed in the Meidling quarry. Most ultramafic rocks are strongly serpentized, but some lenses often contain cores of unaltered garnet peridotites and pyroxenites. Ultramafic rocks are massive in the core of lenses, and strongly foliated along margins (e.g., Kappel 1967; Scharbert 1963). The foliation surface contains garnet porphyroclasts, pressure shadows around garnets forming a clearly visible lineation, and sometimes preferred orientated clinopyroxenes. According to the proof of a few

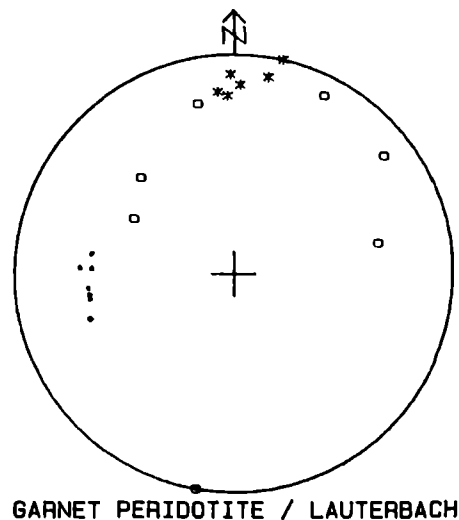


Fig. 10: Orientation data (• - pole of foliation; * - lineation) of a garnet-bearing ultramafic rock (Lauterbach, Dunkelstein granulite). Poles of conjugate serpentine veins (o) which intersect lineation and foliation indicate a second E-W stretching comparable to stretching in surrounding granulites.

outcrops, the lineation of ultramafic rocks is orientated in N - S direction. In Figure 10, the example of a single outcrop is given. Therefore the lineation of garnet peridotites is nearly perpendicular to the lineation of the surrounding granulites (Fig. 11a).

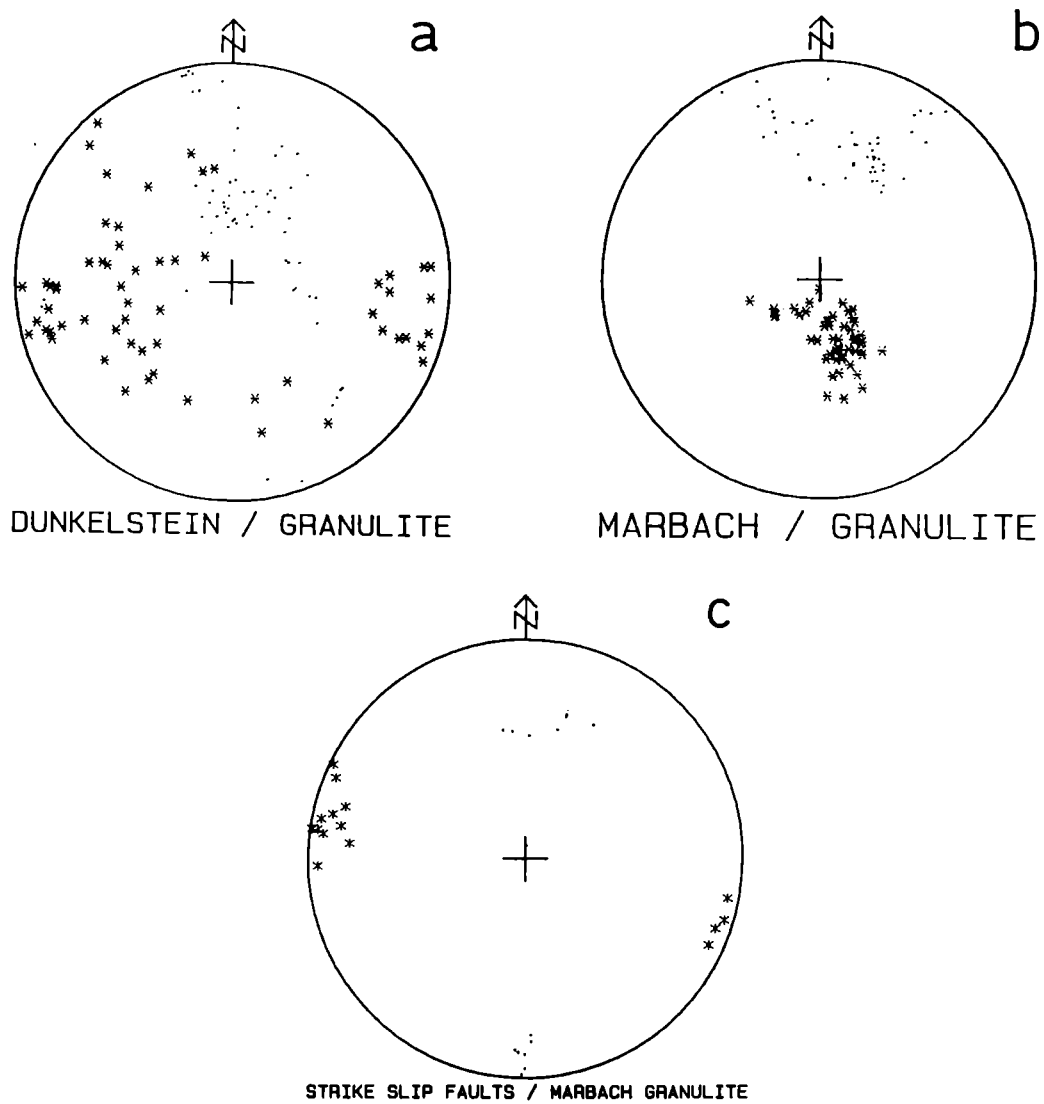


Fig. 11: Poles of the penetrative foliation (•) and lineation (•) of the Dunkelstein (a) and Marbach granulites (b) in the Lambert projection, lower hemisphere. Second, muscovite-bearing foliation (•) and related lineation (•) of the Marbach granulite (c).

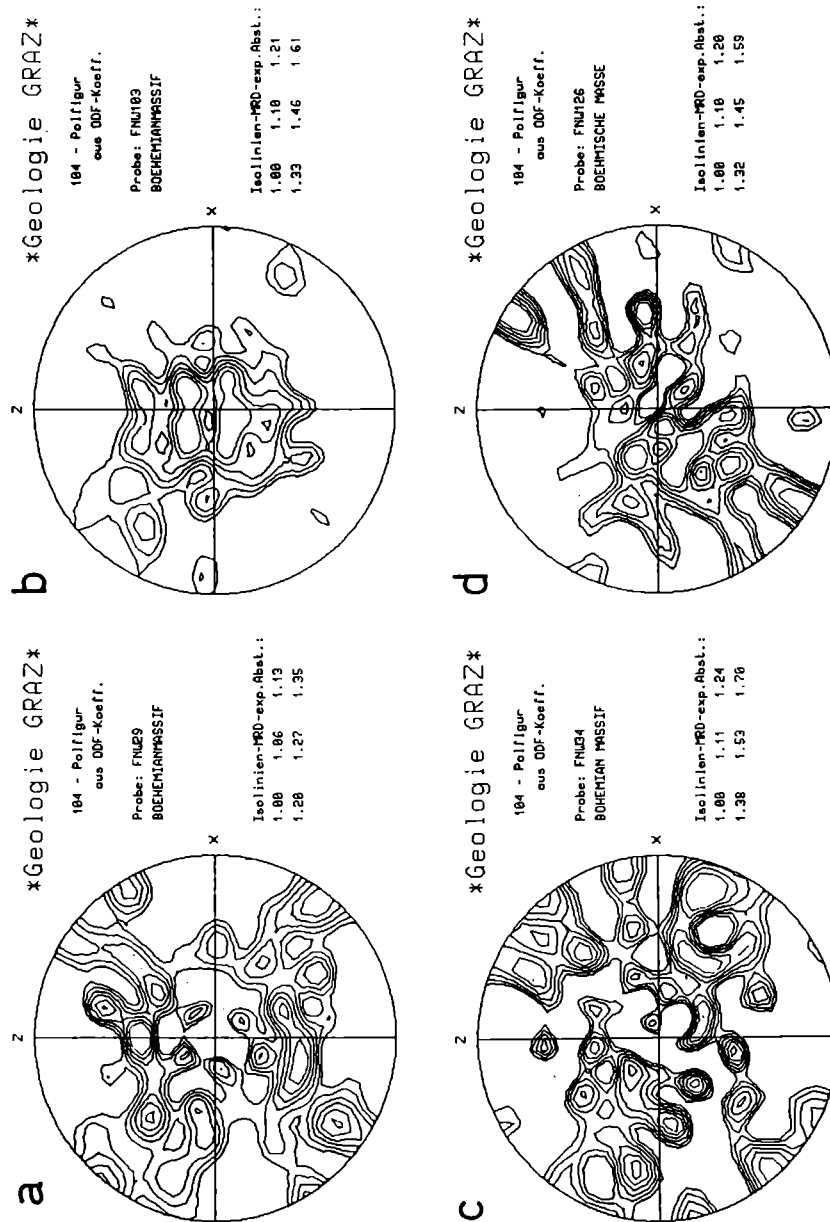


Fig. 12: Some representative X-ray textures of quartz in gneisses and granulites of the southern Moldanubian zone. The (104)-plane is used as representative for quartz c-axis (compare Schmid and Casey 1986). Horizontal line in each diagram indicate trace of foliation, X the lineation. a: Granulite from the interface between Monotonous and Variegated units; Mandlgupf SE Pöggstall, Weiten valley. b: Dobra gneiss at the base of the Variegated unit; junction of Mühlbach and Krottenbach W of the Weiten valley. c: Gföhl gneiss; roadcut north of Weitenegg, Weiten valley. d: Dunkelstein granulite from an abandoned quarry near Goldegg castle, Dunkelsteiner Wald.

Granulites at the base of the granulite nappe are strongly foliated although massive rocks are common within the Dunkelstein body. Within the Dunkelstein granulite, the lineation on flat S- surfaces is approximately E - W (Fig. 11a). The presence of biotite and rare chlorite in pressure shadows around garnet indicate stretching after peak metamorphic conditions during decompression. Quartz textures of approximately 40 samples which were measured by X-ray texture goniometer indicate strong flattening due to coaxial deformation and only a subordinate shear component (Fig. 12). Because of microfabrics which include HT-disk quartz fabrics as well as granulites with stretched pressure shadow fringes around garnet with LT-biotite/chlorite infillings, coaxial deformation occurred during different, decreasing temperature conditions.

The lineation in the Marbach granulite plunges steeply to the S respectively SE (Fig. 11b) due to the site on the southern closure of the dome. Near the basal contact, rather low-angle normal faults are more dominant than NNE-directed shear structures. However, a second, steep foliation is present near the footwall boundary of the Marbach granulite (Fig. 11c). The lineation on such surfaces is nearly horizontal and strikes WNW - ESE. Shear criteria favour a dextral strike-slip movement. This observation is supported by map-scale thinning of all units in the footwall of the Marbach granulite which may be the result of a shear zone which operated during uplift of Moldanubian rocks.

7. STRUCTURE OF THE SOUTH BOHEMIAN PLUTON

The South Bohemian pluton forms a large, elongated body in the west of the units described above. The exposed surface comprises approximately 4,200 km². The main rock type is the Weinsberg granite, a coarse-grained biotite granite with large K-feldspar megacrysts. The elongation of the body is approximately NNE - SSW. The internal structure is dominated by a rough magmatic foliation which is visible by the Shape Preferred Orientation (SPO) of K-feldspar megacrysts (Blumenfeld and Bouchez 1988; Paterson et al. 1989). The long axis of K-feldspar forms a magmatic lineation which is orientated approximately N-S due to data from a restricted number of outcrops. This is in accordance with the preferred orientation of the long axis of elongated diorite schollen (Fig. 13). A few three-dimensional strain data of elongated diorite schollen indicate flattening strain (Fig. 5). Plane strain data are derived from the line intercept method after Panozzo (1984) which is applied to the distribution of K-feldspar megacrysts (Fig. 5).

In general, the magmatic foliation is flat-lying, but a steep magmatic foliation also occurs locally, e.g., in the area east of Grein. The steep magmatic foliation is rather due to local convective flow cells in the crystallizing magma than the expression of later large-scale updoming with a steep foliation at the flanks of the pluton.

Local regularly orientated quartz veins near the eastern margin indicate post-emplacement WNW-ESE extension (Fig. 14a). This is in accordance with a local secondary solid-state foliation near the southern margin of the pluton, e.g. along the Danube east of Grein. Here, secondary muscovite is associated with a flat-lying foliation and a NW-SE orientated stretching lineation (Fig. 13).

The basic problem of the Weinsberg granite is how to emplace a melt with such a high amount of K-feldspar megacrysts. The Rheological Critical Melt Percentage (RCMP) of solid bodies within a melt is approximately 45 % (Arzi 1978) but it also depends strongly on the shape of the solid bodies. In the Weinsberg granite, the amount of K-feldspar megacrysts is within a wide range between 0 % and 50 %. Sometimes grain-supported K-feldspar megacryst fabrics indicate clearly that magmatic flow was not possible.

The tiling of megacrysts in X-Z sections (Den Tex 1969), it means their imbrication, may be used as a shear criterion (Blumenfeld and Bouchez 1988). The preliminary data suggest that imbrication of megacrysts is related mainly to steep magmatic foliation indicating up- or down-flow in local convective cells.

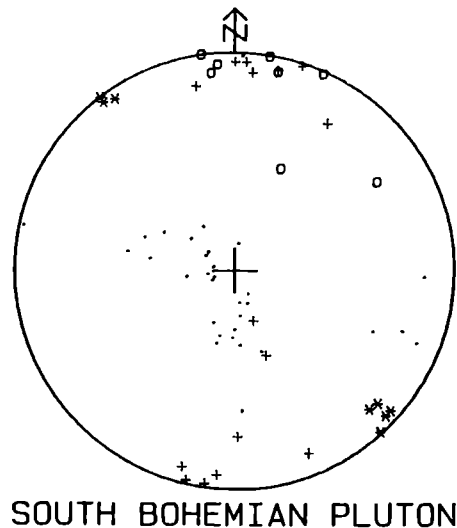


Fig. 13: Poles of the magmatic foliation (*) and magmatic lineation (+ - long axis of K-feldspar; o - long axis of diorite inclusion) and solid-state (*) lineations of the South Bohemian pluton in the Lambert projection, lower hemisphere.

Granite veins are widely distributed within the southernmost South Bohemian pluton and within country rocks east of the pluton. The distribution of veins is very regular. The veins are very steep within the granite and more flat in the area east of the pluton. As a rule, the veins are the more flat-lying the wider the distance from the pluton. The exception are numerous steep granitic veins in the north-eastern Gföhl unit and some in the Variegated unit.

All veins together show a very broad N-S girdle distribution in the Lambert projection (Fig. 14b). Granitic veins reflect the extension plane during the time of magma emplacement. The plane is perpendicular to the minimum normal stress axis, and includes the intermediate and maximum normal axes. The distribution is compatible with horizontal intermediate normal stress axis in E-W direction. The N-S girdle distribution suggests a regular change of the minimum stress axis perpendicular to the E-W intermediate axis.

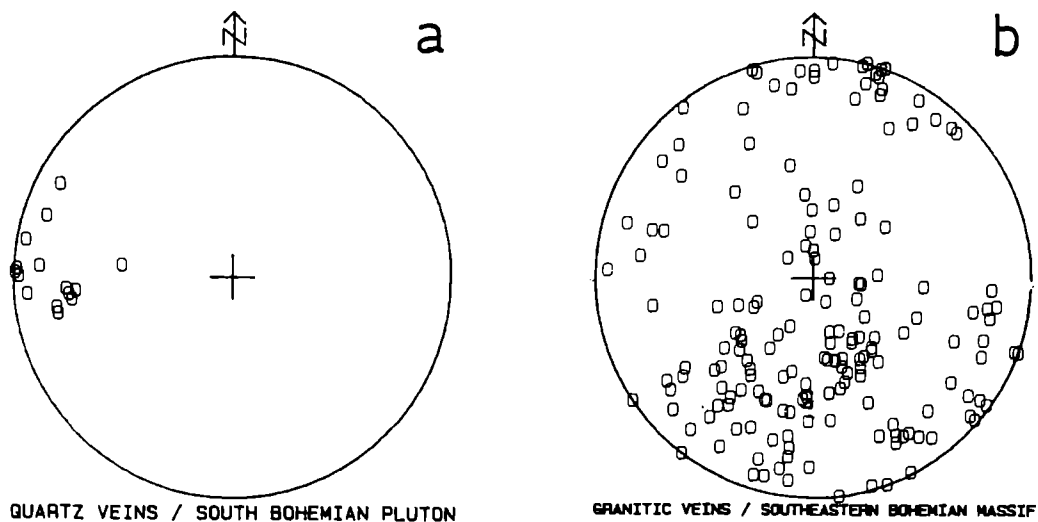


Fig. 14: Poles of quartz veins (a) of the eastern margin of the South Bohemian pluton, and poles of granitic veins (b) of the southern Moldanubian zone in the Lambert projection, lower hemisphere.

8. DISCUSSION

The preliminary structural data suggest some basic features of kinematics in the interior of the Moldanubian zone. The deformation path is much more complicated than suggested by previous work. However, some essential observations, e.g., the deformation regime and direction of motion of ultramafic rocks need further proof.

Stacking of lithotectonic units mentioned above is supposed to be of Variscan age. Basic arguments come from increasing geochronological evidence for metamorphic equilibration at maximum P-T conditions and penetrative deformation during Variscan times (Tab. 1, and additional data from Czechoslovakia: Breemen et al. 1982, and Kröner et al. 1988), particularly of garnet peridotite lenses within granulites (see Carlswell 1989). On the other hand, the presence of such garnet-bearing ultramafic rocks along interfaces of tectonic units suggests strongly the presence of a suture zone which separates different units.

No record of burial of tectonic units is found up to now. Early stacking occurred transpressionally to the boundary of the Moravian plate by top-to-the-NNE directed shear along boundaries of lithotectonic units (see also Fritz, this volume). Deformation of garnet peridotites occurred after static equilibration at c. 370 - 320 Ma (Sm-Nd mineral-whole rock data: Carlswell 1989, and pers. comm.). Deformation of probable synkinematic (?) granitoids, e.g., of the Spitz granodiorite, may play an important role to lower the overall shear resistance because magmatic liquids cannot support shear forces. Although it has to be noted that the age of magma formation and crystallization of the Spitz granodiorite gneiss is unknown up to now. It could be markedly older than subsequent deformation !

A second phase of deformation started during partial melting of metapelites and continued under decreasing P-T conditions, is directed to the E - ESE. The second phase is more penetrative in the high levels of the Variegated unit, the Gföhl unit, and in granulite klippen. Strain analysis and preferred crystallographic orientation of quartz indicate high flattening strain in the interior of all units. This is possibly combined with passive fold amplification in the interior of the Variegated unit. Both features may be related to vertical crustal thinning during uplift and exhumation of the Moldanubian zone. However, the ductile normal faults along boundaries of major lithotectonic units overprinted earlier ductile thrust surfaces.

The intrusion of the South Bohemian pluton sealed earlier ductile shear zones. However, a continuing top-to-the-E shearing in the more eastern area seems reasonable because the uprising pluton probable caused gravitational transport of hangingwall units from the top and flanks of the pluton.

The Rb/Sr age of the Weinsberg granite (349 ± 4 Ma: S. Scharbert 1987) may be used as the lower bracket for time of thrusting. In contrast to the relative sequence of deformation events proposed above, there are some discrepancies between the more younger ages of granulite metamorphism and the more older ages of the

Tab. 1: Incomplete sequence of deformation events and supposed correlation to pressure, temperature, and time in the southeastern Moldanubian zone, southern Bohemian massif.

	P - T	Evidence of timing
(1) Shearing of garnet peridotites:	850 - 900°C, 20 kbar (Carlswell 1989)	370 - 340 Ma Sm-Nd garnet-WR (Carlswell 1989)
(2) Top NNE shearing and stacking of all units:	720 - 770°C, 7 - 9 kbar (Högelsberger 1989) (Petrakakis 1986 a, b)	341 ± 4 Ma U-Pb zircon (Breemen et al. 1982) 340 ± 1 Ma U-Pb monazite (Schenk und Todt 1983)
(3) Top E to ESE shearing:	Start at comparable conditions to (2), later decreasing P-T	Time: Before and during regional cooling
(4) Intrusion of the South Bohemian pluton (Weinsberg granite) and doming of the eastern Moldanubian zone:	??	Time: 349 ± 4 (Scharbert, 1987)
(5) Exhumation by SE-directed low angle faults:	Amphibolite (early) to greenschist facies (late) 630 - 530°C, 2 - 4 kbar (Petrakakis, 1986 b) (Högelsberger 1989)	323 ± 7 Ma ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar, biotite (Matte et al., 1985)
(6) Conjugate strike slip fault activity:	Greenschist facies conditions	Late Carboniferous(?) to early Permian basin Zöbing (Fuchs und Matura, 1976)

granite (see, Tab. 1). However, all data together indicate that stacking of continental slices, the subsequent uplift of the whole pile to shallow crustal levels as well as the intrusion of the South Bohemian pluton happened within a short time-span between 370 and 340 Ma. Especially, the Sm-Nd data of garnet peridotites, the protolith ages as well as of the metamorphic HP-HT history (370 - 340 Ma, cf. Carlswell 1989), suggest that the present metamorphic state of the Moldanubian zone is of Variscan age.

The large South Bohemian pluton forms a NNE trending, elongated body. The orientation of endogenic diorite xenoliths, and the orientation of granitic veins indicate a N-S stretching during intrusion. Grain-supported K-feldspar megacryst fabrics indicate high flattening strain due to ballooning and filter pressing. The updoming of the Moldanubian zone east of the pluton, the so-called "Ostrong structure" (North of Grein in Figure 1), may be caused by push of the intruding and ballooning pluton.

Predominantly the low Moldanubian units show evidence of retrogressive metamorphism during extensional deformation due to gravitational collapse of thickened crust. Typical features of the extensional deformation are conjugate, predominant ESE- and subordinate WNW-directed muscovite-bearing, low angle normal faults which are observable in all units and on all scales. Extensional faulting is related to regional cooling, exhumation and uplift. A singular $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite datum (323 ± 7 Ma; Matte et al. 1985) suggests cooling below 300 °C and the end of early Carboniferous.

On the other hand, geometry of extensional faults may fit the kinematics of steep conjugate ductile shear zones which are widespread in the Bohemian massif (Fig. 1; see also Wallbrecher et al. this volume). Locally deviating orientations of extension direction may be explained by local accommodation and rotation of crustal blocks between major faults. Permian sediments and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite data of mylonites (Dallmeyer pers. comm.) favour a late Carboniferous to early Permian age of strike-slip activity.

Acknowledgements

The paper is a first report of a project (S 4713-GEO) funded by the Austrian Science Foundation. Critical reviews of anonymous reviewers, of my colleague Harry Fritz, of Eckard Wallbrecher, and Heidemarie Neubauer-Thurmaier are gratefully acknowledged.

9. REFERENCES

- Arzi, A.A., 1978: Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44**, 173-184.
- Blumenfeld, P. and J.-L. Bouchez, 1988: Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *J. Struct. Geol.*, **10**, 361-372.
- Breemen, O. van, M. Aftalion, D. R. Bowes, A. Dudek, Z. Misar, P. Povondra and S. Vrana, 1982: Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. *Transact. Royal Soc. Edinburgh Earth Sci.*, **73**, 89-108.
- Carlswell, D.A., 1989 Metamorphic evolution of the garnetiferous peridotites in the Moldanubian zone, Lower Austria. Abstracts Third Intern. Eclogite Conf., Würzburg, 18-21 April 1989, *Terra abstracts*, **1**, p. 5.

- Den Tex, E., 1969: Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history. *Tectonophysics*, **7**, 457-488.
- Franke, W., 1989: Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **230**, 67-90.
- Fuchs, G., 1986: Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. *Jb. Geol. Bundesanst.*, **129**, 41-49.
- Fuchs, G. und A. Matura, 1976: Die Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. *Jb. Geol. Bundesanst.*, **119**, 1-43.
- Fuchs, G. und H. G. Scharbert, 1979: Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1979/2, 29-49.
- Högelsberger, H., 1989: Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie - Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen. *Jb. Geol. Bundesanst.*, **132**, 213-230.
- Kappel, F., 1967: Die Eklogite Meidling im Tal und Mitterbachgraben im niederösterreichischen Moldanubikum südlich der Donau. *N. Jb. Miner. Abh.*, **107**, 266-298.
- Kröner, A., I. Wendt, T. C. Liew, W. Compston, W. Todt, J. Fiala, V. Vankova and J. Vanek, 1988: U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Contr. Mineral. Petrol.*, **99**, 257-266.
- Lisle, J. R., 1977: Estimation of tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. *Geologie en Mijnbouw*, **56**, 140-144.
- Matte, P., 1986: Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, 329-374.
- Matte, P., H. Maluski and H. Echter, 1985: Cisaillements ductiles varisques vers l'Est - Sud-Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est du Massif de Bohême, Autriche). Données microtectoniques et radiométriques $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **301**, II/10, 721-726.
- Matura, A., 1976: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. *Jb. Geol. Bundesanst.*, **119**, 63-74.
- Matura, A., 1984: Das Kristallin am Südostrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. *Jb. Geol. Bundesanst.*, **127**, 13-27.
- Panozzo, R., 1984: Two-dimensional strain from the orientation of lines in a plane. *J. Struct. Geol.*, **6**, 215-221.
- Paterson, S. P., R. H. Vernon and O. Tobisch, 1989: A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.*, **11**, 349-363.
- Petrakakis, K., 1986a: Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, **35**, 243-259.

- Petrakakis,K., 1986: Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria with particular reference to the garnets. *J. Metamorphic Geol.*, **4**, 323-344.
- Scharbert,S., 1987: Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, **132**, 21-37.
- Scharbert,H.G. und G.Fuchs, 1981: Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs. *Fortschr. Miner.*, **59**, Beih. 2, 129-152.
- Schenk,V. und W.Todt, 1984: U-Pb Datierungen an Zirkon und Monazit der Granulite im Moldanubikum Niederösterreichs (Waldviertel). *Fortschr. Mineral.*, **61**, 190-191.
- Schmid,S.M. and M.Casey, 1986: Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *Geophysical Monograph*, **36**, 263-286.
- Simpson,C. and S.M.Schmid, 1983: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rock. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **94**, 1281-1288.
- Thiele,O., 1976: Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel ? *Jb. Geol. Bundesanst.*, **119**, 75-81.
- Thiele,O., 1984: Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich). *Jb. Geol. Bundesanst.*, **126**, 513-523.
- Tollmann,A., 1982: Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. *Geotekt. Forsch.*, **64**, 1-91.
- Zaydan,A. und H.G.Scharbert, 1983: Petrologie und Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raume Persenbeug (südwestliches Waldviertel). *Jb. Geol. Bundesanst.*, **126**, 181- 199.

Address of the author:

Dr. Franz Neubauer
 Institut für Geologie and Paläontologie,
 Karl-Franzens-Universität, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz, Austria

Manuscript received: 22.02.1990, final version: 21.05.1990

STRUCTURES AND KINEMATICS ALONG THE MORAVIAN - MOLDANUBIAN BOUNDARY PRELIMINARY RESULTS

H. FRITZ

Zusammenfassung

Der Ostteil der Böhmisches Masse in Österreich ist charakterisiert durch (1) die Moldanubische Überschiebung und (2) durch die Existenz von großmaßstäblichen Granulitdecken. Strukturuntersuchungen entlang der Plattengrenze von Moravikum zu Moldanubikum machen ein Kollisionsmodell mit schräger Konvergenz wahrscheinlich. Die Deckentransportrichtung wurde als NNO erkannt. Unterschiedliche Strukturassoziationen entlang der Moldanubikums-/Moravikumsgrenze werden auf unterschiedliche Positionen in einer kletternden Deckenbahn zurückgeführt. Dabei wird die Struktur des Messerner Bogens als Rampe mit Schuppencharakteristik gedeutet.

Mylonite entlang der Ränder des Blumauer Granulits sollten Auskunft über die Natur und die Platznahme der Kristallindecken geben. Mikrostrukturen und synkinematisch gesproßte Minerale machen einen sehr raschen Aufstieg des Granulits von Bedingungen der Amphibolitfazies zur unteren Grünschieferfazies wahrscheinlich. Dabei wurde die Gesteinsfestigkeit durch hohen Fluiddruck verringert. Die Richtung der Platznahme ist jedoch bis jetzt noch schlecht abgesichert. Vorläufige Ergebnisse sprechen dafür, daß ein Westtransport in einer späten Deformationsphase beim Granulitaufstieg erfolgte.

Abstract

The eastern Bohemian massif in Austria is characterized by (1) the thrusting of the Moldanubian nappe pile over Moravian foreland series, and (2) the occurrence of large scale crystalline nappes in the Moldanubian zone.

Structural analyses along the Moldanubian/Moravian plate boundary indicate transpressional kinematics with top to the NNE transport of the Moldanubicum. Different strain geometries and structural associations along this plate boundary fit the model of a ductile flat ramp geometry, the map-scale curvature of lithological units, the so called "arc of Messern (Messerner Bogen)" is interpreted as hinterland dipping duplex.

Mylonites along the margins of the Blumau Granulite nappe should give informations about the nature and emplacement history of the crystalline nappes. Microstructures and synkinematic mineral assemblages indicate rapid uplift under retrograde conditions from amphibolite facies to lower greenschist facies. Deformation was achieved by high fluid pressure which reduced the effective rock strength. The displacement direction is poorly proofed. Preliminary results point to top-to-the-W displacement during the late displacement history.

1. INTRODUCTION:

In the western part of the Bohemian Massif in Austria, some aspects of the poly-phase history of the Variscan collisional orogeny can be studied in a relatively narrow zone: The Moldanubicum is characterised by the existence of large scale crystalline nappes. (Fuchs und Matura, 1976; Thiele, 1987; Fuchs, 1986 cum lit; Tollmann, 1982). On the other hand, the collision of the Moldanubian nappe pile with the Moravian plate can be studied along the W-dipping Moldanubian thrust. The Moravian zone is characterized by less metamorphosed Cadomian rocks (Bernroider, 1989 cum lit).

Kinematic analyses along a traverse from the Thaya batholith to the Moldanubian granitoids are in progress in order to reconstruct the complex collisional history. Till now, work has been concentrated on two topics:

- (1) Structures and motion along the Moldanubian / Moravian plate boundary;
- (2) kinematics and emplacement of the Blumau granulite nappe.

Preliminary results on these topics are presented here.

2. GEOLOGICAL AND TECTONIC FRAMEWORK

Intense geological field work during the last decade led to a series of new maps (e.g Thiele, 1987; Fuchs et al., 1984) and a series of partly contradicting concepts about the geology of the Bohemian massif in Austria (Fuchs, 1976, 1986; Matura, 1976; Thiele, 1976, 1984; Tollmann, 1982; Matte et al., 1984). There is a general agreement that the Moldanubian zone is an edifice of multiple deformed and poly-metamorphosed nappes. However, the sense of nappe emplacement and the origin of this nappes is the matter of strong discussion. The metamorphic history has been elaborated in some selected areas (e.g. Petrakakis, 1986; Zaydan und Scharbert, 1983; Högelsberger, 1988).

There is by far more agreement in the interpretation of the nature of the Moravian zone which is interpreted as continental crust which is consolidated in Cadomian time (Scharbert und Batik, 1980). The metamorphic history has been recently published by Bernroider (1989, cum lit). Structural investigations along the Moldanubian/Moravian boundary were carried out by Frasl (1968) and Roetzel (1979).

Recently some plate tectonic concepts were evolved which interpret the Bohemian Massif in the frame of the Variscan orogen (Matte, 1986; Franke, 1989).

3. KINEMATICS ALONG THE MOLDANUBIAN / MORAVIAN PLATE BOUNDARY

The geometry of the Moldanubian/Moravian plate boundary in Austria is characterized by a thrust plane which is gently dipping to the West. This structure is complicated by a map-scale arc structure, the so called "Messerner Bogen". The very well exposed footwall rock, the Moravian Bittesch gneiss is a highly defor-

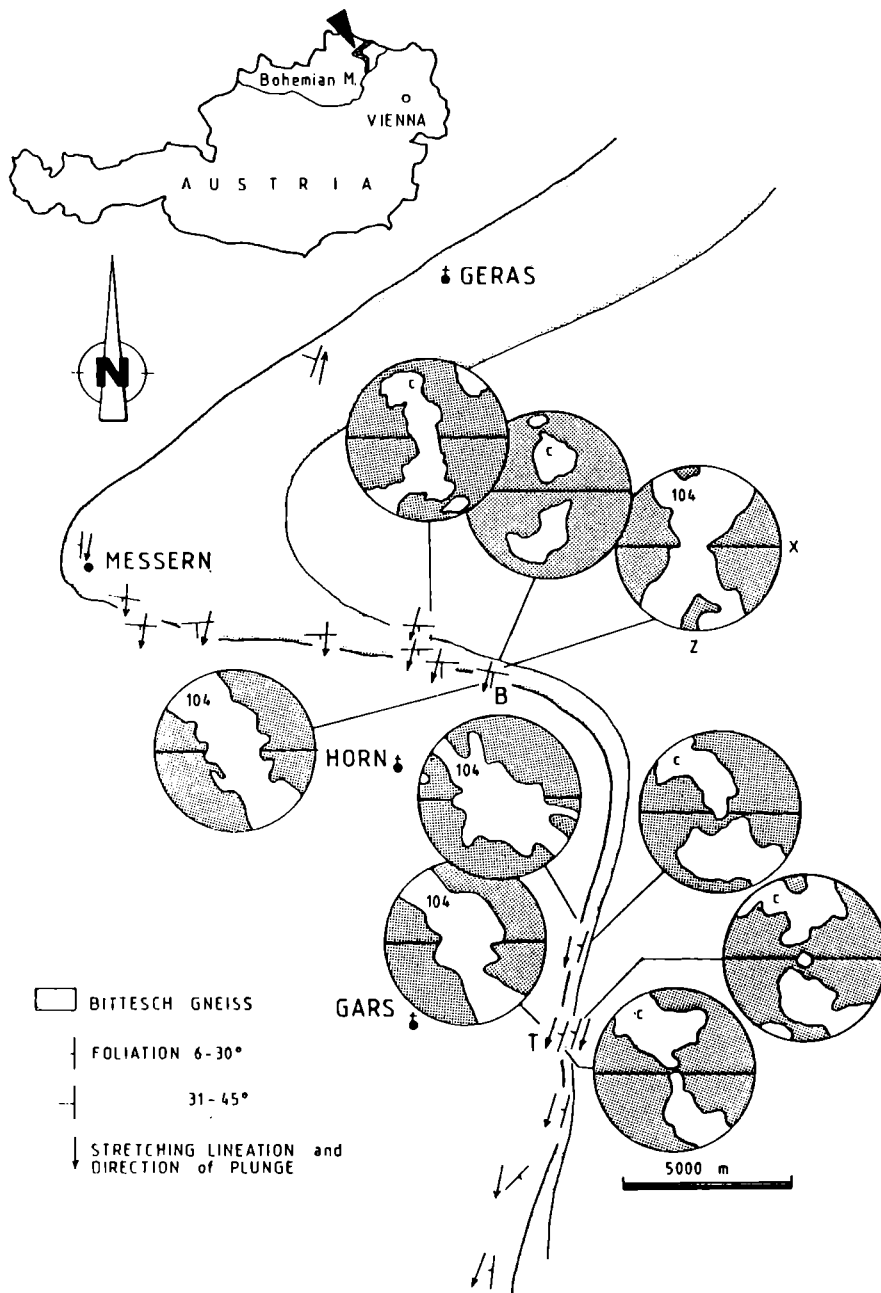


Fig. 1: Sketch of the mylonite zone (Bittesch gneiss) along the Moldanubian/Moravian boundary in Austria. Quartz c-axes pattern (c) and pole figures of the (104) planes which are very close to the c-axes, are shown. X defines the orientation of the long axis of the strain ellipsoid (parallel to the stretching direction) and is S-directed. Mention the distinct girdle distribution along the N-S boundary which indicates N-transport and, on the other hand, the cross-girdles along the W-E boundary which is interpreted as flattening component. B and T assign the localities Breiteneich (B) respectively Teichwiesenbach valley (T).

med orthogneiss which is overridden mostly by the "Bunte Serie" of the Moldanubian. Dominant structural elements are a penetrative foliation and an intense stretching lineation as marked by stretched minerals (eg. feldspar), lineation rods and pressure shadows around rigid objects. The whole zone suffered intense deformation, mylonites are the most common rocks. As already mentioned by Frasl (1968), the trace of the foliation follows the curvature of the Messern arc, whereas the stretching lineation is constant in its orientation (Fig.1, 2). Non-coaxial rock flow in the Bittesch gneiss parallel to this stretching lineation with top-to-the-NNE displacement was recognized by Roetzel (1979).

Some outcrops along the Moldanubian/Moravian boundary, mostly in the Bittesch gneiss (footwall) but also some of the hangingwall (Bunte Serie) were examined.

4. METHODS OF KINEMATIC ANALYSIS

Information on the rotational component of strain and the sense of displacement were achieved from S-C fabrics (Berthe et al., 1979); ECC features (Platt and Visser, 1980); asymmetric strain shadows (eg., Etchecopar and Malavielle, 1987); asymmetric boudins and boudin necks (eg. Hanmer, 1986); orientation of brittle to semibrittle features like tension fissures, hybridic shear veins etc. in brittely deformed minerals and rocks (eg., Harding, 1973); textures of quartz mylonites studied on the U-stage and X-ray goniometer (eg. Schmid and Casey, 1986; Law, 1987).

The methods used to evaluate finite strain respectively the deformational geometry are: Matrix strain was estimated with the method after Fry (1979) and an improved centre to centre technique (Ramsay und Huber, 1983; Unzog, 1989). Semiquantitative evaluation of strain geometry was done by the orientation distribution of quartz c- and σ -axes and the spatial distribution of extensional structures.

Information on metamorphism and deformation mechanism originate from synkinematic mineral assemblages and the rheological behaviour of rock forming minerals.

5. RESULTS

To illustrate the kinematics along the Moldanubian/Moravian boundary some characteristic outcrops are described. According to the relations of foliation to stretching lineation, the outcrops are divided into two groups: Those where the stretching lineation is parallel to the dip direction of the foliation (dip-slip characteristics). These relationships are given in the W-E striking Bittesch gneiss north of Horn. Outcrops with strike-slip characteristics where the stretching lineation is parallel to the striking direction of the foliation are found in the N-S running Bittesch gneiss east of Horn and the NE-SW running zone near Messern (Fig. 2).

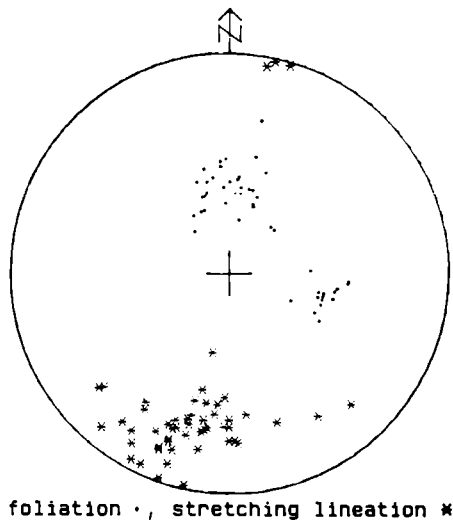


Fig. 2: Orientation data of the Bittesch gneiss along the Moldanubian/Moravian plate boundary. Lower hemisphere equal area plot is used in this and all subsequent diagrams.

6. STRUCTURES IN THE STRIKE-SLIP DOMAINS

One outcrop in the Teichwiesenbachtal ("T" in Fig.1) is described which is representative for the domain east of Horn. Penetrative structures are a West-dipping foliation and a N-S running stretching lineation.

The foliation runs parallel to the thrust surface and shows all characteristics of S-C fabrics. The long axes of elongated feldspar clasts and mica fish are orientated parallel to the S-surfaces, whereas quartz and fine grained mica define the C-planes. Mica fishes and asymmetric strain shadows are common and indicate the noncoaxial rock flow. In highly sheared zones sets of ECC-planes occur.

Sets of quartz veins developed firstly as extensional veins (Fig. 4) and rotated later towards the shear plane now forming C-parallel veins. Quartz textures were measured in the S-parallel quartz veins (U-stage and X-ray texture goniometer) as well as in the quartzo-feldspatic host rocks. In both types quartz c-axes are distributed in an oblique girdle, the <a>-axes show a well defined maximum slightly oblique to the stretching lineation (Fig. 2, 3). Thus the <a>-direction is ascribed to represent the shear direction.

A schematic block diagram shows the typical features of this zone (Fig. 4).

Matrix strain was roughly estimated by the technique after Fry (1979) and an improved centre-to-centre technique after Unzog (1989). Based on the assumption, that feldspar clasts were primarily uniformly distributed in the igneous source, the final distribution after deformation should reflect the finite matrix strain. In four examples the strain geometry has found to be very close to plane strain (Fig. 10). These results are supported by the existence of a very clear S-C fabric.

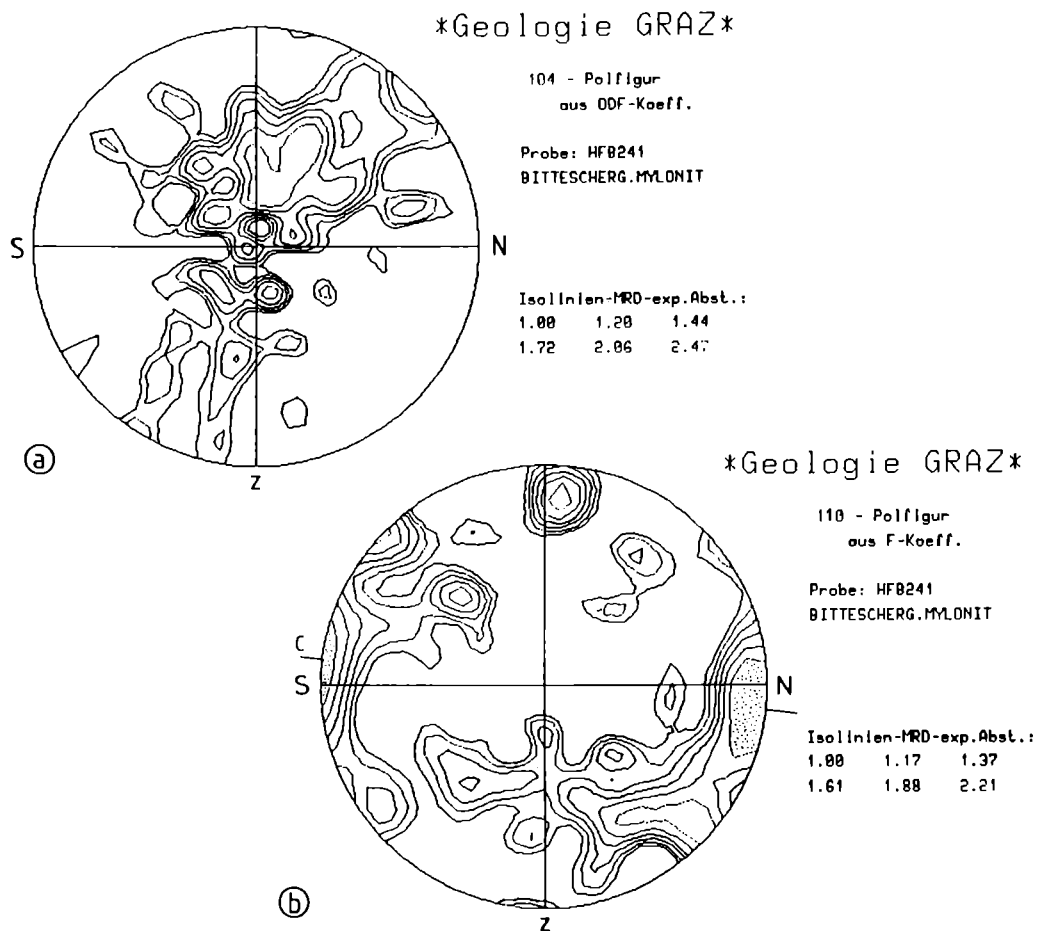


Fig. 3: Pole figures of selected lattice orientations (quartz) as measured with the X-ray goniometer. X-Z sections of the finite strain ellipsoid are shown in this and all subsequent plots. Horizontal line is the trace of the foliation including the direction of stretching (approximately N-S); c is down. a) (104) pole figure indicates N-shearing. b) (110) pole figures, the <a>-axes plot subparallel to the stretching direction and hence is interpreted as glide direction in quartz. C assigns the trace of the shear plane in quartz.

The deformation mechanisms are revealed from the rheology of rock forming minerals. Core-mantle structures in quartz are interpreted as transition from intracrystalline plasticity to dynamic recrystallisation (e.g., Langdon, 1985). Some dynamic recrystallizing feldspars (Tullis and Yund, 1987) suggest relatively high temperatures (lower amphibolite facies). Increasing brittle behaviour of minerals and rocks, e.g., extension fissures in feldspar clasts, indicate progressive deformation at decreasing temperatures.

All these structures point to a strike slip shear zone with dextral sense of displacement. (Fig. 11).

Finally, open W-verging flexural slip folds re-fold these structures. These structures are not interpreted in this paper.

No microstructural investigations were done till now in the strike-slip domain near Messern. Nevertheless there is every reason from macrostructures to assign this zone also as a dextral strike-slip boundary. Boudins of more competent basic dikes which rotated towards the shear plane (Steyrer, pers. comm) are very common in the Taffa valley. Sheared boudins and asymmetric boudin necks (Fig.5) suggest similar kinematics than east of Horn.

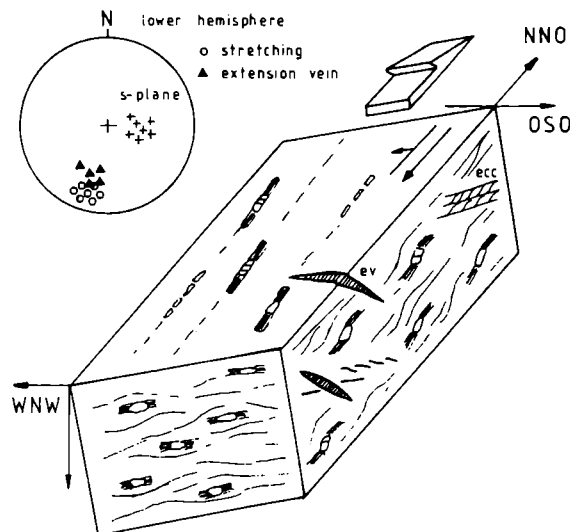


Fig. 4: Sketch of the macrostructures in the Teichwiesenbach valley. The very clear S-C fabric, asymmetric strain shadows, ecc and extension veins (ev) point to N shearing and a dominant simple shear component.

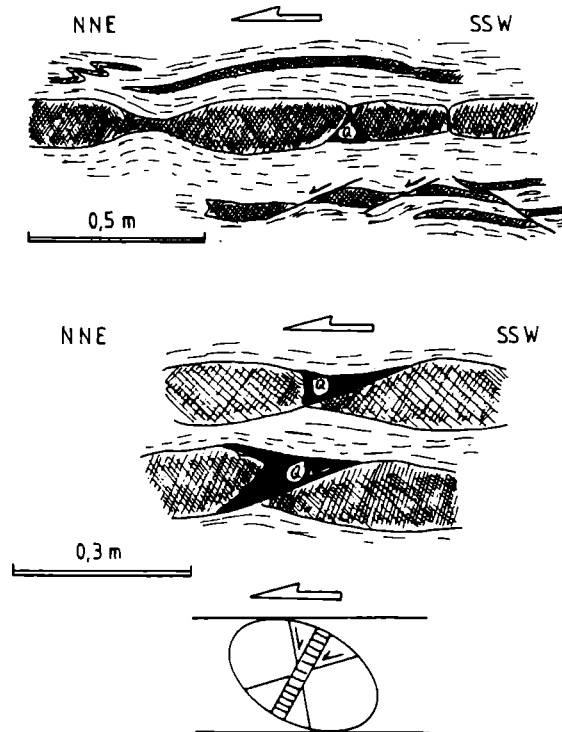


Fig. 5: Two outcrops in the Taffa valley point to NNE transport as indicated by asymmetric boudinage structures and extensional structures. The geometry of boudin fillings of quartz (Q) and shear bands fit a schema as frequently used in brittle tectonics (eg., Harding, 1973).

7. THE DIP-SLIP PLATE BOUNDARY

This boundary is well exposed in some quarries north of Horn. Again one outcrop (north of Breiteneich, in the Stockergraben; assigned "B" in Fig. 2) is described vicarious for this zone.

This outcrop is characterized by the existence of basic and aplitic dikes which rotated towards the shear plane. The heterogeneities in the rock viscosity led to plenty of macroscopic structures. The more competent rocks show boudinage structures with boudin axes in W-E direction (Fig. 6, 9). Asymmetric boudin necks and the spatial distribution of semibrittle structures which are extension fissures, en echelon arranged veins and extension structures suggest top-to-the-North nappe emplacement (Fig. 7).

In contrast to the strike-slip domain, S-C surfaces occur rather rarely and the shear sense indicated from asymmetric strain shadows around feldspar porphyro-

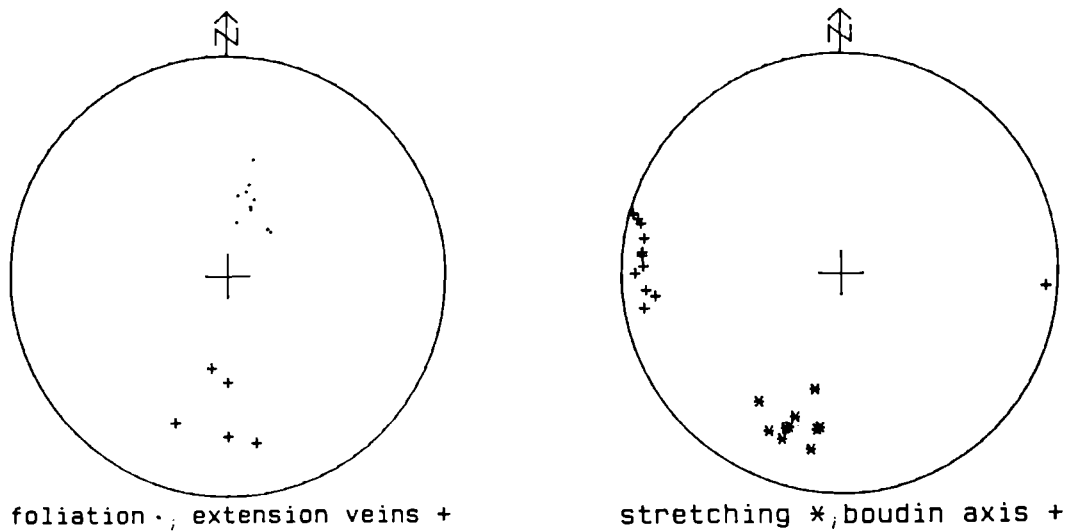


Fig. 6: Orientation data from the quarry near Breiteneich.

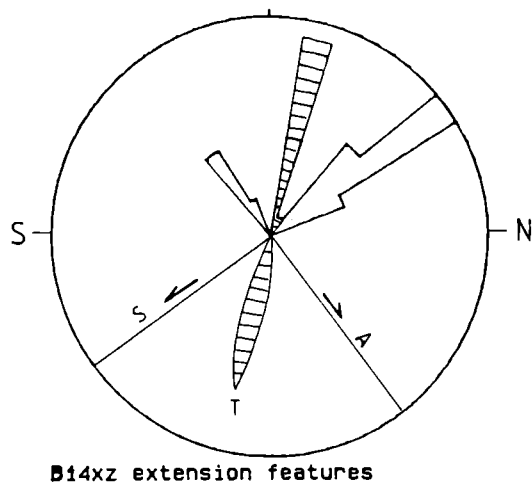


Fig. 7: Schema of the extension features as measured in a thin section (B14XZ, Quarry Breiteneich). These semibrittle structures are thought to represent a late stage of the penetrative deformation. Conjugate sets of shear bands point to a certain amount of flattening strain. The orientation of tension fissures (T), and shear bands (S = synthetic; A = antithetic) even indicate top-to-the S shearing.

clasts are partly contradictory. This is due to the more coaxial component of strain as revealed from microstructural investigations and textural analyses.

The existence of conjugate sets of shear bands suggests a more coaxial extension in N-S direction. The orientation of extension fissures and shear bands sometimes favour even a top-to-the-South displacement (Fig. 7).

This flattening component of finite strain is also seen in strain analyses (Fig. 10) and quartz textures. Some quartz textures show quartz c-axis with oblique girdle distribution respectively $\langle a \rangle$ - axes maxima oblique to the stretching lineation (Fig. 2). Displacement from those textures is inferred top to the N.

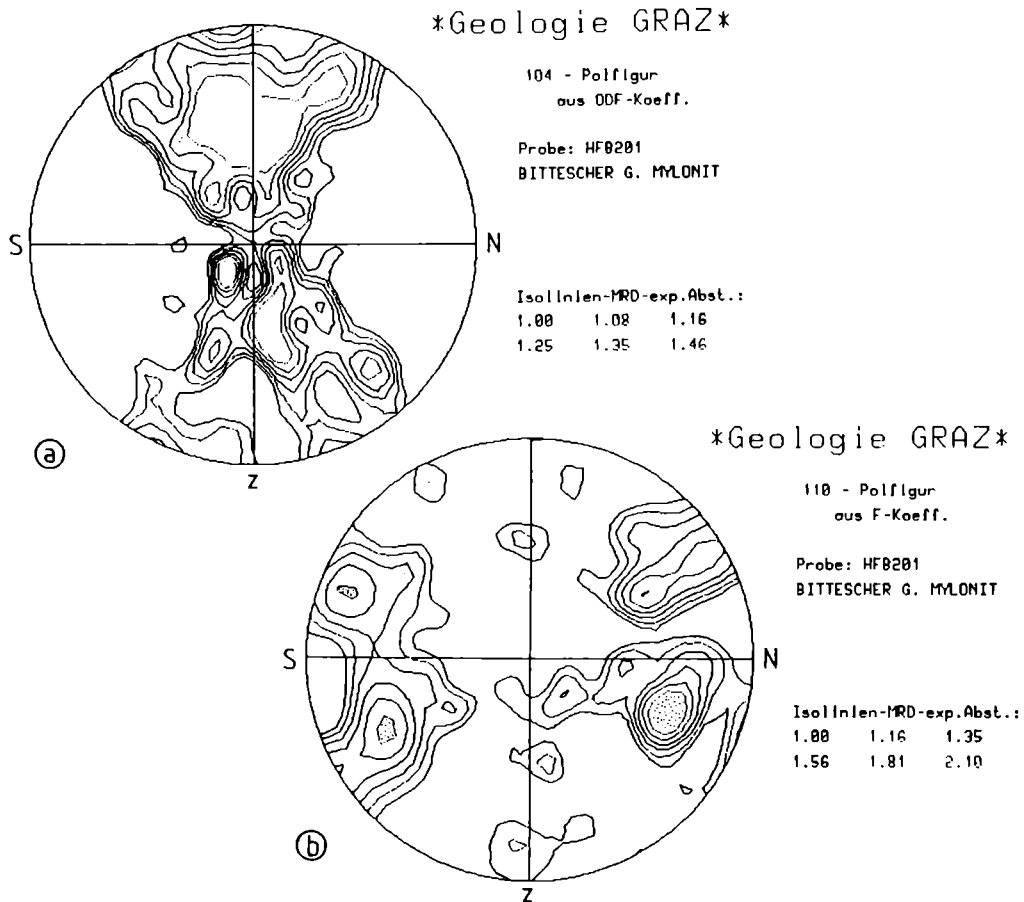


Fig. 8: X-ray examinations at quarry Breiteneich. a) (104) plane poles with cross-girdle distribution indicate flattening strain as well as the a-axes distribution (b) with the four clusters around X.

However, some textures especially those from the quartz veins show very clear flattening features. Quartz c-axes are symmetrically arranged around Z and the <a>-axis form four maxima symmetrically around the X-axis of finite strain (stretching lineation; Fig. 8). These veins originate from extension veins which rotated towards the shear plane. Hence the textures could represent a later strain increment.

In Figure 9 the macroscopic features of the outcrop near Breitenbach are combined in a sketch.

8. DISCUSSION

From these data it is clearly seen that the structures along the Messern arc have different characteristics. The N-S striking margins have dextral strike-slip kinematics with plane strain deformation geometry, the W-E striking border top-to-the-North displacement with flattening strain geometry (Fig. 11).

All these features are easily interpreted as motion over a thrust with a flat-ramp geometry. The dextral strike-slip domains are interpreted as lateral ramps, the situation along the W-E boundary represents the motion over a frontal ramp (Boyer and Elliot 1982). This feature explains as well the flattening strain geometry as the controversial shear senses. Motion over a steepening ramp led first to compression and later on to horizontal stretching when the thrust slice reached the top of the ramp (Fig. 12). Of course, this model of rigid blocks is not a realistic one but the general considerations are transferable for crystalline nappes with ductile deformation (Hatcher and Williams 1986).

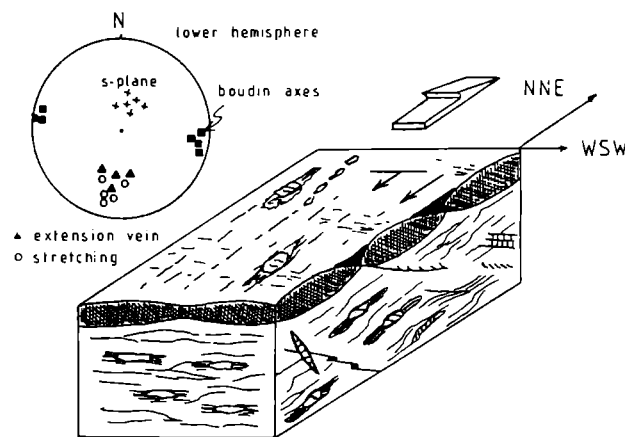


Fig. 9: Sketch of macroscopic features in quarry Breitenbach. There is less amount of impressive shear criteria due to enhanced flattening. Nevertheless extension veins (ev), en echelon faults, ecc and asymmetrical boudins point to N- displacement.

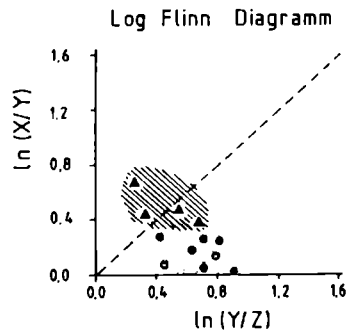


Fig. 10: Matrix strain measurements plotted in a logarithmic FLINN graph. Measurement technique after Fry (1979) and an improved centre-to-centre technique (Unzog, 1989). Triangles represent samples from the N-S striking Bittesch gneiss E of Horn, circles are samples from the W - E striking Bittesch gneiss N of Horn. The orientation distribution of feldspar clasts was used for calculation and the centres of deformed quartz grains (open circles). Not the strain magnitudes are thought to be serious but the strain geometry. There is a clear distinction between flattening strain geometry along the E-W boundary and plane strain geometry along the N-S striking Moldanubian/Moravian plate boundary.

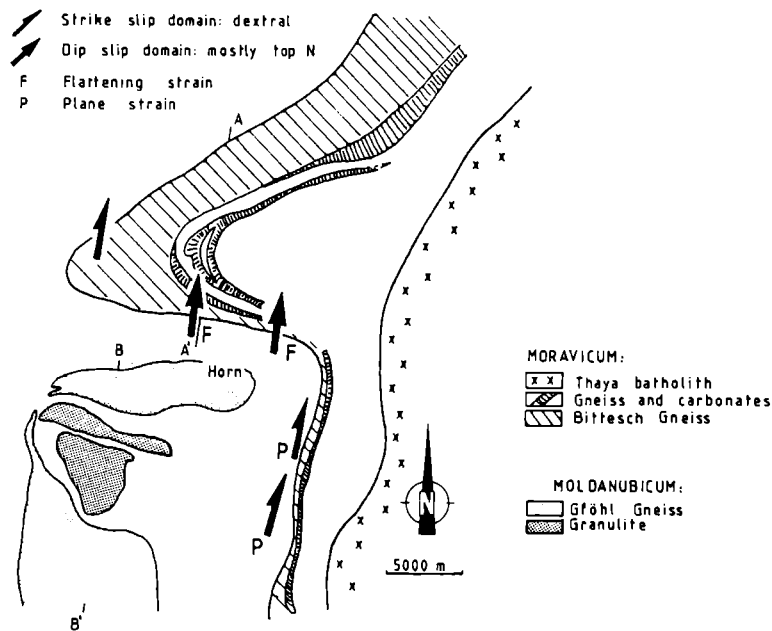


Fig. 11: The structures reflect the kinematics of a transpressional orogen with stacking of the Moldanubian plate in NNE- direction over the Moravian plate. Flattening strain north of Horn is interpreted as an effect of the motion over a ramp (Messern arc, compare also Fig. 12). Repetition of the carbonate series is interpreted as duplex structure. A section is drawn parallel to the stretching direction A- A' and B-B' (Fig. 13).

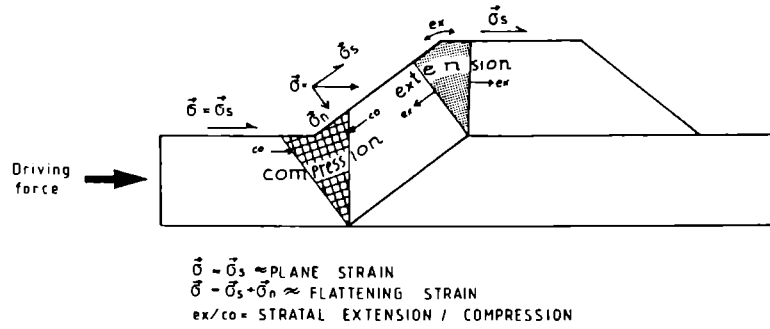


Fig. 12: Schema of the forces which caused the different strain geometries and structures along the Messerner Bogen. Along ramps (dip slip domains) the driving force is splitted in a normal stress component (σ_n) and a shear stress component (σ_s). This leads to flattening strain along the ramp. On the other hand, along flats or strike-slip domains the driving force mostly creates shear stress (σ_s) and hence simple shear (plane strain). This situation causes the different strain geometries documented above. Intrastratal compression respectively extension is expected in the hangingwall due to the transport over the ramp. Compression occurs where the slope steepens at the basal part of the ramp (co), extension (ex) is expected on top of the ramp. Coaxial extension as seen in the semibrittle structures in Breitenreich are explained by this phenomenon.

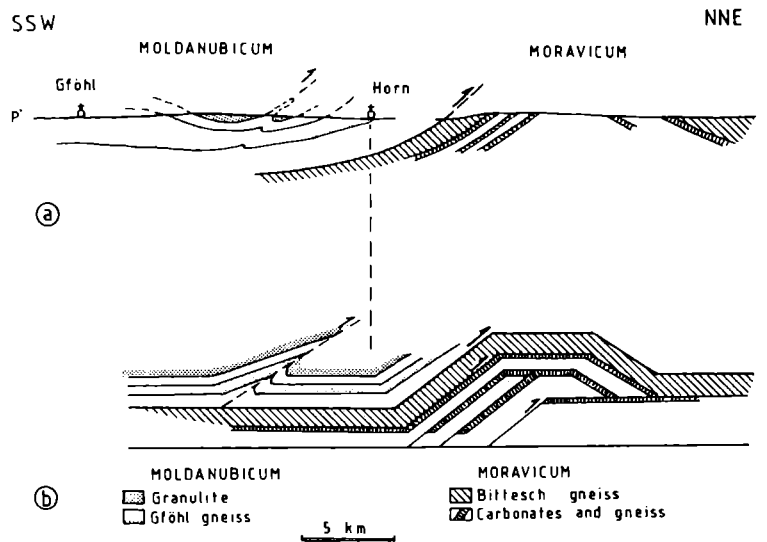


Fig. 13: Preliminary interpretation of the structures along the profile in Fig. 11. The Messerner Bogen is interpreted as duplex structure. Motion over the ramp created a relative depression of the Moldanubian units in the area Horn - St. Leonhard. Structures in the granulite nape of St. Leonhard may also be interpreted with NNE thrusting. For signatures, see Fig. 11.

On a regional scale, the plate boundary is thought to reflect a transpressional orogen with displacement top to the NNE. The lithological units within the Messern arc occur twice or even more times and show increasing thickness towards the frontal ramp. Hence this arc structure of the Messerner Bogen is interpreted as a result of a hinterland-dipping duplex with repetition of the lithostratigraphic sequence (Fig. 13).

In the same way, I would like to explain the situation south of the Messern arc where stacking of the Moldanubian nappes is seen from map scale structures. Motion of the hangingwall rocks over the ramp leads to relative depression of Moldanubian units and partially to imbrication (Fig. 13).

9. KINEMATICS OF THE BLUMAU GRANULITE

The situation within the overriding plate is more complicate. The Moldanubian zone in the eastern Bohemian massif consists of a polyphase metamorphosed (Höngelsberger, 1989) and multiple deformed nappe pile. The occurrence of large-scale crystalline nappes in the Variscan orogen is documented by the widespread occurrence of granulite nappes. From the kinematic analysis of these granulites, some information about the nature of these nappes should be achieved. Preliminary results are derived from the Blumau granulite.

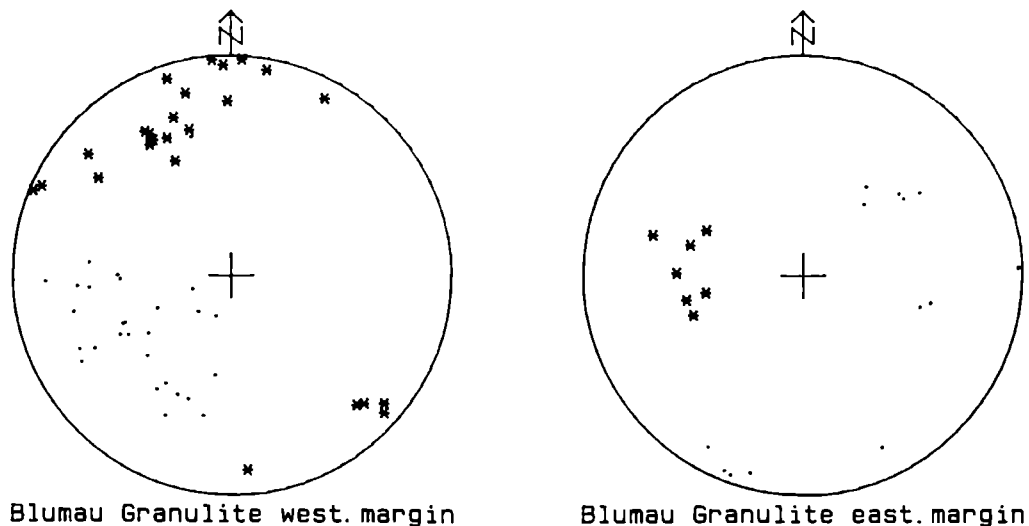


Fig. 14: Orientation data along the W- and E-margins of the Blumau granulite. Points represent the poles of the foliation; asterixes are the stretching lineation. Along the northern margin the foliation dips to the S or SE and the stretching lineation runs NE-SW.

10. TECTONIC FRAMEWORK

The Blumau granulite has the shape of a synform which overlies different tectonic units of the Moldanubian nappe pile (Fig. 14).

Deformation is concentrated along the boundaries of the granulite which form mostly distinct mylonite zones (Thiele, 1987). Thus the kinematics of these mylonite zones should reflect the emplacement history of the Blumau granulite.

Penetrative structural elements within the granulite are a foliation and a stretching lineation. With exception of the western margin of the granulite synform, where the lineation is NW-SE orientated, the stretching lineation runs relative uniformly W-E (Fig. 14, 15).

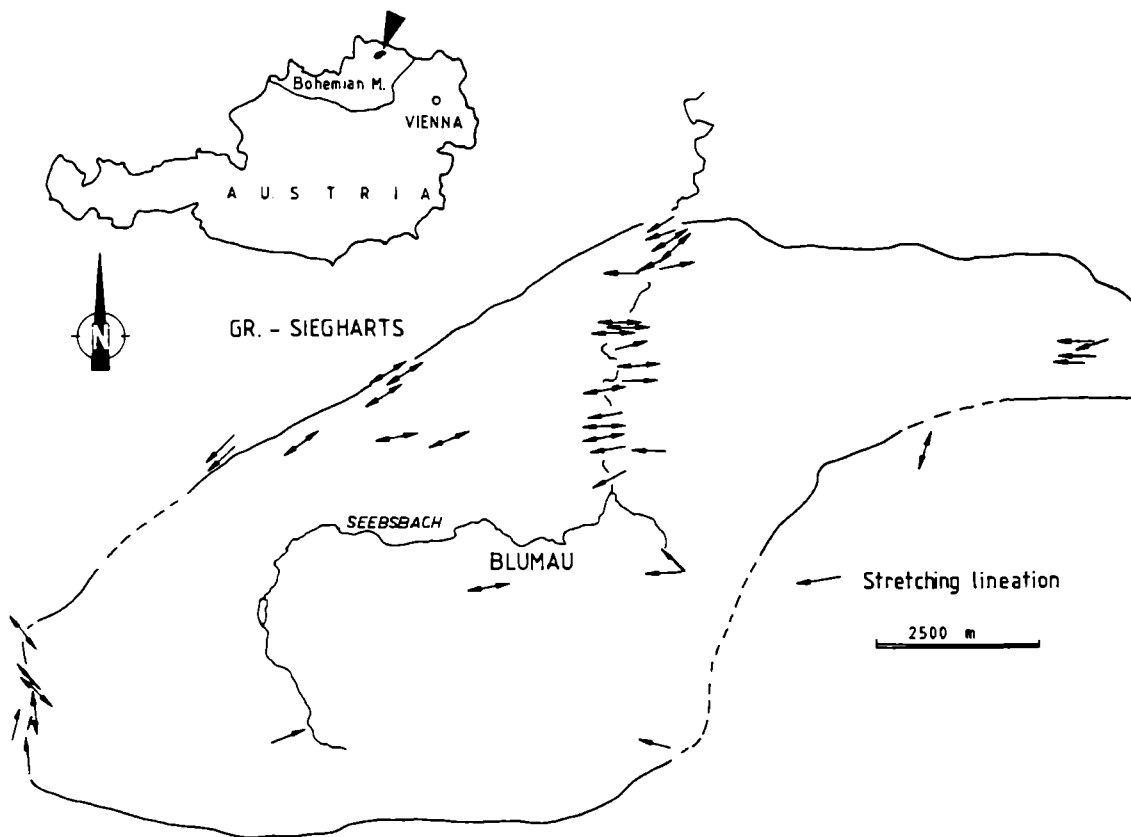


Fig. 15: Regional distribution of stretching directions.

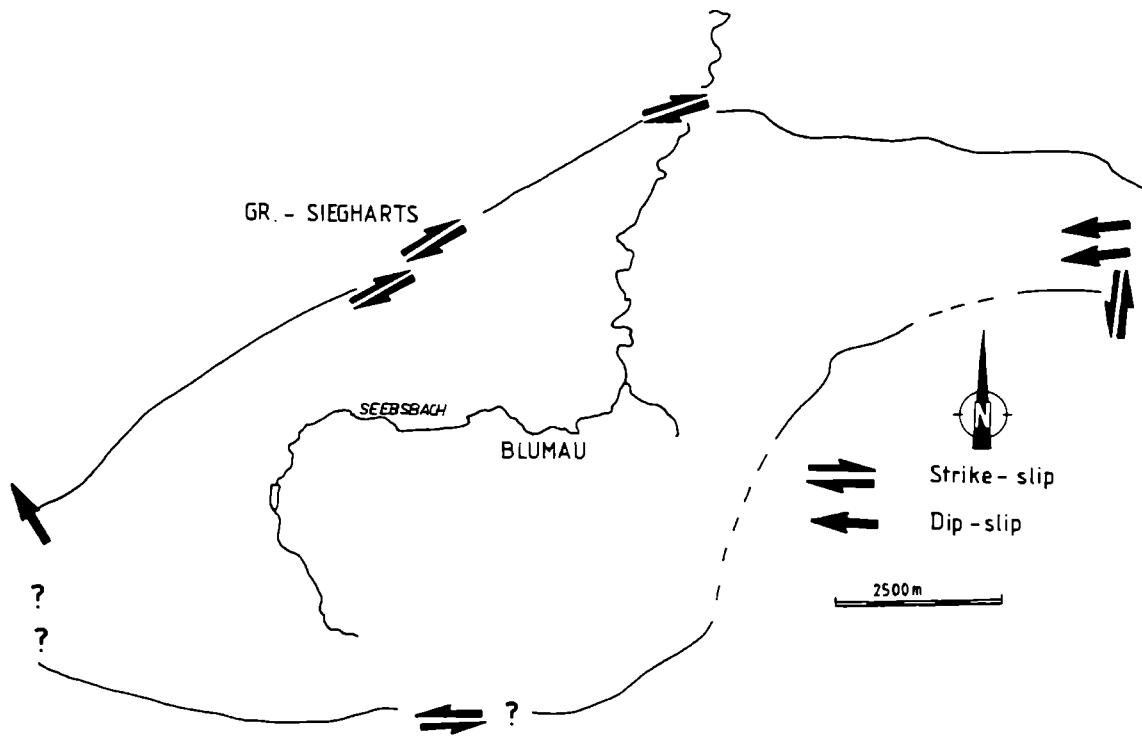


Fig. 16: Sense of shear in the Blumau granulite. For explanation, see text.

11. KINEMATICS AND RHEOLOGY

Other macroscopic structures except the stretching lineation are rare because of the very homogeneous lithology of the granulites. Noncoaxial rock flow and the sense of displacement within the mylonite zones was again inferred from shear sense indicators as mentioned above.

The northern margin of the Blumau granulite is developed as a steeply inclined strike-slip zone with dextral sense of shear. This zone is characterized by the occurrence of very fine grained, mostly high-temperature mylonites as indicated by feldspar recrystallisation.

The southern margin is very poorly exposed. The dominant deformation mechanism along this margin seems to be cataclastic rock flow of feldspar and quartz. No indicators for displacement are found till now.

Along the eastern border of the Blumau granulite the stretching lineation dips to the west (Fig. 14), the few shear sense indicators favour top-to-the-West displacement.

At least the well exposed western margin shows also extremely fine-grained mylonites. The sense of shear is contradictory, maybe there is superposition of two deformational events. Some macroscale structures (vergence of mesofolds) point to top-to-the-NW shearing.

The most amazing fact is the very wide range of deformation mechanisms which accompanied the penetrative deformation. Dynamic recrystallization of feldspar and quartz is realised as well as low temperature plasticity and even cataclastic flow in quartz.

The occurrence of synkinematically extensional fissures which opened under very different temperatures is also very impressive. Whereas along the eastern margin growth of amphibole as vein fillings in amphibolites indicate opening under amphibolite facies conditions, microcracks in quartz at the western margin indicate much lower temperatures. Preliminary investigations of secondary fluid inclusions which form trails parallel to the direction of microcracks suggest very low temperatures. Although some of these hydrous inclusions might have leaked most of these homogenize at about 150 to 200 degrees Centigrade to a vapour phase. These fluids are contrasted by a second type of fluid inclusions which include also CO₂. These fluids are preserved as relicts in quartz grains which are included in garnets and hence were protected from later deformation.

Deviating structures were found in the interior of the granulite synform. Preliminary textural analyses suggest coaxial deformation at very high flattening strain.

12. DISCUSSION

Some more data especially from the southern boundary of the Blumau granulite are needed to prove the preliminary results (Fig. 16). Till now the kinematics of the Blumau granulite is tenderly interpreted in a top-to-the-West displacement under retrograde temperature conditions. The northern margin of the granulite is interpreted as a lateral tear fault with dextral sense of shear. Consequently the southern margin should show sinistral displacement but unfortunately only cataclastic rocks were found till now which show no macroscopic shear sense indicators.

An interesting fact is that this deformation was achieved by a very wide range of deformation mechanisms. Deformation mechanisms, however, are not only influenced by the temperature but also by the stresses and the strain rate (Poirier, 1985; Langdon, 1985). The presence of a reliable amount of fluid reduces the ef-

fective stress. This explains the numerous tension fractures which opened under different temperature regimes. The transition of lattice-controlled deformation mechanisms to cataclastic rock flow as found from the southern margin of the granulite is interpreted as accomodation of enlarged strain rates.

The penetrative deformation in the granulites is interpreted as result of rapid uplift of the granulites under retrograde metamorphic conditions from amphibolite facies to at least lower greenschist facies. To explain the change of the fluid regime from CO₂ dominated fluids to aqueous fluids, a source of water-bearing rocks must be found. Stacking of the granulite nappe over the underlying "Bunte Serie" may have caused the dewatering of footwall rocks. Enhanced pore fluid pressure in the hangingwall (granulite) lowered the rock strength and enabled deformation. Thus I conclude that a later part of the thrusting event, the rapid granulite uplift, is represented in these structures.

13. REFERENCES

- Bernroider, M., 1989: Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. *Jb. Geol. B.-A.* **132**, 2, 349-373.
- Berthé, D., P. Choukroune and P. Jegouzo, 1979: Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: The example of the South American shear zone. - *J. of Structural Geol.* **1**, 31-42.
- Boyer, S.E. and Elliott, 1982: Thrust Systems. *A.A.P.G. Bull.* **6**, 9, 1196-1230.
- Etchecopar, A. and J. Malaviell, 1987: Computer models of pressure shadows: a method for strain measurement and shear-sense determination. - *J. Struct. Geol.* **9**, 5/6, 667-677.
- Franke, W., 1989: Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. - in: Dallmeyer, R.D. (ed), *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens.* - *Geol. Soc. Am. Special Paper*, **230**, 67-90.
- Frasl, G., 1968: The Bohemian Massif in Austria, Moravian Zone. - *Guide to Exc. 32c, Int. Geol. Congr. XXIII. Sess. 13-24. Prag.*
- Fry, N., 1979: Random point distribution and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, **60**, 89-105.
- Fuchs, G., 1976: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. *Jahrb. Geol. B.-A.* **119**, 45-61.
- Fuchs, G., 1986: Zur Diskussion um den Deckenbau in der Böhmisches Masse. - *Jb. Geol. B.-A.* **129**, 1, 41-49.
- Fuchs, G., N. Kupka, V. Höck und F. Steininger, 1984: Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 20 Gföhl, 1:50.000. *Geol. B.-A. Wien.*
- Fuchs, G. und A. Matura, 1976: Geologische Karte des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse 1:200.000. *Jb. Geol. B.-A.* **119**,
- Hanmer, S., 1986: Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *Journ. of Struct. Geol.* **8**, 2, 111-122.

- Harding, T.P., 1973: Newport-Inglewood Trend, California - An example of wrenching style of deformation. *A. A. P. G. Bull.* **57**, 1, 97-116.
- Hatcher, R.D. and R.T. Williams, 1986: Mechanical model for single thrust sheets. Part I: Taxonomy of crystalline thrust sheets and their relationships to the mechanical behavior of orogenic belts. *Geol. Soc. Am. Bull.* **97**, 975-985.
- Högelsberger, H., 1989: Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie - Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen. *Jb. Geol. B.-A.* **132**, 1, 213-230.
- Langdon, T.G., 1985: Regimes of Plastic Deformation. in: Wenk, H.-R (ed), *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis.* 219-232. Academic Press,
- Law, R.D., 1987: Heterogeneous deformation and quartz crystallographic fabric transition in natural examples from the Moine Thrust zone at the Sack of Glencoul, northern Assynt. *Journ. of Struct. Geol.* **9**, 7, 819-834.
- Matte, P., 1986: Tectonics and Plate Tectonics Model for the Variscan Belt in Europe. *Tectonophysics.* **126**, 329-374.
- Matte, P. H. Maluski and H. Echter, 1985: Cisaillements ductiles varisques vers l'Est - Sud-Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est du Massif de Bohème, Autriche). Données microtectoniques et radiométriques $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. - *C.R. Acad. Sc. Paris.* **301**, II, 10.
- Matura, A., 1976: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. *Jahrb. Geol. B.-A.* **119**, 63-74.
- Petrakakis, K., 1986: Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* **35**, 243-259,
- Platt, J.P. and R.L.M. Vissers, 1980: Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.* **2**, 4, 397-410.
- Poirier, J., 1985: *Creep of crystals: High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals.* Cambridge Earth Science Series. 260 p. Cambridge University Press.
- Ramsay, J.G. and M.-I. Huber, 1983: *The Techniques of Modern Structural Geology; Volume 1: Strain Analysis.* Academic Press, 307 p.
- Roetzel, R., 1979: Kriterien zur Erkennung der tektonischen Transportrichtung in Gesteinen mit ausgeprägter Lineation. Ein Vergleich Bittescher Gneis (Moravikum) - Plattengneis (Koralpe und Sieggrabner Serie). Unveröff. Vorarbeit Univ. Wien. 137 p.
- Scharbert, S. and P. Batik, 1980: The age of the Thaya (Dyje) Pluton. *Verh. Geol. B.-A.* 1980, 325-331.
- Schmid, S.M. and M. Casey, 1986: Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis patterns. *Mineral and Rock Deformation Laboratory Studies - The Paterson Volume* Am. Geophys. Un. Geophys. Monogr. in: Hobbs, B. E. and Heard, M.C. (eds), **36**, 47 p.

- Thiele,O., 1976: Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? Jahrb. Geol. B.-A. **119**, 75-81.
- Thiele,O., 1987: Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 7 Gross-Siegharts, 1:50000. Geol. B.-A. 1987, Wien.
- Thiele,O., 1984: Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich). Jb. Geol. B.-A. **126**, 4, 513-523.
- Tollmann,A., 1982: Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. Geotekt. Forsch. **64**, 91 S.
- Tollmann,A., 1985: Das Ausmass des variszischen Deckenbaus im Moldanubikum. Krystallinikum. **18**, 117-132.
- Tullis,J. and R.A.Yund, 1987: Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and microstructures. *Geology*, **15**, 606-609.
- Unzog,W., 1989: Schertektonik im Gailtalkristallin und an seiner Begrenzung. Unpubl. ph. D. University Graz. 204p.
- Zaydan,A. and H.G. Scharbert, 1983: Petrology and Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raume Persenbeug (südwestliches Waldviertel). Jb. Geol. B.-A. **126**, 181-199.

Anschrift des Autors:

Dr. Harald Fritz
Institut für Geologie und Paläontologie
Karl-Franzens Universität
Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Manuskript eingereicht am 20.1.1990, in Endform am 18.5.1990

KINEMATISCHE UNTERSUCHUNGEN AN BLATTVERSCHIEBUNGSZONEN IN DER SÜDLICHEN BÖHMISCHEN MASSE

E. WALLBRECHER, M. BRANDMAYR, R. HANDLER

Zusammenfassung

An den NW-SE und NE-SW streichenden Blattverschiebungen in der südlichen Böhmisches Masse wurden in mehreren Querprofilen mylonitische Foliation, Streckungslineare und Schersinn-Kriterien erfaßt, außerdem wurden Deformationen im Korngefüge untersucht und Regelungen des Quarz-Gefüges mit dem Fotometer und mit dem Röntgen-Texturgoniometer untersucht. Alle Methoden zeigen dextralen Schersinn an den NW-SE verlaufenden Störungen und sinistralen an den NE-SW streichenden Blattverschiebungen. Die Mylonitisierung ist in den meisten Scherzonen unter grünschieferfaziellen Bedingungen abgelaufen. In der Pfahl-Scherzone finden sich jedoch auch Hinweise auf weit höhere Temperaturen. Die Scherzonen werden als ein spätvariszisch angelegtes konjugiertes System von slip-lines gedeutet, das durch einen in E-W-Richtung gelangten blockförmigen Indenter hervorgerufen sein könnte, der von Süden nach Norden bewegt wurde. Das gleiche System von Blattverschiebungen scheint bei jüngeren (alpidischen ?) Bewegungen wieder benutzt worden zu sein.

Abstract

NW-SE and NE-SW striking wrench fault systems of the Southern Bohemian Massif were investigated in several cross sections. Mylonitic foliation, stretching lineations and shear sense criteria were measured. The deformation of the grain fabric was studied, and patterns of preferred orientation of the quartz fabric were investigated by the photometric method and by X-ray textural goniometry. All methods showed a dextral shear sense on the NW-SE striking systems and a sinistral shear sense on the NE-SW striking wrench faults. In most of the shear zones mylonitization took place under greenschist metamorphism. Only in the Pfahl shear zone did we also find much higher temperatures. The shear zones are interpreted as a late Variscan conjugated system of slip lines which might have been generated by indentation of an E-W oriented flat rigid die which moved from south to north. This system of shear zones seems to have been reactivated by younger (Alpidic ?) movements.

1. EINLEITUNG

Untersuchungen an den großen Blattverschiebungs-Systemen in der südlichen Böhmisches Masse wurden im Sommer 1988 begonnen. Dank der guten Kartierung und geologischen Bearbeitung der Umgebungen der meisten dieser Störungen (Fuchs und Matura 1976; Fuchs 1976; Matura 1976; Thiele 1983) und neuerer petrographischer Detailbearbeitung (Finger 1986; Finger und Höck 1987) ist die Lage dieser Blattverschiebungen und die Versatzrichtungen bekannt und gut kar-

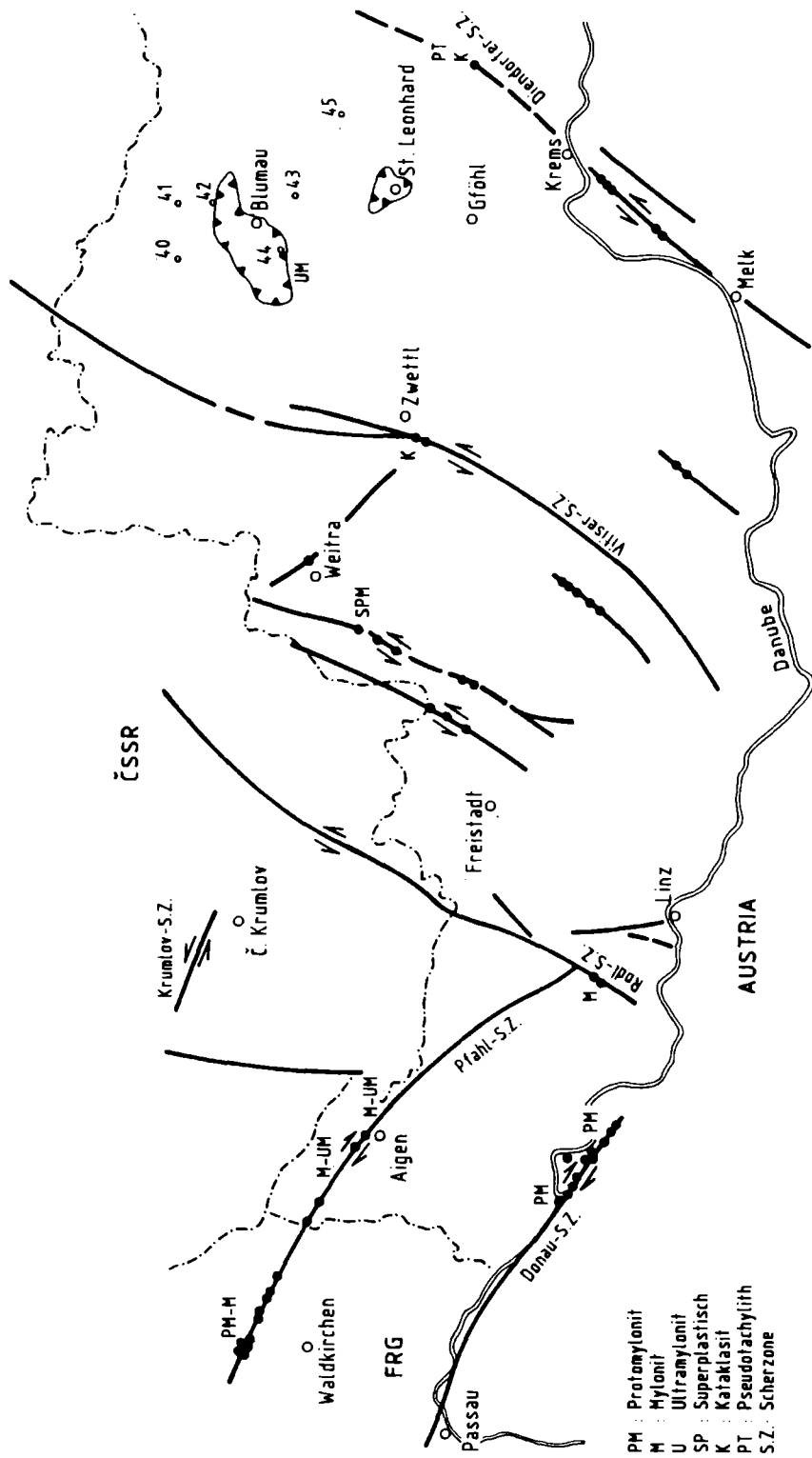


Fig.1: Scherzonen in der südlichen Böhmisches Masse

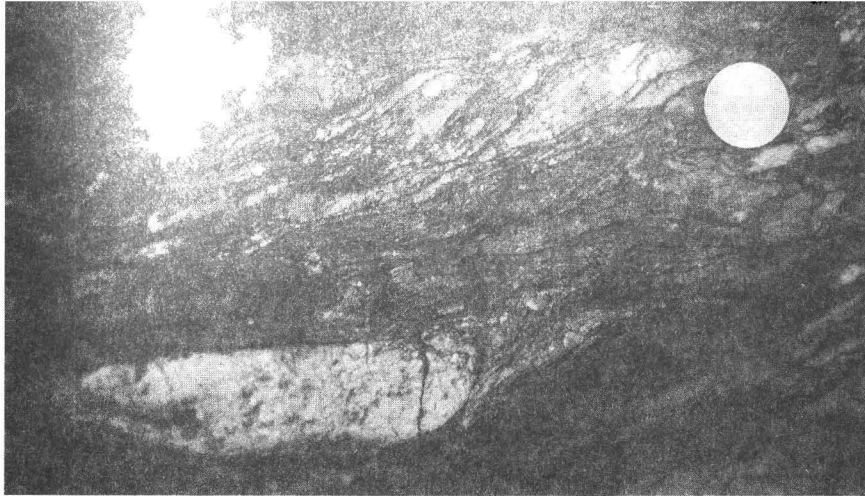


Fig.2: S-C-Gefüge in Migmatiten, Straßenaufschluß 3 km östlich von Schlögen



Fig.3: S-C-Gefüge in Sillimanit-Biotit-Gneisen oberhalb Schlögen, Nicols x, Vergrößerung 90 fach

tiert. Sie werden als spätvariszische Bildungen angesehen. Fig.1 stellt die Verteilung dieser Scherzonen und die Versatzrichtungen an ihnen dar. Sie lassen sich nach Streichrichtung und Bewegungssinn in zwei Gruppen gliedern:

- 1) NW-SE bis WNW-ESE streichende Störungen mit dextralem Schersinn (Pfahl-, Donau-Scherzone und kleinere Scherzonen).
- 2) NE-SW bis NNE-SSW streichende Scherzonen mit sinistralen Schersinn (Rodl-, Vitiser-, Diendorfer-Scherzone und kleinere Scherzonen).

Die spätvariszische Anlage zumindest der Diendorfer Scherzone wird dadurch ersichtlich, daß sie einen tektonischen Graben mit permischem Sedimentinhalt begrenzt, der den südlichen Ausläufer der Boskowitz Furche (Dudek and Suk 1965; Fuchs 1976) bildet.

Die Rodlstörung wird erstmalig bei Graber (1902) erwähnt. Eine detaillierte Abhandlung erfolgte von Gruber (1931). In Form einer geologischen Kartierung wurde die Störung von Schadler (1952) erfaßt.

Im Rahmen unserer bisherigen Untersuchungen wurden alle diese Scherzonen in einer ersten Kampagne übersichtsmäßig begangen und beprobt. Die Rodl-Störung und ihre Umgebung wurden im Detail neu aufgenommen, im Maßstab 1:10.000 kartiert und anhand des Korngefüges kinematisch analysiert. Diese Arbeiten wurden 1989 abgeschlossen (M.Brandmayer 1990; R.Handler 1989). Eine Detail-Kartierung und gefügekundliche Untersuchungen an der Donau-Störung wurden im Sommer 1989 begonnen, hier liegen erste Ergebnisse vor. Die Detailaufnahme der Vitiser-Störung wird 1990 beginnen. Proben für $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Datierungen wurden an der Donau- und an der Rodl- Störung aufgesammelt. Sie werden von D.Dallmeyer in Athens/Georgia (USA) analysiert. Weitere radiometrische Methoden sind geplant und z.T. bereits begonnen (Rb/Sr an neugebildeten Seriziten).

2. ERGEBNISSE

2.1 Duktile Deformationen

2.1.1 Die Donau-Scherzone

Hier sind Perlgneise und Sillimanit-Biotit-Gneise duktil in Protomylonite (Definition nach Higgins 1971) umgewandelt. Die mylonitische Foliation hat ein mittleres Einfallen von 25/58 (Fallazimut/Fallwinkel). Sie weist ein deutliches Streckungslinien in der Streichrichtung auf. Mesoskopische und mikroskopische S-C-Gefüge (Berthe et al. 1979) (Fig.2 und 3) zeigen einen sehr deutlichen einheitlichen dextralen Schersinn. Quarz-Gefüge aus den zentralen Bereichen der Scherzone, die mit der integralen Messung der Quarz-c-Achsen-Azimute (Fotometer-Methode, Wallbrecher 1988) erfaßt und als Richtungsrosen dargestellt wurden, zeigen dextrale Schiefregelungen bei sehr großer strain-Homogenität (Fig.4).

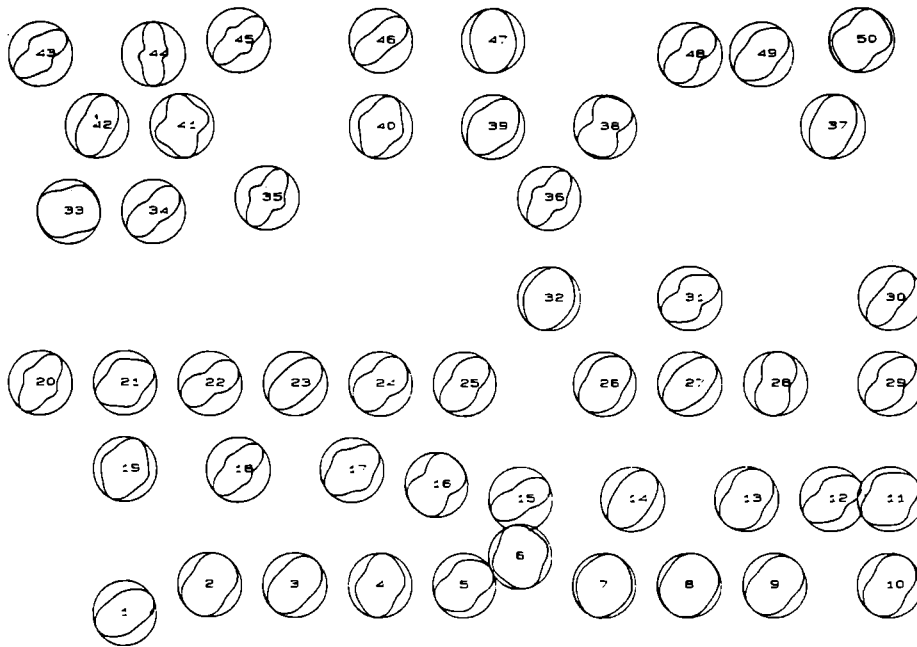


Fig.4: Richtungsrosen von Quarz-c-Achsen-Azimuthen in einem (xz)-Schnitt, gemessen mit dem Mikroskop-Photometer, Perlgneis, Donauschlinge bei Schlögen.

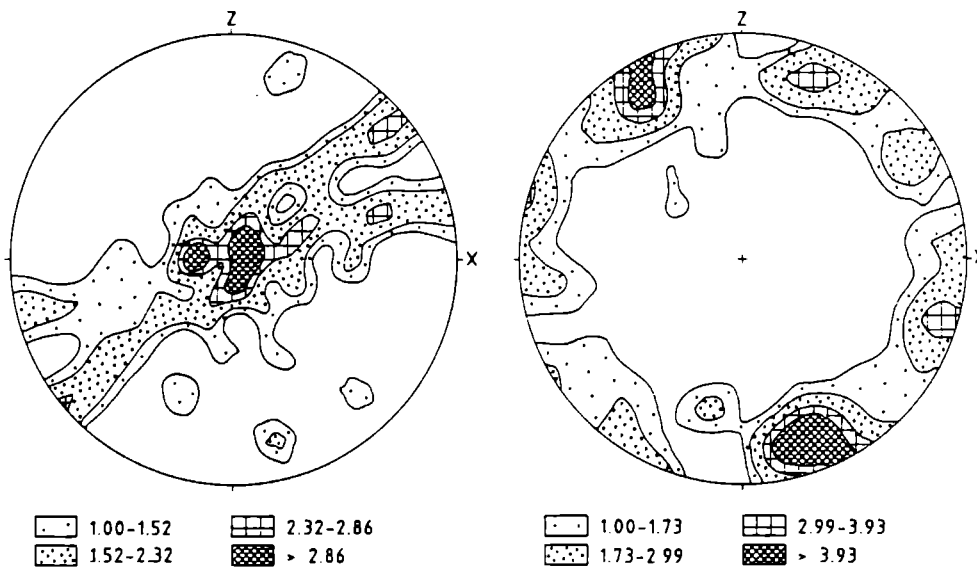


Fig.5: Polfiguren der c-Achsen (104) und der a-Achsen (110) von Quarz, berechnet aus ODF-Koeffizienten, Mylonit, Donauschlinge bei Schlögen.



Fig.6: Mylonit aus der Pfahl-Scherzone, Steinbruch bei Aigen Mühlal, Nicols x, Vergrößerung 90 fach

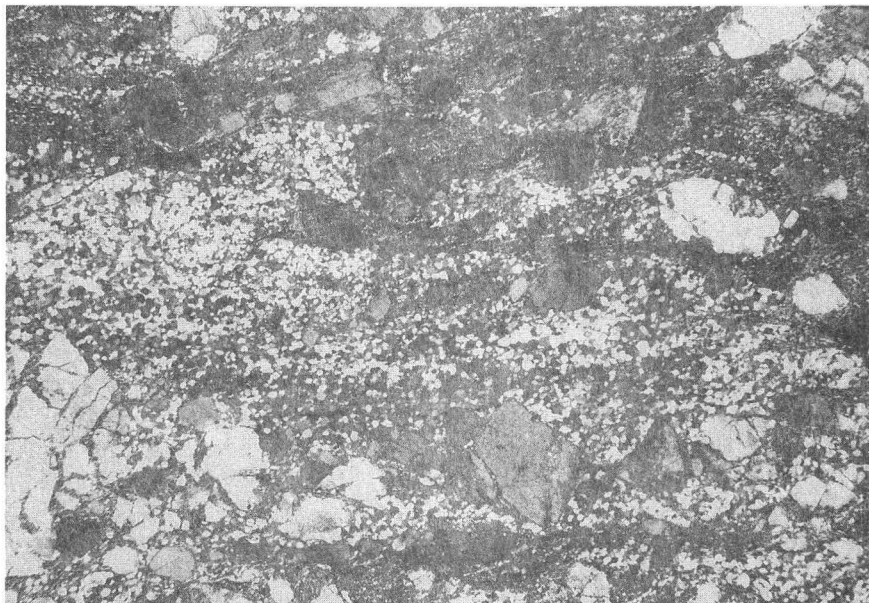


Fig.7: Rekristallisations-Gefüge von Quarz, zentraler Bereich der Pfahl-Scherzone, Steinbruch bei Aigen, Mühlal, Nicols x, Vergrößerung 90 fach

Röntgentextur-Aufnahmen des Quarzgefüges in der (xz)-Ebene des kinematischen Koordinatensystems zeigen für die c-Achsen, hier angenähert dargestellt durch die (104)-Fläche, sinistrale Schiefgürtel und eine Cluster-Bildung der a-Achsen, repräsentiert durch das Prisma (110), in der S-Richtung des S-C-Gefüges (Fig.5).

2.1.2 Die Pfahl-Scherzone

In der Pfahl-Scherzone sind Protomylonite aus einem Granit- bzw. Orthogneis-Protolithen (Weinsberger Granit, Eisgarner Granit und Grobkorn-Gneis) die häufigsten Gesteine an den Scherzonen-Rändern. Zum Zentrum der Scherzone hin entwickeln sich hieraus Mylonite mit duktilen Scherbändern und langgezogenen asymmetrischen Druckschatten an meist aus Feldspat bestehenden Porphyroklasten. Die Druckschatten zeigen eindeutig und ausschließlich dextralen Schersinn (Fig.6). Die Temperaturen können die grünschieferfazielle Metamorphose nicht überschritten haben, da die Feldspatklasten noch spröde deformiert wurden. Diese zeigen sehr häufig eine antithetische Zerschierung nach dem 'Domino-Prinzip' in (xz)-Schnitten, die ebenfalls auf einen dextralen Schersinn hinweist (Fig.6). In den zentralen Bereichen herrschen im Quarzgefüge Rekrystallisations-Gefüge mit Tripelpunkt-Korngrenzen von nahezu 120° vor (Fig.7). Solche Winkel sprechen für die Bildung der Körner während einer dynamischen Rekrystallisation (Etheridge and Wilkie 1981).

Auf der bayerischen Seite wurden Pseudotachylith-Adern gefunden, ein Hinweis für spätere spröde Deformation, bzw. für Deformationen mit seismischen Geschwindigkeiten (Sibson 1975).

Röntgen-Textur-Analysen des Quarzgefüges zeigen in den nicht so stark deformierten Rändern der Scherzone wieder dextrale Schiefgürtel-Gefüge der den Quarz-c-Achsen nahezu entsprechenden Flächenpole der (104)-Gitterflächen und eine Regelung der den a-Achsen entsprechenden Flächenpole des (110)-Prismas in Richtung des Streichens der S-Flächen, d.h. in der Streckungsrichtung der verlängerten Quarzkörner (Fig.8).

Im Zentrum der Scherzone fanden sich dagegen Gitterregelungen mit einem sehr deutlichen Maximum der c-Achsen in der x-Richtung des kinematischen Koordinatensystems und mit einer Verteilung der a-Achsen in einem Gürtel um diese Richtung (Fig.9). Eine solche Gitterregelung kann nur mit einer Aktivierung der Prismenflächen als Gleitflächen und der c-Achsen als Gleitrichtung gedeutet werden. Ein solches Gleitsystem ist bisher theoretisch und experimentell erzeugt worden (Lister 1981; Blacic 1975), aber nur in sehr seltenen Fällen auch in natürlich deformierten Gesteinen beschrieben worden (Mainprice et al. 1986; Wallbrecher 1988). Es kann nur bei Drucken über 350 MPa und bei Temperaturen höher als 650°C entstehen. Eine mögliche Erklärung für die hohen Temperaturen könnte ein sehr früher Beginn der Scherdeformation, unmittelbar nach der Intrusion des spätvariszischen Eisgarner Granites gewesen sein.

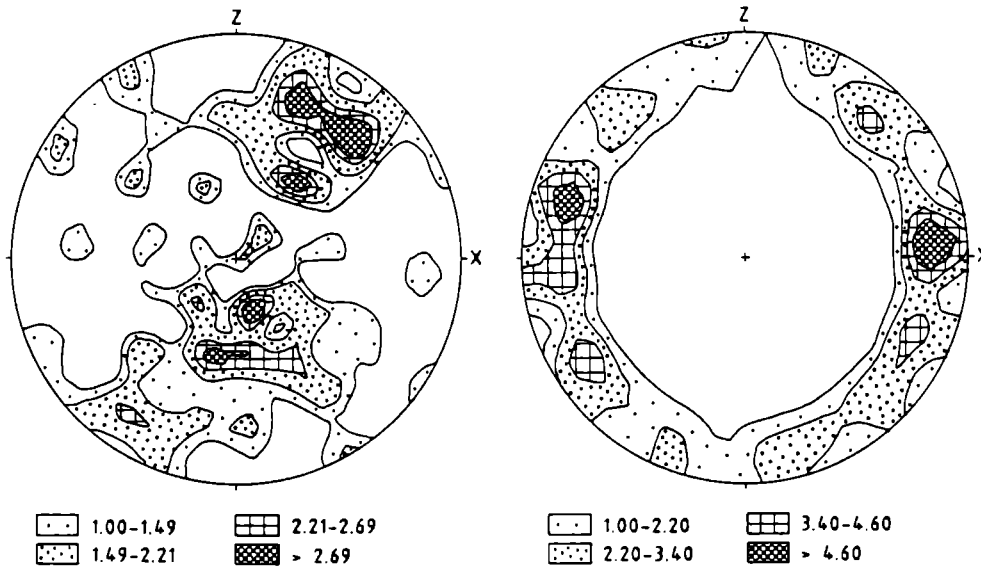


Fig.8: Polfiguren der c-Achsen (104) und der a-Achsen (110) von Quarz, berechnet aus ODF-Koeffizienten, randlicher Bereich der Pfahl-Scherzone, Steinbruch bei Aigen, Mühlal

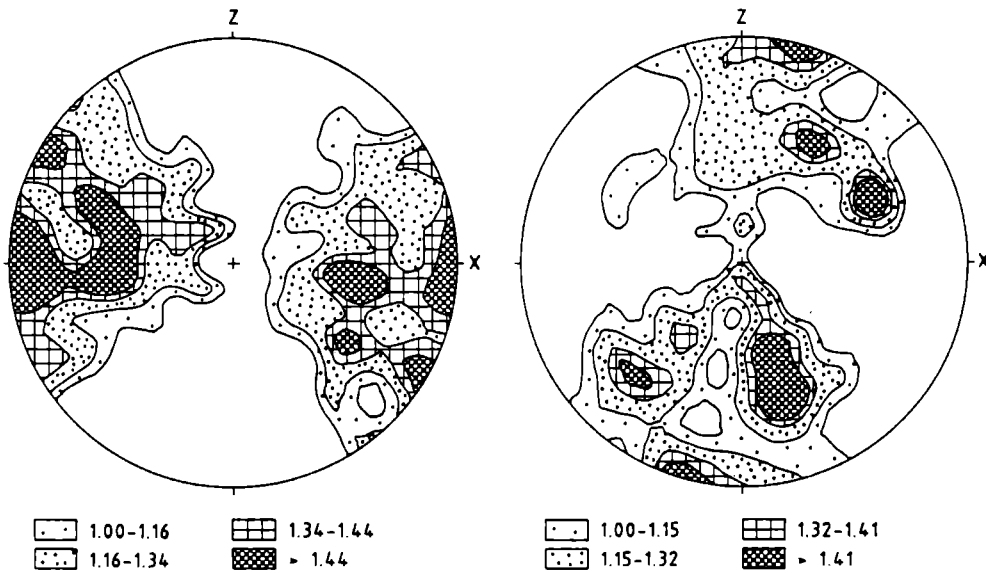


Fig.9: Polfiguren der c-Achsen (104) und der a-Achsen (110) von Quarz, berechnet aus ODF-Koeffizienten, zentraler Bereich der Pfahl-Scherzone, Steinbruch bei Aigen, Mühlal

2.1.3. Die Rodl-Scherzone

Die Rodl-Scherzone ist eine in ihrer maximalen Ausdehnung bis 800m breite Scherzone, die vom Südrand der Böhmisches Masse bei Ottensheim, westlich von Linz, nach Nordosten über Gramastetten, Untergeng und Zwettl/Rodl in die Tschechoslowakei hineinzieht. Das Erscheinungsbild der Rodl-Scherzone südlich von Untergeng ist sehr kompakt und einheitlich, nach Nordosten hingegen spaltet sie sich zunehmend in zahlreiche Äste auf, sodaß schwächer deformierte linsenförmige Bereiche fast vollständig von stärker deformierten Gesteinen umhüllt werden. Morphologisch ragen diese Linsen bisweilen markant als Bergrücken hervor.

Bei den Gesteinen, die von der Scherbewegung erfaßt werden, handelt es sich um Perigneis, Perldiatexit, Weinsberger Granit und Schlierengranit (Nomenklatur nach Finger 1986), sowie um Schiefergneis, Hornblendefels, Kalksilikattfels und Migmatit.

2.1.3.1 Gefüge der deformierten Gesteine

Die Intensität der Deformation nimmt generell kontinuierlich zur Störung hin zu. Es gibt jedoch immer wieder Zonen, in denen im cm- bis dm-Bereich ein reger Wechsel von Gesteinen unterschiedlichen Verformungsgrades auftritt, wobei die Intensität der Verformung vom Quarzgehalt gesteuert wird. Im Südwesten zwischen Gramastetten und Untergeng werden die für die Mühlzone (Fuchs 1976) vorherrschenden WNW-ESE gerichteten Streichrichtungen in die Rodlstörung geschleppt, sodaß aus dem Kartenbild bereits der sinistrale Schersinn zu erkennen ist.

Durch die Scherbewegung kommt es zur Bildung von Myloniten und Phylloniten (Definition der Penrose-Conference, Tullis et al. 1982). Eine Korngrößenreduktion und die Ausbildung einer penetrativen Schieferung und Lineation sind ebenso vorhanden wie die Beschränkung der Mylonite auf relativ schmale Zonen. Die Schieferungsflächen fallen generell steil mit etwa 80° nach NW ein, die Streckungslineation streicht in Richtung NE-SW und liegt nahezu horizontal (Fig.11). Dieses steile Einfallen der Schieferung und das flache Einfallen der Streckungslineation ist ein deutlicher Hinweis für eine Betätigung der Rodl-Scherzone als Blattverschiebung.

Die Korngröße der einzelnen Minerale nimmt in Richtung zur Scherzone deutlich ab, was vor allem durch das kataklastische Verhalten der Kalifeldspäte bedingt ist. In sehr feinkörnigen Myloniten (Ultramyloniten sensu Higgins 1971 und Heitzmann 1985) geht dieser Prozeß so weit, daß nur mehr einige wenige Feldspat-Bruchstücke in einer glimmerreichen Matrix übrig bleiben. An den Bruchflächen treten sowohl syn- als auch antithetische Abschiebungen auf. Aus S-C-Gefügen, ecc-Gefügen (Platt and Vissers 1980, Weijermars and Rondeel 1984) und asymmetrischen Feldspat-Augen (Lister and Snoke 1984; Etchecopar 1977; Simpson and Smith 1983) läßt sich ein sinistraler Schersinn für die Bewegung an der Rodl-Scherzone ableiten.

RODLSTÖRUNG (Mühlviertel, OÖ)

M. Brandmayr, R. Handler (1989)

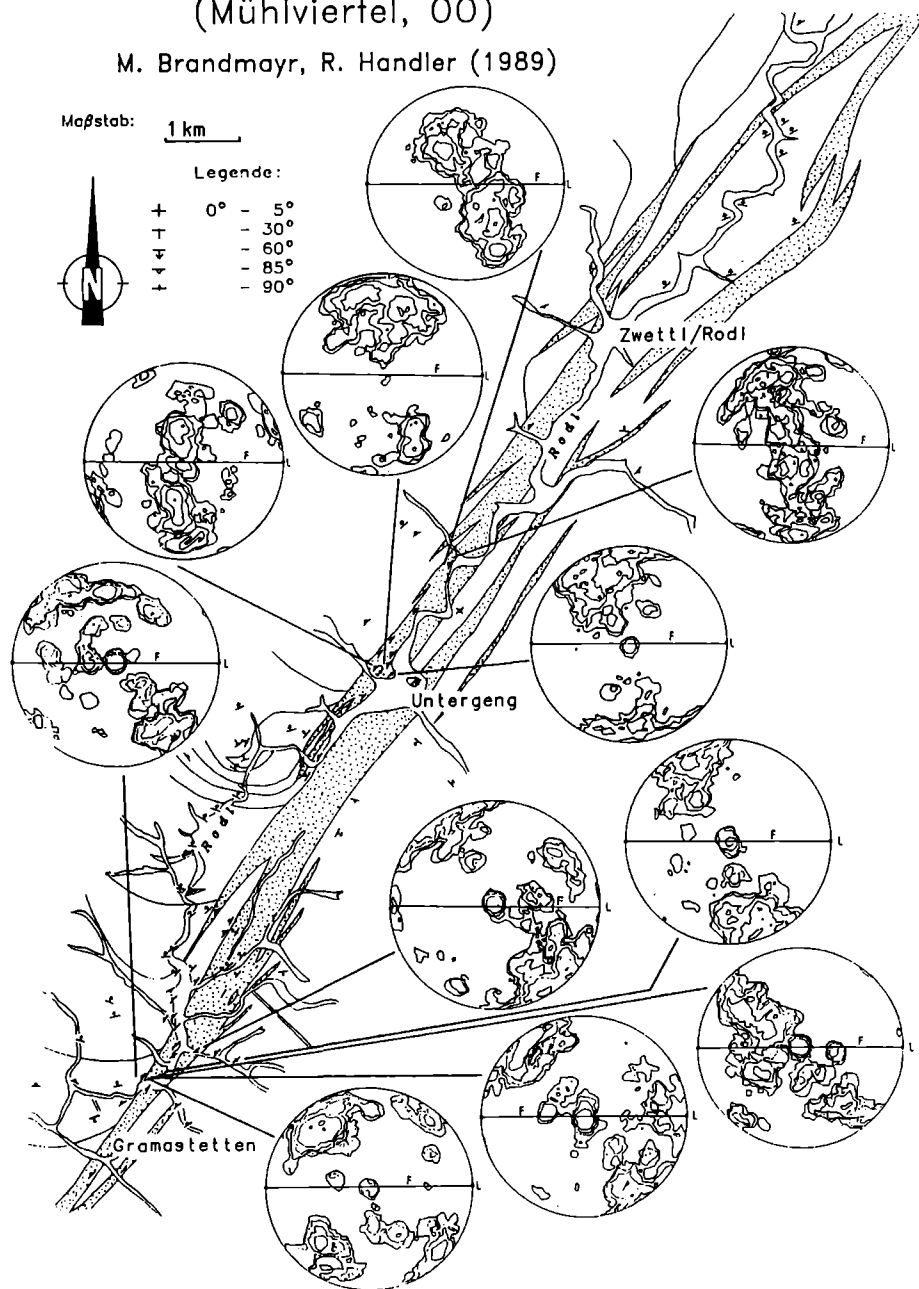


Fig.10: Die Rodl-Scherzone im Mühlviertel. Die hochdeformierten Gesteine (Mylonite und Phyllonite) sind durch die Punkt-Signatur gekennzeichnet, außerdem sind Quarz-c-Achsen-Diagramme verschiedener Mylonite dargestellt. Logarithmische Abstufung in Vielfachen der Gleichverteilung (MRD).

Glimmer regeln sich mit ihren Basisflächen (0001) parallel zur Schieferung ein, sodaß es zur Bildung von 'Glimmerfischen' (Eisbacher 1970) kommt. Vor allem in hochdeformierten Myloniten tritt ein Lagenbau auf, wobei im mm-Bereich Quarzlagen mit Feldspatlagen sowie mit Biotit- oder Chlorit-Lagen wechseln.

2.1.3.2 Metamorphose während der duktilen Deformation

Im Zuge der Bewegungen an der Rodl-Scherzone kommt es zu Veränderungen des Mineralbestandes der von der Deformation betroffenen Gesteine. Außerhalb der Scherzone besitzen die Kalifeldspäte und Plagioklase randlich einen dünnen Serizitsaum. Aufgrund des kataklastischen Verhaltens der Feldspäte kommt es zu einer starken Kornzerkleinerung, die die Serizitbildung erleichtert, sodaß in hochdeformierten Myloniten schließlich eine vollständige Umwandlung der Feldspäte in Serizit erfolgt. Auch dürfte der erhöhte Fluid-Durchsatz, der im unmittelbaren Scherzonenbereich wegen der Erhöhung der Durchlässigkeit der Gesteine ansteigt, für die verstärkte Umwandlung verantwortlich sein. Die neugebildeten feinschuppigen Glimmer treten in schmalen Lagen gehäuft auf, zusammen mit Quarzrekristalliten. Große Muskowit-Altkörner zeigen an ihren Rändern ebenfalls einen schmalen Serizitsaum.

Granat, Hornblende und Biotit reagieren auf die Bedingungen während der Deformation in der Art, daß sie sowohl randlich als auch entlang von Spaltflächen in Chlorite umgewandelt werden. Eine vollkommene Chloritisierung wurde allerdings nur bei Biotit beobachtet.

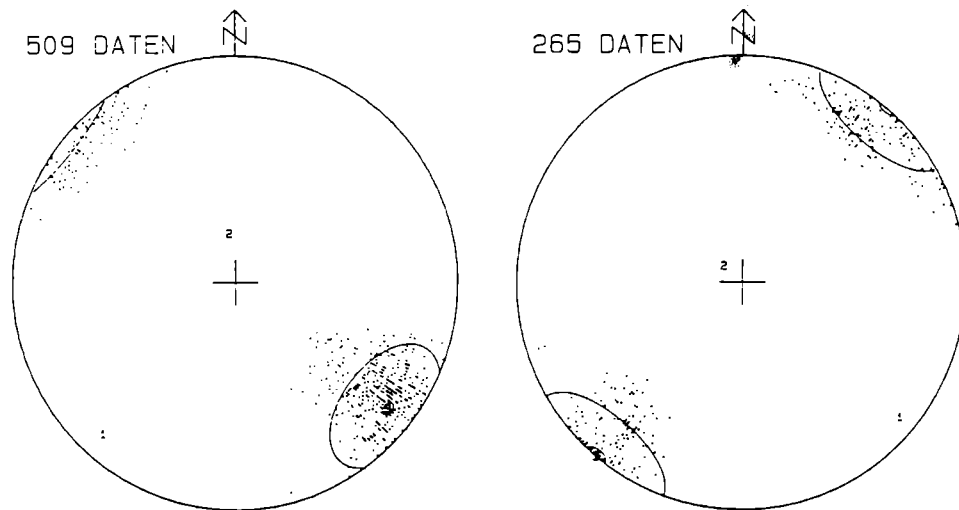


Fig.11: Foliation (a) und Lineation (b) in der Rodl-Scherzone. Darstellung von Schwerpunktvektor, sphärischem Öffnungsgrad, Vertrauenskegel und Eigenwerten (Wallbrecher 1986), Lambertsche Projektion, untere Halbkugel.

Diese Mineralreaktionen sind Zeugen einer retrograden Metamorphose unter grünschieferfaziellen Bedingungen während der Aktivität der Scherzone. Weitere Hinweise auf solche Metamorphosebedingungen liefern auch die Quarz-Mikrogefüge (siehe Kapitel 2.1.3.3), sowie die Existenz einer kristallographischen Regelung, deren Entstehung erst ab Temperaturen von über 300° (Sibson 1977) angenommen wird.

2.1.3.3 Die plastische Deformation von Quarz

Die am häufigsten beobachtbaren Quarz-Mikrogefüge sind äquidimensionale Rekrystallisations-Körner, die durch ihre gut ausgebildeten Korngrenzen mit Tripelpunkten von 90-120° auffallen. Die Größe der Rekrystallisations-Körner schwankt von 0.05 bis 0.15 mm. Meist treten solche Rekrystallisationslagen förmig oder in Form von Nestern auf. Sie lassen somit auf die ehemalige Existenz eines großen Altkornes schließen. Daß Rekrystallisations-Körner aus solchen deformierten Altkörnern entstehen, wird an Kern-Mantel-Texturen (White 1976) deutlich. Dabei handelt es sich um einen meist langgezogenen Mantel aus äquidimensionalen Rekrystallisations, die noch nicht rekrystallisierte Bereiche des Altkornes umgeben. Diese Kerne bestehen aus stark gelängten, undulös auslöschenden Körnern oder aus einem Verband von Subkörnern. Solche Texturen sind typisch für den Wechsel der Deformations-Mechanismen in Quarz von einer niedrigtemperierten Plastizität zu Bedingungen des 'power-law creep'. Die deformierten Altkörner verheilen anschließend durch den Prozeß einer syntektonischen Rekrystallisation (Etheridge and Wilkie 1979; Gottstein and Mecking 1985; White 1977).

Neben solchen Rekrystallisations existieren jedoch auch andere Mikrogefüge von Quarz. Dabei handelt es sich um extrem feinkörnige, deutlich gelängte Quarzaggregate, die in krasssem Gegensatz zu den großen äquidimensionalen Rekrystallisations stehen. Es wäre möglich, daß das Wachstum der Rekrystallisations durch eine dispers im Gestein eingestreute Mineralphase, zum Beispiel feinschuppige Glimmer, behindert wird. Auf dieses Phänomen haben schon Hobbs et al. (1976) hingewiesen. In verschiedenen Dünnschliffen konnten jedoch Bereiche festgestellt werden, in denen das Wachstum von Rekrystallisations sicher nicht durch eine zweite Phase behindert wurde. Die Entstehung dieses feinkörnigen Quarzgefüges wird deshalb als das Resultat einer Deformation unter der Beteiligung von Diffusions-Prozessen angesehen. Hinweise dafür sind das teilweise Fehlen einer wachstumshemmenden zweiten Mineralphase, das Fehlen einer kristallographischen Regelung und die Längung der Körner, die auf die Diffusion von Atomen und vakanten Gitterplätzen zurückgeführt werden kann.

Als Gründe für den Wechsel der Rekrystallisationsbedingungen werden eine lokale Aufheizung des Gesteins entweder durch die frei werdende Deformations-Wärme (Brun and Cobbold 1980, Fleitout and Froidevaux 1980) oder durch einen kurzen zeitlichen Abstand zur Intrusion der Granite, sowie ein erhöhter Fluid-Durchsatz in den Gesteinen der Scherzone angesehen. Einen wesentlichen Beitrag zu diesem Wechsel vom Dislokations-Fließen zum Diffusions-Fließen dürfte außerdem auch die fortdauernde Kornzerkleinerung durch den Prozeß der dynamischen Rekrystallisation geleistet haben (Etheridge and Wilkie 1979).



Fig.12: Dünnschliffaufnahme eines Mylonites und Richtungsrosen der mit einem Fotometer gemessenen Quarz- c-Achsen-Azimute. Die Kreisgröße entspricht dem jeweilig gemessenen Mikroskop-Gesichtsfeld. (xz) - Schnitt Nicols x, Vergrößerung 24 fach

2.1.3.4 Die Regelungs-Zustände im Quarzgefüge

Zur Erstellung der Polfiguren in Fig. 10 wurden pro Dünnschliff jeweils 200-300 Quarzrekristallite mit Hilfe eines U-Tisches eingemessen und in einem Isolinien-Diagramm dargestellt. Die Abstufung der Isolinien erfolgte in logarithmischen Schritten mit Vielfachen der Zufallsverteilung.

Neben dieser Methode zur Erfassung der Regelungs-Zustände im Quarz-Gefüge wurde die Photometer-Methode eingesetzt, die sinistrale Schiefregelungen der Quarz-c-Achsen-Azimute in bezug auf das kinematische Koordinaten-System und eine große strain-Homogenität ergab (Fig.12). Einfache Schiefgürtel-Regelungen sind typisch für Gefüge, die ihre Entstehung einer einfachen Scherung verdanken. Aus der asymmetrischen Anordnung der Schiefgürtel (Simpson 1980) kann auf eine sinistrale Bewegung an der Rodl-Scherzone geschlossen werden.

Auffallend sind weiters die unterschiedlichen Verteilungen der Quarz-c-Achsen in den mit dem Universal-Drehtisch ausgewerteten Diagrammen (Fig. 10). So können unimodale Clusterverteilungen auf dem xz-Großkreis, Teilgürtelverteilungen, die um die y-Achse des finiten Verformungsellipsoids pendeln und ca. 90° von der x-Achse entfernt orientiert sind, und durchgehende Schiefgürtelverteilungen erkannt werden. Diese unterschiedlichen Polfiguren zeigen die Betätigung verschiedener Gleitsysteme im Quarz während der Deformation an. So sind die Verteilungen an der Peripherie durch die Aktivierung der Basis-Fläche, Verteilungen um die y-Achse als Prismen-a-Gleitung und durchgehende Schiefgürtel-Verteilungen durch das Zentrum durch die Aktivierung einer der beiden Rhomboeder-Flächen zusammen mit Basis-a-Gleitung und Prismen-a-Gleitung zu erklären. Die einzige signifikante Gleitrichtung ist hier also die Richtung parallel zur kristallographischen a-Achse (Schmid and Casey 1986). Der Wechsel von einer Basis-Gleitung zu einer Rhomboeder-Gleitung setzt die Überschreitung einer höheren kritischen Scherspannung voraus, was durch eine Zunahme der Temperatur, des hydrostatischen Druckes, des Fluid-Druckes oder aber durch eine Abnahme der Verformungs-Geschwindigkeit erreicht werden kann (Hobbs 1985; Lister and Dornsiepen 1982; Tullis et al. 1973). Eine Änderung des hydrostatischen Druckes kann für diesen Wechsel nicht verantwortlich gemacht werden, da es sich bei der Rodl-Scherzone um eine Blattverschiebung handelt und deshalb wesentliche vertikale Bewegungen, die Änderungen des hydrostatischen Druckes herbeiführen könnten, während der Bewegung ausgeschlossen werden können. Da in den Dünnschliffen oftmals eine Korrelation von feinkörnigen Quarz-Mikrogefügen mit einer Rhomboeder-Gleitung der Quarz-Rekristallite zu beobachten ist, scheinen eine lokale Aufheizung des Gesteins durch die Deformations-Wärme und ein erhöhter Fluid-Durchsatz die wesentlichen Faktoren zu sein, die zu diesem Wechsel der Betätigung der aktiven Gleitsysteme geführt haben.

2.1.3.5 Das Alter der Rodl-Scherzone

Über das Alter der Rodlstörung wird bereits seit langem heftig diskutiert. Vordevonische Aktivität an den NW-SE und NE-SW streichenden Störungen der Böhmi-

schen Masse (Dvorak 1985) wird ebenso in Erwägung gezogen wie ein rein alpines Alter (Graber 1928), bzw. eine spätvariszische Anlage mit einer alpinen Reaktivierung (Thiele 1961; Fuchs 1976; Fuchs und Matura 1976; Tollmann 1985). Mit Sicherheit kann festgestellt werden, daß der Weinsberger Granit, dessen Intrusionsalter mit 349 ± 4 Ma angegeben wird (S.Scharbert 1987), von der Deformation erfaßt wurde. Keine Spuren einer Bewegung findet man hingegen in den im unmittelbaren Bereich der Störung auftretenden Ganggesteinen (Vohryzka und Vohryzka 1960; H.Scharbert 1957), die jedoch jünger sein könnten als die Intrusionsfolge des Südböhmischen Plutons. Altersdatierungen dieser Gänge stehen noch aus. Da auch die aus dem Weinsberger Granit durch variszische Metamorphose hervorgegangenen Grobkorngneise mylonitisiert wurden, ist ein spätvariszisches Maximalalter wahrscheinlich.

2.1.3.6 Altersdatierung

Im Zuge der Bewegungen an der Rodl-Störung, die unter grünschieferfaziellen Bedingungen abliefen, kam es einerseits an den Rändern von Muskowiten, andererseits durch Umwandlung von Feldspäten zur Neubildung von feinkörnigem Serizit. Es lag daher nahe, dieses neugesproßte Mineral an verschiedenen Gesteinen mit Hilfe von radiometrischen Methoden zu datieren. Vorerst ist es gelungen, mit der Rb/Sr-Methode an einer Probe ein Glimmeralter zu erhalten. Gemessen wurden die Rubidium/Strontium-Isotopenverhältnisse eines Hellglimmer-Konzentrates der Korngröße $< 2 \mu\text{m}$ und eines Gesamtgesteins-Präparates. Diese erste Analyse ergibt ein Modellalter von 192 ± 2 Ma (Fig.13). Dieser Wert dürfte zu alt sein, da

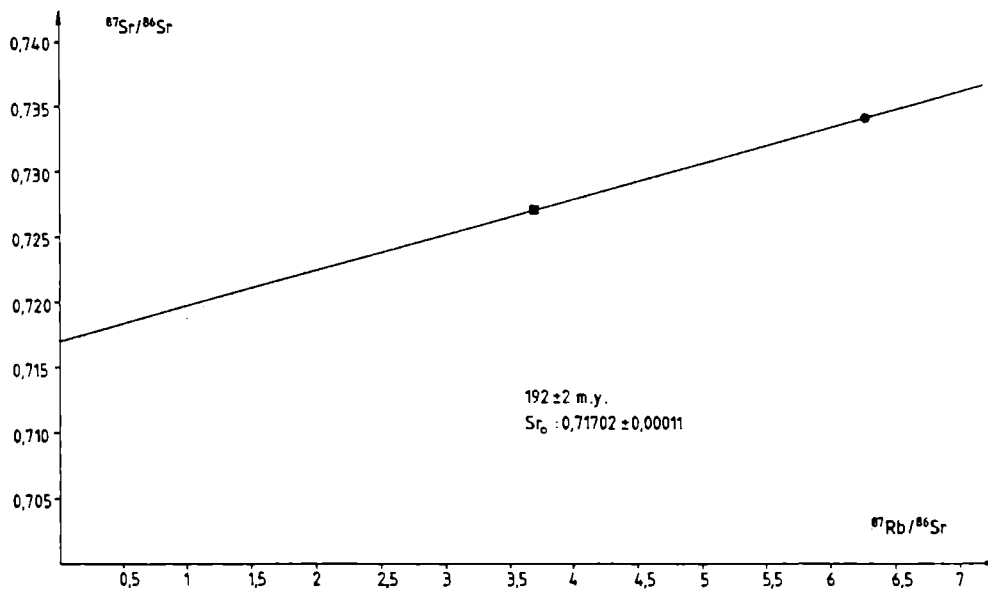


Fig.13: Rb-Sr-Mineralalter der zweiten Hellglimmer-Generation. Kreis: Hellglimmer konzentrat der Korngröße $< 2 \mu\text{m}$; Quadrat: Gesamtgestein.

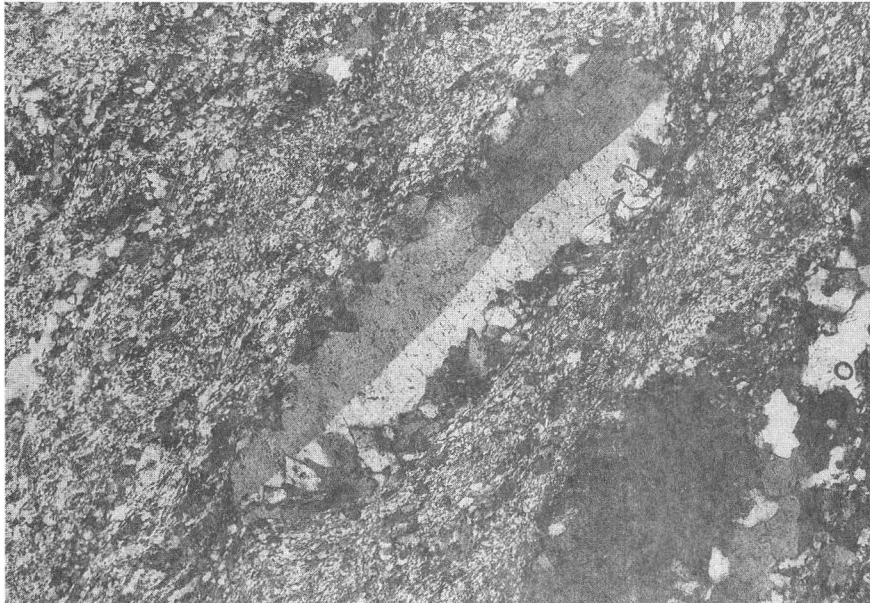


Fig.14: Subkorn-Bildungen an Feldspat, Steinbruch bei Hörndlwies, östlich des Nebelstein, Nicols x, Vergrößerung 234 fach

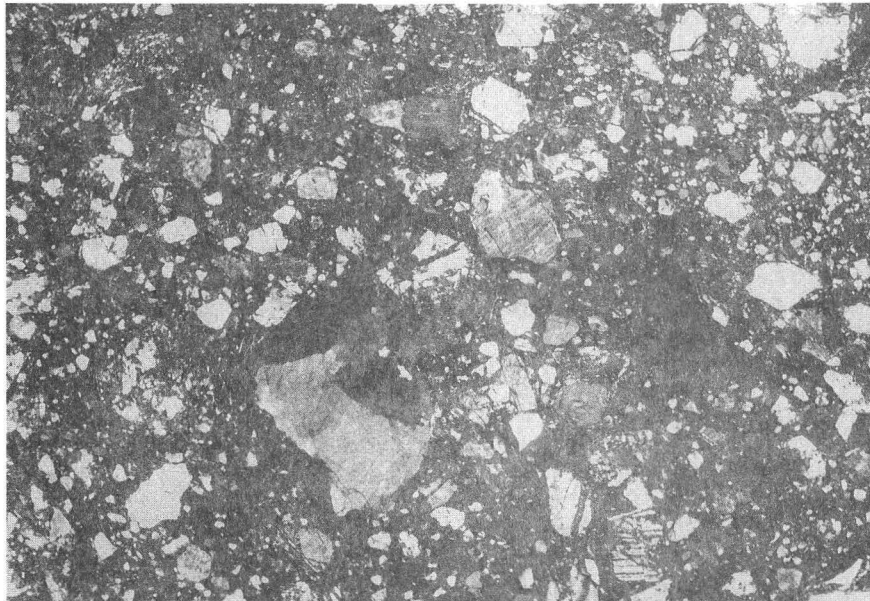


Fig.15: Kataklastit von der Vitiser Störung, Tennisplatz Rappottenstein, Nicols x, Vergrößerung 90 fach

noch geringfügige Anteile von Kalifeldspat diffraktometrisch im Hellglimmer-Konzentrat festgestellt werden konnten. Diese Kalifeldspäte wurden während der Intrusion des Weinsberger Granites gebildet und mit Rb/Sr auf 349 ± 4 Ma datiert (S.Scharbert 1987). Sie erfuhren keine Metamorphose, die genügend hohe Temperaturen für eine Homogenisierung erreichte. Das ermittelte Modellalter muß also als das mögliche Höchstalter der Deformation angesehen werden. Der tatsächliche Zeitpunkt der Deformation und damit der Zeitpunkt der Bildung der zweiten Glimmergeneration ist wahrscheinlich jünger als 192 ± 2 Ma. Dieses Datum ist zwar noch nicht besonders aussagekräftig, da es sich nur um einen einzigen Wert handelt, doch ist es ein Hinweis auf eine mögliche postvariszische Reaktivierung der Scherzone unter grünschieferfaziellen Bedingungen. Weitere Proben aus der Scherzone werden derzeit oder sollen in naher Zukunft unter Anwendung verschiedener radiometrischer Methoden (Rb/Sr, K/Ar, Ar/Ar) gemessen und datiert werden.

2.1.4 Die Scherzonen zwischen Weitra und Freistadt

In den auf den Blättern Großpertholz und Königswiesen kartierten Mylonitzonen konnte nur ein Aufschluß mit anstehenden Myloniten bei Hörndlwies, östlich vom Nebelstein, gefunden werden. Dieser Aufschluß nimmt insofern eine Sonderstellung ein, weil er bislang der einzige ist, in dem mit Kern-Mantel-Texturen auch eine duktile Deformation an Feldspäten nachgewiesen werden konnte. Diese Deformation äußert sich in einer Subkornbildung an den Feldspäten (Fig.14), was als Hinweis für eine höhere Temperatur während der Deformation gedeutet werden muß (Goode 1978).

Als Erklärungsmöglichkeit könnte man auch hier an eine Deformation unmittelbar im Anschluß an die Intrusion des Protolithen (spätvariszischer Feinkorngranit) denken oder an freigewordene Deformations-Wärme.

2.1.5 Die Vitiser und die Diendorfer Scherzone

Beide Scherzonen zeigten bislang ausschließlich eine spröde Deformation, die sich darin äußert, daß in den bisherigen Proben nur Kataklasite gefunden wurden (Fig.15). Die Korndeformation kann allenfalls noch am Übergangsbereich zwischen spröder und duktiler Deformation stattgefunden haben, da in wenigen Dünnschliffen auch Mörtelquarz-Ränder gefunden wurden. Dies paßt bei der Diendorfer Störung recht gut ins Gesamtbild, da sich diese Störungszone auch schon morphologisch als junge Störung manifestiert. Bei der Vitiser Störung, die in den untersuchten Aufschlüssen bei Rappottenstein und südwestlich von Zwettl im Weinsberger Granit und Granitgneis verläuft, deutet jedoch nichts darauf hin, daß hier die Deformation in einem höheren Krustenstockwerk als in den bisher beschriebenen Scherzonen stattgefunden haben sollte. Eine mögliche Erklärung könnte in einem besonders hohen Fluid-Durchsatz gefunden werden, der mit der Intrusion des Granites im Zusammenhang stehen könnte. Ein besonders hoher Porenfluid-Druck könnte die Scherfestigkeit des Gesteines soweit herabgesetzt

haben, daß es zu hydraulischen Brüchen gekommen sein könnte. Dieser Frage soll durch Untersuchungen von Fluid-Einschlüssen in den Randbereichen der Vitischer Scherzone nachgegangen werden.

2.2 Junge Störungen

2.2.1 Junge Spröd-Deformationen in der Pfahl-Scherzone

Die Auswertung der Richtungen von Harnisch-Flächen, Striungen und Versatz-Sinn junger Verwerfungen, die nach der duktilen Deformation angelegt worden sein müssen, wurde in einem Steinbruch bei Aigen im Mühlthal begonnen, der im zentralen Bereich der Pfahl-Scherzone liegt. Hierfür, wie auch für die weiter unten beschriebenen Paläo-Spannungs-Analysen wurde ein von uns entwickeltes Computer-Programm eingesetzt, das auf der graphischen Methode der Ermittlung der Schnittmenge der Kompressions-Dieder (Angelier and Mechler 1977) beruht. Die Ergebnisse sind in Fig.16 dargestellt. Obwohl in diesem Diagramm nur elf Paare von Harnisch-Flächen und Striungen und der dazugehörige jeweilige Schersinn ausgewertet wurden, zeigt die Tatsache, daß alle elf Kompressionsdieder eine einzige Schnittmenge bilden, daß in diesem Aufschluß eine einheitliche Spannungsverteilung zu diesen Störungen geführt hat. Das Spannungs-Ellipsoid, das diese jungen Störungen bewirkt hat, hatte nach dieser Auswertung folgende Orientierung: σ_1 horizontal in NNE-SSW-Richtung, σ_2 vertikal und σ_3 horizontal in WNW-ESE-Richtung. Da σ_2 vertikal angeordnet ist, ergibt sich, daß in der Pfahl-Scherzone auch noch bruchhafte Deformationen als Blattverschiebungssysteme ausgebildet waren (Anderson 1951). Für Blattverschiebungen parallel zur Pfahl-Scherzone ergibt sich aus dieser Anordnung der größten und der kleinsten Hauptnormalspannung wiederum ein dextraler Versatz.

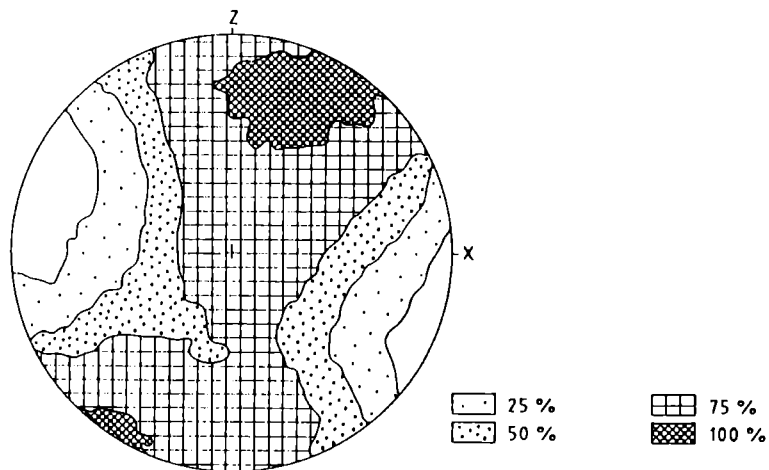


Fig.16: Lage der Haupt-Normalspannungen für die bruchhafte Deformation in der zentralen Pfahl-Scherzone, Steinbruch Aigen, Mühlthal

2.2.2 Junge Spröd-Deformation in der Rodl-Scherzone

Im Anschluß an die duktile Deformation, die zur Bildung der Mylonite geführt hat, kommt es in den Gesteinen der Rodl-Scherzone zur Ausbildung von Harnischen im Zuge einer bruchhaften Deformation. Diese Harnische sind nicht nur in den die Scherzone umgebenden Gneisen häufig, sie durchsetzen auch die Mylonite der Scherzone. Die Auswertung der Orientierung von Harnischflächen und -striemungen, sowie des relativen Versatzes der beiden Blöcke zueinander mit der oben genannten Methode ergab die Lage der Hauptnormalspannungen. In Fig.17 sind zwei Diagramme aus zwei Aufschlüssen dargestellt, die auf eine Kompression (σ_1) in Richtung NW-SE hinweisen. Die Extensions-Dieder (σ_3) liegen in Richtung NE-SW, die mittlere Achse des Spannungs-Ellipsoides (σ_2) steht wiederum nahezu vertikal und gibt damit auch hier einen Hinweis, daß auch noch die jüngeren bruchhaften Störungen in der Rodl-Scherzone als Blattverschiebungssystem angelegt wurden.

2.2.3 Junge Spröd-Deformation in der Diendorfer Scherzone

Eine Auswertung der ersten, allerdings noch recht wenigen Messungen von Harnisch-Flächen, Striemungen und Versatzrichtungen an der Westflanke des mit permischen Sedimenten gefüllten tektonischen Grabens von Zöbing, der als südlichste Fortsetzung der Boskowitz Furche (Dudek and Suk 1965) gedeutet werden kann, zeigt ein Paläo-Spannungsfeld mit σ_2 in vertikaler Lage und σ_1 in horizontaler NNE- Richtung (Fig.18). Dies zeigt einerseits, daß auch an der Diendorfer Störung, zumindest in der Gegend von Zöbing, bruchhafte Störungen als Blattverschiebungen ausgebildet sind, zum anderen erzeugt ein solches Span-

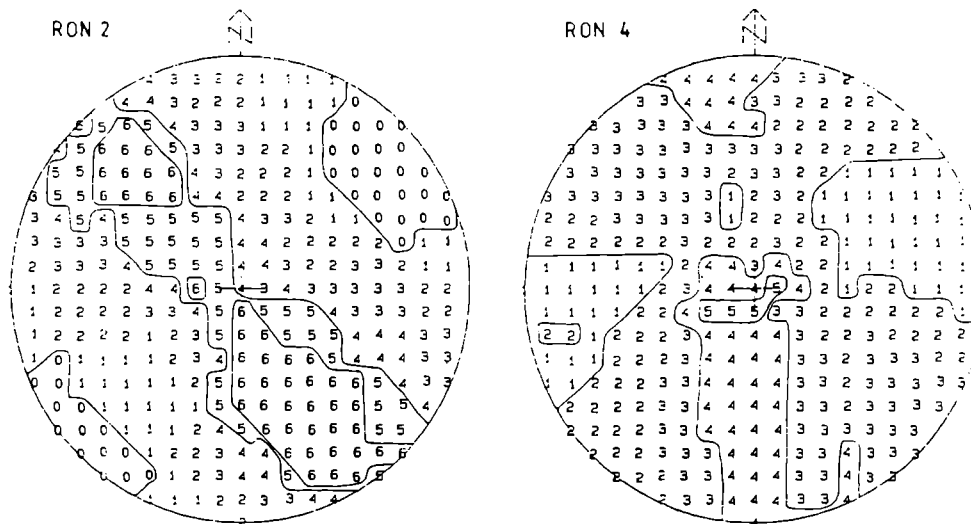


Fig.17: Lage der Hauptnormalspannungen für die bruchhafte Deformation in der Rodl-Scherzone

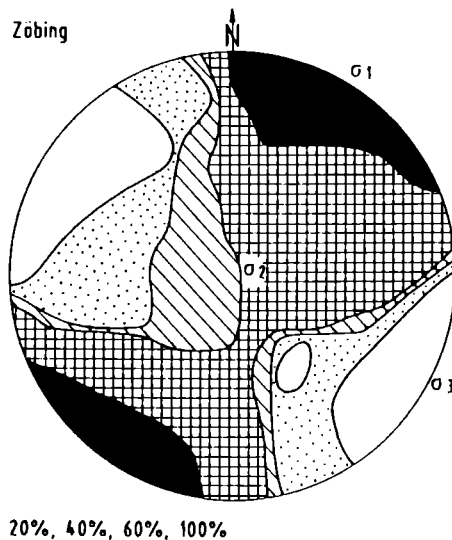


Fig.18: Orientierung der Paläo-Hauptnormalspannungen in permischen Gesteinen an der Diendorfer Störung, Ruine Falkenstein bei Zöbing

nungsfeld einen sinistralen Versatz an einer NE-SW ausgerichteten Störungsbahn, sodaß diese jungen Störungen die gleiche Richtung und den gleichen Versatzsinn zeigen wie die alten sinistralen Systeme.

Pseudotachylithe, die an der Diendorfer Störung in der Nähe von Zöbing gefunden wurden, passen ebenfalls gut in ein sprödes Deformations-Regime.

3. DISKUSSION DER BEOBACHTUNGEN

Alle bislang gemachten Beobachtungen weisen darauf hin, daß, die Diendorfer Störung ausgenommen, die Scherzonen der südlichen Böhmisches Masse alle in einem ähnlichen Krustenniveau mit duktilem Deformations-Regime angelegt worden sind. Meso- und mikroskopische Gefügeanalysen haben gezeigt, daß es sich bei den untersuchten Störungen um reine Blattverschiebungen handelt. Es ergaben sich keine Hinweise auf ein unterschiedliches Alter der Anlage der NW-SE und der NE-SW streichenden Scherzonen. Sind beide Systeme gleich alt, so muß es sich um ein konjugiertes orthogonales System von lateralen Scherzonen handeln, das, wenn man die Beobachtungen aus der Tschechoslowakei hinzuzieht, das gesamte Moldanubikum mit einem ziemlich gleichmäßigen Muster durchzieht, wobei das eine System (NW- SE) parallel zu den großen Blockgrenzen Mitteleuropas, dem Elbe-Lineament und der Tornquist-Teyssere-Linie, d.h. dem SW-Rand der russischen Tafel, verläuft, während das andere System senkrecht auf diesen Lineamenten steht. Die Beobachtungen des Schersinnes (dextral an den NW-SE-Scherzonen und sinistral an den NE-SW-Systemen wäre recht gut mit der Keil-

form des Moldanubikums zu erklären, indem letzteres während der variszischen Kollision als Indenter zwischen Vindelizischem Land im Westen und Moravikum im Osten gewirkt hätte (Weber 1987). Da jedoch genau das gleiche Störungsmuster mit den gleichen Versatzrichtungen auch im kristallinen Untergrund des Moravikums festgestellt wurde (Dvorak 1985), ist eher anzunehmen, daß im Anschluß an die variszische Konvergenz von Laurasia und Gondwana (Matte 1986, Franke 1989, Keppie et al. 1989) sich das Scherzonenmuster in einer breiten Zone senkrecht zur Konvergenzrichtung entwickelt hat. Dieses Muster von dextralen und sinistralen Blattverschiebungen könnte dann als " α - und β -slip-lines" sensu Tapponnier and Molnar (1976), d.h. als Trajektorien der maximalen Scherspannung, gedeutet werden, die sich bei einem in E-W-Richtung gelangten blockförmigen Indenter (flat rigid) bilden müßten, der von Süden nach Norden gewirkt hat (Fig.19). Da die südliche Böhmisches Masse für die alpidische Orogenese, die ebenfalls durch Konvergenz einer nördlichen und einer südlichen Platte hervorgerufen wurde, das unmittelbare Vorland darstellte, muß ein ähnliches Spannungsfeld wie zu variszischer Zeit geherrscht haben, sodaß die Scherzonen nun in einem höheren Krustenniveau nochmals aktiviert wurden. Ein Hinweis hierfür ist, daß das Kreidebecken von Ceske Budejovice von Störungen gleicher Orientierung umrandet wird. Hierauf haben schon Fuchs und Matura (1976) aufmerksam gemacht. Grabenbrüche mit miozäner Sedimentfüllung im Kern dieses Beckens zeigen die gleichen Begrenzungen. Die Blattverschiebungen ordnen sich damit in das Schema der in Mitteleuropa weit nach Norden reichenden Scherdeformationen ein, die durch alpidische Nordsüd-Konvergenz gedeutet werden (z.B. Stackebrandt and Franzke 1989).

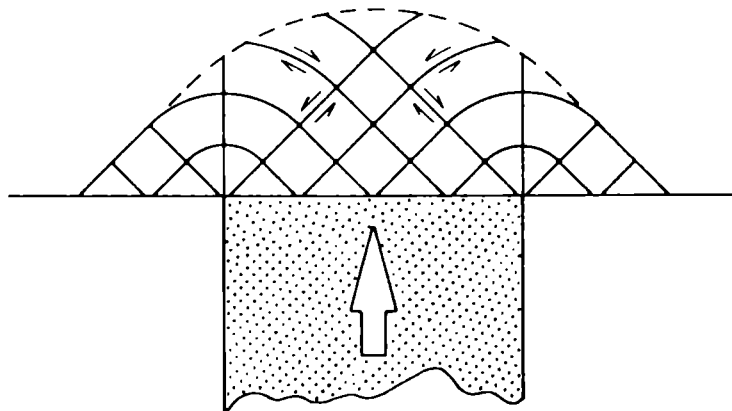


Fig.19: Mögliche Scherspannungs-Trajektorien in der Böhmisches Masse während der variszischen und der alpidischen Orogenese. Umgezeichnetes Modell von Tapponnier and Molnar (1976).

4. LITERATUR

- Anderson, E.M., 1951: The dynamics of faulting. 2nd ed., 206 S., Oliver & Boyd, London.
- Angelier, J. et P. Mechler, 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, **19**, 1309-1318.
- Berthe, D., P. Choukroune and P. Jegouzo, 1979: Orthogneiss, mylonite and noncoaxial deformation of granites: The example of the South Armorican Shear Zone. J. Struct. Geol., **1**, 31-42.
- Blacic, J.D., 1975: Plastic deformation mechanism in quartz: The effect of water. Tectonophysics, **27**, 271-294.
- Brandmayr, M., 1990: Zur Geologie und Kinematik der Rodl-Störung zwischen Gramastetten und Untergeng (Mühlviertel, Oberösterreich). Dipl. Arbeit, Univ. Graz, in Vorbereitung.
- Brun, J.P. and P.R. Cobbold, 1980: Strain heating and thermal softening in continental shear zones: a review. J. Struct. Geol., **2**, 149-158, 1980.
- Dudek, A. and M. Suk, 1965: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. Ber. Geol. Ges. DDR **10(2)**, 147-161
- Dvorak, J., 1985: Horizontal movements on deep faults in the proterozoic basement of Moravia. Jb. Geol. B.-A., **127**, 551-556.
- Eisbacher, G.H., 1970: Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. Geol. Soc. Am. Bull., **81**, 2009-2020.
- Etchecopar, A., 1977: A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. Tectonophysics, **39**, 121-139.
- Etheridge, M.A. and J.C. Wilkie, 1979: Grain size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. Tectonophysics, **58**, 159-178.
- Etheridge, M.A. and J.C. Wilkie, 1981: An assessment of dynamically recrystallized grain size as a paleopiezometer in quartz-bearing mylonite zones. Tectonophysics, **78**, 475-508.
- Finger, F., 1986: Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich) Jb. Geol. B.-A., **128**, 383-402.
- Finger, F. und V. Höck, 1987: Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich. Jb. Geol. B.-A., **129**, 641-642.
- Fleitout, L. and C. Froideveaux, C., 1980: Thermal and mechanical evolution of shear zones. J. Struct. Geol., **2**, 159-164.
- Franke, W., 1989: Tectonostratigraphic units in the Variscan Belt of Central Europe. Geol. Soc. Am. Bull., Spec. paper **230**, 67-89.
- Fuchs, G., 1976: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. Jb. Geol. B.-A., **119**, 45-61.
- Fuchs, G. und A. Matura, 1976: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. Jb. Geol. B.-A., **119**, 1-43.
- Goode, A.D.T., 1978: High temperature, high strain rate deformation in the Lower Crustal Kalka Intrusion, Central Australia. Contrib. Mineral. Petrol. **66**, 137-148

- Gottstein, G. and H. Mecking, 1985: Recrystallization. in: Wenk, H.-R. (Ed.): Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis, 183-218, London (Academic Press).
- Graber, H.V., 1902: Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. *Peterm. geogr. Mitt.*, **48**, 121-131.
- Graber, H.V., 1928: Das Alter der herzynischen Brüche. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **19**, 1-17.
- Gruber, F.H., 1931: Geologische Untersuchungen im oberösterreichischen Mühlviertel. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **23**, 35-84.
- Handler, R., 1989: Zur Geologie und Kinematik der Rodl-Störung zwischen Untergeng und Langbruck. *Dipl. Arb., Univ. Graz*, 113 S.
- Heitzmann, P., 1985: Kakirite, Kataklasite, Mylonite - Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. *Eclogae geol. Helv.*, **78**, 273-286.
- Higgins, M.W., 1971: Cataclastic rocks. *US. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **687**, 97 S.
- Hobbs, B.E., W.D. Means and P.F. Williams, 1976: An outline of structural geology.- 571 S., New York (Wiley).
- Hobbs, B.E., 1985: The geological significance of microfabric analysis. in: Wenk, H.-R. (Hrsg.): Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis : 463-484, London (Academic Press).
- Keppie, J.D. and R.D. Dallmeyer, 1989: Tectonic map of Pre-Mesozoic Terranes in Circum-Atlantic Phanerozoic Orogens. *IGCP 233*, Halifax, Canada
- Lister, G.S., 1981: The effect of basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. *J. Struct. Geol.* **3** (1), 67-75.
- Lister, G.S. and U.F. Dornsiepen, 1982: Fabric transitions in the saxony granulite terrain.- *J. Struct. Geol.* **4**, 81-92.
- Lister, G.S. and A.W. Snoke, 1984: S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, **6**, 617-638.
- Mainprice, D., J.L. Bouchez, P. Blumenfeld and J.M. Tubia, 1986: Dominant c-slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, **14**, 819-822.
- Matte, P., 1986: Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, 329-374.
- Matura, A., 1976: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 63-74.
- Platt, J.P. and R.L.M. Vissers, 1980: Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, **2**, 397-410.
- Schadler, J., 1952: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75 000, Blatt Linz-Eferding. *Geol. B.-A.*
- Scharbert, H., 1957: Über Ganggesteine aus dem oberösterreichischen Mühlviertel, westlich der Rodl-Störung. *N. Jb. Min. Abh.*, **90**, 35-202.
- Scharbert, S., 1987: Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **132**, 21-37.

- Schmid,S.M. and M.Casey, 1986: Complete fabric analysis of some commonly observed quartz fabric patterns. in: Mineral and rock deformation - The Paterson volume, Geophys. Monograph, **36**, 263- 286
- Sibson,R.H., 1975: Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. Geophys. J. Royal Astron. Soc. **43**, 775-794
- Sibson,R.H., 1977: Fault rocks and fault mechanism. J. Geol. Soc. London, **113**, 191-213.
- Simpson,C., 1980: Oblique girdle orientation patterns of quartz- c-axes from a shear zone in the basement core of the Maggia Nappe, Ticino, Switzerland. J. Struct. Geol., **2**, 243-247.
- Simpson,C. and S.M.Schmid, 1983: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Am. Bull., **94**, 1281-1288.
- Stackebrandt,W. and H.J.Franzke, 1989: Alpidic reactivation of the variscan consolidated lithosphere: The activity of some fracture zones in Central Europe. Z. geol. Wiss., **17**, 699-712.
- Tapponnier,P and P.Molnar, 1976: Slip-line field theory and large scale continental tectonics. Nature, **264**, 319-324.
- Thiele,O., 1961: Zum Alter der Donaustörung. Verh. Geol. B.-A., **1961**, 131-133.
- Thiele,O., 1983: Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldaunubikums der südlichen Böhmisches Masse (Österreich). Jb. Geol. B.-A., **126**, 513-523.
- Tollmann,A., 1985: Geologie von Österreich, Band 2, Wien (Deuticke).
- Tullis,J., J.M.Christie, and D.T.Griggs, 1973: Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 297-314.
- Tullis,J., A.W.Snok, and V.R.Todd, 1982: Penrose Conference report: Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. Geology, **10**, 227-230.
- Vohryzka,K. und E.Vohryzka,E., 1960: Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt Leonfelden, O.-Ö. Verh. Geol. B.-A., **1960**, A90-A92.
- Wallbrecher,E., 1986: Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen. 244 S., Stuttgart (Enke).
- Wallbrecher,E., 1988: A ductile shear zone in the Panafrican Basement on the northwestern margin of the West African Craton. in: Jacobshagen,V. (Ed.): The Atlas Systems of Morocco, studies on its geodynamic evolution. Lecture Notes in Earth Sc., **15**, 19- 42
- Weber,K., 1987: The development of the Mid-European Variscides interpreted in terms of allochthonous terranes. IGCP 233 Meeting 1987, Nouakchott, Mauretania, Abstracts: 213-214.
- Weijermars,R. and H.E.Rondeel, 1984: Shear band foliation as an indicator of shear sense: Field observations in central Spain. Geology, **12**, 603-606.
- White,S.H., 1976: The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. Phil. Trans. R. Soc. London, **A283**, 69-86.
- White,S.H., 1977: Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. Tectonophysics, **39**, 143-177.

Adresse der Autoren:

Univ.Prof. Dr. E. Wallbrecher
M.Brandmayr
R.Handler

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

Manuskript eingegangen am 9.1.1990, in Endform am 23.5.1990

GFÖHLER GNEISE UND GRANULITE AUS DEM MITTLEREN UND SÜDLICHEN NÖ-MOLDANUBIKUM: EINE PARAGENETISCHE UND TEXTURELLE GEGENÜBERSTELLUNG

K. PETRAKAKIS und W. RICHTER

Zusammenfassung

Mehrere Proben von Gföhler Gneis und Granulit aus dem mittleren und südlichen Bereich des NÖ-Moldanubikums wurden in Hinblick auf ihre textuellen und paragenetischen Beziehungen untersucht. Es hat sich gezeigt, daß beide Gesteinstypen demselben Faziestyp Gr+Bi+Sil+Kfs angehören. Darüberhinaus bestehen Ähnlichkeiten in der Art und Verteilung von Einschlüssen (insbesondere von Disthen, Kalifeldspat, Hellglimmer und Quarz) im Granat, die, wie es aus vergleichbaren Verhältnissen in Gneisen aus der südlichen Bunten Serie bekannt ist, Rückschlüsse über die Bildungsbedingungen erlauben. Eine weitere Gemeinsamkeit umfaßt die Rekristallisation, die lokal variieren dürfte. In Bezug auf die Deformation unterscheiden sich beide Gesteinstypen wesentlich voneinander. Die Granulite sind allgemein von einer intensiven Deformation geprägt ("granulitische Textur"). Allerdings konnten auch gut rekristallisierte Typen beobachtet werden. Der Gföhler Gneis weist allgemein eine schwächere Deformation auf, obwohl lokale textuelle Übergänge zur "granulitischen Textur" beobachtet werden konnten. Ein besonderes Merkmal der Gföhler Gneise ist seine migmatische Natur, die besonders im Aufschlußbereich erkenntlich wird.

Abstract

Many samples of Gföhl gneiss and granulite from the central and southern part of the Moldanubian Zone of Lower Austria were compared with reference to their textural and paragenetic features. Both types of rocks show the same metamorphic facies type characterized by the assemblage Gr+Bi+Sil+Kfs. Another common feature of both rock types comprises the distribution of kyanite, K-feldspar, white mica and quartz inclusions in garnet. This marked distribution occurs in gneisses from the southern Bunte Series as well. It allows the conclusion that all three types of rocks exhibit comparable conditions of formation during the main metamorphism. The Gföhl gneiss and the granulites examined here show evidence of a locally variable recrystallization. The main difference between them lies in their degree of deformation. Thus, the granulites are commonly much more deformed with distinct textural features, such as the trains of disc quartz and sillimanite, the porphyroclastic garnet, kyanite and perthite and the fine crystals of the matrix minerals showing strained interfaces. This typical granulitic texture becomes locally obliterated by recrystallization. On the other hand, the Gföhl gneiss is generally less deformed but shows occasionally transitions to typical granulitic textures. Another feature of the Gföhl gneiss is its migmatic nature which is most pronounced at the outcrop scale.

1. EINLEITUNG

Gföhler Gneise und Granulite sind ohne Zweifel sehr typische Gesteinsformationen in der südlichen Böhmisches Masse, die schon früh das Interesse von Petrographen und Mineralogen auf sich gezogen haben (stellvertretend seien hier die Arbeiten von Becke 1882 und Becke et.al. 1913 erwähnt). Während die Granulite durch Scharbert (1963, 1964), Scharbert und Kurat (1974), sowie Kurat und Scharbert (1972) eine Neubearbeitung erfahren haben, hat sich der petrographische Kenntnisstand über den Gföhler Gneis seit Becke nicht wesentlich erweitert. So hat sich auch an der Fragestellung der Vergleichbarkeit der beiden Gesteinstypen, die schon Becke aufgeworfen hatte, nichts geändert.

Im Zuge der petrologischen Neubearbeitung des österreichischen Anteils des Moldanubikums im Rahmen des Schwerpunktprojektes haben erste paragenetische und texturale Untersuchungen an zahlreichen Proben der Gföhler Gneise und der Granulite zu einer Gegenüberstellung dieser Gesteine geführt, die klären helfen soll, wo grundlegende Ähnlichkeiten und Unterschiede bestehen.

2. DIE GFÖHLER GNEISE

Die untersuchten Proben stammen aus dem Bereich zwischen Krems und Gföhl, dem südlichen und nördlichen Donauufer im Bereich der Wachau und dem Gebiet um Altenburg. Aufgrund von vielen Gemeinsamkeiten mit den "typischen" Gföhler Gneisen sind hier zusätzlich die die Granulite begleitenden Paragneise, die entlang der Straße Wegscheid-St.Leonhard aufgeschlossen sind, mitbesprochen.

2.1 Allgemeine Charakteristik

Der Gföhler Gneis ist ein helles Gestein, welches makroskopisch Feldspat, Quarz, Biotit, Granat und selten Sillimanit erkennen läßt. Er ist durch relativ dünne Biotit-Schieferungsflächen gekennzeichnet, die häufig eine Feinfältelung aufweisen. In den meisten Aufschlüssen besitzt der Gföhler Gneis ein migmatisches, häufig nebulitisches Gefüge. Er ist dann durch helle, grobkörnige Leukosome gekennzeichnet, die mit Biotit-reichen Melanosomen alternieren. Typische migmatische Strukturen lassen sich z.B. im Bereich Dürnstein und in den großen Steinbrüchen entlang der Straße Krems-Gföhl beobachten. In den zuletzt genannten Steinbrüchen kann man im Blockwerk vom Gföhler Gneis melanosome Schlieren finden, die reich an Biotit und basischem Plagioklas sind, viel Apatit, Zirkon und Erz sowie gelegentlich Hornblende führen.

Mikroskopische Untersuchungen an 24 Proben ergaben, daß der Gföhler Gneis durch folgende Paragenesen charakterisiert werden kann:

- (1)..... Grt + Bi + Sil + [Ky] + Kfs + Plg + Q + Ilm + Ru
- (2)..... Grt + Bi + Sil + Kfs + Plg + Q + Ilm + Ru
- (3)..... Grt + Bi + Kfs + Plg + Q + Ilm + Ru
- (4)..... Grt + Bi + [Ky] + Kfs + Plg + Q + Ilm + Ru

Die Paragenesen (1) und (2) sind besonders häufig anzutreffen. Die Textur der Gföhler Gneise ist heterogranular. Sie wird durch elongierte, bis etwa 2,5 mm große, manchmal kataklastisch geprägte Feldspat- und Quarzkristalle charakterisiert, zwischen denen eine feinkörnigere Matrix aus denselben Mineralen sowie Biotit, manchmal Granat, Sillimanit und Disthen auftritt (Taf.1b). Die Korngrenzen aller hellen Komponenten sind stark suturiert oder verzahnt. Größere Kristalle weisen optische Inhomogenitäten (undulöse Auslöschung und Polygonisation) auf. In Abhängigkeit vom Deformationsgrad, der lokal variiert, kann es zur Bildung von Feldspatäugen und von Diskenquarzen kommen, die Übergänge zu der typischen, "granulitischen" Textur erkennen lassen (Taf.1,b,c,d). Die Rekristallisation der Gesteine, die ebenfalls lokal variiert, läßt sich besonders schön durch die Entregelung der Biotite erkennen. Von allen Gföhler Gneis-Typen weist der Horner Gneis im allgemein den höchsten Rekristallisationsgrad auf.

2.2 Die Mineralphasen

Der Biotit ist braun bis rotbraun und häufig in s mit Sillimanit verwachsen. In einem einzigen Fall (88-GE-13) tritt eine Verwachsung des Biotites mit großen Disthenkristallen auf. Seine Einregelung ist allgemein parallel bis subparallel zur Streckung der hellen Bestandteile. Grobblättriger Biotit tritt gemeinsam mit Fibrolith in den melanosomen Bändern und rund um resorbierte Granate auf. Solche grobblättrige Biotite sind im allgemeinen durch eine Entregelung in Bezug auf das allgemeine s charakterisiert. Diese Beobachtung und die selten auftretende Verwachsung von Biotit mit sekundärem Hellglimmer (88-GE-16, 17) ist ein Hinweis auf eine weitgehende Rekristallisation des Biotites.

Granat weist textuelle Merkmale auf, die - zumindest teilweise - seine reliktsche Natur erkennen lassen. In den meisten Fällen handelt es sich um kleine, gerundete Kristalle, die häufig in den Feldspäten eingeschlossen sind oder innerhalb von s-parallelen Biotit-reichen Bändern auftreten (z.B. 88-GE-11A, 11B, 12, 13, 14, 15). Größere Granate sind stark resorbiert oder atollförmig ausgebildet (z.B. 88-GE-1, 2, 3) und werden von grobblättrigem, entregeltem Biotit, Sillimanit und Kalifeldspat begleitet. Manchmal ist der Granat mit Disthen verwachsen (88-GE-12) und/oder führt Disthen-Einschlüsse. Hellglimmer-Einschlüsse im Granat sind nicht selten zu beobachten (z.B. 88-GE-33/1). Die häufigsten Einschlüsse sind jedoch Quarz, Plagioklas, Ilmenit, Rutil und Apatit. Von den drei untersuchten Proben des Horner Gneises sind zwei durch Relikte von kleinen, gerundeten Granaten, die in Plagioklas eingeschlossen sind, gekennzeichnet. Die dritte, offenbar weniger rekristallisierte Probe, führt größere resorbierte und helizitische Granate, die überdies schöne, sigmoidal angeordnete Einschlüsse (darunter Hellglimmer !) führen (Taf.1,a).

Disthen ist ein häufiger Bestandteil, der allerdings textuell als metastabil gegenüber Sillimanit erkannt werden konnte. Kleinere Disthenkristalle treten häufig als Einschlüsse in Alkalifeldspat auf, jedoch ist der direkte Kontakt zwischen beiden Mineralen durch eine dünne Plagioklashülle unterbunden. Diese Textur wurde auch in Gneisen der Bunten Serie von Zaydan und Scharbert (1983) beschrieben.

Tafel 1: Textuelle Aspekte der Gföhler Gneise; Vergrößerung:
kurze Rechteckseite c.a. 3.5 mm; gekreuzte Polarisatoren in b,c,d.

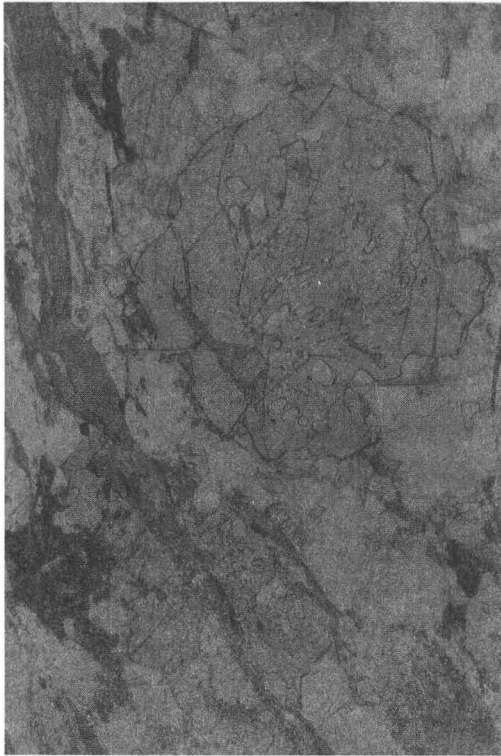
(a) GE-SL-32, Horner Gneis, Altenburg; Gössere, resorbierte Granate mit S-förmigen Anordnung von Einschlüssen im zentralen Bereich. Viele dieser Einschlüsse sind Hellglimmer. Das vorherrschende s wird durch die Fibrolithzüge erkannt. Die s- Flächen fließen die älteren Granate um. Zu bemerken ist auch die schwache Einregelung des Biotits in der Matrix bzw. seine "porphyroblastische" Bildung unmittelbar am kleineren, stark resorbierten Granat an der unteren, linken Bildfläche.

(b) GE-SL-14, Straßenaufschluß Wegscheid-St. Leonhard, die Granulite begleitende Paragneise; Mörtel- ähnliche Textur und Rekristallisation der hellen Gemengteile. Die grösseren, undulös auslöschenden Feldspatblasten sind randlich durch die Deformation in eine viel feinkörnigeren Matrix derselben zerfallen. An der oberen, rechten Bildecke erkennt man Hellglimmer, der nachträglich entlang von kataklastisch beanspruchten Kalifeldspäten sproßt.

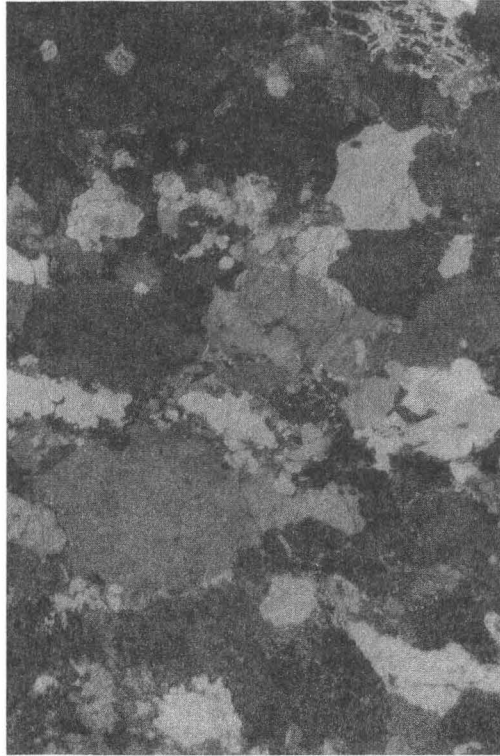
(c) 88-GE-28, Maria Taferl, Gföhler Gneis. Elongation der hellen Bestandteile. Zu bemerken ist die deformationsbedingte Bildung einer feinkörnigen Matrix rund um größere, elongierte Kristalle. Die dichten, feinkörnigen, stark lichtbrechenden Aggregate oberhalb des elongierten Quarzes bestehen aus Sillimattit-Mikrolithen.

(d) 88-GE-29, Maria Taferl, Gföhler Gneis. Textureller Übergang in die typische "granulitische" Textur. Bildung von Diskenquarz.

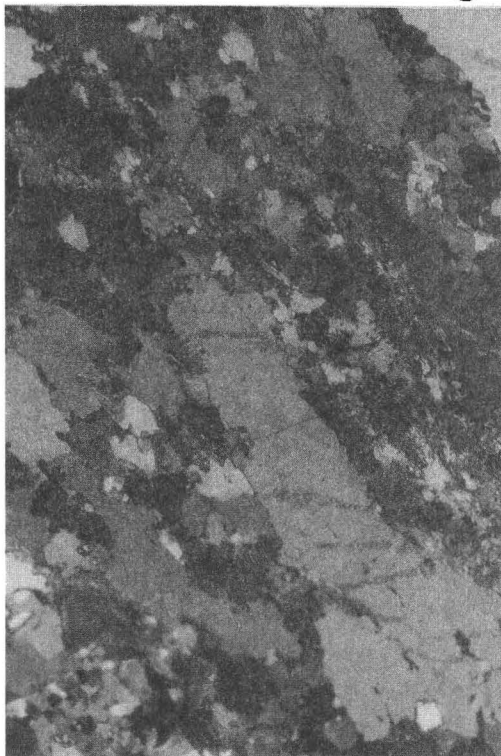
Tafel 1



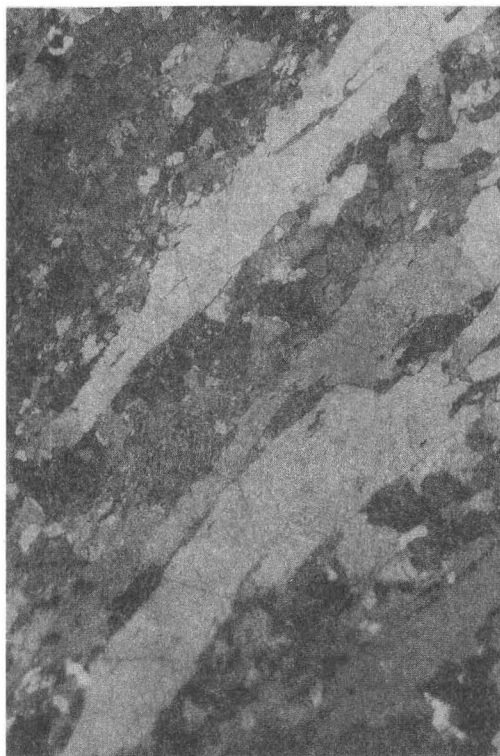
A



B



C



D

Tafel 2: Texturale Aspekte der Granulite; Vergrößerung: kurze Rechteckseite in a und c ca. 3.5 mm; in b ca. 1.5 mm; und d ca. 0.55 mm.

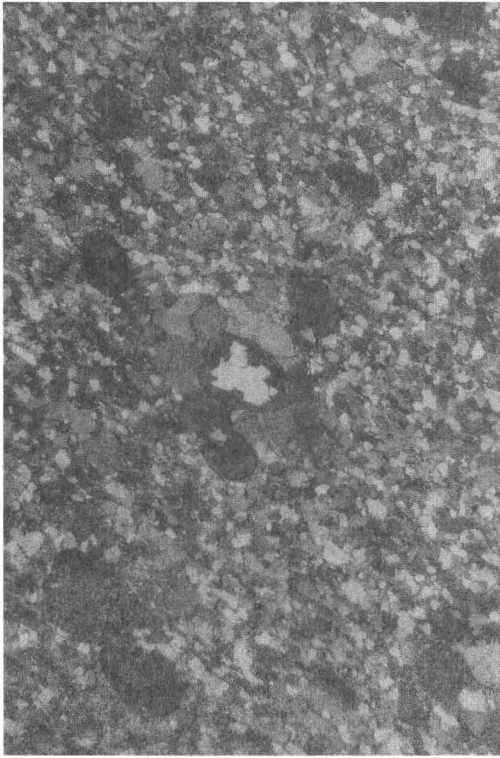
(a) GE-SL-37/3, Steinbruch Steinegg; gekreuzte Polarisatoren. Disthen ummantelt von Granat (bemerke den Innen- und Außenrand !) und grobkristalliner "Reaktionshof" von Feldspat um dem Granat; Die Matrix ist viel feinkörniger und weitgehend rekristallisiert.

(b) GE-SL-34, Steinbruch an der Straße Fuglau-Steinegg. Bildung von feinprismatischem Sillimanit an den Kanten eines älteren Disthenkristalls. Ebenfalls zu bemerken ist die Feinkörnigkeit des Granulits, die straffe Einregelung der Mineralbestandteile (Biotit, Rutil, Erz und Granat sind erkenntlich) und die typischen Diskenquarzzeilen (linke Bildseite).

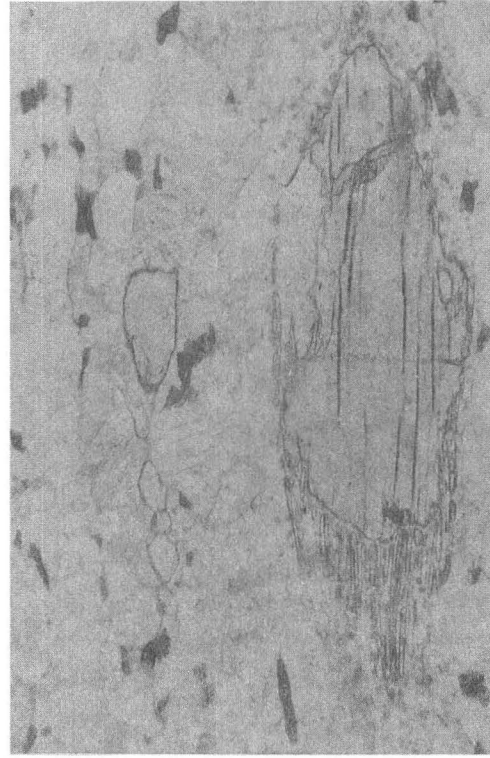
(c) GE-SL-39, Ortstafel Steinegg; parallele Polarisatoren. Übersichtsfoto eines weitgehend rekristallisierten Granulits. Zu beachten die schwache Einregelung des Biotits, die äquigranulare, polygonale Textur und die relativ kleinen, abgerundeten Granate.

(d) GE-SL-39, Steinbruch am Ortseingang von Steinegg; gekreuzte Polarisatoren. Detail aus der Quarz + Feldspatmatrix eines weitgehend rekristallisierten Granulites mit äquigranularer Polygonaltextur und "triple junctions" zwischen Plagioklas (feine Zwillinglamellen sind erkenntlich !), Kalifeldspat und Quarz.

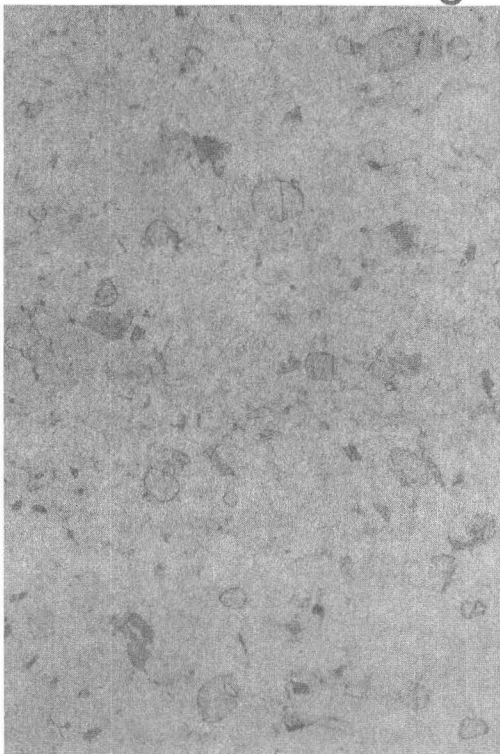
Tafel 2



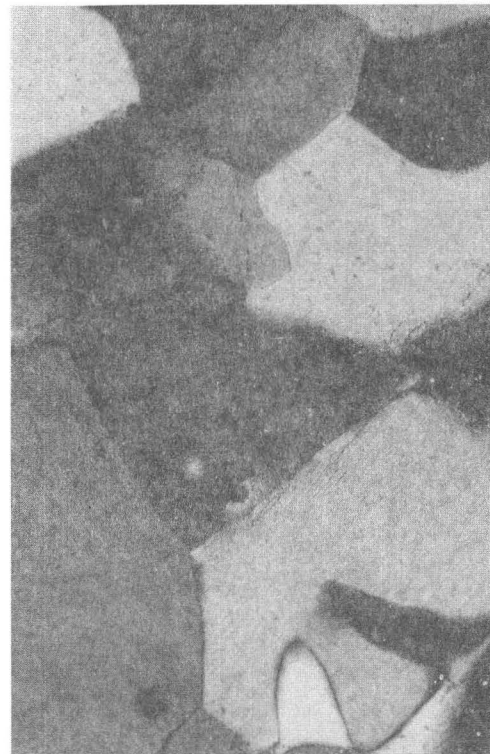
A



B



C



D

Als Matrixkristall weist der Disthen Deformationspolygonisation auf, die von lateraler Auflösung und Umkristallisation zu Fibrolith oder Sillimanit-Mikrolithen begleitet wird. Seltener ist eine Verwachsung von Disthen mit Granat zu beobachten. Im Horner Gneis tritt Disthen nur sehr untergeordnet auf.

Sillimanit ist ein sehr häufiger Bestandteil der Gföhler Gneise. Er tritt in Form von Fibrolith oder Mikrolithen rund um den metastabilen Disthen oder, seltener, in typisch entwickelten Kristallen auf.

Der Alkalifeldspat tritt sowohl in Form von größeren, perthitisch entmischten und elongierten Kristallen, als auch innerhalb der feinkörnigen Matrix auf. Ähnlich verhält sich auch der Plagioklas und der Quarz. Letzterer läßt, wie schon erwähnt, bereichsweise texturale Übergänge zu Diskenquarz erkennen.

Besonders charakteristisch für die Gföhler Gneise ist das häufige Auftreten von Myrmekit und die antiperthitische Entmischung von Plagioklas. Akzessorisch treten im Gföhler Gneis Ilmenit, Rutil, Apatit und Zirkon auf.

Die untersuchten Gföhler Gneise weisen sekundäre Mineralneubildungen in unterschiedlichem Ausmaß auf. Typisch ist die Chlorit-Bildung auf Kosten der Biotite und Granate und der Hellglimmer, der häufig rund um Alkalifeldspat sproßt (Taf.3,a). Bisweilen entwickeln beide Minerale größere Blasten oder rosettenförmige Aggregate, die die älteren Gefügeelemente überprägen.

3. DIE GRANULITE

Die untersuchten Proben stammen aus Aufschlüssen der Dunkelsteiner Granulitmasse und dem Granulit von Wieselburg südlich der Donau, sowie dem Granulitkörper von St.Leonhard.

3.1 Allgemeine Charakteristik

Die Granulite sind feinkörnige; plattig spaltende Gesteine, auf deren s-Flächen eine gut ausgeprägte Lineation zu erkennen ist. Ihre Farbe variiert zwischen weiß, grau und grau-braun. Sie weisen häufig eine scharf entwickelte Bänderung variierender Mächtigkeit auf, die auf eine abrupte Änderung im Modalgehalt von Biotit zurückzuführen ist. Die Granulite lassen makroskopisch Feldspäte, Biotit, Granat, Sillimanit und Disthen erkennen. Sehr häufig sind Augentexturen zu beobachten, die durch 2-3 mm große Alkalifeldspat- und Granataugen gebildet werden. Die Alumosilikate sind besonders schön in den s-parallelen Spaltflächen der Gesteine zu erkennen. Die Granulite in den Steinbrüchen von Krug weisen häufig diffuse, grünliche "Flecken" auf, die diskordant die straffe Schieferung des Gesteines überwachsen. Sie erwecken makroskopisch den Eindruck einer sekundären Chloritisierung, es handelt sich jedoch, wie im weiteren beschrieben wird, um sekundäre Bildungen von feinstkörnigen Erzphasen zwischen den Mineralkomponenten.

Aus den Granulitgebieten vom Dunkelsteiner Wald, von Wieselburg und von St.Leonhard wurden 31 Proben von hellen Granuliten mikroskopisch untersucht, wobei die vor allem im Dunkelsteiner Wald häufig auftretenden dunklen Px-Granulite nicht einbezogen wurden. Folgende charakteristische Paragenesen treten auf:

- (5).....Grt + Bi + Sil + [Ky] + Kfs + Plg + Q + Ilm + Ru
- (6).....Grt + Bi + Sil + Kfs + Plg + Q + Ilm + Ru
- (7).....Grt + Bi + [Ky] + Kfs + Plg + Q + Ilm + Ru
- (8).....Grt + Bi + Kfs + Plg + Q + Ilm + Ru
- (9).....Grt + Sil + [Ky] + Kfs + Plg + Q + Ilm + Ru
- (10).....Grt + [Ky] + Kfs + Plg + Q + Ilm + Ru
- (11).....Grt + Kfs + Plg + Q + Ilm + Ru
- (12).....Grt + Plg + Q + Ilm + Ru

Im Vergleich zum Gföhler Gneis sind die Granulite mineralogisch bunter zusammengesetzt. Die Paragenesen der Gföhler Gneise sind mit den Paragenesen (5), (6), (7) und (8) der Granulite identisch. Biotit-freie Paragenesen treten nur in den Granuliten auf.

Unter dem Mikroskop kann man zwei extreme Texturtypen unterscheiden: Der erste Typ (z.B. Taf. 2,b) wird durch straffe Regelung von Biotit und Sillimanit, porphyroklastische Kristalle von Granat und augenförmigen, perthitisch-entmischten Kalifeldspäten, Feinkörnigkeit der hellen Gemengteile, die überdies suturierte oder verzahnte Korngrenzen aufweisen, und Ausbildung von Diskenquarz gekennzeichnet (z.B. GE-SL-24, 34; 88-GR-3). Dieser Texturtyp ist äquivalent mit den Gesteinen der s.g. Granulitlamelle (Fuchs und Scharbert 1979, Petrakakis 1986 a,b). Der zweite Typ (Taf.2,c) weist eine weitgehende Rekristallisation auf, die durch entregelte Biotite, Abwesenheit von Diskenquarz, Gleichkörnigkeit und geraden bis leicht gekrümmten Korngrenzen zwischen den hellen Gemengteilen charakterisiert ist (Taf.2,d). Die Mehrheit der untersuchten Granulitproben weist textuelle Merkmale auf, die zwischen diesen extremen Texturtypen liegen. Es lassen sich auch graduelle Übergänge wie z.B. in den Proben GE-SL-37, 38 und 39 erkennen.

3.2 Die Mineralphasen

Granat tritt entweder in Form von kleinen abgerundeten Körnern (z.B. GE-SL-39) oder als größere Porphyroklasten, mit Augentexturen und gut entwickelten Druckschatten bzw. Streckungshöfen (z.B. GE-SL-24, 25) auf. Die größeren Kristalle weisen eine kataklastische Überprägung auf (88-GR-9, GE-SL-24, 25) und/oder sind parallel s elongiert (GE-SL-5A/2, 88-GR-3). In beiden Fällen werden sie von s umflossen. In den dadurch entstandenen Druckschatten, Streckungshöfen und Resorptionseinbuchtungen tritt grobblättriger Biotit, manchmal gemeinsam mit Fibrolith, auf. Die üblichen Einschlüsse sind Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Biotit, Ilmenit, Rutil und selten auch Hellglimmer und Disthen (GE-SL-20, 25, 38, 39). Hellglimmer- und Alkalifeldspateinschlüsse wurden in einem Granat der Probe

Tafel 3: Texturelle Besonderheiten im Gföhler Gneis und Granulit; Vergrößerung: kurze Rechteckseite in a: ca. 3.5 mm; in c,d ca. 1.5 mm; in b ca. 0.55 mm.

(a) 88-GE-28, Maria Taferl, Gföhler Gneis; gekreuzte Polarisatoren. Porphyroblastischer Hellglimmer sproßt über die stark deformierte Matrix.

(b) GE-SL-20b, Steinbruch nahe Krug; gekreuzte Polarisatoren. Hellglimmer- und Kalifeldspat-Einschlüsse in Granat.

(c) GE-SL-37/2, Steinbruch Steinegg; gekreuzte Polarisatoren. Pseudomorphose von Hellglimmer nach einem in Granat eingeschlossenen Disthen. Im oberen Teil des Hellglimmers sind noch Disthenreste zu erkennen. Zu bemerken ist auch der Außen- und Innenrand des Granats. Feinkörnigere, besser rekristallisierte Matrix.

(d) GE-SL-37/1, Steinbruch Steinegg; gekreuzte Polarisatoren. Große Quarz- und Plagioklas-Einschlüsse in Granat. Der Plagioklas weist eine deutlich erkennbare Zonierung an seinem äußersten Rande auf. Zu bemerken ist auch der Größenunterschied zwischen Einschlüssen und Matrixmineralen, sowie der stark eingebuchtete Innenrand des Wirtgranats.

Tafel 3



A



B

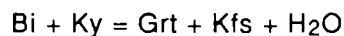


C



D

GE-SL-20B beobachtet (Taf.3,b). Auffallend ist, daß die Feldspateinschlüsse im Granat deutlich größer als die durchschnittlichen Matrixkristalle derselben Art sein können (Taf. 3,b,d). Darüberhinaus weisen die Einschlüsse keine undulöse Auslöschung auf. In manchen Proben findet man besondere Texturen in Zusammenhang mit dem Granat. So, z.B. in den Proben GE-SL-37,38, wo größere Disthenkristalle von einer relativ dünnen Granathülle umschlossen sind. Es kommt auch vor, daß diese Umhüllung nicht allseitig ausgebildet ist, wodurch atollähnliche Granate vorliegen (Taf.2,a, Taf.3,c,d), die an den "Raspberry type garnet" (Bard, 1986) erinnern. Die Kontakte zwischen dem eingeschlossenen Disthen und der Granathülle weisen viele Einbuchtungen auf. In den meisten Fällen sind diese Disthene pseudomorph von Hellglimmer ersetzt (Taf.3,c), was die Vermutung einer jüngeren, statischen Wärmeeinwirkung und partielle Rehydratisierung der Gesteine nahelegt. Rund um die Granathülle tritt eine Biotit-freie, deutlich grobkörnigere, besser rekristallisierte Feldspatmatrix auf (Taf.2,a), die durch gerade oder gekrümmte Korngrenzen charakterisiert ist. Diese Granathof-Bildung steht texturell im Gegensatz zur sonst auftretenden Matrix der Gesteine, die allgemein intensivere Deformationserscheinungen aufweist. Man könnte sie als eine relativ jüngere Reaktionstextur nach der Reaktion



deuten.

Brauner bis rotbrauner Biotit ist feinkörnig ausgebildet und streng parallel *s* eingeregelt. Ausnahmen stellen jene Proben dar, bei denen intensive Rekristallisationserscheinungen auftreten. So beobachtet man z.B. in der Probe GE-SL-39 eine sehr schwache Regelung des manchmal grobkörnig rekristallisierten Biotits (Taf.2,c). Grobkörnige, schwach geregelte Biotite treten auch in den Druckschatten und den Resorptionsbuchten der Granate auf.

Quarz tritt entweder gemeinsam mit den Feldspäten in der feinkörnigen Matrix oder in Form von Diskenquarzen auf. Letztere weisen eine starke deformationsbedingte optische Inhomogenität auf.

Alkalifeldspat und Plagioklas sind hauptsächlich Bestandteile der feinkörnigen Matrix. Gelegentlich beobachtet man augenförmige Alkalifeldspat-Porphyrklasten, die stark perthitisch entmischte sind. Stark entmischte Kalifeldspäte sind häufig als Einschluß im Granat zu beobachten (z.B. GE-SL-4).

Von den beiden auftretenden Alumosilikaten ist der Disthen der ältere (vergl. Scharbert 1971). Er tritt als Einschluß im Granat auf und wird lateral durch Polygonisation in Fibrolith oder Sillimanit-Mikrolithen umgewandelt oder wird vom letzteren überwachsen (Taf.2,b). Der Sillimanit tritt in Form von Fibrolith auf, der in der Regel lange Züge von Kristallaggregaten parallel *s* bildet. Ilmenit, Rutil und Apatit sind häufige Akzessorien, die sowohl als Einschlüsse in Granat als auch in der Matrix auftreten.

An dieser Stelle ist eine jüngere Erzbildung zu erwähnen, die zwischen den Mineralphasen auftritt. Ihr Erscheinungsbild könnte als "Infiltration von erzbildenden

Komponenten" beschrieben werden. Diese Erzbildung charakterisiert die Granulite in den Steinbrüchen von Krug und äußert sich makroskopisch durch die eingangs erwähnten grünlichen "Flecken".

4. SCHLUSSFOLGERUNG

Aus den rein paragenetischen und textuellen Untersuchungen an Gesteinen des Gföhler Gneises und an den Granuliten lassen sich folgende Aussagen ableiten:

(1) Die Gföhler Gneise sind durch vier Paragenesen gekennzeichnet, die auch in den Granuliten zu beobachten sind. Die buntere mineralogische Zusammensetzung der Granulite ist eher auf die Probennahme dieser scharf, im Bereich von cm bis einigen dm, gebänderten Gesteine zurückzuführen. Die scharfe Bänderung der Granulite widerspiegelt höchstwahrscheinlich Prozesse einer metamorphen Differentiation, die möglicherweise auf kleinräumige Gradienten in der Aktivität von Fluids hinweisen. Diese Annahme stützt sich hauptsächlich auf die Tatsache, daß die Bänderung in der Abwechslung von "trockenen" und fluidführenden (Biotit) Lagen besteht. Nach den vorliegenden paragenetischen Untersuchungen gehören jedenfalls beide Gesteine demselben Faziestyp, nämlich



(Thompson 1976), an.

(2) Derselbe Faziestyp konnte von Petrakakis (1986 a,b), für die Paragneise aus der südlichen Bunten Serie ermittelt werden. Demnach können für die prägende Metamorphose in der südlichen Bunten Serie, der Gföhler Einheit und in den Granuliten ähnliche Bildungsbedingungen angenommen werden. Die Betonung liegt auf "ähnlichen Bildungsbedingungen", denn es ist ohne weiteres vorstellbar, daß innerhalb desselben Faziestyps die Granulite die höchst metamorphen und die Paragneise der Bunten Serie die niedriger metamorphen Bildungen darstellen. Verfeinerte phasenpetrologische Untersuchungen (vergl. auch Petrakakis 1990; Beitrag in diesem Heft) sollen hier Klarheit schaffen.

(3) Das, wenngleich auch nicht allzuhäufige, Auftreten von Disthen-, Muskovit- und Alkalifeldspat-Einschlüssen im Granat sowie die allgemein metastabile Natur von Disthen bezüglich des Sillimanits und die partiellen Rekristallisationerscheinungen - insbesondere des Biotits - sind Merkmale, die sowohl in den Granuliten als auch im Gföhler Gneis und in den Paragneisen der südlichen Bunten Serie beobachtet werden können. Petrakakis (1986a, Fig.8) konnte am Beispiel von den zuletzt genannten Gesteinen und aufgrund ähnlicher Einschlußassoziationen im Granat die Metamorphosebedingungen eingrenzen. Die oben beschriebenen Beziehungen lassen die Vermutung zu, daß alle drei Gesteinstypen die metamorphe Prägung entlang eines vergleichbaren P,T-Pfades erfuhren.

(4) Im Bezug auf den Deformationsgrad unterscheiden sich die Gföhler Gneise und die Granulite sehr deutlich voneinander. Die Granulite weisen im allgemei-

nen einen sehr viel stärkeren Deformationsgrad auf. Allerdings gibt es auch Bereiche in den Gföhler Gneisen, die eine deutliche Annäherung an die typische "Granulittextur" aufweisen. Dies äußert sich durch die Ausbildung von porphyroklastischen Augentexturen und von Diskenquarzzeilen in der Gesteinsmatrix.

(5) In beiden Gesteinen kann man in verschiedenem Ausmaß Rekristallisationserscheinungen beobachten. Besonders auffällig sind diese in manchen Granulitproben. Sie werden durch eine Entregelung von Biotit und die Ausbildung von polygonalen, äquigranularen Texturen mit geraden bis schwach gekrümmten Korngrenzen in Quarz- und Feldspat-reichen Lagen charakterisiert. Mit der Rekristallisation ist womöglich eine andere Parallelität zwischen dem Gföhler Gneis und dem Granulit verbunden. Sie besteht auch in den typischen Resorptionerscheinungen an Granat, was auf eine ähnliche polymetamorphe Prägung der beiden Gesteine hinweist.

(6) Migmatische Gefüge charakterisieren in vielen Aufschlüssen das Erscheinungsbild der Gföhler Gneise. Dieses Erscheinungsbild stellt einen markanten Unterschied zu den Granuliten dar, der schon von Becke et al. (1913) hervorgehoben wurde. Ohne Zweifel kommen hier grundlegende Unterschiede im Fluidangebot während der (aufsteigenden?) Metamorphose zum Ausdruck und ohne Zweifel stellt die Klärung der Stellung der Migmatitbildung innerhalb des Metamorphosegeschehens einen wesentlichen Ansatzpunkt zum Verständnis der Entwicklung der beiden Einheiten dar.

DANK

Die Autoren bedanken sich beim FWF für die großzügige Unterstützung der Projekte Nr. J0340-GEO und S4709-GEO.

5. Literatur

- Bard, J.P., 1986: Microtextures of igneous and metamorphic rocks. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht/Boston/Lancaster.
- Becke, F., 1882: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. *TMPM*, **4**, 189-408.
- Becke, F., A.Himmelbauer, F.Reinhold, und R.Görgy, 1913: Das niederösterreichische Waldviertel. *TMPM*, **32**, 186-246.
- Fuchs, G. und H.G.Scharbert, 1979: Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. **1979**, 29-49.
- Kurat, G. and H.G.Scharbert, 1972: Compositional zoning in garnets from granulite facies rocks of the moldanubian zone, Bohemian Massif of Lower Austria. *EPSL*, **16**, 379-387.
- Petrakakis, K., 1986a: Metamorphism of high grade gneisses from the Moldanubian Zone, Austria, with particular reference to the garnets. *Journ. Metamorphic Geol.*, **4**, 323-344.

- Petrakakis,K., 1986b: Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich. *TMPM*, **35**, 243-259.
- Petrakakis,K., 1990: Metamorphosebedingungen in der Gföhler Einheit. *Österr. Beitr. Met. Geoph.*, dieser Band.
- Scharbert,H.G., 1963: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums, I. *N. Jb. Min., Abh.* **100**, 57-86.
- Scharbert,H.G., 1964: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums, II und III. *N. Jb. Min., Abh.* **101**, 27-66, 210-231.
- Scharbert, H.G., 1971: Cyanit und Sillimanit in moldanubischen Granuliten. *TMPM*, **16**, 252-267.
- Scharbert,H.G. and G.Kurat, 1974: Distribution of some elements between coexisting ferromagnesian minerals in Moldanubian granulite facies rocks, Lower Austria. *TMPM*, **21**, 110-134.
- Thompson,A.B., 1976: Mineral reactions in pelitic rocks: I.Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am. Journ. Sci.*, **276**, 401-425.
- Zaydan,A. und H.G.Scharbert, 1983: Petrologie und Geochemie moldanubischer Serien im Raume Persenbeug (südwestliches Waldviertel). *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 181-199.

Adresse der Autoren:

Univ.Prof. Dr. W. Richter,
 Dr. K. Petrakakis
 Institut für Petrologie der Universität Wien
 Dr. Karl Lueger-Ring 1
 A-1010 Wien

Manuskript eingegangen am 28.12.1989, in Endform am 30.3.1990

METAMORPHOSEBEDINGUNGEN IN DER GFÖHLER EINHEIT

K. PETRAKAKIS

Zusammenfassung

Zur Ermittlung der Metamorphosebedingungen von Gesteinen aus der Gföhler Einheit wurden ein Opx+Gr- Gneis und ein Cpx+Gr Amphibolit, beide aus den, die Granulite und Gföhler Gneise begleitenden Serien, herangezogen. Die Berechnung erfolgte mit Hilfe der Ge0Calc Software, welche die zu berechnenden Metamorphosebedingungen nicht nur an Hand vereinzelter, womöglich auf inkonsistenten thermodynamischen Daten beruhender Reaktionen, sondern auf die Gesamtheit aller im Rahmen des definierten thermodynamischen Systems möglichen stabilen und metastabilen univarianten Gleichgewichten ermittelt. Diese Methode setzt eine intensive Mikroanalytik aller beteiligten Phasen voraus. Die erste Probe weist textuelle und mineralchemische Merkmale auf, die auf eine Annäherung des Gleichgewichtszustandes hinweisen. Zur Berechnung der Metamorphosebedingungen wurden gemittelte Analysen aus dem internen Bereich der Mineralphasen verwendet. Die zweite Probe liefert Hinweise auf eine späte, partielle Einwirkung von Fluids niedriger Temperatur, die sekundäre Mineralbildungen verursacht haben. Allerdings sind noch in dieser Probe textuelle Merkmale erhalten, die auf eine Gleichgewichtseinstellung hinweisen. Zur Berechnung der Metamorphosebedingungen wurden einzelne Granat- und Einschlußanalysen verwendet. In beiden Fällen liegt der berechnete P,T-Bereich bei 750 °C und 8.5-9.0 kbar. Wird die Distanz von ca. 50 km zwischen beiden entnommenen Proben betrachtet, dann lassen sich aus den oben angegebenen Werten konstante P,T-Bedingungen über weite Bereiche der Gföhler Einheit während der prägenden Metamorphose vermuten.

Abstract

Two rocks, a mafic Opx+Gr-gneiss and a Cpx+Gr-amphibolite, both accompanying the granulites of the Gföhl unit were used for the estimation of the condition of the latter. The calculation of P and T was carried out by means of the Ge0Calc software. This enables the calculation of the thermodynamic parameters on the grounds of all stable and metastable reactions, which may be defined for the rock system. Further on, the Ge0Calc software is primarily based on a file of standard thermodynamic data for minerals, which are characterized by a high internal consistency. The application of the method needs the accurate microanalysis of all mineral constituents of the rock. The first of the two samples shows textural and mineral compositional features indicating a close attainment to equilibrium. In this case averaged analyses of the mineral interiors were used for the calculation. The second sample shows late, partial retrogression due to Ca rich fluids. Nevertheless, the primary textural and paragenetic relations are locally still preserved. The garnets in this sample are poikiloblastic showing a distinct inclusions' distribution. In this case analyses of mineral inclusions and near by garnets were used for the calculation. The estimated P,T-conditions approximate 750°C and 8.5-9.0 kbar for both samples. In view of the distance (50 km) between the sampling areas of both samples the constancy of the P,T-conditions on a regional scale may be postulated.

1. EINLEITUNG

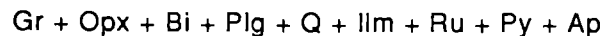
Unser heutiger Wissensstand über die Metamorphosebedingungen der Gföhler Einheit beschränkt sich primär auf die Arbeit von Scharbert und Kurat (1974), die mit Hilfe von Mikrosondendaten und den damals bekannten experimentell bestimmten Phasenbeziehungen die P,T-Bildungsbedingungen der Granulite mit 760° C und 11 kbar festlegten. Diese Bedingungen haben allgemein Eingang in die relevante Literatur (z.B. Fuchs und Matura 1980) als repräsentative Werte für die Metamorphosebedingungen innerhalb der gesamten Gföhler Einheit gefunden.

In den letzten Jahren wurden eine Reihe von Arbeiten am Institut für Petrologie der Universität Wien durchgeführt, die die Aufklärung der Metamorphosebedingungen der Bunten Serie betreffen (Zaydan und Scharbert 1983; Petrakakis 1984, 1986a, 1986b; Hödl 1985; Kuschnig 1986; Högelsberger 1989). Petrakakis (1986a, 1986b) konnte aufgrund von Detailstudien von Gneisen aus der südlichen Bunten Serie zeigen, daß die prägende Metamorphose durch Bedingungen von 700 - 770 °C und 6-9 kbar unter aH₂O << 1 gekennzeichnet ist. Er äußerte die Vermutung, daß angesichts der eingangs erwähnten P,T-Bedingungen in der Gföhler Einheit kein wesentlicher Metamorphosesprung zwischen beiden Einheiten und insbesondere im südlichen Bereich existiert. Somit würde ein wesentliches Merkmal, welches zur Abtrennung der Bunten Serie von der Gföhler Einheit herangezogen wurde (Fuchs 1976; Fuchs und Matura 1976; Matura 1976), wegfallen.

In der vorliegenden Arbeit wird kurz über die Bildungsbedingungen von zwei Proben berichtet, die beide charakteristischen Gesteinen der Gföhler Einheit angehören. Die erste Probe (88-GE-31) stammt aus dem Gelände des Bahnhofes Weitenegg und gehört zu der die Gföhler Einheit begleitenden Amphibolitserie. Die zweite Probe (GE-SL-40A/2) stammt von einem Aufschluß an der Straße Steinegg-St.Leonhard, etwa 1,5 km südlich der Kampbrücke bei Steinegg. Sie gehört zu der die St.Leonharder Granulite begleitenden Serie und tritt im Verband mit (Gr-Cpx)- Amphiboliten auf.

2. BESCHREIBUNG DER GESTEINE

Die Probe 88-GE-31 ist ein dunkelgrauer mafischer Gneis, mit der Paragenese



Das Gestein ist schwach gebändert. Makroskopisch kann man Biotit und Feldspat erkennen. Letztere bilden manchmal 1-2 mm augenförmige Schlieren, die parallel zur Schieferung des Gesteins liegen.

Man kann unter dem Mikroskop zwei Größen vom Granat erkennen: wenige, größere Kristalle, die eine leichte Resorption aufweisen, und viel kleinere, in der Regel idioblastisch bis subidioblastisch geformte Körner, die gleichmäßig über den Schliiff verteilt sind. Die größeren Granate führen allgemein wenige Einschlüsse

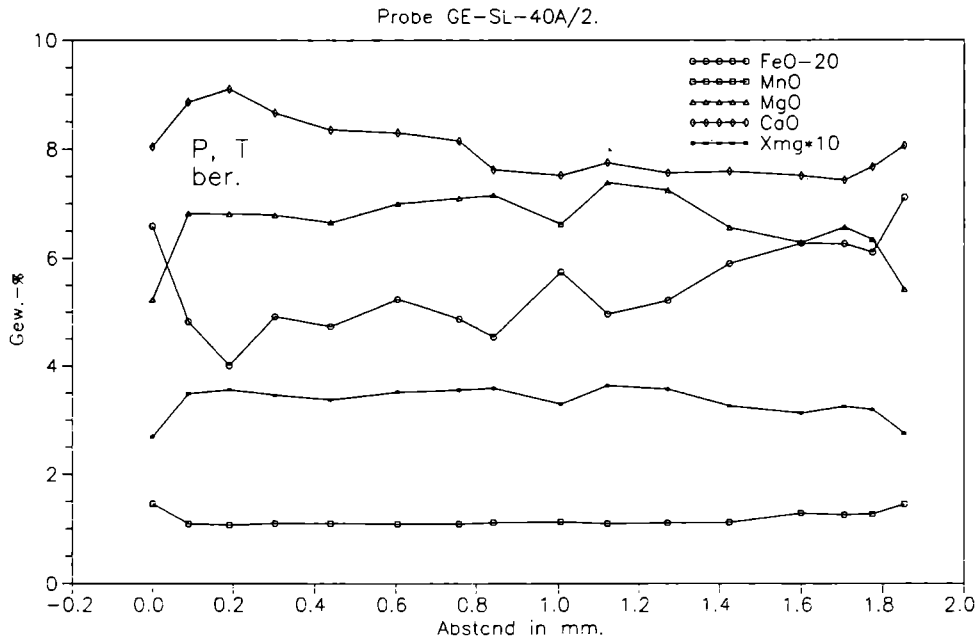


Fig.1: Profil durch einen größeren Granat in der Probe 88GE-31.

Granat	Rand (28)		Inneres (15)	
Xmg	0.273	0.024	0.299	0.022
Opx	Rand (10)		Inneres (10)	
Al ₂ O ₃	1.79	0.10	1.65	0.10
Xmg	0.603	0.033	0.584	0.031
Ilmenit	Matrix (20)		Einschl. (2)	
XTi	0.943	0.012	0.919	
XFe ₂	0.924	0.015	0.883	
XFe ₃	0.056	0.012	0.081	
Plag.	Rand (9)		Manche Kerne(4)	
an	0.449	0.023	0.373	0.014
ab	0.511	0.023	0.582	0.015
or	0.041	0.006	0.046	0.005

Tab. 1: Übersicht über die Zusammensetzung der in der Probe 88-GE-31 auftretenden Mineralphasen. Die angegebenen Werte beziehen sich auf den Mittelwert und die Standardabweichung von Punktanalysenwerten, deren Anzahl in () angegeben ist. Formelberechnungen: Granat auf 12 O, Orthopyroxen auf 6 O, Ilmenit auf 3 O, Plagioklas auf 8 O.

von Rutil, Ilmenit, Biotit, Quarz und seltener Plagioklas. Seine häufigsten Begleitminerale sind Plagioklas, Quarz, Orthopyroxen und seltener, Biotit. Ein Profil durch einen repräsentativen, größeren Granat zeigt Fig.1. Er ist weitgehend homogenisiert bezüglich X_{Mg}, Mn und Ca mit Ausnahme seines bis etwa 0.1 mm breiten Randes, der eine rasche Abnahme von Ca aufweist. Diese Ca-Abnahme ist nicht monoton. Sie erfolgt über ein kleines Plateau nahe dem äußersten Rand. Innerhalb dieser Zone bildet Mg (und X_{Mg}) ein Maximum, nach außen hin nimmt es dann rasch ab. Fe steigt monoton innerhalb dieser Randzone an, weist jedoch einen Wendepunkt beim Maximum von Mg auf. Andere Granate aus derselben Probe und insbesondere die sehr häufigen kleinen Granate weisen ein ähnliches Verteilungsmuster am äußeren Rand auf. Allerdings ist der homogenisierte, zentrale Bereich weitgehend reduziert. Das Verteilungsmuster der Elemente am äußersten Rand der Granate weist auf mögliche Prozesse nach dem metamorphen Höhepunkt (Abkühlungseffekte, eventuelle Wiederaufwärmung der moldanubischen Gesteine, etc.; vgl. dazu Petrakakis 1986a und die darin angegebenen Referenzen) hin. Die Tab.1 gibt in kurzer Form die chemische Zusammensetzung der Granate an.

Orthopyroxen ist unter dem Mikroskop sehr schwach rosa-grau gefärbt. Er hat einen Achsenwinkel von $2V$ ca. 90° und zeigt in entsprechenden Schnittlagen gerade Auslöschung. Seine Größe kann bis etwa 1 mm betragen. In den meisten Fällen tritt er in Form von subidioblastischen bis xenoblastischen Kristallen auf. Der Chemismus der Orthopyroxene ist in der Tab.1 angegeben. Kleine, jedoch nicht signifikante Unterschiede zwischen Rand- und Kernzusammensetzungen sind zu beobachten.

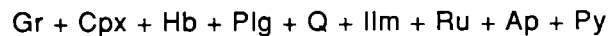
Der Plagioklas ist vollkommen xenoblastisch ausgebildet. Sein Durchmesser erreicht selten 1 mm. In manchen hellen Lagen des Gesteins treten aber bis etwa 5 mm große Plg-Megablasten auf, die ähnlich zusammengesetzt sind wie die kleineren Kristalle. Die Plagioklase sind im allgemeinen schwach invers zonargebaut. Der An-Gehalt variiert zwischen 43 und 47 %. In wenigen Fällen konnte ein An-ärmerer Kern mit etwa 35-39% An festgestellt werden (Tab.1). Da die einzigen Ca-führenden Phasen der Granat und der Plagioklas sind, läßt sich der inverse Zonarbau der Plagioklase mit der Ca-Abnahme am Granatrand korrelieren.

Rotbraun gefärbter Biotit ist reichlich in der Matrix vorhanden. Er tritt selten als Einschluß im Granat, häufiger jedoch in Quarz und Plagioklas auf.

Der Ilmenit tritt sowohl in der Matrix als auch im Granat eingeschlossen auf. Er weist einen nicht vernachlässigbaren Anteil an Hämatit-Komponente auf. Chemische Unterschiede zwischen beiden Auftretensarten sind in Tab. 1 deutlich erkennbar.

Rutil ist ein häufiger Einschluß im Granat; Pyrit ist diskret verteilt in der Matrix vertreten.

Die Amphibolitprobe GE-SL-40A/2 stammt aus dem Bereich des St.Leonharder Granulits. Sie ist durch die Paragenese



gekennzeichnet. Neben diesen Mineralen führt die Probe auch Titanit- und Calcit-Einschlüsse im Granat und Prehnit.

Prehnit ist nur entlang von Bruchflächen, in deren Nähe die braune Hornblende stark ausgebleicht ist und die Plagioklase stark serizitisiert sind, zu finden. Seine Bildung ist auf die späte Einwirkung von Fluids niedriger Temperatur zurückzuführen.

Ilmenit ist besonders häufig in der Matrix anzutreffen. Die Mikrosondendaten und insbesondere ihre Formelberechnung auf Kationenbasis weisen darauf hin, daß sie etwa 7% Hämatit-Komponente enthalten (Tab.2). Ilmenit tritt auch als Einschluß im Granat auf. Seine Zusammensetzung ist praktisch ident mit jenen aus der Matrix.

Der Amphibolit ist durch den Reichtum an bis etwa 5 mm großen Granaten und die massige, schwach oder kaum geschieferten Textur charakterisiert. Megaskopisch kann man neben Amphibol auch Feldspat, Granat und Klinopyroxen erkennen.

Unter dem Mikroskop erkennt man gut equilibrierte granulare Texturen mit glatten Korngrenzen und deutlichen "triple junctions", besonders zwischen Plagioklas und Hornblende.

Granat variiert in seiner Größe. Er ist stark resorbiert und führt viele Einschlüsse, die in zwei Bereichen verteilt sind: Der zentrale Bereich wird durch Einschlüsse von Titanit, Calcit, Plagioklas und Klinopyroxen charakterisiert. Im intermediären und Randbereich treten Plagioklas, Hornblende, Klinopyroxen, Ilmenit und Rutil auf, während Calcit und Titanit stark zurücktreten. Diese Einschlußverteilung spricht für eine lange, höchstwahrscheinlich prograde Wachstumsperiode zumindest einiger großer Granate.

Fig.2 zeigt ein Profil durch einen größeren Granat aus der Probe GE-SL-40A/2. Dieser Granat ist bezüglich aller Komponenten homogenisiert. Die Xgrs-Verteilung weist ein undeutlich ausgebildetes Maximum innerhalb einer 0.2-0.3 mm breiten Zone auf, die vom resorbierten Rand nach innen reicht. Innerhalb dieser Zone sind die Hornblende-, Klinopyroxen-, Rutil- und Ilmenit-Einschlüsse zu finden. Die Mikrosondeanalysen zeigen außerdem eine systematische Änderung im Chemiesmus der Pyroxen- und Plagioklas-Einschlüsse. So werden z.B. im zentralen Bereich die Plagioklase durch An-Gehalte um 22% und die Klinopyroxene durch Xmg-Werte von etwa 0.85 charakterisiert. Im Randbereich hingegen liegen die Werte bei rund 50% An und 0.75-0.78 Xmg. Manche größere Plg-Einschlüsse im äußeren Bereich weisen An-arme Kerne (< 30% An) auf. Solche Einschlüsse sind unter dem Mikroskop durch ihre starke konzentrische Auslöschung auffallend. Es ist noch zu bemerken, daß dieselben Minerale in der Gesteinsmatrix annähernd

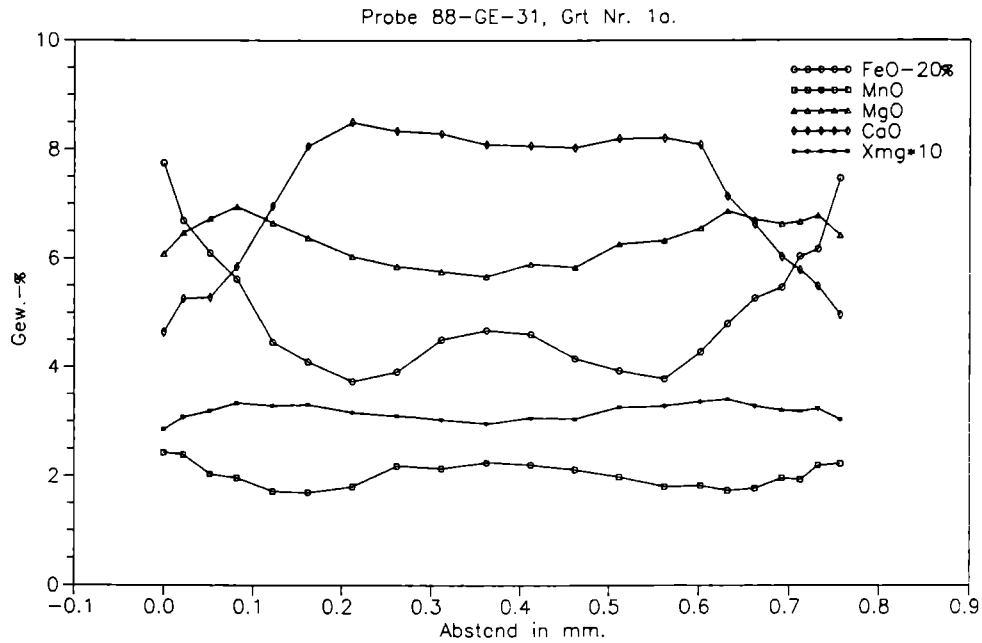


Fig.2: Profil durch einen repräsentativen Granat in der Probe GE-SL-40A/2. Die zur Berechnung der P,T- Bedingungen verwendeten Einschlüsse liegen nahe dem linken Randbereich.

Granat nahe Einschuß (4)		Plagioklas-Einschuß (2)		
Xmg	0.336	0.003	an	0.498
Xgrs	0.182	0.013	ab	0.499
			or	0.003
Ilmenit- Einschuß (4)		Klinopyroxen-Einschuß (1)		
XTi	0.936	0.007	Xmg	0.760
XFe ₂	0.895	0.008	Al ^{IV}	0.100
XFe ₃	0.062	0.007	Al ^{VI}	0.065

Tab. 2: Chemische Charakterisierung der zur Berechnung des Diagramms in Abb.4 verwendeten Mineraleinschlüsse. Zur Erläuterung der angegebenen Werte siehe auch Tab. 1.

ähnliche aber nicht identische Zusammensetzungen aufweisen wie die Einschlüsse im äußeren Granatbereich. Die markantesten Unterschiede sind bei den Pyroxenen und den Hornblenden zu beobachten. Zur Berechnung der P,T-Bildungsbedingungen wurden Einschluß- und benachbarte (jedoch nicht angrenzende) Granatanalysen aus dem äußeren Bereich ausgewählt (Tab.2).

3. BERECHNUNGSMETHODEN

Die vollständige Charakterisierung der Proben erfolgte durch umfassende Mikrosondenanalytik aller auftretenden Phasen. Die Analysen wurden im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Bern durchgeführt. Die Meßbedingungen betragen 15 kV /20 nA auf Messing bei einer EDS- bestückten ARL-SEMQ Mikrosonde. Als Standards wurden natürliche und synthetische Minerale verwendet. Die Meßergebnisse wurden nach ZAF korrigiert. Mittelwertbildung und Formelberechnungen der Mineralanalysen wurden mit Hilfe des Programmes MINSORT (Petraakis and Dietrich 1985) durchgeführt. Berechnungen von Fe³⁺ beruhen auf Ladungsbilanzkriterien. Eine Zusammenfassung der Mineralanalysen ist in den Tab.1 und 2 zu finden. Eine komplette Dokumentation über den Chemismus der Mineralphasen ist in Vorbereitung.

Die Berechnung der P,T-Bedingungen erfolgte mit Hilfe des Ge0Calc Softwarepakets (Helgeson et al. 1981; Berman et al. 1985; Brown et al. 1987; Brown et al. 1988; Berman 1988, 1990). Die neueste Testversion des Hauptprogramms PTAX ermöglicht sowohl die Berechnung von stabilen und metastabilen univarianten Gleichgewichtskurven als auch deren Ausgabe am Bildschirm oder hochauflösenden Drucker. Das Programm ermöglicht eine Auswahl der zu berechnenden Diagramme (P-T, P-a, P-X, T-a, T-X, a-a), die Definition des interessierenden Bereiches der ausgewählten Achsenvariablen und die Definition des thermodynamischen Systems, bestehend aus beliebig vielen Komponenten und Phasen. Die Vorgangsweise des Programms ist folgende:

Zunächst wird die Anzahl von möglichen Reaktionen im definierten thermodynamischen System berechnet. Danach werden die stöchiometrischen Koeffizienten der ersten Reaktion berechnet, und mit Hilfe der thermodynamischen und thermochemischen Daten von entsprechenden Mischungsmodellen wird die Lage der Reaktionskurven innerhalb des ausgewählten Variablenbereiches definiert. Dabei wird die Lage der Reaktionskurve durch Nullstellensuche ihrer G-Funktion, die im allgemeinen ein Polynom höheren Grades darstellt, ermittelt. Die G-Funktion beinhaltet zusätzliche Terme, die die Abhängigkeit von G von Zusammensetzung, Ordnungsgrad und Phasentransformationen beschreiben. Sollte sich die errechnete Reaktion als metastabil in Bezug auf den definierten Variablenbereich oder auf alle anderen Phasenkombinationen erweisen, wird ihre Phasenassoziation zur Eliminierung derjenigen Reaktionen benützt, die eben diese metastabile Assoziation beinhalten. Dadurch wird die Anzahl der zu berechnenden Reaktionen und damit die Rechenzeit erheblich reduziert. In Abhängigkeit von der Auswahl des Benutzers (ob nur stabile oder stabile und metastabile Reaktionen innerhalb des definierten Variablenbereiches berechnet werden sollen) werden die Reaktionen

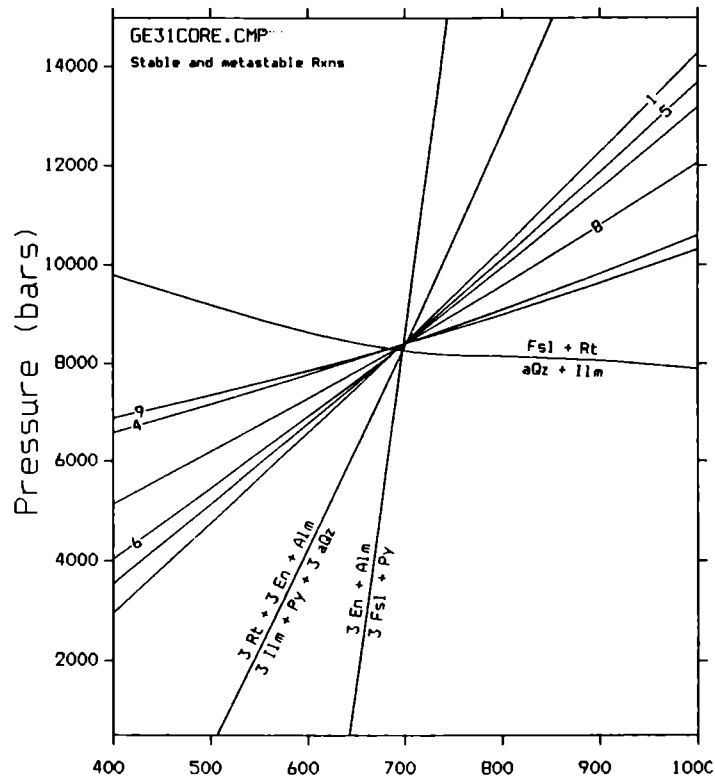


Fig.3: Berechnete stabile und metastabile Reaktionen in der Probe 88-GE-31.

1):	2 Alm + Gr + 3 aQz = 6 Fsl + 3 An
2):	3 En + Alm = 3 Fsl + Py
3):	Fsl + Rt = aQz + Ilm
4):	Gr + 2 Py + 3 aQz = 6 En + 3 An
5):	3 Rt + Gr + 2 Alm = 3 An + 3 Fsl + 3 Ilm
6):	2 Alm + Gr + 6 Rt = 3 aQz + 6 Ilm + 3 An
7):	3 Rt + 3 En + Alm = 3 Ilm + Py + 3 aQz
8):	3 Rt + Py + Gr + Alm = 3 An + 3 En + 3 Ilm
9):	3 Rt + 2 Py + Gr + 3 Fsl = 3 An + 6 En + 3 Ilm

Abkürzungen:
 Alm = Almandin, An = Anorthit, aQz = alpha-Quartz, Di = Diopsid, En = Enstatit,
 Fsl = Ferrosilit, Gr = Grossular, Hd = Hedenbergit, Ilm = Ilmenit, Py = Pyrop, Rt =
 Rutil.

Tab. 3: Stabile und metastabile Reaktionen in der Fig. 3, Probe 88-GE-31. Mineralasoziationen an der linken Reaktionsseite sind stabil bei höheren Werten von P bzw. T.

beschriftet, am Bildschirm gezeichnet und in eine Plot-Datei geschrieben. Letztere dient zur Reproduktion des berechneten Diagramms am Bildschirm oder hochauflösenden Drucker mit Hilfe von Hilfsprogrammen, die dem Ge0Calc beigelegt sind. Der oben skizzierte Vorgang wird bis zur Erschöpfung der Reaktionen wiederholt.

Die zur Berechnung der P,T-Bedingungen verwendeten thermodynamischen Standarddaten stammen aus der intern äußerst konsistenten Datenbank von Berman (1988) unter Berücksichtigung von Ergänzungen, die in Berman (1990) dokumentiert sind. Die Überschußfunktionen wurden für Granat nach Berman (1990) und für Plagioklas nach Fuhrman and Lindsley (1988) berechnet. Für Orthopyroxen, Klinopyroxen und Ilmenit-Hämatit-Mischkristalle wurde ideal cation mixing on sites herangezogen.

4. ERGEBNISSE

Zur Berechnung der Bildungsbedingungen der oben beschriebenen Proben wurde zunächst das Fluid als Phase in beiden Proben und die Hornblende in der Probe GE-SL-40A/2 ausgeschlossen. Somit wurden die Bildungsbedingungen beider Proben nur an Hand von solid-solid Reaktionen ermittelt. In der Biotit-führenden Probe 88-GE-31 würde das Auftreten einer zusätzlichen wasserfreien Phase - wie Kalifeldspat - die Durchführung von Berechnungen der Wasseraktivität a_{H_2O} erlauben. Allerdings wäre dann ein geeignetes Mischungsmodell für den Biotit notwendig, obwohl ideal ionic mixing on sites als erste Annäherung genügen könnte. In der zweiten Probe kommt Hornblende reichlich vor. Die thermodynamische Datenbank von Berman (1988) enthält Standarddaten über den Tremolit. Zur Zeit fehlen jedoch geeignete Mischungsdaten für dieses Mineral und darüber hinaus würde die Einbeziehung von Fluid und Hornblende in die thermodynamische Berechnung zu zwei weiteren Variablen führen. Wie man jedoch in den Fig.3 und 4 erkennen kann, vermindert der Ausschluß von Fluid und Hornblende keineswegs die Genauigkeit der berechneten P,T-Bedingungen, da Ge0Calc alle möglichen Reaktionen zwischen den ausgewählten Phasen berechnet. Im Falle des Gleichgewichtes definieren diese Reaktionen einen invarianten Punkt (bzw. kleinen P,T-Bereich), der den Bildungsbedingungen entspricht. In Tab.1 und 2 sind die für jede Probe ausgewählten Phasen sowie ihre Zusammensetzung in Kurzform angegeben. Die Berechnung schließt stabile und metastabile Reaktionen ein, da beide Reaktionsarten gleich aussagekräftige Resultate liefern. Die Liste der Reaktionen in den Fig.3 und 4 ist in den Tab. 3 und 4 angegeben.

Wie aus den Fig.3 und 4 zu entnehmen ist, liegen die Bildungsbedingungen für beide Proben in einem Bereich von $T = 720-750^\circ \text{C}$ und $P = 8.5 - 9.0 \text{ kbar}$. Dieser Druckbereich weicht erheblich vom Druck ab, den Scharbert und Kurat (1974) für die Granulitbildung vorgeschlagen haben. Die berechneten Bedingungen decken sich ausgezeichnet mit jenen aus der Bunten Serie (Petraakis 1986 a,b). Es ist jedoch notwendig zu unterstreichen, daß wirklich gültige Vergleiche nur dann vorgenommen werden können, wenn die Gesteine der Bunten Serie derselben strengen thermodynamischen Behandlung unterworfen würden.

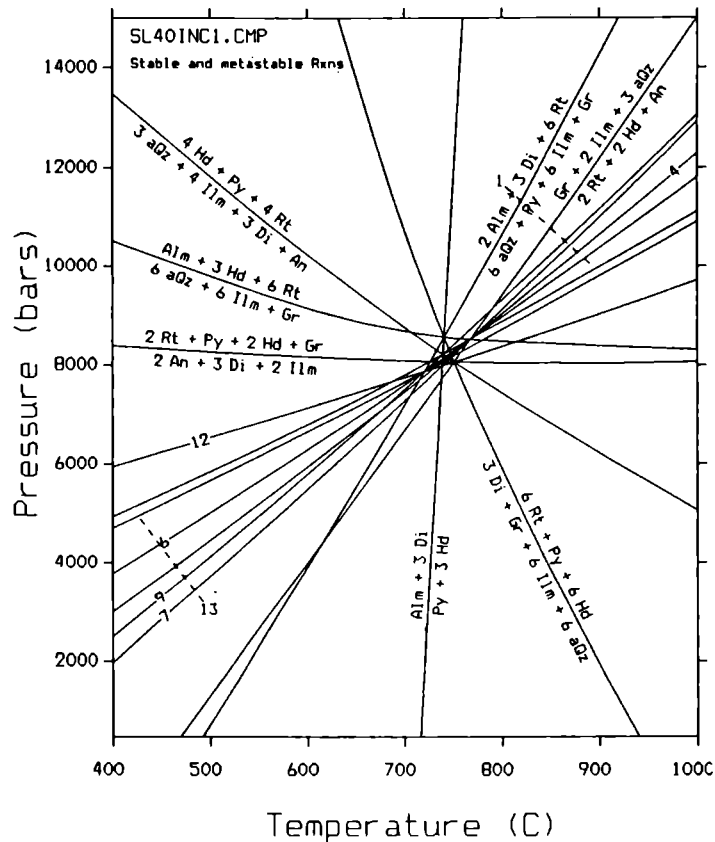


Fig.4: Berechnete stabile und metastabile Reaktionen in der Probe GE-SL-40A/2.

1):	Alm + Hd + 4 Rt = 3 aQz + 4 Ilm + An
2):	Gr + 2 Ilm + 3 aQz = 2 Rt + 2 Hd + An
3):	4 Hd + Py + 4 Rt = 3 aQz + 4 Ilm + 3 Di + An
4):	2 Rt + Gr + Alm = 2 An + Hd + 2 Ilm
5):	Alm + 3 Hd + 6 Rt = 6 aQz + 6 Ilm + Gr
6):	6 Rt + Gr + 2 Alm = 3 An + 6 Ilm + 3 aQz
7):	3 aQz + 2 Gr + Alm = 3 An + 3 Hd
8):	Alm + 3 Di = Py + 3 Hd
9):	4 Alm + 3 Di + 12 Rt = 9 aQz + Py + 12 Ilm + 3 An
10):	2 Rt + Py + 2 Hd + Gr = 2 An + 3 Di + 2 Ilm
11):	6 Rt + Py + 6 Hd = 3 Di + Gr + 6 Ilm + 6 aQz
12):	3 aQz + Py + 2 Gr = 3 An + 3 Di
13):	6 Rt + Py + 3 Gr + 2 Alm = 6 An + 3 Di + 6 Ilm
14):	2 Alm + 3 Di + 6 Rt = 6 aQz + Py + 6 Ilm + Gr

Tab. 4: Stabile und metastabile Reaktionen (Abb.4) und Zusammensetzung der Mineralphasen in der Probe GE-SL-40A/2. Mineralassoziationen in der linken Reaktionsseite sind bei höheren Werten von P bzw. T stabil. Abkürzungen wie in Tab. 3.

Bemerkenswert ist auch die Tatsache, daß die Fundpunkte der beiden untersuchten Gesteine eine Horizontalabstand von ca. 50 km aufweisen. Die Gleichheit der P,T-Werte zeigt, daß über beträchtliche Distanzen hinweg während des Metamorphosehöhenpunktes ganz ähnliche Bedingungen herrschten.

DANK

Der Autor bedankt sich beim FWF für die großzügige Unterstützung (Projekte Nr. J0340-GEO und S 4709-GEO). Großer Dank gilt auch Prof. Dr. W. Richter sowohl für die aufschlußreiche Diskussionen über diese Arbeit als auch für seine Unterstützung. Ebenfalls gedankt sei der Institutsleitung des Mineralogisch-Petrographischen Instituts der Universität Bern, insbesondere Prof. M. Engi, für die großzügige Unterstützung bei diesem Vorhaben.

5. LITERATUR

- Berman, R.G., T.H. Brown, H.J. Greenwood, 1985: An internally consistent thermodynamic data base for Minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. Atomic Energy of Canada Ltd. Technical Report **377**, 62p.
- Berman, R.G., 1988: Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. Journ. Petrol., **29**, 445-522.
- Berman, R.G., 1990: Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. Am. Mineralogist., **75**, 328-344.
- Brown, T.H., R.G. Berman, E.H. Perkins, 1987: GE0-CALC: A software package for rapid calculation of stable pressure-temperature- activity phase diagrams. Geol. Soc. Amer., 1987 Annual meeting (Abs), **19**, no. 7, 603.
- Brown, T.H., R.G. Berman, and E.H. Perkins, 1988: GE0-CALC: Software package for calculation and display of pressure-temperature- composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. Computers & Geosciences. **14**, 279-289.
- Fuchs, G., 1976: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. Jb. Geol. B.-A., **119**, 45-61.
- Fuchs, G. und A. Matura, 1976: Zur Geologie des Kristallins der Südlichen Böhmisches Masse. Jb. Geol. B.-A., **119**, 1-43.
- Fuchs, G. und A. Matura, 1980: Die Böhmisches Masse in Österreich. In Oberhauser, (ed): Der geologische Aufbau Österreichs. S. 121-143, Springer, Wien.
- Fuhrman, M.L. and D.H. Lindsley, 1988: Ternary-feldspar modeling and thermometry. Amer. Min., **73**, 201-215.
- Högelsberger, G., 1989: Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie - Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen. Jb. Geol. B.-A., **132**, 213-230.
- Helgeson, H.C., D.H. Kirkham and G.C. Flowers, 1981: Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: IV. Calculation of activity coefficients, osmotic coefficients and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600°C and 5 kbar. Amer. J. Sci., **281**, 1249-15-16.

- Hödl, M., 1985: Petrologie und Geochemie des Rehberger Amphibolites im Niederösterreichischen Moldanubikum. Dissertation, Institut. f. Petrologie, Univ. Wien.
- Kuschnig, G., 1986: Geochemie und Petrologie der Amphibolite der Bunten Serie. Dissertation, Inst. f. Petrologie, Univ. Wien.
- Matura, A., 1976: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem Niederösterreichischen Waldviertel. Jb. Geol. B.-A., **119**, 63-74.
- Petrakakis, K., 1984: Polymetamorphe Entwicklung der Bunten Serie, Moldanubikum, N.Ö. Fortschr. Min., **62**, Bh. 1, 185-186.
- Petrakakis, K., 1986a: Metamorphism of high grade gneisses from the Moldanubian Zone, Austria, with particular reference to the garnets. Journ. metamorphic Geol., **4**, 323-344.
- Petrakakis, K., 1986b: Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich. TMPM, **35**, 243-259.
- Petrakakis, K. and H. Dietrich, 1985: MINSORT: A program for the processing and archivation of microprobe analyses of silicate and oxide minerals. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Mh. **8**, 379-384.
- Scharbert, H.G. and G. Kurat, 1974: Distribution of some elements between coexisting ferromagnesian minerals in Moldanubian granulite Facies Rocks, Lower Austria, Austria. TMPM, **21**, 110-134.
- Zaydan, A. und H.G. Scharbert, 1983: Petrologie und Geochemie moldanubischer Serien im Raume Persenbeug (südwestliches Waldviertel). Jb. Geol. B.-A., **126**, 181-199.

Adresse des Autors:

Dr. K. Petrakakis
Institut für Petrologie der Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1
A-1010 Wien

Manuskript eingegangen am 4.12.1989, in Endform am 30.3.1990

GRANAT-BIOTIT-GEOTHERMOMETRIE IN METAPELITEN DER MORAVISCHEN ZONE IN ÖSTERREICH

V.HÖCK, R.MARSCHALLINGER, D.TOPA

Zusammenfassung

Metapelite treten in der Moravischen Zone Österreichs in zwei strukturellen Stockwerken auf: erstens zusammen mit Quarziten und Gneisen unmittelbar über dem Thaya-Batholith der tiefsten Einheit und zweitens vergesellschaftet mit Marmoren zwischen dem Weitersfelder Stengelgneis sensu strictu und dem Bittescher Gneis, als höchstem Element. Die erste Abfolge wird als Therasburger Formation, die zweite als Pernegger Formation bezeichnet.

Die älteste Metamorphose, die altmoravische, - sie ist vermutlich cadomischen Alters - steht im Zusammenhang mit dem Eindringen des Thaya-Batholithen in die Therasburger Formation. Ihr werden neben möglichen Pseudomorphosen nach Cordierit Almandin-reiche Granatkerne zugerechnet. Die jüngere Regionalmetamorphose nimmt vom Liegenden ins Hangende zu, wobei in der höchst temperierten Zone neben Biotit und Granat noch Staurolith hinzutritt. Die inverse Metamorphose bezieht sich auf die variszische (?) mittelmoravische Phase. Die Granaten zeigen eine charakteristische Elementverteilung mit Ca- und Mn-reichen Kernen sowie einer Fe- und Mg-Zunahme an den Rändern. Die aufgrund der Granat-Biotit-Thermometrie errechneten Temperaturen (Randzusammensetzung der Granaten) liegen für die Granat-Biotit-Zone bei 580°C, für die Granat-Biotit-Staurolith-Zone zwischen 580 und 600°C. Der Druck wird aufgrund erster Meßergebnisse der Phengit-Barometrie auf 5 bis 7 kbar geschätzt. Das letzte Ereignis, die jungmoravische Phase, äußert sich in retrograder Chloritisierung und Muscovitisierung. Die inverse Temperaturzonierung der mittelmoravischen Phase wird mit der Überschiebung heißen Krustenmaterials des Moldanubikums auf das Moravikum erklärt.

Abstract

Metapelites in the Moravian Zone in Austria occur in two different structural units: (1) together with quartzites and gneisses immediately above the Thaya batholith and (2) associated with marbles between the so-called Stengelgneiss of Weitersfeld and the Bittesch gneiss in a structural higher level. The first sequence is called Therasburg formation, the second Pernegg formation.

The oldest metamorphism (old Moravian phase) of probably Cadomian age is connected with the intrusion of the Thaya batholith into the Therasburg formation. Apart from pseudomorphs after cordierite almandin-rich cores of garnet are ascribed to this event. The regional metamorphism increases from the lower to the higher units with garnet + biotite + staurolite in high grade metapelites. This inverse metamorphism is probably due to the Hercynian middle Moravian phase. The garnets show a characteristic element distribution with Ca and Mn rich cores and an increase of Fe and Mg towards the rims. Garnet-biotite geothermometry yields temperatures at 580°C for the biotite-garnet zone and 580° to 600°C for the garnet-biotite-staurolite zone. The pressure is estimated at 5 to 7 kbars based on phengite barometry on some gneis-

ses. The young Moravian phase is documented by chloritisation and muscovitisation processes. The inverse temperature zonation is explained by the overthrust of hot Moldanubian crustal material over the Moravian rocks.

Geologische Karte des Moravikums

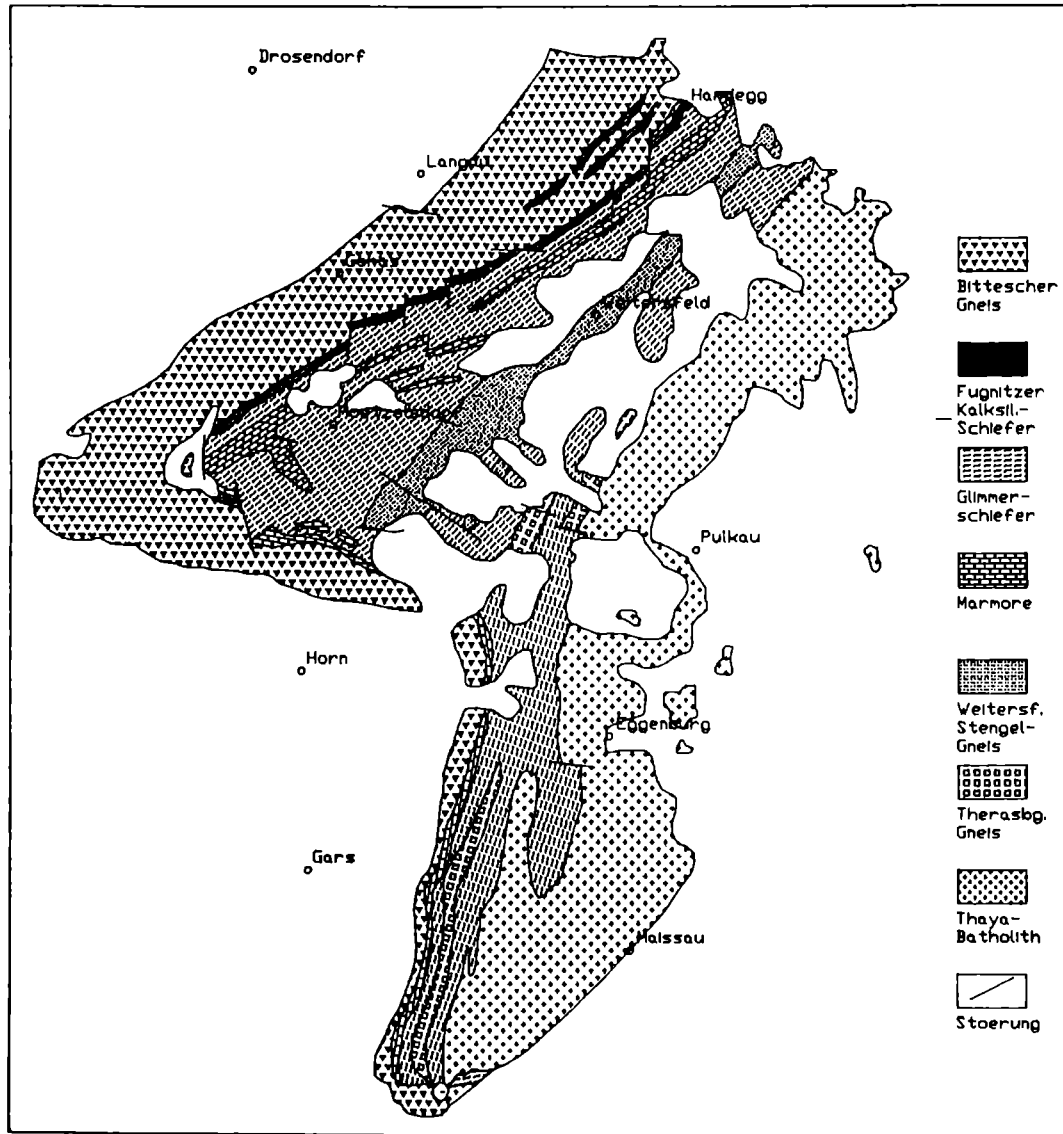


Fig.1: Geologische Übersichtskarte des Moravikums in Österreich

1. EINLEITUNG

Als Kriterium für die Abgrenzung beider Groseinheiten in der Böhmisches Masse wurde bereits von F.E.Suess (1903) ihre Metamorphose herangezogen mit der Überschiebung des höher metamorphen Moldanubikums über das schwächer metamorphe Moravikum unter Ausbildung der retrograden Glimmerschieferzone im Grenzbereich beider Einheiten. Bereits 1912 weisen F.E.Suess und später Preclik (1927) auf die Abnahme der Metamorphose im Moravikum sowohl nach Osten als auch nach Süden bzw. Norden, das ist in Richtung der strukturell tieferen Einheiten, hin. Frasl arbeitet 1970 neuerlich die inverse Metamorphose heraus und ordnet den höchst metamorphen Teil im Bereich der Pernegger Kuppel der Amphibolitfazies zu. 1975 gelingt es dann Höck, die aufsteigende Metamorphose in vier Zonen zu gliedern, die erste, südlichste mit Phengit und Chlorit als typische Paragenese. In Zone 2 tritt Biotit zusätzlich hinzu. Zone 3 wird durch das erste Auftreten von Granat neben Biotit charakterisiert und Zone 4 schließlich durch Staurolith neben Granat und Biotit. Als erste Temperaturabschätzungen werden 540 bis 560°C, basierend auf experimentellen Untersuchungen zur Staurolithbildung von Hoschek (1969) angegeben. In allerjüngster Zeit präsentierte M.Bernroeder (1989) erste Daten zur Geobarometrie und Geothermometrie mit Temperaturen von ungefähr 560 bis 590°C an Biotiten und Granatpaaren aus der Staurolith-führenden Zone.

In der vorliegenden Arbeit werden neben einer verbesserten Metamorphose-Zonierung neue Granat-Biotit-Analysen sowie PT-Daten zur metamorphen Entwicklung des höhertemperierten Teiles des Moravikums vorgestellt.

2. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Auch wenn die Granat-Biotit-Analysen ausschließlich aus den pelitischen bzw. psammitischen Gesteinsfolgen des Moravikums stammen, soll hier doch zur Wahrung des Zusammenhanges wenigstens skizzenhaft die gesamte Schichtfolge des Moravikums dargestellt werden (vgl. Fig.1):

Die tiefste strukturelle Einheit bildet der Thaya-Batholith, ein granitisch-granodioritisch bis tonalitischer Pluton cadomischen Alters (S.Scharbert and Batik, 1980). Er läßt sich in Österreich in mindestens vier Subtypen untergliedern, die alle zusammen I-Typ-Charakteristik aufweisen und von Finger et al. (1989) als Intrusion in einen aktiven Kontinentalrand interpretiert wurden.

Überlagert werden die metamorphen Granite und Tonalite von einer pelitisch-psammitischen Abfolge, die von Höck und Veters (1975), als Quarzit-Glimmerschiefer-Serie bezeichnet wurde. Sie besteht aus Glimmerschiefern mit teilweise beträchtlicher Albit/Oligoklas-Führung. Als Edukt kommen Tonschiefer bis Grauwacken in Frage. Die Albit-reichen Gesteine leiten meist ohne scharfe Grenze zu recht feinkörnigen, straff geschieferten Gneisen über, die als Therasburger Gneise bezeichnet wurden (Höck 1983). Teilweise beträchtliche Amphibolgehalte könnten auf den Orthocharakter einiger Gesteine mit andesitischem bis dioriti-

schem Chemismus hinweisen. Reine Quarzite treten in bis zu mehreren Meter mächtigen Lagen auf. Die hohe Erzführung vieler dieser Gneise und Glimmerschiefer ist seit längerem bekannt. Libowitzky (1989) interpretiert diese Gesteine mit beträchtlicher Magnetit- bzw. Ilmenitführung als präkambrische black-sands. Um die Zusammengehörigkeit der gesamten Gesteinsfolge auch noch nomenklatorisch zu verdeutlichen, wird dafür der Name "Therasburger Formation" vorgeschlagen.

Die Weitersfelder Stengelgneise sensu strictu trennen die tiefere "Therasburger Formation" von der höheren "Pernegger Formation" (Glimmerschiefer-Marmorserie nach Höck und Vettors 1975). Letztere ist eine kalkig-tonige Abfolge, in der Marmore und Glimmerschiefer durch zahlreiche Übergänge miteinander verknüpft sind. Die Fugnitzer Kalksilikatschiefer, die ebenso eine enge Verbindung zu den Marmoren zeigen, werden wegen ihrer charakteristischen Minerale als eigenes Schichtglied beibehalten.

Der Unterschied zwischen beiden Formationen beschränkt sich nicht nur auf die verschiedene lithologische Entwicklung (tonig-sandig vs tonig-kalkig), Unterschiede sind auch immer wieder in den einzelnen Gesteinstypen festzustellen. Die Glimmerschiefer der "Therasburger Formation" sind im allgemeinen Quarz- und Feldspat-reicher, Glimmer-ärmer und insgesamt etwas feinkörniger. Die Glimmerschiefer der "Pernegger Formation" sind Glimmer-reicher, Quarz- und Feldspat-ärmer - auch wenn letzterer häufig vorhanden ist.

Der Bittescher Gneis wird im allgemeinen als höchstes Stockwerk des Moravikums betrachtet. Seine auffallende Ähnlichkeit mit dem Dobragneis (Frasl 1970) hat allerdings mehrere Autoren bereits veranlaßt, den Bittescher Gneis dem Moldanubikum zuzurechnen (Matura 1976, Matte et al. 1985). Auch wenn - abgesehen von den Metapeliten - die verschiedenen Gneise vereinzelt Granat führen, so beschränkt sich die folgende Diskussion auf die Glimmerschiefer der Therasburger und der Pernegger Formation.

Die Schichtglieder des Moravikums fallen südlich der Linie Horn-Eggenburg einheitlich nach Westen, nördlich des Pulkautales nach Nordwesten. Im Raum Pernegg ist die Moravische Zone durch eine großräumige S-förmige Verkrümmung gekennzeichnet, die sich insbesondere im Verlauf des Bittescher Gneises und der Pernegger Formation manifestiert (W-E Streichen nördlich von Horn: Fig.1). Das Zentrum dieser Umbiegung bildet eine kuppelförmige Aufwölbung (Pernegger Kuppel). Die Deckenbewegungen innerhalb des Moravikums (Pleissing-Decke und Bittescher Gneis-Decke) wurden immer als ostvergent erachtet. Jüngste Untersuchungen (Fritz, dieser Band) zeigen, daß NNW-gerichtete Deckenbewegungen zumindest für den Bittescher Gneis in Betracht zu ziehen sind.

3. PETROGRAPHIE

Aufbauend auf Vorarbeiten von Suess, Waldmann, und Preclik gliedert Frasl (1968) die Entwicklung des Moravikums in drei Phasen:

Die altmoravische Phase ist in Zusammenhang mit vorvariszischen Entwicklun-

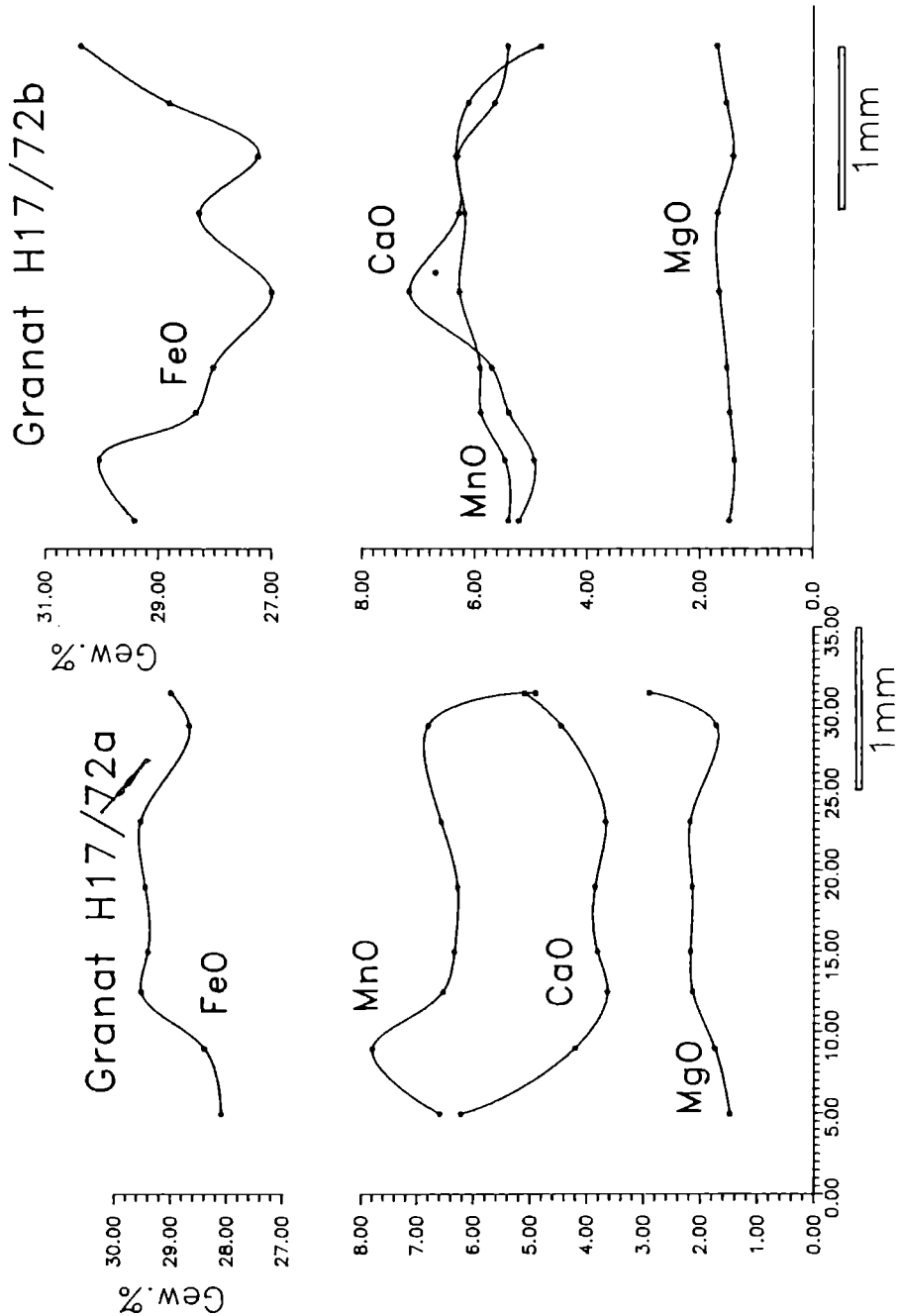


Fig.2: Granatzonierungen aus der Granat-Biotit-Zone der Therasburger Formation (H 17/72:•Schwarze Brücke, Pulkautal). a: Fe, Mg reicher Kern, Abnahme der Konzentrationen zum Rand. Der äußerste rechte Saum ist etwas Fe, Mg reicher(8 Meßpunkte). b: Fe armer Kern mit deutlicher Zunahme des Fe Gehaltes zum Rand. Ca und Mn nehmen vom Kern zum Rand hin ab. Mg bleibt weitgehend unzoniert (9 Meßpunkte).

gen, nämlich dem Eindringen des Thaya-Batholithen und der dazugehörigen Kontaktmetamorphose zu sehen. Die Migmatitzone östlich der Ruine Kaja ist das am besten erhaltene Relikt. Mineralogisch sind neben Pseudomorphosen nach Cordierit (?) noch alte Granatkerne in den Migmatit- und Kontaktbereichen als Reste der altmoravischen Phase zu erkennen.

Der vermutlich variszischen, mittelmoravischen Phase werden die Deckenbewegungen und die regionale Metamorphose zugeordnet. Die inverse Zonierung der Metamorphose mit ihren charakteristischen Mineralparagenesen ist ebenfalls der mittelmoravischen Phase zugehörig. Die Diskussion über die Paragenesen unter

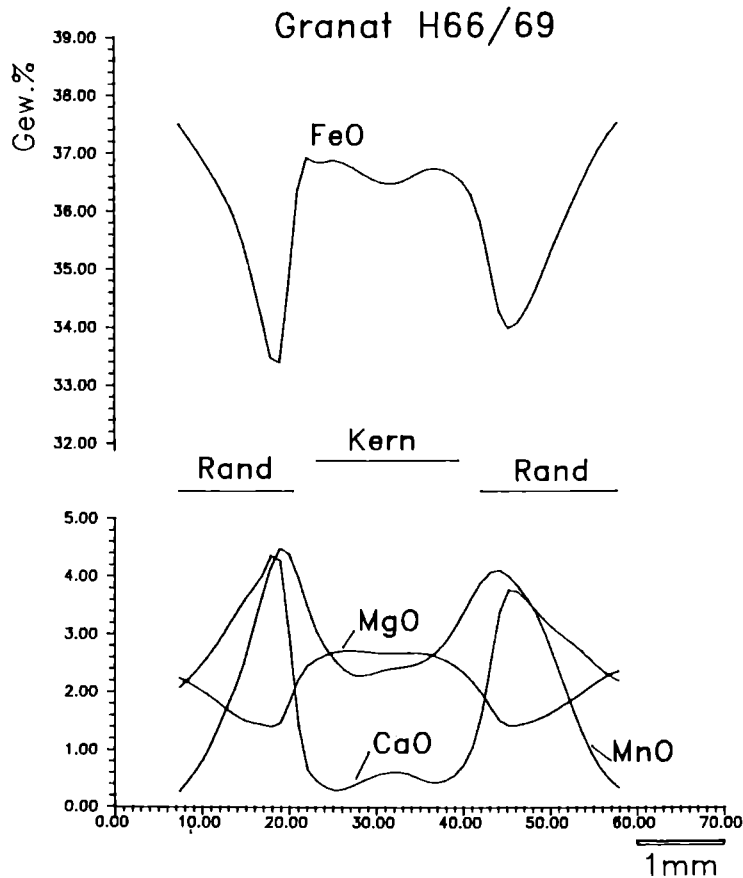


Fig.3: Granatzonierung aus der Granat-Biotit-Stauroolith-Zone der Therasburger Formation in Migmatiten der altmoravischen Phase (H 66/69: E Ruine Kaja). Die dargestellten Profile wurden berechnet basierend auf 20 in unmittelbarer Nähe des Profils liegenden Meßpunkten. Der Kern der Granaten ist Fe und Mg reich, gleichzeitig arm an Mn und Ca. Deutlich abgesetzt vom Kern beginnt eine Fe, Mg arme, sowie Ca, Mn reiche Randzone. Diese ist wiederum deutlich zoniert mit einer Zunahme von Fe und Mg von innen nach außen bei gleichzeitiger Abnahme von Ca und Mn.

Einschluß von Granat und Biotit beschränkt sich naturgemäß auf die beiden höchstmetamorphen Zonen innerhalb des Moravikums, nämlich die Zonen 3 und 4 nach Höck (1975). Zu Granat und Biotit bzw. Staurolith in Zone 4 tritt noch in allen Gesteinen regelmäßig Quarz und Muscovit hinzu, vielfach auch noch Plagioklas. Chlorit hingegen ist im allgemeinen ein Anzeiger der jungmoravischen Phase. Der Verlauf der Zonen 3 und 4 entsprechend den bisherigen Unterlagen in Mineralparagenesen ist in Fig.5 dargestellt. Die Oligoklaszone (Frasl 1983) ist inkludiert. Die Therasburger und die Pernegger Formation erstrecken sich über beide Mineralzonen, wenn zum Teil auch nur über kurze Bereiche.

Beide Formationen werden von der jungmoravischen Phase in unterschiedlichem Maße erfaßt, wobei die älteren Minerale wie Granat, Staurolith und Biotit retrograd zu Chlorit bzw. Muscovit reagieren. Diese Umwandlung ist streifenweise sehr unterschiedlich, erfaßt aber die Therasburger Formation durchgreifender und führt an einigen Stellen zu einer totalen Neueinstellung der Mineralogie in Form von Quarz-Muscovit-Chlorit-Schiefern, ohne daß Relikte von Granat bzw. Staurolith erhalten bleiben. Vielfach ist aber lediglich der Biotit quantitativ verschwunden.

Das Granatwachstum selbst ist in beiden Formationen unterschiedlich. Abgesehen von der kleineren Korngröße in der Therasburger Formation ist das Wachstum der Granaten vorwiegend lichtoptisch einphasig mit nur wenigen Einschlüssen im Kern, die als ein schwach rotiertes Interngefüge eine ältere Deformation abbilden. Der äußerste Rand solcher Granaten ist meist einschlußärmer oder auch einschlußfrei.

Die Granaten (Tab.1, H 17/72) sind Al-reich mit 58 - 68 mol%, mit 10 - 17 mol% Spess., 6 - 9 mol% Pyr. und 9 - 17 mol% Gross. Zwei unterschiedliche Muster des Zonarbaues (Fig.2) sind erkennbar. Im ersten Fall nimmt Fe vom Kern zum Rand zu. Ca und Mn nehmen vom Kern zum Rand hin ab. Mg bleibt weitgehend unzoniert, abgesehen von einer randlich minimalen Zunahme. Der zweite Typ ist etwas signifikanter mit einem Fe-reichen Kern, einer Abnahme gegen den Rand hin und einer ganz schwachen Zunahme am äußeren Saum. Mg zeigt einen vergleichbaren Verlauf, während Ca und Mn eine niedrige Konzentration im Kern mit einer Zunahme gegen den Rand hin aufweisen. Das letzte Zonierungsmuster findet sich wesentlich ausgeprägter in Probe 66/69 (Fig.3 und Tab.2) wieder aus dem Migmatitof des Thaya-Batholithen E der Ruine Kaja. Hier ist bereits mikroskopisch eine Zweiphasigkeit im Granatbau deutlich erkennbar, die sich mineralchemisch in einem Fe- und relativ Mg-reichen Kern manifestiert (Tab.2: 25, 145), verbunden mit niedrigen Konzentrationen von Mn und Ca (Fig.3). Der Kern zeigt eine scharfe Grenze zum Rand mit einem drastischen Abfall von Fe und Mg, sowie im ebenso deutlichen Anstieg von Ca und Mn (Tab.2: 140, 147). Gegen die Außenzone des Granates steigt Fe und Mg wieder an, während Ca und Mn abfallen (Tab.2: 143, 148, 150). Der Kern des Granates wird als Bildung der altmoravischen Phase im Zuge der Migmatitbildung beim Eindringen des Thaya-Batholithen interpretiert, während der zorgebaute Anwachsraum der mittelmoravischen Metamorphose zugerechnet wird (Fig.3).

Granat	4	7	8	9	Probe H 17/72
SiO ₂	38.00	36.81	7.90	36.66	
TiO ₂	0.05	0.21	0.10	0.03	
Al ₂ O ₃	20.99	21.05	20.76	20.18	
FeO	29.43	27.23	28.08	30.35	
MnO	6.26	6.31	6.58	5.40	
MgO	2.13	1.42	1.47	1.70	
CaO	3.84	6.33	6.21	4.82	
Summe	100.70	99.36	101.10	99.14	
Si	3.030	2.981	3.015	2.990	
Al ^{IV}	0.000	0.019	0.000	0.010	
Al ^{VI}	1.973	1.991	1.947	1.930	
Ti	0.003	0.013	0.006	0.002	
Fe ³⁺	0.017	0.000	0.043	0.070	
Fe ²⁺	1.945	1.844	1.825	2.000	
Mn	0.423	0.433	0.443	0.373	
Mg	0.253	0.171	0.174	0.207	
Ca	0.328	0.549	0.529	0.421	
alm	0.660	0.615	0.614	0.666	
sps	0.143	0.144	0.149	0.124	
pyr	0.086	0.057	0.059	0.069	
grs	0.101	0.177	0.153	0.104	
anr	0.010	0.006	0.025	0.036	
Biotit	12	14	10	12a	
SiO ₂	34.47	33.93	35.76	35.74	
TiO ₂	1.66	2.01	1.96	1.82	
Al ₂ O ₃	19.35	18.89	17.38	18.19	
FeO	21.36	20.92	21.43	21.28	
MnO	0.26	0.20	0.15	0.18	
MgO	7.11	7.07	7.39	7.28	
CaO	0.07	0.04	0.03	0.07	
Na ₂ O	0.07	0.06	0.04	0.03	
K ₂ O	10.47	10.73	10.17	9.98	
Summe	94.82	93.85	94.31	94.57	
Si	5.373	5.354	5.587	5.551	
Al ^{IV}	2.627	2.646	2.413	2.449	
Al ^{VI}	0.927	0.867	0.787	0.881	
Ti	0.195	0.239	0.230	0.213	
Fe	2.784	2.761	2.800	2.764	
Mn	0.034	0.027	0.020	0.024	
Mg	1.652	1.663	1.721	1.686	
Ca	0.012	0.007	0.005	0.012	
Na	0.021	0.018	0.012	0.009	
K	2.082	2.160	2.027	1.977	

Tab.1: Ausgewählte Granat- und Biotit-Analysen der Probe H 17/72: Granat-Biotit-Zone der Therasburger Formation. Die Berechnung der Strukturformel und der Endglieder der Granate und Biotite erfolgte mit dem Programm MINSORT (Petrakakis and Dietrich 1985) und den zugrunde liegenden Berechnungsmodellen. Die Pkte 4 und 8 der Granat-Analysen entsprechen Kern und Rand der Zonierung in H 17/72a, die Pkte 7 und 9 Kern- bzw. Randzusammensetzungen der Zonierung in H 17/72b (Fig.3)

Granat	143	140	25	145	147	148	150
SiO ₂	36.08	35.81	36.38	36.48	36.22	35.93	36.08
TiO ₂	0.02	0.05	0.06	0.02	0.05	0.09	0.01
Al ₂ O ₃	21.30	20.93	21.68	21.44	21.10	20.70	21.32
FeO	37.81	32.18	36.46	36.69	32.90	35.09	37.51
MnO	0.32	4.61	2.37	2.83	4.45	3.41	0.35
MgO	2.26	1.26	2.67	2.47	1.30	1.54	2.37
CaO	1.99	4.40	0.54	0.54	4.68	3.12	2.16
Summe	99.78	99.24	100.16	100.47	100.70	99.88	99.80
Si	2.936	2.934	2.945	2.951	2.926	2.934	2.933
Al ^{IV}	0.064	0.066	0.055	0.049	0.074	0.066	0.067
Al ^{VI}	1.979	1.955	2.014	1.996	1.935	1.925	1.975
Ti	0.001	0.003	0.004	0.001	0.003	0.006	0.001
Fe ³⁺	0.034	0.056	0.000	0.014	0.079	0.083	0.040
Fe ²⁺	2.539	2.149	2.468	2.468	2.144	2.312	2.510
Mn	0.022	0.320	0.163	0.194	0.304	0.236	0.024
Mg	0.274	0.154	0.322	0.298	0.157	0.187	0.287
Ca	0.174	0.386	0.047	0.047	0.405	0.273	0.188
alm	0.844	0.714	0.823	0.821	0.712	0.769	0.834
sps	0.007	0.106	0.054	0.064	0.101	0.078	0.008
pyr	0.091	0.051	0.107	0.099	0.052	0.062	0.095
grs	0.040	0.099	0.014	0.008	0.094	0.046	0.042
anr	0.018	0.030	0.002	0.008	0.041	0.044	0.020
Biotit	47	56	106	Probe H 66/69			
SiO ₂	36.27	35.69	35.38				
TiO ₂	1.52	1.55	1.02				
Al ₂ O ₃	19.56	19.67	19.22				
FeO	21.47	21.10	21.73				
MnO	0.00	0.00	0.02				
MgO	8.16	8.38	7.97				
CaO	0.01	0.00	0.02				
Na ₂ O	0.21	0.21	0.20				
K ₂ O	8.22	8.31	8.49				
Summe	95.42	94.91	94.05				
Si	5.504	5.448	5.482				
Al ^{IV}	2.496	2.552	2.518				
Al ^{VI}	1.002	0.986	0.993				
Ti	0.173	0.178	0.119				
Fe	2.725	2.693	2.816				
Mn	0.000	0.000	0.003				
Mg	1.846	1.907	1.841				
Ca	0.002	0.000	0.003				
Na	0.062	0.062	0.060				
K	1.591	1.618	1.678				

Tab.2: Ausgewählte Granat- und Biotit-Analysen der Probe H 66/69: Granat-Biotit-Staurolith-Zone der Therasburger Formation. Die Berechnung der Strukturformel und der Endglieder der Granate und Biotite erfolgte mit dem Programm MINSORT (Petraakis and Dietrich 1985) und den zugrunde liegenden Berechnungsmodellen. Die Pkte 25 und 145 der Granat-Analysen repräsentieren den alten Kern, die Pkte 140 und 147 den inneren Teil, die Pkte 143 und 150 den äußeren Teil der jüngeren Randzone. Pkt 148 liegt dazwischen.

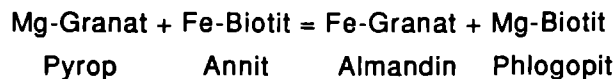
In der Pernegger Formation ist sehr häufig ein zweiphasiges Wachstum der Granaten, das aber von dem oben beschriebenen klar zu unterscheiden ist, zu beobachten mit einem weitgehend einschlußfreien bis einschlußarmen Kern, der mit scharfer Grenze von einer Randzone umgeben ist. Diese Randzone ist in ihrem inneren Teil reich an Einschlüssen (meist etwas gegen das Externgefüge verdreht), die wie in der Therasburger Formation eine alte Deformation abbilden. Die äußerste Zone wiederum ist einschlußarm bis einschlußfrei. Die Kernzone zeigt in einigen Fällen radialstrahliges Wachstum mit wenigen, ebenfalls radialstrahlig angeordneten Quarzeinschlüssen. Dieses Phänomen wurde aus dem Bereich des Pernegger Grabens erstmals von Frasl 1981, beschrieben. Die bei diesem Wachstumsprozess entstehenden Formen gleichen den aus dem ostalpinen Altkristallin beschriebenen Sterngranaten (Frank et al. 1982, Nowak 1986), wobei sich dort um die sternförmigen, meist einschlußfreien bis einschlußarmen Kerne ein einschlußreicher Rand ansetzt.

Die chemische Zusammensetzung der Granaten ist in den Metapeliten der Pernegger Formationen recht variabel mit Al (66 - 81 mol%) und 1 - 12 mol% Spess., 4 - 11 mol% Pyr und 8-13 mol% Gross. Sie sind zonar gebaut mit relativ Mn- und Ca-reichen Kernen (Tab.3: 160), sowie Fe- und Mg-reicheren Rändern (Tab.3: 101, 113, 186). In Fig.4 ist ein typisches Granat-Profil durch einen Sterngranat samt seiner Randzone dargestellt. Bemerkenswert ist, daß die chemische Zonierung der Granaten sich ohne Bruch über die Kernrandgrenze kontinuierlich verfolgen läßt. Auch dies ist eine Eigenschaft der Granaten, die sie mit denen aus Teilen des ostalpinen Altkristallins gemeinsam haben, nur daß bei letzteren noch eine chemisch scharf abgesetzte alpidische Randzone dazukommt, die naturgemäß im Moravikum fehlt.

Die Biotite aus den beiden Formationen sind recht einheitlich zusammengesetzt. Repräsentative Analysen von Biotiten aus der Therasburger Formation (Granat-Biotit-Zone: H 17/72, Granat-Biotit-Staurolith-Zone: H 66/69) und aus der Pernegger Formation (Granat-Biotit-Staurolith-Zone: H 34/85) sind in den Tabellen 1-3 aufgelistet. Die Variation im Fe/Mg-Verhältnis mit 55 - 60 mol% Annit-Siderophyllit ist gering. Die Al-Konzentrationen schwanken in etwas stärkerem Ausmaß (40 - 60 mol% Eastonit-Siderophyllit).

4. GRANAT-BIOTIT-GEOTHERMOMETRIE

Die Fe/Mg Verteilung zwischen Granat und koexistierendem Biotit basierend auf der Kationenaustauschreaktion:



und einem
$$KD = \frac{(X_{\text{pyr}})^3 (X_{\text{Ann}})^3}{(X_{\text{ph}})^3 (X_{\text{Alm}})^3}$$

wird seit etwas mehr als 10 Jahren als Geothermometer verwendet, zunächst auf empirischen Untersuchungen aufbauend, kombiniert mit thermodynamischen

Daten (Thompson 1976, Goldmann and Albee 1977). Ferry and Spear gelang 1978 eine experimentelle Kalibrierung der Fe/Mg Verteilung zwischen Biotit und Granat, die in der Folge die Grundlage für weitere Verbesserungen des Biotit-Granat-Geothermometers bildete. Pigage and Greenwood (1982), Hodges and Spear (1982), Hoinkes (1986) sowie Ganguly and Saxena (1987) fügten z.T. rein

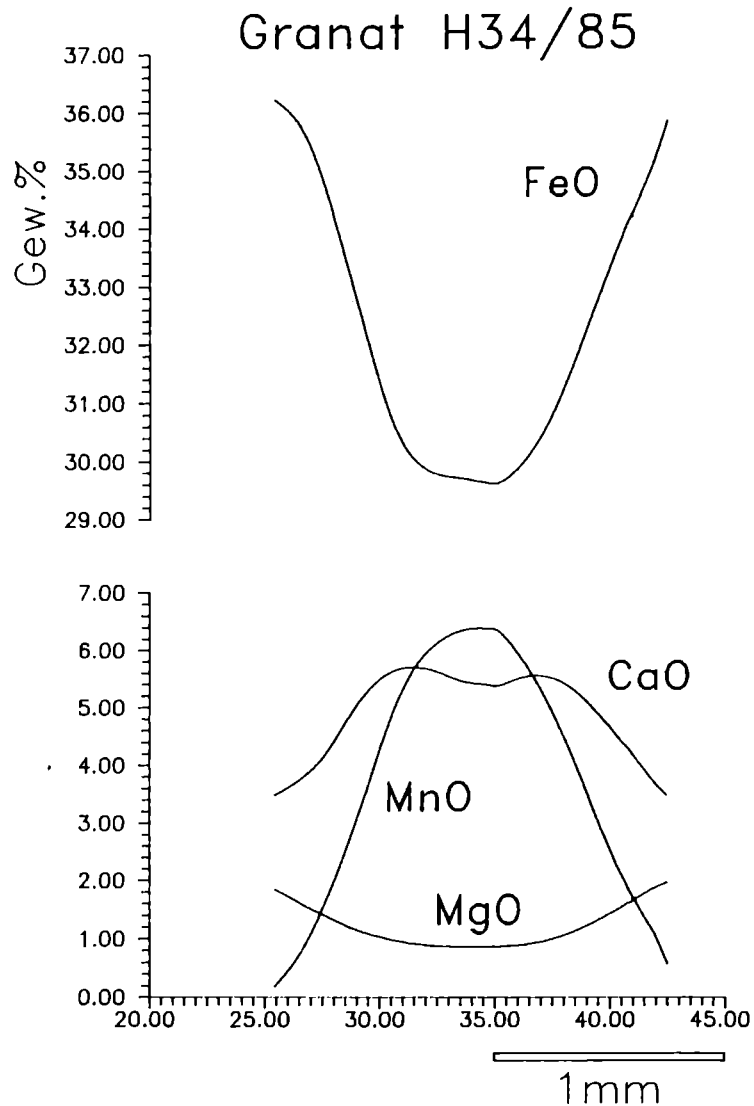


Fig.4: Typisches Granatprofil aus einem Sterngranat der Pernegger Formation (H 34/85: Pernegger Graben). Die dargestellten Profile wurden berechnet basierend auf 15 in unmittelbarer Nähe des Profils liegenden Meßpunkten. Der Fe und Mg Gehalt nimmt kontinuierlich vom Kern zum Rand hin zu, die Mn und Ca Konzentrationen in entsprechender Weise ab.

Granat	101	113	160	178	186	Probe H 34/85
SiO ₂	37.62	38.04	37.30	37.04	36.87	
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	21.13	21.39	21.17	21.02	21.35	
FeO	35.22	35.35	29.83	32.90	36.10	
MnO	0.64	1.16	6.29	2.46	0.41	
MgO	2.00	1.43	0.86	1.18	2.39	
CaO	3.82	4.51	5.90	5.29	3.14	
Summe	100.43	101.88	101.35	99.89	100.26	
Si	3.016	3.015	2.983	2.998	2.969	
Al ^{IV}	0.000	0.000	0.017	0.002	0.031	
Al ^{VI}	1.997	1.998	1.978	2.003	1.995	
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.026	0.000	0.012	
Fe ²⁺	2.362	2.343	1.968	2.227	2.419	
Mn	0.043	0.078	0.426	0.169	0.028	
Mg	0.239	0.169	0.103	0.142	0.287	
Ca	0.328	0.383	0.505	0.459	0.271	
alm	0.795	0.788	0.656	0.743	0.805	
sps	0.015	0.026	0.142	0.056	0.009	
pyr	0.080	0.057	0.034	0.048	0.095	
grs	0.110	0.129	0.155	0.153	0.084	
anr	0.000	0.000	0.013	0.000	0.006	
Biotit	71	76	98			
SiO ₂	34.91	34.47	35.17			
TiO ₂	1.33	1.71	1.53			
Al ₂ O ₃	19.53	19.32	20.40			
FeO	20.49	20.65	21.32			
MnO	0.04	0.01	0.01			
MgO	8.72	8.59	9.00			
CaO	0.01	0.00	0.00			
Na ₂ O	0.25	0.25	0.23			
K ₂ O	8.15	8.68	7.88			
Summe	93.43	93.68	95.54			
Si	5.410	5.358	5.328			
Al ^{IV}	2.590	2.642	2.672			
Al ^{VI}	0.977	0.898	0.971			
Ti	0.155	0.200	0.174			
Fe	2.655	2.684	2.701			
Mn	0.005	0.001	0.001			
Mg	2.014	1.991	2.033			
Ca	0.002	0.000	0.000			
Na	0.075	0.075	0.068			
K	1.611	1.721	1.523			

Tab.3: Ausgewählte Granat- und Biotit-Analysen von H 34/85: Granat-Biotit-Stauroolith-Zone der Pernegger Formation. Die Berechnung der Strukturformel und der Endglieder der Granate und Biotite erfolgte mit dem Programm MINSORT (Petrakakis and Dietrich, 1985) und den zugrunde liegenden Berechnungsmodellen. Pkt 160 zeigt die Zusammensetzung des Kerns, die Pkte 113 und 178 die mittleren Bereiche. Die Pkte 101 und 186 repräsentieren Randzusammensetzungen.

empirisch, z.T. basierend auf thermodynamischen Überlegungen Korrekturen für die Aktivitäten der Spessartin- bzw. Grossular-Komponente hinzu. Indares and Martignole (1985) ergänzten für Granat-Biotit-Paare aus der Granulitfazies noch weitere Korrektur-Parameter, die dem Einbau von Al und Ti in Biotit und damit der Abweichung von dessen idealer Mischbarkeit Rechnung trugen. Die Eichung von Perchuk and Lavrent'eva (1983) wiederum basiert auf einem eigenen experimentellen Datensatz.

Modell	101/68	66/69	17/72	22/77	13/81	34/85	61	75	126
Thompson	589± 5	583±10	558±13	575± 8	585±13	582±12	608	595	577
Per.&Lav.	587± 4	588±11	567± 8	577± 6	584 ±9	584± 9	601	592	579
Ferry&Sp.	570± 7	564±13	532±15	552±10	564±16	561±16	594	578	555
Hodg.&Sp.	596± 8	590±11	580±23	578±11	593±15	600±13	610	594	593
Gan.&Sax.	556± 6	578±12	600±18	551±10	565±12	574±12	592	573	565
Hoinkes	630±10	623±11	625±33	611±12	631±16	647±15	636	616	638
Pig.&Gwd.	618± 8	608±11	672±37	602±12	613±14	629±14	650	655	625
In./Ma./A.	542± 7	540±18	517±18	521±10	540±14	545±12	546	531	542
	G+B+S	G+B+S	G+B	G+B+S	G+B+S	G+B+S	G+B+S	G+B+S	G+B+S

Tab.4: Resultate der Granat-Biotit-Thermometrie: Vergleich verschiedener Korrekturmodelle: Thompson 1976, Perchuk and Lavrent'eva (1983), Ferry and Spear (1978), Hodges and Spear (1982), Ganguly and Saxena (1987), Hoinkes (1986), Pigage and Greenwood (1982), Indares and Martignole (1985); (Modell A). Unter jeder Spalte ist die entsprechende Mineralzone angegeben: G... Granat, B... Biotit, S... Staurolith, sowie die Anzahl der Meßpunkte, die für die Temperaturberechnung herangezogen wurden. Die Standardabweichung ist 1 σ .

5. RESULTATE

In der Tab.4 sind die Ergebnisse der Temperaturbestimmungen für 5 kbar Gesamtdruck aufgelistet und zwar sind für alle Proben die verschiedenen Berechnungs- und Korrekturmodelle zum Vergleich angegeben. Die Druckabhängigkeit ist mit 3 bis 5°C pro kbar sehr gering und liegt für geologisch sinnvolle Druckabschätzungen von etwa 5 bis 7 kbar (siehe weiter unten) weit innerhalb der Fehlergrenzen der Analysen. Die angegebenen Werte entsprechen meist mehreren Granat-Biotit-Paaren (5-13, siehe Tab.4) einer einzigen Probe, wobei nur randnächste Granatpunkte zur Verrechnung kamen. Die Variation in der Analytik resultiert in einem Fehler von etwa ± 10 bis 25°C.

Vergleicht man nun die Mittelwertdaten identischer Probensets (Tab.4), die sich aufgrund verschiedener Verrechnungsmodelle ergeben, so zeigt sich ein Temperaturintervall von etwa 80-90°C. Die Aktivitätsmodelle für den Einbau von Ca und

Mn in Granat nach Pigage and Greenwood (1982) sowie Hoinkes (1986) führen zu systematisch hohen Temperaturen, insbesondere bei relativ Ca-reichen Granaten. Die Korrekturmodelle von Ganguly and Saxena (1987) hingegen führen zu relativ niedrigen Ergebnissen, die unmittelbar mit dem experimentellen Datensatz von Ferry and Spear (1978) vergleichbar sind. Die Werte von Indares and Martignole (1985) sind mit der Biotit-Korrektur systematisch niedrig, die Temperaturen entsprechen der hochtemperierten Grünschieferfazies und sind wohl auf alle Fälle zu niedrig. Abgesehen davon, daß diese Korrekturprozedur für Biotit an Gesteinen der Granulitfazies erfolgte, weisen bereits Ganguly and Saxena (1987) darauf hin, daß die Korrekturparameter von Indares and Martignole nur für sehr Ti-reiche Biotite erstellt wurden und damit nur eingeschränkte Gültigkeit besitzen.

Die restlichen Modelle resultieren in Temperaturen, die um etwa 40°C, bei geringen Ca- und Mn-Gehalten der Granate auch nur um 20°C schwanken. Häufig liegen dabei die Temperaturen des rein empirischen Geothermometers von Thompson (1976) ganz nahe neben den Temperaturen nach Hodges and Spear (1982) bzw. den experimentellen Ergebnissen von Perchuk and Lavrent'eva (1983). Um die Temperaturvariation auch kartenmäßig klar zum Ausdruck zu bringen, sind in der Temperaturverteilungskarte (Fig.5) sowohl die Werte nach Hodges and Spear (1982) (mittlere T-Werte), als auch die von Hoinkes (1986) als Beispiel höherer Temperaturen angegeben.

6. DISKUSSION

In Abwesenheit unabhängiger Kriterien (wie z.B. anderer Geothermometer) die errechneten Temperaturwerte entsprechend zu werten, bleibt nur die interne Vergleichbarkeit. Dabei wird den Werten von Thompson, Hodges and Spear bzw. Perchuk and Lavrent'eva der Vorzug gegeben, da es sich bei diesen drei Thermometern um voneinander unabhängige Formulierungen handelt, die aufgrund unterschiedlicher Überlegungen und Datensets erarbeitet wurden und trotzdem in der Anwendung sehr ähnliche Resultate erzielen lassen.

Die Temperaturzonierung, die aus der Mineralzonierung ableitbar ist, kommt aufgrund der immer noch sehr beträchtlichen Fehlergrenzen nicht so deutlich zum Ausdruck, zumal auch nur die Probe 17/72 innerhalb der Granatzone liegt und alle anderen in der Granat-Biotit-Stauroolith-Zone, doch wird mit Werten von $T = 580^{\circ}\text{C}$ eine etwas niedrigere Temperatur angezeigt, als in den meisten Proben aus der Stauroolithzone mit Temperaturen von 580 bis 600°C.

Der Druck ist aufgrund des Fehlens adäquater Alumosilikatminerale sehr schwer abschätzbar. Kein Bearbeiter konnte innerhalb der letzten 30 Jahre ein Alumosilikat als gesteinsbildendes Mineral nachweisen, lediglich in der Beschreibung von Preclik (1927) findet sich ein Hinweis auf das Vorkommen von Disthen in einem Glimmerschiefer, ohne nähere Beschreibung und Angabe der Paragenese. Allerdings konnte mehrfach Disthen als Kluffmineral entdeckt werden, sodaß eine gewisse Wahrscheinlichkeit besteht, daß sich die Metamorphose im Disthenfeld

Biotit–Granat Geothermometrie im Moravikum

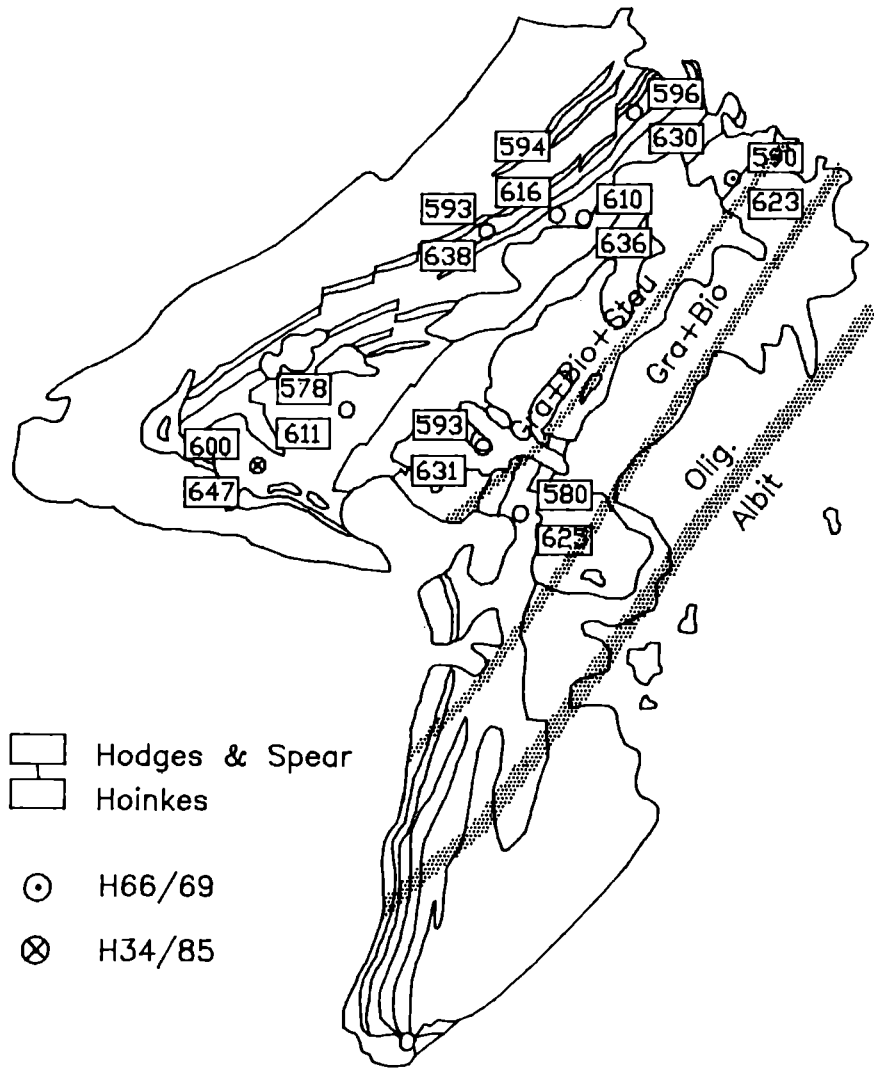


Fig.5: Temperaturverteilungskarte des Moravikums. Über die geologischen Umrissse (vgl. Geologische Karte Fig.1) sind Mineralzonen gezeichnet: die Albit/Oligoklasgrenze, die Granat-Biotit-Zone sowie die Granat-Biotit-Stauroolith-Zone. Die Kreise markieren die Lokalitäten der gemessenen Granat-Biotit-Paare. Jeweils zwei Werte sind angegeben, die oberen entsprechen den Temperaturen nach Hodges & Spear 1982, die unteren Werte geben die Temperaturen nach Hoinkes (1986) wieder.

abspielte. Unter Zugrundelegung des Al_2SiO_5 Diagrammes von Holdaway (1971) würden daraus bei Temperaturen von 580° bis 600°C Mindestdrucke zwischen 5 und 7 kbar resultieren. Das steht im Einklang mit ersten Ergebnissen zur Phengit-Barometrie (Massonne and Schreyer 1987) an Gneisen der moravischen Zone. Diese lassen auf Drucke zwischen 5 und 7 kbar schließen, entsprechend einem Si-Überschuß in der Formeleinheit von 6.40 bis 6.50 (vergl. Tab.5) bei Temperaturen, die denen der Granat-Biotit-Thermometrie entspricht. Erste Versuche einer Barometrie mit Hilfe des Granat-Plagioklas-Muscovit Geobarometers (Bernroder 1989) ergaben vergleichbare Werte (4-6 kbar).

Der Übergang von der Granat-Biotit-Zone und der Granat-Biotit-Stauroolith-Zone dürfte der diskontinuierlichen Reaktion: Muscovit+Granat+Chlorit = Stauroolith+Biotit entsprechen (Thompson 1976). Diese Reaktion sollte bei einem $P[H_2O]$ von 5 kbar bei 585°C ablaufen, was in guter Übereinstimmung mit den Granat-Biotit-Temperaturen nach Thompson 1976, Hodges and Spear (1982) sowie Perchuk and Lavrent'eva (1983) steht.

Muscovit	1	2	4	9	10	Probe H 31/72
SiO ₂	48.29	48.30	48.78	48.56	48.59	
TiO ₂	0.43	0.40	0.44	0.33	0.41	
Al ₂ O ₃	32.14	32.33	31.93	33.07	33.16	
FeO	2.29	2.32	2.33	2.29	2.41	
MnO	0.03	0.01	0.05	0.08	0.09	
MgO	0.87	0.94	0.89	0.82	0.89	
Na ₂ O	0.35	0.31	0.38	0.36	0.42	
K ₂ O	10.77	11.09	10.74	10.63	10.76	
Summe	95.17	95.70	95.54	96.14	96.73	
Si	6.459	6.437	6.496	6.420	6.397	
Al ^{IV}	1.541	1.563	1.504	1.580	1.603	
Al ^{VI}	3.525	3.515	3.507	3.572	3.542	
Ti	0.043	0.040	0.044	0.033	0.041	
Fe	0.256	0.259	0.259	0.253	0.265	
Mn	0.003	0.001	0.006	0.009	0.010	
Mg	0.173	0.187	0.177	0.162	0.175	
Na	0.091	0.080	0.098	0.092	0.107	
K	1.838	1.885	1.825	1.793	1.807	
mu	0.953	0.959	0.949	0.951	0.944	
pg	0.047	0.041	0.051	0.049	0.056	

Tab.5: Ausgewählte Muscovitanalysen der Probe 31/72, einem Weitersfelder Stengneis. Der Si-Gehalt liegt zwischen 6.4 bis 6.5 pro Formeleinheit. Muscovit koexistiert mit Biotit, Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz

7. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Mit Hilfe der Granat-Biotit-Geothermometrie konnte gezeigt werden, daß die Metamorphosezonierung im Moravikum Österreichs bis in die mittlere Amphibolitfazies hineinreicht und zu Temperaturen zwischen 580° und 600°C bei Drucken von 5-7 kbar führt. Diese hochtemperierte Zone ist mit Ausnahme der nördlichsten Gebiete östlich der Ruine Kaja auf die strukturell höchsten Teile, nämlich die Pernegger Formation, beschränkt. Die Temperaturen nehmen sowohl gegen E als auch vor allem gegen S hin quer zum Streichen ab (Höck 1975). Mangels geeigneter Geothermometer konnten die Temperaturen des tiefer temperierten Anteils vor allem im S noch nicht quantifiziert werden. Die Mineralparagenesen mit Albit, Chlorit und Biotit sprechen für Temperaturen der mittleren Grünschieferfazies mit 450°C. Während im S ein ziemlich klarer Metamorphosehiatus zwischen dem Moravikum und der moldanubischen Glimmerschieferzone zu bestehen scheint, sprechen erste Untersuchungen dafür, daß W und NW der Pernegger Kuppel die Metamorphose graduell vom Moravikum in die Glimmerschieferzone ansteigt. In diesem Abschnitt könnte zumindest ein Metamorphosezusammenhang zwischen beiden Einheiten gegeben sein.

Auch wenn die Geometrie der Mineralzonen und ihr Einfallen nicht ganz klar sind, so steht doch außer Zweifel, daß die strukturell tiefsten Teile weniger metamorph sind als die strukturell höheren Teile. Eine Interpretation dieser inversen Metamorphose als transportierte Metamorphose, etwa im Zuge eines großangelegten synmetamorphen Faltenbaues - wie das z.B. Thöni (1976) aus dem Himalaya beschrieben hat - dürfte wenig Wahrscheinlichkeit besitzen, da vor allem im Thaya-Batholithen die ursprünglichen Intrusionszusammenhänge noch recht gut erhalten sind und eine großräumige Allochthonie nicht begründet werden kann. Auch geophysikalische Daten, wie die negative Schwereanomalie im Bereich des Thaya-Batholithen (Meurers und Steinhauser, dieser Band), weisen auf eine eher autochthone Position des Thaya-Batholithen hin.

Am ehesten ist diese Metamorphoseinversion mit einer Überschiebung heißen Krustenmaterials des Moldanubikums zu erklären, wobei die Mächtigkeit und Temperatur des höheren überschiebenden moldanubischen Krustenabschnittes sowohl gegen E als auch gegen S und N an Mächtigkeit und Temperatur abnimmt, sodaß sowohl die Versenkung als auch die Aufheizung des überschobenen moravischen Blockes in seinem westlichsten Teil am höchsten ist, aber gegen E, S und N deutlich abnimmt. Diese relativ tiefe Versenkung könnte, verbunden mit einer N-S bzw. NNE-SSW-Einengung (vgl. auch Fritz, dieser Band), zum stärkeren Aufstieg der westlichen Moldanubikumsteile und zur Bildung der Pernegger Kuppel Anlaß gegeben haben.

8. LITERATUR

Bernroeder, M., 1989: Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. Jb. Geol. B.-A., 132, H.2, 349-373.

- Ferry, J.M. and F.S. Spear, 1978: Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg Between Biotite and Garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 113-117.
- Finger, F., G. Frasl, V. Höck and H.P. Steyrer, 1989: The Granitoids of the Moravian Zone of Northeast Austria: Products of a Cadomian Active Continental Margin?. *Precamb. Res.*, **45**, 235-245.
- Frank, W., M. Esterlus, M. Frey, A. Krohe und J. Weber, 1983: Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Korallenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum, Teilproj. S15/02. *Jber. 1982, Hochschulschwerpunkt S15*, 263-293.
- Frasl, G., 1970: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. *Nachr. D. Geol. Ges.*, **2**, 55-60.
- Frasl, G., 1968: The Bohemian Massif in Austria, Moravian Zone. *Guide to Exc. 32 C, Int. Geol. Congr. XXIII. Sess. Prag*, 13-24.
- Frasl, G., 1983: Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg. In: Höck, V. et al.: *Exkf. der Österr. Geol. Ges.*, **1**, 1983, 4-18.
- Ganguly, J. and S.K. Saxena, 1987: *Mixture and Mineral Reactions*. Springer, Berlin, Heidelberg, 291 S.
- Goldmann, D.S. and A.L. Albee, 1977: Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ partitioning between quartz and magnetite. *Am. J. Science*, **277**, 750-767.
- Hodges, K.V. and F.S. Spear, 1982: Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Mineralogist*, **67**, 1118-1134.
- Hoinkes, G., 1986: Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. An empirical investigation on staurolite zone samples from the Austroalpine Schneeberg complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 393-399.
- Holdaway, M.J., 1971: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Science*, **271**, 97-131.
- Höck, V., 1975: Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. *Mitt. geol. Ges.*, **66-67**, 49-60
- Höck, V., 1983: Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg. In: Höck, V. et al.: *Exkf. der Österr. Geol. Ges.*, **1**, 1983, 42-48.
- Höck, V. und W. Vettters, 1975: Bericht 1974 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21). *Verh. Geol. B.-A.*, 1975.
- Indares, A. and J. Martignole, 1985: Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Am. Mineralogist*, **70**, 272-278.
- Libowitzky, E., 1989: Mineralogische Untersuchungen einer magnetischen Anomalie im Moravikum der Böhmisches Masse in Österreich. Unveröffentl. Diss. Univ. Wien, Nat.wiss. Fak., 126 S.
- Massonne, H.-J. and W. Schreyer, 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 212-224.
- Matte, P., H. Maluski and H. Echter, 1985: Cisaillements ductiles varisques vers l'Est - Sud-Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est du Massif de Bohème, Autriche).

- Données microtectoniques et radiométric $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. C.R. Acad. Sc. Paris, **301**, Serie II, N $^{\circ}$ 10, 721-726.
- Matura,A., 1976: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. Jb. Geol. B.-A., **119**, 63-74.
- Nowak,H.W., 1986: Kristallisations- und Deformationsgeschichte am S-Rand der Gurktaler Decke (Ostalpen, Österreich). Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 173 S.
- Perchuk,L.L. and I.V.Lavrent'eva, 1983: Experimental Investigation of Exchange Equilibria in the System Cordierite-Garnet-Biotite. In: Saxena,S.K. (Ed.): Kinetics and Equilibrium in Mineral Reaction, 199-239.
- Pigage,L.C. and H.J.Greenwood, 1982: Internally consistent estimates of pressure and temperature: the staurolite problem. Am.J. Science, **282**, 943-969.
- Petrakakis,K. and H.Dietrich, 1985: MINSORT: A program for the processing and archivation of microprobe analyses of silicate and oxide minerals. N. Jb. Miner. Mh., Jg.1985, 379-384.
- Preclik,K., 1927: Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbung am Ostrand der Böhmisches Masse. Geol. Rdsch., **18**, 81-103.
- Scharbert,S. and P.Batik, 1980: The Age of the Thaya (Dyje) Pluton. Verh. Geol. B.-A., **1980**, H.3, 325-331.
- Suess,F.E., 1903: Bau und Bild der Böhmisches Masse Wien, 1903
- Suess,F.E., 1908: Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiet von Frain und Geras. Verh. geol. RA., Jg.1908, 393-412.
- Suess,F.E., 1912: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. Denkschr. k. Akad. Wiss. math. naturwiss. Kl., **83**, 541-631.
- Thompson,A.B., 1976: Mineral reactions in pelitic rocks: I.Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. Am.J. Science, **276**, 401-424.
- Thöni,M., 1977: Geology, Structural Evolution and Metamorphic Zoning in the Kulu Valley (Himachal Himalayas, India) with Special References to the Reversed Metamorphism. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **24**, 125-187.

Anschrift der Verfasser:

Univ.Prof. Dr. Volker Höck

Dr. Robert Marschallinger

Mag. Dan Topa

Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg

Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Manuskript eingegangen am 25.1.1990, in Endform am 12.4.1990

NEUE BEOBACHTUNGEN AN DEN GRANITKOMPLEXEN DES NÖRDLICHEN WALDIERTELS (MOLDANUBIKUM)

F. KOLLER und R. GÖD

Zusammenfassung

Neuere Untersuchungen an Nebengesteinseinschlüssen im Schremser Granit erbrachten Argumente für eine zumindest teilweise Aufschmelzung dieser Nebengesteinsxenolithe. Bei geeignetem Chemismus kann dieser Prozeß auch sehr weit fortgeschritten sein. Daher wird auf den Einfluß der Krustenxenolithe für die Schmelz-Zusammensetzung hingewiesen. Moderne Untersuchungen und aktuelle Kalkulationsmodelle über den Einfluß von Xenolithen auf die Zusammensetzung der granitischen Schmelzen fehlen jedoch für den südböhmischen Pluton.

In zweiten Teil wird die Eigenständigkeit der Leukogranite im Umfeld des als S-Typ eingestufteten Eisgarner Granits aufgezeigt. Die Leukogranite unterscheiden sich nicht nur durch ihre hohen SiO₂-Gehalte von den anderen Granittypen, sondern sind durch besonders niedrige CaO, MgO und Fe_{tot} Werte charakterisiert. In ihren Alkaligehalten sind sie aber mit dem Eisgarner Granit sehr gut korrelierbar, unterschiedliche Konzentrationen mobiler Spurenelemente belegen aber eine Eigenständigkeit und unterschiedliche Herkunft der Leukogranit-schmelzen. Es werden mehr ins Detail gehende Untersuchungen für die moldanubischen Granitkomplexe angeregt.

Abstract

Recent investigations on crustal xenolithes within the "Schremser" granite give some evidences for partial remelting of these inclusions. An increase of xenolithe melting is related to the geochemistry of a near minimum melt system. The importance of assimilation processes for the granites is emphasized. Modern investigations or calculation models about the importance of crustal contamination in the granitic melts are still missing for the South Bohemian pluton.

The significance of the leucogranites and their relations to the S-type "Eisgarner" granite are discussed in the second part. The leucogranites are not only different in relation to the SiO₂ contents, lower values of CaO, MgO and Fe_{tot} values are quite common. In contrast, the concentrations of the alkaline elements are similar to the "Eisgarner" granite. Differences in immobile trace element concentrations and isotopic compositions suggest a different magma source or other genetic models for the origin of the leucogranites. More detail work within these granites of the South Bohemian pluton must be done in future.

1. EINLEITUNG

Die variszischen Intrusionen des südböhmischen Plutons sind nach einer intensiven Bearbeitungsphase zwischen 1950 und 1960 in der letzten Zeit wieder verstärkt

in das allgemeine geowissenschaftliche Interesse zurückgekehrt. Dabei wurden im Verlauf neuerer Untersuchungen Hinweise auf einen wesentlich komplizierteren Aufbau der magmatischen Gesteinsequenzen gefunden, als bisher angenommen wurde (Finger und Höck, 1987; Göd und Koller, 1987, 1989; Liew et al., 1989). Auch in jenem Teil des südböhmischen Plutons, der zum Bereich des nördlichen Waldviertels zu stellen ist, wurden in den letzten Jahren neuere Erkenntnisse gewonnen, die im Rahmen dieser Arbeit dargestellt werden.

Im nördlichen Waldviertel findet man unterschiedliche magmatische Gesteine mit granitischer Zusammensetzung, die sich zu folgenden Gruppen zusammenfassen lassen:

1. Weinsberger Granit: Dieser Granitkomplex ist vor allem durch die Korngröße seiner Komponenten, insbesondere durch klobige Einzelkristalle von Kalifeldspat bis 15 cm, charakterisiert. Gegenüber der Zusammenstellung von Fuchs und Matura (1976) und der Bearbeitung durch Kurat (1965) sind in den letzten Jahren neue Ergebnisse erarbeitet worden. Scharbert (1987) fand ein Rb/Sr-Alter von 349 ± 4 Mio. Jahre sowie ein Abkühlalter an Mikroklinen um 324 Mio. Jahren. Auf die Komplexität der Grobkorngranite weisen Finger (1984, 1986), Frasl und Finger (1988) sowie Haunschmid (1989) hin, indem sie einerseits mit dem Plochwalder Granit einen jüngeren Nachschub postulieren und andererseits die Variationsbreite des Weinsberger Granits aufzeigen. Solange eine moderne Bearbeitung noch fehlt, ist vermutlich auch der Rastenberger Granodiorit nach den Untersuchungen von Exner (1969) zu dieser Gruppe zu stellen. Diese Gliederung würde auch den ersten Ergebnissen von Liew et al. (1989) weitgehend entsprechen.
2. Feinkorngranite: Unter dieser Bezeichnung werden alle grau gefärbten, fein- bis mittelkörnigen Biotitgranite bis Granodiorite zusammengefaßt, die den Weinsberger Granit in Form von Gängen durchschlagen oder lokal Stöcke mit unterschiedlicher Zusammensetzung bilden. Hierher gehören folgende Lokaltypen mit der Bezeichnung Mauthausner Granit (im engeren Sinn), Freistädter Granodiorit und möglicherweise auch der Schremser Granit (Richter, 1965; Klob, 1971; Fuchs und Matura, 1976; Frasl und Finger, 1988; Koller et al., 1987). Frasl und Finger (1988) untergliedern noch in weitere Subtypen. Sowohl das initiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.70730 (13) für den Mauthausner Granit (Scharbert, 1987) als auch bisher vorliegende Kenntnisse über Haupt- und Spurenelementgehalte deuten auf I-typ Granite hin (Liew et al., 1989; Finger und Höck, 1987; Göd und Koller, 1987, 1989; Koller et al., 1987).
3. Eisgarner Granit und jüngere Leukogranite: Der bis vor kurzem noch als der jüngste Granit des österreichischen Moldanubikums eingestufte Eisgarner Granit wird von allen Autoren übereinstimmend als anatektisches Krustenderivat angesehen (Scharbert, 1966, 1987; Fuchs und Matura, 1976; Finger und Höck, 1987; Koller et al., 1987; Göd und Koller, 1989; Liew et al., 1989). Fuchs und Matura (1976) zählen auch Leukogranite, Muskowitgranite und diverse Ganggesteine zu diesem Intrusionskomplex. Neuere Bearbeitungen durch Göd

und Koller (1987, 1989) sowie Scharbert (1987) haben gezeigt, daß zumindestens Teile der Leukogranite jünger als der Eisgarner Granit und auch nicht genetisch mit diesem ident sind.

Liew et al. (1989) schließen vor allem aus isotopengeochemischen Daten auf eine Bildung der Granitoide im inneren Bereich eines kontinentalen Inselbogens, lassen aber die Komplexität der einzelnen Granittypen weitgehend unberücksichtigt. Auch Fragen nach dem Einfluß von Krustenanatexis in diesen granitischen Schmelzen oder von Mischungen verschiedener Schmelzen unterschiedlicher Herkunft werden nicht behandelt. Die im folgenden behandelten Beispiele, einerseits der Einfluß von Fremdgesteinseinschlüssen auf den Schremser Granit sowie andererseits die bisherige Untersuchungsergebnisse an peraluminösen Leukograniten, sollen mehr ins Detail gehende Untersuchungen an den moldanubischen Granitintrusionen anregen.

In dem hier behandelten Arbeitsgebiet sind alle drei Granitgruppen anzutreffen, wobei die Aufschlußverhältnisse leider oft nur in Steinbrüchen von ausreichender Qualität sind. Im Rahmen dieser Arbeit konnte auch auf Proben aus mehreren unterschiedlichen Bohrungen zurückgegriffen werden.

2. EINSCHLÜSSE IM SCHREMSER GRANIT

In den letzten zwei Jahren wurden in den beiden, NE von Schrems gelegenen Steinbrüchen Hartberg (Wiener Baustoffwerke) und Echsenbacherwerk relativ große, aber unterschiedliche Gesteinseinschlüsse im Schremser Granit aufgefunden. Bisher waren abgesehen von biotitreichen Schlieren innerhalb des mittelkörnigen Biotitgranites - letztere konnten bisher nicht eindeutig als resorbierte Nebengesteinseinschlüsse gedeutet werden - gut erhaltene Einschlüsse sowie Ganggesteine in den flächenmäßig großen Steinbruchaufschlüssen eher selten. In den beiden letzten Jahren wurden nun folgende Gesteinstypen als Einschlüsse beobachtet:

- 1) Dunkelgrauer biotitreicher Paragneis
- 2) Stark deformierte migmatische Paragneise
- 3) Grobkörniger, undeformierter Weinsberger Granit
- 4) Mäßig deformierter Orthogneis
- 5) Grobkörniger Zweiglimmergranit mit porphyrischem Alkalifeldspat

Ein ca. 30 cm großer Einschluß eines dunkelgrauen biotitreichen Paragneises besteht aus Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat und Biotit. Alle Phasen, insbesondere der Biotit, weisen eine deutliche Regelung auf. Als Akzessorien findet man Apatit und gerundete Zirkone sowie selten Erzphasen. Gelegentlich kann die Neubildung von Muskowit im Alkalifeldspat beziehungsweise häufiger um Biotit beobachtet werden. Die Chloritisierung mancher Biotite dürfte jünger sein. Die Grenzen zum umgebenden Schremser Granit sind scharf, ein schmaler, ca. 5 mm breiter Granitgang durchzieht den Einschluß.

Im Gegensatz dazu zeigt ein ca. 20 cm großer Paragneiseinschluß in einem gröberkörnigen Bereich des Schremser Granits lokale Biotitanreicherungen in den reitischen Bereichen, daneben sind große Teile anatektisch stark verändert und weisen Bereiche mit beginnender Mobilisation einer granitischen Schmelze auf. In Verbindung mit diesem Einschluß und den granitischen Mobilisaten steht eine grobspätige, fast pegmatoide Schliere, die diskordant den Paragneis durchdringt. Neuerdings konnte auch im Steinbruch Echsenbacherwerk ähnliche Einschlüsse mit Durchmesser bis 50 cm beobachtet werden.

Ein ebenfalls ca. 30 cm großer Einschluß eines leukokraten hellen Weinsberger Granits, mit Alkalifeldspatindividuen bis 13 cm Länge, zeigt dagegen diffuse Ränder zum umgebenden Granit und eine beginnende Resorption verknüpft mit einer beginnenden Loslösung und Isolierung der großen Feldspatkristalle, als Hinweise auf eine fortgeschrittene Anatexis. Einschlüsse von Weinsberger Granit sind relativ häufig.

Der ca. 30 cm große Einschluß eines mäßig deformierten Grobkorngneises ist deutlich dunkler gefärbt als der durchschnittliche Weinsberger Granit. Seine Begrenzung ist scharf, eine beginnende Resorption konnte nicht beobachtet werden. Die durchschnittliche Korngröße der massigen Alkalifeldspatkristalle liegt bei 4 cm. Der Mineralbestand des Einschlusses ist gegenüber dem normalen Weinsberger Granit etwas Biotit reicher, die erkennbare Deformation läßt einen Vergleich mit den von Finger (1984, 1986) aus dem Weinsbergerarealen des Mühlviertels beschriebenen Grobkorngneisen möglich erscheinen.

In nördlichen, neu aufgeschlossenen Steinbruchareal des Steinbruches Hartberg findet man neben Schremser Granit auch noch einen mittelkörnigen, bisher unbekanntem Zweiglimmergranit mit porphyrischem Alkalifeldspat, wobei die Feldspat tafeln bis 3 cm Länge erreichen. Die Altersrelation der beiden unterschiedlichen Granite läßt sich sowohl durch Schlieren des mittelkörnigen Zweiglimmergranites im Schremser Granit als auch durch in den Schremser Granit übernommene, tafelig ausgebildete Alkalifeldspatindividuen ableiten. Gleichzeitig lassen aber die sehr diffusen Grenzen beider Granite zueinander einen geringen Unterschied in ihrem Intrusionsalter vermuten. Abschließend muß festgehalten werden, daß der hier beschriebene porphyrische Zweiglimmergranit große Ähnlichkeiten mit den porphyrischen Variationen des Eisgarner Granits (Typus Aalfang) aufweist. Aufschlüsse dieses Eisgarner Granits konnten bis wenige 100 m nördlich des Steinbruchareals nachgewiesen werden.

Nicht in diese Aufzählung wurden jene Biotitschlieren von unterschiedlicher Größe, die als vollständig veränderte, ehemalige Nebengesteinsschollen angesehen werden, aufgenommen, da ihr primärer Mineralbestand nicht mehr feststellbar ist.

3. PERALUMINÖSE LEUKOGRANITE

Von Fuchs und Matura (1976) werden die leukokraten, sauren Granite zum Eisgarner Granit gestellt. Die nachfolgende Zusammenstellung soll den Kenntnisstand über diese Gesteine ergänzen.

Nebelstein:

Der von Göd und Koller (1987, 1989) als neuer Granittyp beschriebene Komplex umfaßt eine Abfolge granitischer Gesteine, die von Biotitgranit über Zweiglimmergranite bis zu einem Muskowitgranit reicht. In Zusammenhang mit dieser Granitintrusion, die nach dem "locus typicus" als Nebelsteingranit bezeichnet wird und in ein Dach von Weinsberger und Mauthausner Granit intrudiert ist, kann man die Bildung von Molybdenit-führenden Greisenkörpern nachweisen.

Petrographisch kann der Nebelsteingranit als mittelkörniger Biotitgranit mit teilweise idiomorphen Quarzkristallen, mit perthitischem Mikroklin, der gelegentlich porphyrisch ausgebildet ist und zonar gebauten Plagioklas als Einschluß führt, sowie mit leicht zonar gebautem Plagioklas beschrieben werden. Die Kerne der Plagioklase sind häufig serizitisiert, der Biotit chloritisiert. Im Verlauf der Greisenbildung erfolgte eine schrittweise Neubildung von Muskowit beginnend mit einer Verdrängung von Biotit, gefolgt von einer Umwandlung des Alkalifeldspates und zuletzt der des Plagioklases. Dies wird als progressive Alteration im Verlauf der Greisenbildung angesehen (Göd und Koller 1987, 1989; Koller und Göd, 1988 a, b; Göd, 1989).

Der Nebelsteingranit ist ein peraluminöser Leukogranit, der bei Hauptelementen und den bisher bestimmten Spurenelementen eine gute Übereinstimmung mit sauren S-Typ Graniten zeigt und der nach den Ergebnissen von Pearce et al. (1985) als synogener Kollisionsgranit eingestuft wurde (Göd und Koller 1987, 1989; Koller und Göd, 1988 a, b; Göd et al., 1987; Göd, 1989). Scharbert (1987) gibt ein Rb/Sr-Alter von 311.6 ± 1.4 Mio. Jahren mit einem initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnis von 0.70556 (43) an, das damit in Widerspruch zu einer geochemischen Klassifizierung als S-Typ Granit steht, da nach Pitcher (1982) gerade für S-Typ Granite initiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0.708 besonders charakteristisch sind. Auch die beschriebenen Molybdenitmineralisation in den Greisengesteinen ist nach Pitcher (1982) für S-Typ Granite unüblich, man sollte vielmehr Sn- und W-Mineralisationen in den Greisen des Nebelsteingranits erwarten.

Hirschenschlag:

Ähnlich der Situation am Nebelstein wurde auch bei Hirschenschlag, NE Litschau unmittelbar an der österreichischen-tschechischen Grenze im Zuge von Prospektionstätigkeiten ein Biotitgranit erbohrt (Göd, 1989), der üblicherweise bis in eine Tiefe von 119 m rötlich gefärbt ist. Petrographisch kann dieses Gestein als mittelkörniger, roter Biotitgranit angesprochen werden. Sein Mineralbestand kann folgendermaßen beschrieben werden: neben Biotit und primären Hellglimmer findet

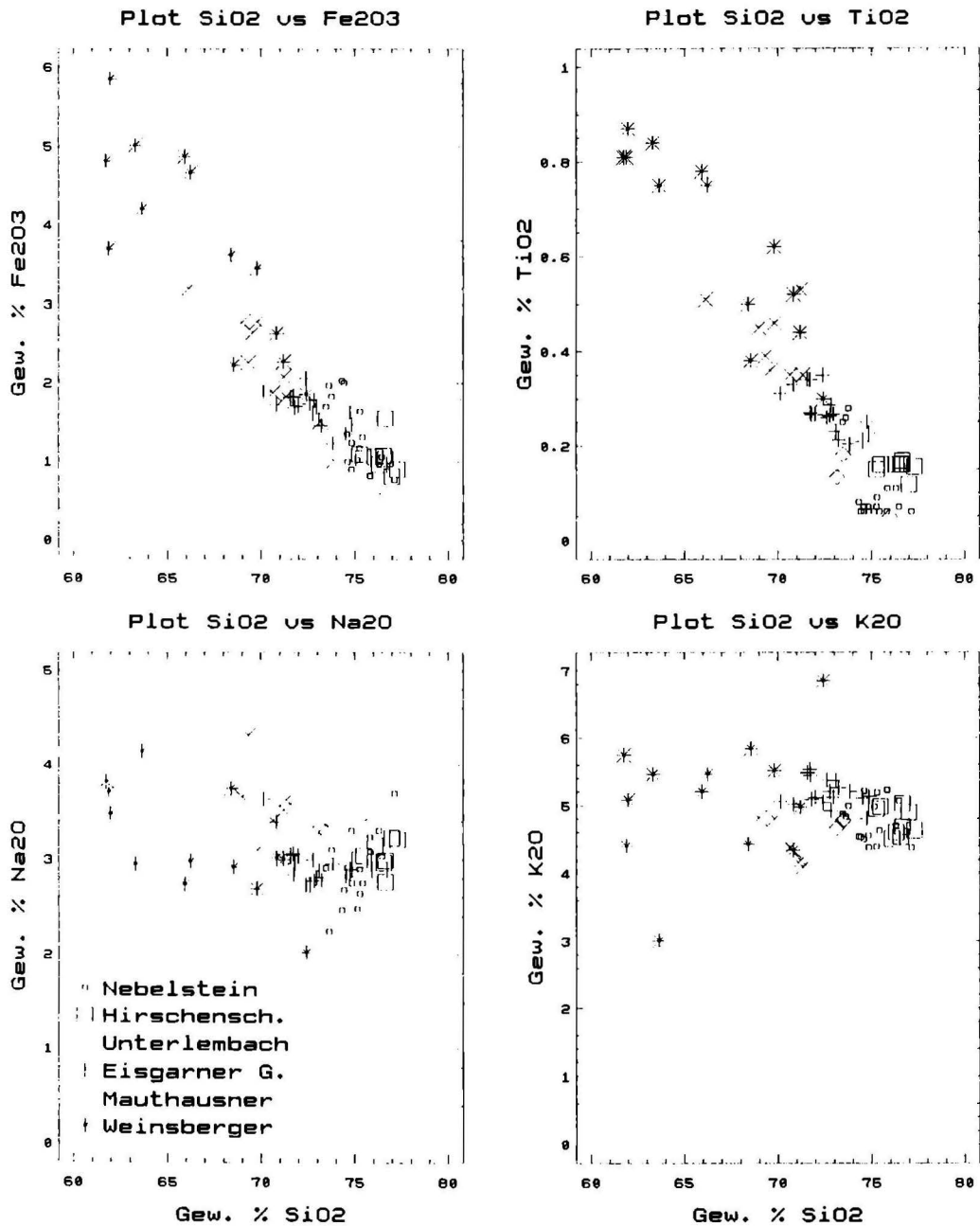


Fig. 1: Multielementdiagramme der Granite des nördlichen Waldviertels: SiO₂ vs Fe₂O₃ (Fe_{total} als Fe₂O₃), TiO₂, Na₂O und K₂O. Symbollegende in der Grafikbox links unten; Daten für die Granite vom Nebelstein sowie Vergleichsdaten für Eisgarner, Mauthausner und Weinsberger Granit nach eigenen Daten sowie nach Göd und Koller (1987, 1989); Koller et al. (1987); Haunschmid (1989) und Liew et al. (1989)

man perthitischen Alkalifeldspat, häufig große Quarzkristalle und üblicherweise serizitisierte Plagioklase. Zusätzlich zu den normalen Akzessorien ist Fluorit relativ häufig, oftmals findet er sich im Nahbereich von chloritisiertem Biotit.

Dieser Granitkörper steckt innerhalb des Eisgarner Granits und verursacht neben den Greisengesteinen vermutlich auch jene vielen Quarzgängchen im Eisgarner Granit, die bei der Prospektionstätigkeit aufgefunden wurden. Sowohl die massiven Greisen als auch die Quarzgängchen sind häufig neben anderen Sulfidphasen mit Molybdänit mineralisiert, die letzteren führen auch häufig Fluorit. Die Quarzgängchen verursachen eine intensive Alteration und Rotfärbung im umgebenden Eisgarner Granit, wobei eine Abnahme dieser Umwandlung mit der Entfernung von den Quarzgängchen zu beobachten ist (Göd, 1989). Nach Scharbert (1987) weist dieser Biotitgranit ein deutlich niederes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial auf als der umgebende Eisgarner Granit.

Unterlembach:

Westlich von Gmünd wurde durch aerogeophysikalische Untersuchungen (Seiberl und Heinz, 1986) Bereiche mit U-Anomalien aufgefunden. Diese sind an eine dispers verteilte Mineralisation mit einem Mineral der Autunitgruppe gebunden. Die Mineralisation befindet sich in einem stark zerrütteten hellen Granit, dessen Deformation durch ein NW-SE-streichendes Störungssystem verursacht ist (Göd, 1989).

Nahe der Ortschaft Unterlembach findet man im Bereich dieser Störung neben normalem Eisgarner und Weinsberger Granit einen stark klüftigen, mittelkörnigen Muskowitgranit, der sich vom üblichen Eisgarner Granit im Aussehen, Farbe und Mineralbestand unterscheidet. Der Mineralbestand dieses stark zerrütteten Gesteins umfaßt neben Quarz, Plagioklas und Muskowit noch grobperthitisch entmischten Alkalifeldspat, der gelegentlich porphyrisch ausgebildet sein kann, wobei der Wirtskristall eine spätere, relativ grobe Mikroklingitterung aufweist. Alle Phasen sind stark zerbrochen, die Fissuren teilweise mit Neubildungen gefüllt. Die feinen Uranglimmerblättchen sitzen vor allem an den Klüftflächen und an den Korngrenzen der größeren Mineralphasen.

4. VERGLEICH DER GESTEINSHEMISMEN

Beim Vergleich der Gesteinschemismen kann man für alle untersuchten Granitkomplexe Unterschiede hinsichtlich ihrer Zusammensetzung erkennen und darstellen (Finger und Höck, 1987; Göd und Koller 1987, 1989; Koller et al. 1987; Liew et al. 1989; Scharbert, 1987). Betrachtet man als erstes die SiO_2 -Gehalte der einzelnen Granittypen (Fig. 1), so kann man beobachten, daß sowohl der Eisgarner Granit als auch die hier beschriebenen Leukogranite einen deutlichen Variationsbereich der Zusammensetzung aufweisen, wobei letztere durchschnittliche Gehalte über 75 Gew. % SiO_2 besitzen. Grundsätzlich sind die Gehalte an TiO_2 , MgO , CaO und Fe_2O_3 (Gesamteisen als Fe_2O_3 verrechnet) in den Leukogranitva-

rietäten im Vergleich gegenüber Mauthausner und Eisgarner Granit sehr niedrig (Fig. 1 und 2). So liegen die Ti-Gehalte der Leukogranite üblicherweise unter 0.2 Gew. % TiO_2 , weiters sind die Mg- und Ca-Werte niedriger als 0.3 Gew. % MgO und als 1.0 Gew. % CaO. Auch die Fe-Gehalte weisen sehr niedrige Werte um 1.0 Gew. % Fe_2O_3 (Fe_{tot} als Fe_2O_3) auf, können aber wie bei den Graniten vom Nebelstein durch neugebildeten Magnetit und Pyrit erhöht sein, dies ist auf eine durch die Greisenbildung verursachte Stoffzufuhr zurückzuführen. Die Alkaligehalte liegen für die Leukogranite um 3 Gew. % Na_2O und um 5 Gew. % K_2O (Fig.1). Die Gehalte an CaO und MgO weisen in den Leukograniten, mit Ausnahme des Biotitgranites vom Nebelstein (Göd und Koller, 1987, 1989), deutlich niedrigere Elementkonzentrationen als der Eisgarner Granit auf (Fig. 2).

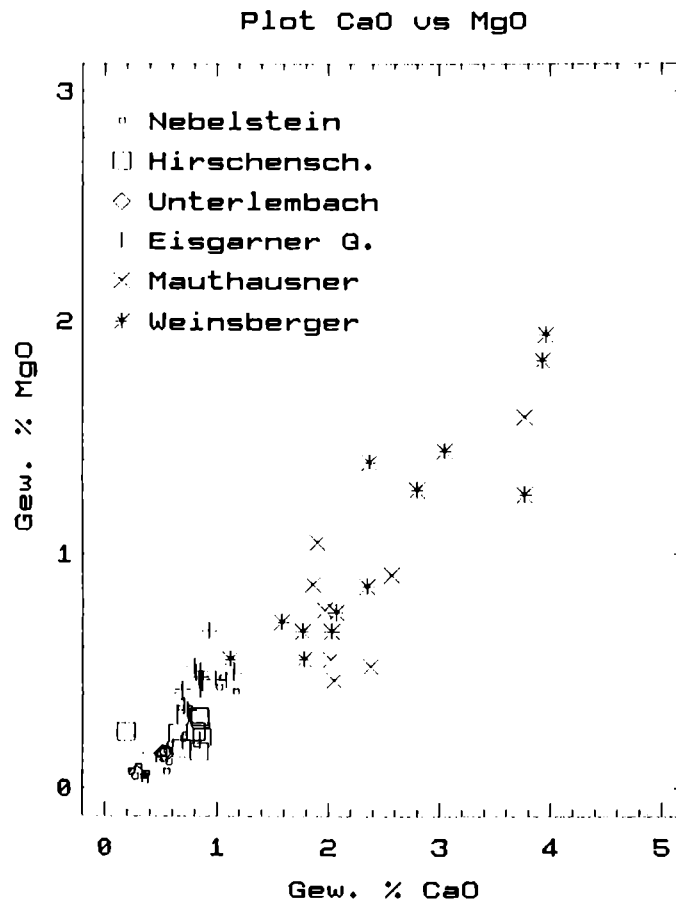


Fig. 2: Diagramm CaO versus MgO der Granite des nördlichen Waldviertels. Symbollegende in der Grafik links oben; Daten für die Granite vom Nebelstein sowie Vergleichsdaten für Eisgarner, Mauthausner und Weinsberger Granit nach eigenen Daten sowie nach Göd und Koller (1987, 1989); Koller et al. (1987); Haunschmid (1989) und Liew et al. (1989).

Das Na/(NA+K)-Verhältnis (Fig. 3) liegt bei Werten um 0.4 und belegt damit die Kaliumvormacht in den SiO₂-reichen granitischen Schmelzen. Dies gilt auch für Eisgarner und Weinsberger Granite, nur einzelne Proben der Feinkorngranite weisen eine deutliche Na-Vormacht mit Na/(Na+K)-Werten 0.5 auf. Der Aluminiumüberschuß in den Leukograniten und im Eisgarner Granit manifestiert sich mineralogisch in einem hohen Muskowitgehalt und läßt sich am besten durch den Quotienten Al/(Na + K + Ca/2) darstellen (Fig.4). Während Weinsberger und Mauthausner Granit, entsprechend ihrer überwiegenden Einstufung als I-Typ Granitoide (Finger und Höck, 1987; Koller et al., 1987; Göd und Koller, 1987,1989), Al/(Na + K + Ca/2)-Werte von 0.98 - 1.16 aufweisen, liegen die Werte für den Biotitgranit von Hirschenschlag mit Ausnahme einer Probe zwischen 1.09 - 1.14. Die

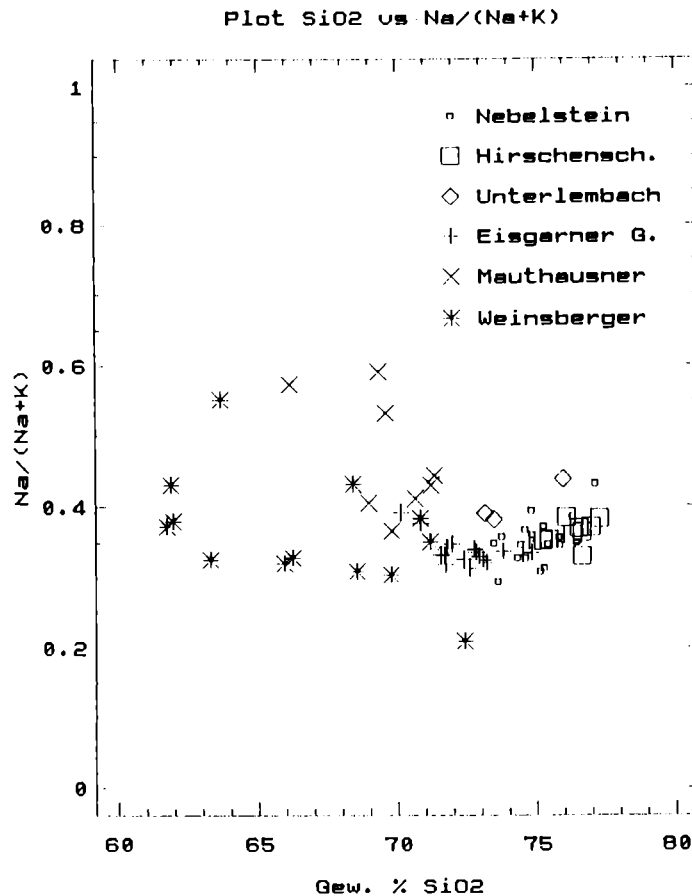


Fig. 3: Diagramm SiO₂ versus Na/K-Verhältnis der Granite des nördlichen Waldviertel. Symbollegende in der Grafik rechts oben; Daten für die Granite vom Nebelstein und Vergleichsdaten für Eisgarner, Mauthausner und Weinsberger Granit nach eigenen Daten sowie nach Göd und Koller (1987, 1989); Koller et al. (1987); Haunschmid (1989) und Liew et al. (1989).

Nebelsteingranite weisen einen großen Variationsbereich des $Al/(Na + K + Ca/2)$ -Quotienten auf, der von 1.13 bis 1.42 reicht (Fig. 4), wobei diese starke Zunahme auf Alterationsprozesse im Zusammenhang mit der Vergreisung zurückgeführt wird (Göd und Koller 1987, 1989; Koller und Göd, 1988 a, b; Göd, 1989). Der Eisgarner Granit weist im Vergleich dazu $Al/(Na + K + Ca/2)$ -Gehalte von 1.14 - 1.30 auf, damit kann der Leukogranit von Unterlembach mit Werten von 1.24 - 1.34 korreliert werden (Fig. 4). Grundsätzlich kann eine positive Korrelation zwischen dem $Al/(Na + K + Ca/2)$ -Quotienten und dem SiO_2 -Gehalt festgestellt werden. Dies kann als Indikation einer Krustenabstammung für die Leukogranite im Sinne eines S-Type Granits aufgefaßt werden (Pitcher, 1982).

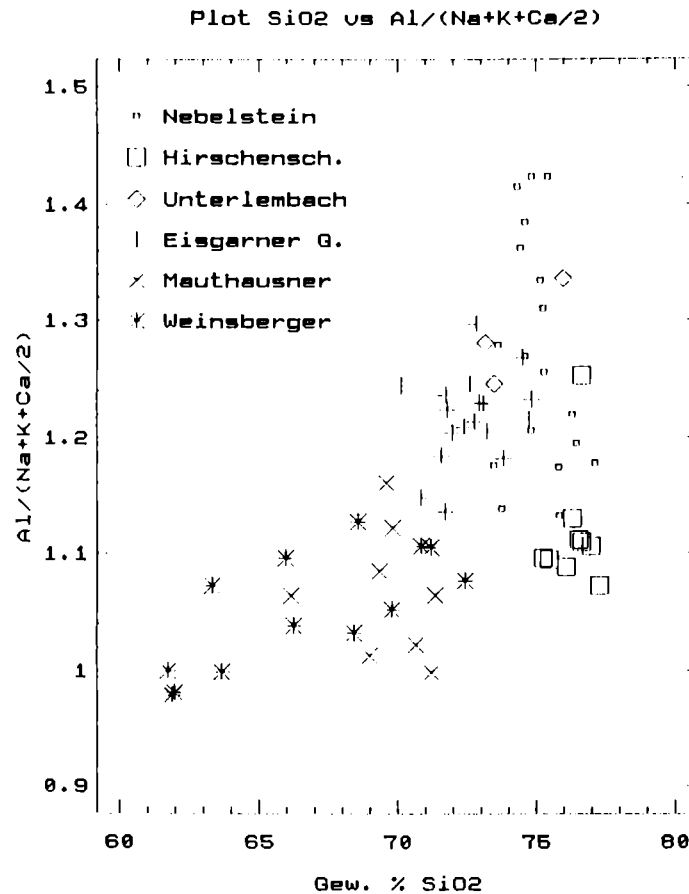


Fig. 4: Diagramm SiO_2 versus $Al/(Na + K + Ca/2)$ der Granite des nördlichen Waldviertels. Symbollegende in der Grafik links oben; Daten für die Granite vom Nebelstein sowie Vergleichsdaten für Eisgarner, Mauthausner und Weinsberger Granit nach eigenen Daten sowie nach Göd und Koller (1987, 1989); Koller et al. (1987); Haunschmid (1989) und Liew et al. (1989).

Ähnliche Unterschiede lassen sich auch bei den Spurenelementgehalten beobachten, so weisen Weinsberger und Mauthausner Granitvarietäten Rb/Sr-Quotienten < 2.5 , der Eisgarner- und die Leukogranite hingegen Rb/Sr-Verhältnisse > 2.5 auf (Fig. 5), davon ausgenommen ist nur der Biotitgranit vom Nebelstein, der Werte um 2 besitzt. Die Zr/Y-Verhältnisse liegen für die Feinkorngranite und für den Eisgarner Granit sehr konstant bei Werten um 6 - 15, gleichzeitig weisen sie für die Weinsberger Gruppe eine starke Variation von 4 - 60 auf (Fig. 5). Dies ist durch teilweise hohe Zirkongehalte verursacht. Die Leukogranite von Hirschenschlag und Nebelstein besitzen Zr/Y-Verhältnisse < 5 , bedingt durch geringere Zr-Gehalte.

Plot Rb/Sr vs Zr/Y

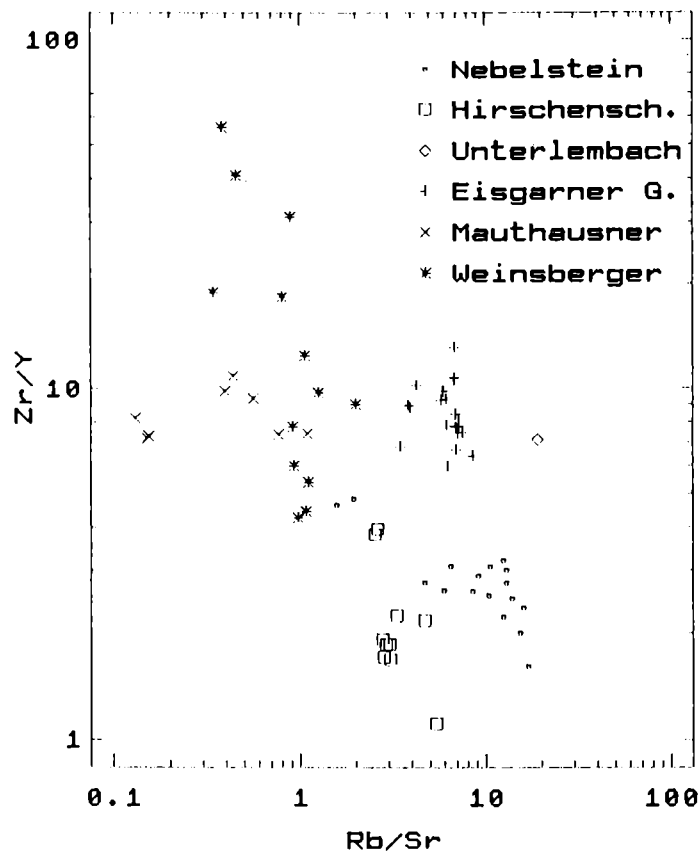


Fig. 5: Darstellung der Rb/Sr- und Zr/Y-Verhältnisse der Granite des nördlichen Waldviertel. Symbollegende in der Grafik rechts oben; Daten für die Granite vom Nebelstein und Vergleichsdaten für Eisgarner, Mauthausner und Weinsberger Granit nach eigenen Daten sowie nach Göd und Koller (1987, 1989); Koller et al. (1987); Haunschmid (1989) und Liew et al. (1989).

5. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die beobachteten Einschüsse im Schremser Granit lassen sich relativ zwanglos auf jene Gesteine zurückführen, die entsprechend den geologischen Karten (Waldmann, 1950; Fuchs und Matura, 1976) das Intrusionsdach des Schremser Granits bilden, nämlich Gneise der Monotonen Serie sowie die früher intrudierten Weinsberger Granite. Die gelegentlich auftretenden großen Feldspatäugen im Schremser Granit - gekennzeichnet durch klobigen, massigen Habitus - können am Beispiel der teilweisen Resorption an den Einschlüssen des Weinsberger Granits auf resorbierte Grobkorngranite beziehungsweise Grobkorngneise zurück geführt werden. Einzelne, kleinere Alkalifeldspatkristalle mit tafeligem Habitus können hingegen auch aus dem porphyrischen Zweiglimmergranit, in den der Schremser Granit intrudierte, abgeleitet werden. Jene Biotitflecken oder auch die biotitreichen Schlieren, die im Schremser Granit relativ häufig sind, lassen sich nun eindeutig auf vollständig resorbierte Paragneiseinschlüsse zurückführen. Das Beispiel jenes migmatischen Paragneises läßt erkennen, daß eine partielle oder auch weitgehende vollständige Aufschmelzung von Nebengesteinen in Sinne einer Magmenkontamination durch präexistente Gesteinssysteme für alle weiteren Überlegungen einer geochemischen Interpretation eingebaut werden sollte. Eine Ableitung des Gesamtanteiles an Xenolithkontamination bedarf noch zusätzlicher Untersuchungen.

Derartige Modelle könnte die teilweise widersprechenden geochemischen und geochronologischen Daten des Rb/Sr-Systems (Scharbert, 1987) besser als bisher erklären. Weiters ist bemerkenswert, daß bei Einschlüssen von granitischen Gesteinen gleicher Größenordnung nur der des Weinsberger Granits deutliche Resorptionserscheinungen aufweist. Daraus könnte man möglicherweise auf einen erhöhten Wärmeinhalt des Weinsberger Granits gegenüber dem des Grobgneises und auf einen geringeren Altersunterschied zwischen Weinsberger und Schremser Granit in Relation zu den Grobgneisen entsprechend den Ergebnissen von Scharbert (1987) schließen. Andererseits könnte eine durchaus mögliche Korrelation des porphyrischen Zweiglimmergranites, in den der Schremser Granit intrudiert, mit dem Eisgarner Granitkomplex eine vollständig neue zeitliche Einstufung für den Schremser Granit notwendig machen. In diesem Zusammenhang erscheint eine moderne Überprüfung der in den Karten (Waldmann, 1950; Fuchs und Matura, 1976; Fuchs und Schwaighofer, 1978) angegebenen Mauthausner Komplexe innerhalb des Eisgarner Granits sehr wichtig.

Die in dieser Arbeit zusammengestellten Daten über die Leukogranite zeigen, daß diese SiO₂-reichen hellen Granite nicht direkt mit dem Eisgarnerkomplex vergleichbar sind. Hinsichtlich ihrer Alkaligehalte (Fig. 1, 3) ist noch eine generelle Korrelation zwischen Eisgarner Granit und den Leukograniten möglich, dies gilt in besonderer Weise für den Komplex Unterlembach. Für die Granite vom Nebelstein und von Hirschenschlag sind bereits an Hand der Sr-Isotopenuntersuchungen von Scharbert (1987) einerseits und andererseits auch durch die Spurenelementuntersuchungen von Göd und Koller (1987, 1989) signifikante Unterschiede dokumentiert worden. Die Herkunft dieser Leukogranite läßt sich nur

durch Aufschmelzung von magmatischen Gesteinen mit einem niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis oder durch die Abstammung von Unterkrustensystemen erklären.

Auch einige Spurenelemente, oder vor allem deren Verhältnisse (Fig.5), erlauben eine eindeutige Abtrennung der Leukogranite vom Eisgarner und den älteren Graniten. Während das Rb/Sr-Verhältnis noch typischerweise ähnlich wie im Eisgarner Granit ist, weichen die Zr/Y-Quotienten der Leukogranite, bedingt durch niedrigere Zr- und etwas höhere Y-Gehalte, deutlich von den klassischen Granittypen wie Weinsberger, Mauthausner und Eisgarner Granit ab (Fig. 5).

Es sollte damit dokumentiert werden, daß auf engstem Raum innerhalb des großen südböhmischen Plutons eine deutliche größere Vielfalt und Variation an granitischen Gesteinen existiert, als bisher angenommen wurde. Dies kann als wichtiges Argument für mehr ins Detail gehende Untersuchungen gelten, insbesondere für die Entwicklung von geochemischen und geotektonischen Modellen. Abschließend sei bezüglich des Komplexes Unterlembach noch bemerkt, daß U-reiche Leukogranite mit lokalen U-Mineralisationen innerhalb der Variszischen Intrusiva als jüngere Nachschübe durchaus häufig sind (Bernard-Griffiths, 1985).

Danksagung:

Diese Arbeit wurde vom Fond zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung im Rahmen des Teilprojektes S4709-GEO "Petrologische und geochemische Untersuchungen zur Klärung der Entwicklungsgeschichte des Ostabschnittes des moldanubischen Kristallins" aus dem Schwerpunktprojekt "Die Bauprinzipien des variszischen Orogens und die Entwicklung der präalpidischen kontinentalen Kruste in Österreich" gefördert. Weiters sind die Autoren der Betriebsleitung des Steinbruches der Wiener Baustoffwerke in Schrems für die Überlassung von Fremdgesteinseinschlüssen zu Dank verpflichtet.

6. LITERATUR:

- Bernard-Griffiths, J., J.J. Peucat, S. Sheppard, P. Vidal, 1985: Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb, and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **74**, 235 - 250.
- Exner, Ch., 1969: Zur Rastenberger Granittektonik im Bereich der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **61**, 6 - 39.
- Finger, F., 1984: Die Anatexis im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). *Diss. naturw. Fak., Univ. Salzburg*, 212 S.
- Finger, F., 1986: Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). *Jb. Geol.-Bundesanst. Wien*, **128**, 383 - 402.
- Finger, F. und V. Höck, 1987: Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich. *Jb. Geol.-Bundesanst. Wien*, **129**, 641-642.

- Fuchs,G. und A.Matura, 1976: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. Jb. Geol. Bundesanst. Wien, **119**, 1-43.
- Fuchs,G.und B. Schwaighofer, 1978: Geologische Karte 1:50.000, Blatt 17 Großpertholz, Geol. Bundesanst. Wien.
- Frasl,G. und F.Finger, 1988: Führer zur Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauwald am 22. und 23. September 1988. Reihe der Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., Wien, 1988.
- Göd,R., 1989: A contribution to the Mineral Potential of the Southern Bohemian Massif (Austria). Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. Bundesanst. Wien, **11**, 147-153.
- Göd,R. und F.Koller, 1987: Molybdänführende Greisen in der südlichen Böhmisches Masse. Mitt. Österr. Min. Ges., **132**, 87-101.
- Göd,R. and F.Koller, 1989: Molybdenite-magnetite bearing greisens associated with peraluminous leucogranites, Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). Chem. Erde **49**, 185 - 200.
- Göd,R., F.Koller, und S.Scharbert,, 1987: Molybdänführende Greisen im nördlichen Waldviertel, Niederösterreich. Fortschr. Miner., **65**, Bh. 1, 61.
- Haunschmid,B., 1989: Das Granitgebiet um Plochwald zwischen Sandl und Windhaag im nordöstlichen Oberösterreich mit besonderer Berücksichtigung des dortigen Plochwalder Granit-Typs und des Pseudokinzigits. Unveröff. Diplomarbeit naturw. Fak., Univ. Salzburg, 160S.
- Klob,H., 1971: Der Freistädter Granodiorit im österreichischen Moldanubikum. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, **1971**, 98-142.
- Koller,F. and R.Göd, 1988a: Late Variscan granits with untypical greisens, Nebelstein, Bohemian Massiv (Austria). Abstract volume "Terranes in the Variscan belt of France and Western Europe", IGCP 233, Montpellier 1988.
- Koller,F. und R.Göd, 1988b: Greisenbildung im nördlichen Waldviertel, Niederösterreich. Abstract Jahrestagung ÖGG 1988, Salzburg, 14.
- Koller,F., R.Gratzer und G.Niedermayr, 1987: Die Ganggesteine in den Dioriten des nördlichen Waldviertels. Ann. Naturhist. Museum Wien, **88**, Serie A, 1-21.
- Koschier,E.R., 1989: Beiträge zur Genese der Schlierengranite und der Weinsberger-Granite in Oberösterreich und Niederösterreich auf Grund ihrer Einschlüsse. Unveröff. Diss., Naturw. Fak., Univ. Salzburg, 171S.
- Kurat,G., 1965: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. Tschermaks Min. Petr. Mitt., **11**, 388-412.
- Liew,T.C., F.Finger, and V.Höck, 1989: The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. Chemical Geol., **76**, 41-55.
- Pearce,J.A., N.B.W.Harris, and A.G.Tindle, 1985: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., **25**, 956-983.
- Pitcher,W.S., 1982: Granite Type and Tectonic Environment.- In: Hsü, K.J.,(ed.): Mountain building processes. Academic press, London, 19-40.

- Richter,W., 1965: Petrologische Untersuchungen am Mauthausner Granit im österreichischen Moldanubikum. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **10**, 265-296.
- Scharbert,S., 1966: Mineralbestand und Genese des Eisgarner Granits im niederösterreichischen Waldviertel. *Tschermaks Min.Petr. Mitt.*, **11**, 388-412.
- Scharbert,S., 1987: Zur Altersstellung der Magmatite im Moldanubikum. *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **132**, 21-37.
- Seiberl,W. und H.Heinz, 1986: Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Weitra. Abschlußbericht Forschungsprojekt Nc-69/84, *Österr. Akad. Wiss. und Geol. Bundesanst. Wien*, 41p.
- Waldmann,L., 1950: Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt 4454 (Litschau und Gmünd). - *Geol.Bundesanst.*

Anschrift der Verfasser:

Ass.-Prof. Univ.-Doz. Dr. Friedrich Koller,
Institut für Petrologie,
Universität Wien, A-1010 Wien, Dr. Karl-Luegerring 1
Dr. Richard Göd,
Kathu 8446, P.O.Box 1408, Northern Cape, Südafrika.

Manuskript eingereicht am 20.1.1990, in Endform am 9.6.1990

ISOTOPENGEOLOGISCHE NEUERGERBNISSZE ZUR ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DER BÖHMISCHEN MASSE PROTEROZOISCHE GESTEINSSERIEN UND VARISZISCHE HAUPTOROGENESE

W.FRANK, St.HAMMER, F.POPP, S.SCHARBERT und M.THÖNI

Zusammenfassung

Die verschiedenen isotopengeologischen Untersuchungen konzentrierten sich vorwiegend auf den südöstlichen Teil der Moldanubischen Zone in Österreich.

Das Sr-Isotopenverhältnis massiger reiner Marmore der Bunten Serie ist durch niedrige Werte von 0,7060 charakterisiert, die als nahezu unveränderte Meerwasser-Isotopenverhältnisse zur Zeit der Sedimentation interpretiert werden. Entsprechend dem gegenwärtigen Stand des Wissens deuten die Ergebnisse auf ein proterozoisches Alter (etwa 800 bis 900 Ma) dieser Teile der Bunten Serie.

Rb/Sr-Daten an Paragneisen und Glimmerschiefern der Monotonen und der Bunten Serie verweisen ebenso auf lange Krustenverweilzeiten. Der Granitgneis von Weiterndorf stellt einen Intrusionskörper innerhalb von Amphiboliten dar, die vermutlich dem Rehberger Amphibolit entsprechen. Seine Rb/Sr-Systematik bestätigt den S-Typ Charakter. Das Bildungsalter konnte bisher nicht festgelegt werden, könnte aber als proterozoisch angesehen werden.

Großproben von Gesamtgesteinen des Gföhler Gneises ergaben ein Alter von 490 ± 9 Ma, ein Ergebnis, das dem von Arnold und Scharbert (1973) entspricht. Aufgrund der Rb/Sr-Systematik kann diesen Gesteinen - wie dem Großteil der Granulite - ein Maximalalter von rd. 500 bis 560 Ma zugeschrieben werden. Die frühpaläozoischen Alter des Gföhler Gneises und der Granulite werden als Bildungsalter hochtemperierter migmatischer Gesteine mit geringen Anteilen granitischer Schmelze interpretiert. Die heutige Mineralparagenese des Gföhler Gneises repräsentiert offensichtlich die jüngere hochgradige, variszische Metamorphose und strukturelle Überprägung.

Der Syenitgneis von Wolfshof, ein dünner magmatischer Körper unterhalb der Granulitlage von St.Leonhard, ist in großen Teilen undeformiert. Seine magmatische Bildung entspricht der Platznahme der Granulitdecke. Eine Gesamtgesteins-Rb/Sr-Isochrone ergab ein frühpaläozoisches Alter, das als Mischungslinie interpretiert wird, da Feldspat-Gesamtgestein und Apatit auf ein variszisches Alter der magmatischen Vergesellschaftung hinweisen.

Ein anderes Charakteristikum, das dem Spätstadium der Platznahme der Gföhler Gneis-Granulitdecke entspricht, sind weitverbreitet lokale Schmelzen, insbesondere in lagigen Amphibolit-Paragneisserien an der Basis des Gföhler Gneises. Kleinbereichsisochronen dieser Gesteine belegen ein variszisches Alter dieses Hochtemperaturereignisses.

Diese Resultate liefern gute Argumente für ein variszisches Alter der gegenwärtigen Mineralparagenese aller Gesteinsserien und ihrer Deformation. Abgesehen von wenigen Relikten sind ältere Minerale und Strukturen weitgehend ausgelöscht. Der thermische Höhepunkt der Metamorphose und der strukturellen Prägung ist aufgrund partiell offener Systeme, die bis in die späten Stadien der thermischen Entwicklung hinein wirksam waren, im Detail nicht zu fixieren.

Deshalb ist das Alter der postdeformativen Intrusionsgesteine von großer Bedeutung. Sie belegen nämlich, daß die grundlegende Stapelung der tektonischen Einheiten bereits innerhalb des Unterkarbons stattgefunden hat. Der Weinsberger Granit (349 ± 4 Ma) schneidet die Monotone und die Bunte Serie. In der Nähe von Ybbs-Persenbeug durchschlagen lokale Granitgänge mit einem Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 332 ± 6 Ma alle Einheiten einschließlich der Granulite. Diese Ergebnisse lassen sich in gute Übereinstimmung mit dem Vorkommen großer Granulitgerölle und Gföhler Gneisgerölle im kristallinen Schutt der Moravischen Molassesedimente (unteres und mittleres Visé) nordwestlich von Brünn bringen.

Strukturelle Studien in einem Profil entlang des Kamptales zeigen eine kontinuierliche Rotation der Lineationen von der NS-Richtung in tieferen Stockwerken in die NW-Richtung in den höchsten tektonischen Einheiten, den Granuliten. Gelände- und Dünnschliffbeobachtungen belegen eine simple-shear-Komponente in allen Lineationen. Schersinnkriterien zeigen innerhalb der Granulite und den unmittelbar darüberliegenden Gesteinen eine Transportrichtung nach NW. In den tieferen Einheiten hingegen herrscht N-gerichteter Transport vor. In der Gföhler Gneis-Einheit nördlich der Donau ist eine einheitliche Transportrichtung weniger klar entwickelt. Dieser Bereich scheint eher durch ein pure-shear-Verformungsregime gekennzeichnet zu sein. Späte ostvergente Falten sind in entsprechenden Gesteinstypen erkennbar.

Die generelle strukturelle Entwicklung des südöstlichen Moldanubikums wird als Ergebnis einer variszischen transpressiven Konvergenz zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Bereich interpretiert, die das regionale Umbiegen der orogenen Zonen um die Böhmisches Masse verursachte. Die Gföhler-Granulitdecke ist ein Element dieser riesigen Bogenstruktur, die sich an der moldanubischen Front aus einem kräftig überprägten frühpaläozoischen metamorphen Gürtel entwickelte. Dieser wurde während der variszischen Zeit aus tiefen Krustenstockwerken in die heutige Position geschoben und überkippt. Die unmittelbar darauffolgende großräumige transpressive Tektonik wird als Ursache für die wurzellose Geometrie dieses Gebietes angesehen.

Abstract

The investigations concentrate on the Moldanubian Zone of Austria, mainly in its southeastern part. The Sr isotope ratio of massive, pure marbles of the Variegated Series are characterized by consistently low ratios of 0.7060, which are interpreted as the nearly unaltered seawater ratios at the time of sedimentation. Tests showed that the Sr isotopic exchange of the pure marbles with their Rb-rich intercalations are rather limited and there is no reasonable rock type available for lowering the Sr isotopic ratio of the carbonates. According to the knowledge of the Sr isotopic evolution of seawater during earth history, the results represent a strong argument for a Proterozoic age of the investigated part of the Variegated Series at last in the range of 800-900 Ma.

Few Rb/Sr data on paragneisses and micaschists of the Monotonous and Variegated Series give also indications for their long crustal residence time. The granite gneiss of Weiterndorf is an intrusive body within amphibolites which probably correspond with the Rehberg mafic suite. The Rb/Sr systematics of the granite gneiss underlines its S-type character. The formation age is not yet settled at present, but could be Proterozoic.

Large whole rock samples from Gföhl gneiss yielded an age of 490 ± 9 Ma, the same result as found earlier by Arnold und H.G.Scharbert (1973). From Rb/Sr systematics this rock series as well as the bulk of the granulites can only have maximum ages around 500-560 Ma. The Early Paleozoic whole rock ages of the Gföhl gneiss and the granulites are interpreted as the time of formation of high grade migmatitic rocks with minor components of granitic melts. The present mineral assemblage of the Gföhl gneiss represents obviously the younger high temperature Hercynian metamorphic and structural overprint. This can be deduced from Hercynian thin slab isochrone results from highly deformed rock types.

The syenite gneiss from Wolfshof, a thin magmatic layer just below the granulite outlier of St.Leonhard, is undeformed in large parts and its magmatic formation correlates with the emplacement of the granulite nappe. A whole rock Rb/Sr isochrone yielded an Early Paleozoic age, which is interpreted as a mixing line, as feldspar, whole rock and apatite indicate a Hercynian age for this magmatic assemblage.

Another feature correlated with last stages of emplacement of the Gföhl-Granulite nappe are widespread local melts, especially in layered amphibolite/paragneiss series at the base of the Gföhl gneiss. Thin slab investigations of such rocks prove the Hercynian age of this high temperature event.

These results give strong arguments for a Hercynian age of the present mineral assemblages of all rock series as well as for their deformations. Older events have been more or less obliterated, except from very local remnants. Due to partial open systems until late thermal stages, the data do not allow to fix the thermal peak of metamorphism or structural phases in detail.

In this respect, the ages of postdeformational intrusive rocks are of great importance. They underline, that the fundamental stacking of the tectonic units took place within the Lower Carboniferous. The Weinsberg granite (349 ± 4 Ma) crosscuts the Monotonous and Variegated Series. Near Ybbs-Persenbeug leucogranite dikes crosscut all tectonic units including the granulites. Their Rb/Sr whole rock age was determined with 332 ± 6 Ma. These results are in good agreement with occurrences of large boulders of granulites and Gföhl gneisses among other crystalline debris within the Moravian Lower and Middle Visean Molasse type deposits NW of Brno.

Structural investigations of a cross section along the Kamp valley show a continuous rotation of stretching lineations from N/S in deeper levels to NW in the highest tectonic unit, the granulites. Observations in the field and in thin sections prove a simple shear component in all this lineations. Shear sense criteria show a transport direction to NW within the granulites and especially in the immediately underlying rocks. In lower levels a N-directed transport prevails. In the Gföhl gneiss area N of the Danube a uniform transport direction is less clear, this area seems to be more dominated by pure shear deformational regime. Late E-vergent buckle folds are recognizable in appropriate rock types.

The general structural evolution of the southeastern Moldanubicum is therefore interpreted as the result of the Hercynian transpressional convergence between the Moldanubian/Moravian realms, which caused the regional bending of orogenic zones around the Bohemian Massif. The Gföhl-Granulite nappe system is one element of this giant syntaxes structure. It has developed at the Moldanubian front from a strongly overprinted Early Paleozoic metamorphic belt. It was thrust and overturned in Hercynian times from deep crustal levels into the present position. The immediately following large scale transpressional tectonics is the reason for the rootless geometry in the investigated area.

1. EINLEITUNG

Innerhalb des variszischen Orogens nimmt die Böhmisches Masse eine Schlüsselstellung ein, indem hier ähnlich wie im armorikanisch-iberischen Bogen eine große Verkrümmung der Orogenzonen gegenüber dem Vorland der osteuropäischen Tafel eintritt. Im aufgeschlossenen Bereich am Ostrand der Böhmisches Masse streichen die Strukturen in südlicher Richtung. Über ihre allfällige Fortsetzung in den variszischen Kristallinanteilen des Alpen-Karpatenbereichs gibt es viele spekulative Überlegungen.

Während die geologische Kartierung der Böhmisches Masse durch die ausgereifte Bearbeitung großer Teile durch Fuchs, Matura, Thiele, Frasl und Höck einen weitgehenden Abschluß erfahren hat, hat die moderne methodische Bearbeitung dieses Grundgebirges mit dem Kartierungsfortschritt nicht im gleichen Maß Schritt gehalten. Dadurch ist es verständlich, daß zum Alter des Baumaterials und der Einordnung von Metamorphose und strukturprägenden Prozessen noch sehr kontroverse Vorstellungen in der Literatur existieren (vgl. Fuchs 1976; Fuchs und Matura 1976; Thiele 1976 a, 1984; Tollmann 1982; Matte et al. 1985). Dieser Mangel gilt insbesondere für die Zonen der metamorphen Gesteinsserien, während für den Südböhmisches Pluton der Ablauf der variszischen Prozesse in geochemisch-genetischer und altersmäßiger Hinsicht durch die Arbeiten von Finger und Höck (1987) und S.Scharbert (1987, 1990) und anderen Autoren eine weitgehende Klärung erfahren hat.

Diese offenen und in der Literatur sehr kontrovers beurteilten Fragen zu klären, ist ein wesentliches Ziel des Projektes "Präalpidische Kruste in Österreich". Die ersten isotopengeologischen Ergebnisse dieses Untersuchungsprogrammes werden in diesem Bericht vorgestellt und ein Versuch einer entwicklungsgeschichtlichen Darstellung unternommen.

1.1 Methodisches

Rb und Sr Konzentrationen wurden mit der Isotopenverdünnungsmethode mit gemischten Spikes bestimmt. Zur Berechnung der Konzentrationen und der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse wurden die von Steiger and Jäger (1977) angegebenen Konstanten verwendet. Wo nicht eigens vermerkt, wurden die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse aus den gespikten Proben errechnet. Die Isotopenverhältnisse wurden auf einem VG MM30 Festkörpermassenspektrometer gemessen. Alle im Text angegebenen Werte wurden mit der Zerfallskonstante für ^{87}Rb von $1.42 \times 10^{-11}/\text{a}$ berechnet. Die in unserem Labor erarbeiteten Alter wurden nach der Isochronenmethode von York (1969) mit einem Programm nach McSavenny in Faure (1977) gerechnet, wobei alle Analysenpunkte im Sr-Entwicklungsdiagramm gleich gewichtet wurden. Die Fehler der Alter sind 2 σ -Fehler, auf $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ wird ein Fehler von 1% angenommen, die Fehler der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse sind 2 σ Standardfehler des Mittelwertes.

2. DAS ALTER DER SERIEN

2.1. Monotone Serie

Das Alter der Monotonen Serie am Ostrand des Südböhmischen Plutons wird in der Regel als (ober) proterozoisch, möglicherweise noch in das Altpaläozoikum reichend betrachtet. Wie im folgenden Kapitel gezeigt wird, weist die überlagernde Bunte Serie ein gesichertes proterozoisches Alter auf. Da alle Seriengrenzen in diesem tiefen Grundgebirge auch als tektonische Bewegungsbahnen aufgefaßt werden können, wofür z.T. sehr eindeutige Argumente vorliegen (z.B. Gföhler Gneis-Granuliteinheit), kann aus der Überlagerung der Monotonen durch die Bunte Serie noch nicht auf ein gesichert höheres Alter der Monotonen Serie geschlossen werden.

Die Erfassung des Sedimentationsalters metamorpher klastischer Folgen ist schwierig und jedenfalls mit großen Fehlern behaftet. Kommen in einer Serie häufig hohe Rb/Sr-Verhältnisse vor, so kann versucht werden, innerhalb großer Bandbreiten ein Serialalter aufgrund der Sr-Isotopenentwicklung abzuschätzen.

Für diesen Zweck wurden Proben der Monotonen Serie aus dem Hölltal südlich von Ottenschlag verwendet. Benachbarte Lagen (wenige kg, Abstand im dm-m-Bereich) geben einen Hinweis auf (alt) paläozoische Metamorphoseprozesse. Die Initialwerte weisen mit 0,714 auf keine drastische Erhöhung der Sr-Isotopenverhältnisse hin. Eine verlässliche Altersberechnung erscheint in Anbetracht der Streuung und geringen Anzahl der Datenpunkte nicht sinnvoll. Es ergibt sich jedoch der Hinweis, daß das Maximalalter der Serie nicht älter als 800-1000 Ma ist. Bezeichnenderweise sind die wenigen bisher untersuchten Proben aus der Bunte Serie bei gleichen Rb/Sr-Verhältnissen höher radiogen als die der Monotonen Serie. Ob dies auch von geologischer Bedeutung ist und auf ein eventuell höheres Alter der Bunte Serie hinweist, kann nur durch eine größere Probenanzahl bzw. den Einsatz weiterer Methoden geklärt werden.

2.2. Bunte Serie

Über das Alter der Bunte Serie, die aus Paragneisen, Glimmerschiefern, quarzitischen Gesteinen mit häufig graphitreichen Lagen und verbreiteten Marmorvorkommen besteht, wurde in letzter Zeit am meisten spekuliert. Dachte man ursprünglich an proterozoische bzw. an kambrische Karbonate, wurde durch Berichte über palynologische Mikrofossilien etc. aus der Bunte Serie von Pacltova (1981) aus dem Gebiet der CSFR ein silurisch-devonisches Alter postuliert. Diese Vorstellungen wurden von Tollmann (1982, 1985 a,b) und Thiele (1984) auch auf das Alter der Bunte Serie im östlichen Moldanubikum Österreichs übertragen.

Es wurde versucht, die Altersstellung der Karbonate mit Hilfe der nun schon gut bekannten Sr-Isotopenentwicklungskurve des Meerwassers im Lauf der Erdgeschichte zu erfassen (vgl. Fig.1). Diese Versuche erschienen aussichtsreich, da

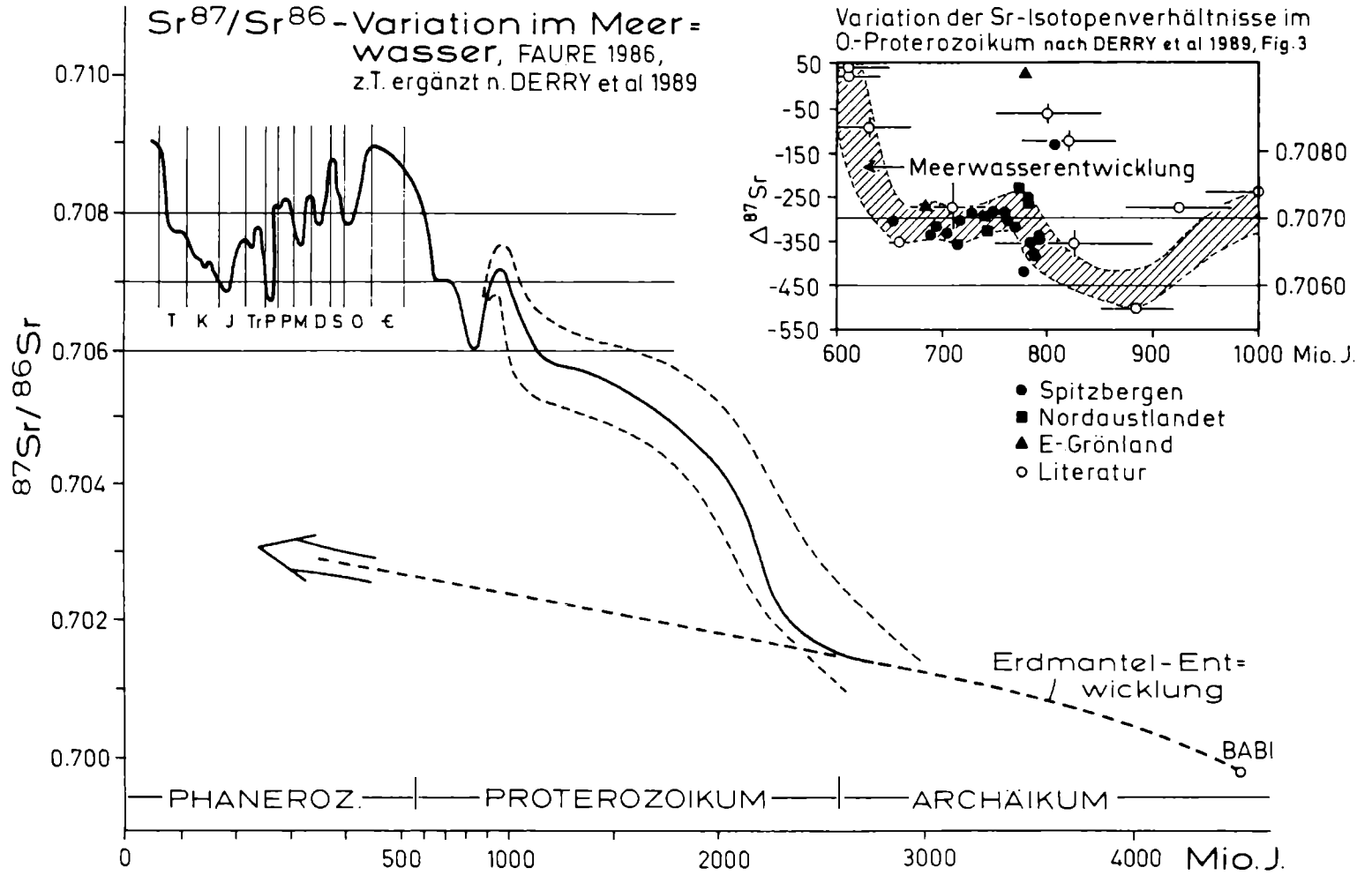


Fig. 1: Sr - Entwicklungskurve des Meerwassers im Lauf der Erdgeschichte.

schon mehrfach die Erfahrung gemacht wurde, daß reine Karbonatgesteine ihre ursprünglichen Meerwasserisotopenverhältnisse für Sr auch bei Metamorphoseprozessen nur unwesentlich verändern (vgl. Frimmel 1988; Gorzowski et al. 1989). Schon die ersten Isotopenmessungen an reinen Karbonaten aus dem Weintal haben $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von .7060 geliefert, die durch eine Reihe weiterer gleichartiger Ergebnisse von regional weit gestreuten Probenlokalitäten bestätigt wurden. So niedrige Sr-Isotopenverhältnisse treten im gesamten Phanerozoikum nicht auf. Somit ist sehr eindeutig belegt, daß die Marmore der Bunten Serie und natürlich auch ihre Nebengesteine, in denen sie auftreten, ein proterozoisches Alter haben.

2.2.1. Diskussion der Datierung von Karbonaten mit Hilfe der Sr-Isotopenentwicklung des Meerwassers.

Die Sr-Isotope sind im offen marinen Bereich gut gemischt und zeigen regional keine Unterschiede. Dies rührt daher, daß die durchschnittliche Verweilzeit des Sr im Meerwasser groß im Vergleich zur Mischungszeit des Meerwassers ist. Die Sr-Isotopenentwicklungskurve des Meerwassers im Lauf der Erdgeschichte spiegelt in ihrem präkambrischen Anteil vorwiegend das Wachstum der Kontinente und die zunehmend höher radiogenen Verhältnisse im Flußwasser wieder. Der oszillierende Teil der Kurve im Phanerozoikum wurde wesentlich beeinflusst vom Eintrag niedriger Sr-Isotopenverhältnisse aus basischen Gesteinen (Bildung ozeanischer Räume und ihrer nachfolgenden hydrothermal - metamorphen Umwandlung) in das Meerwasser. Daneben sind noch eine Reihe weiterer Faktoren wie Klima (Eiszeiten), Höhe des Meerwasserspiegels, Zusammensetzung der dominierenden Erosionsgebiete etc. maßgeblich.

Der erste massive Einbruch in der zunächst sukzessive ansteigenden Kurve findet etwa zur Zeit von 800-900 Ma statt und wurde zuletzt durch Derry et al. (1989) in einer Untersuchung nicht metamorpher Karbonate von Grönland und Spitzbergen eingehend dokumentiert und in seinen Ursachen interpretiert.

Die von uns gemessenen einheitlich niedrigen Sr-Isotopenverhältnisse der Karbonate der Bunten Serie entsprechen dem tiefsten Niveau dieses Kurvenminimums. Das Alter dieser Karbonatgesteinsserie ist daher mit mindestens ca. 800-900 Ma. anzunehmen, da im gesamten Phanerozoikum keine so tiefen Verhältnisse bekannt sind.

Aus der geochronologischen Untersuchung ist in zahlreichen Fällen bekannt, daß es bei Metamorphosen zur Neuverteilung (mehr oder weniger vollständige Homogenisierung) der Sr-Isotope in den Gesteinen kommt, wobei der nachweisliche Stofftransport normal zum Lagenbau im dm-m-10m(?) - Bereich liegen kann. Könnte ein solcher Prozeß die gefundenen Verhältnisse beeinflusst haben? Dazu ist zunächst festzustellen, daß die die Marmore begleitenden Glimmerschieferfolgen heute hoch radiogene Sr-Isotopenverhältnisse von 0.730 - 0.750 aufweisen. Sofern die Rb/Sr-Verhältnisse nicht deutlich geändert wurden, hatten die Gesteine zur Zeit der variszischen oder kaledonischen Metamorphose schon eine we-

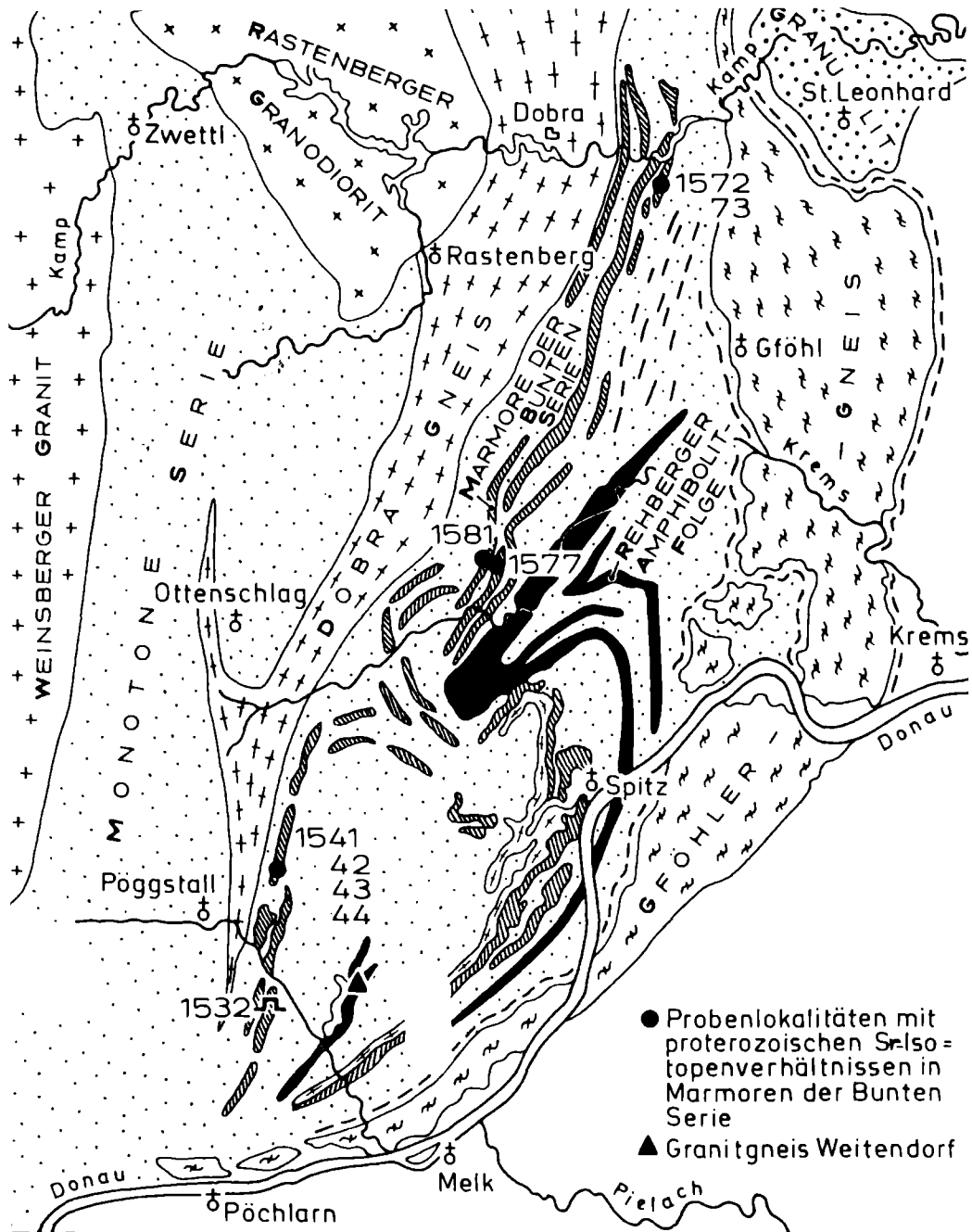


Fig. 2: Probelokalitäten mit proterozoischen Sr - Isotopenverhältnissen in Marmoren der Bunten Serie.

sentlich höhere Isotopie als die Marmore, ein Austausch zu dieser Zeit ist daher auszuschließen.

Denkbar wäre allenfalls, daß eine erste noch sehr fluidreiche Metamorphose einen Austausch mit damals möglicherweise noch sehr niedrig (ca. 0.706) radiogenen Peliten verursacht hätte. Auch diese Interpretation ist unrealistisch. Einerseits sind die begleitenden Folgen typisch kontinental-detritisch und Einschaltungen von basischen Gesteinen kommen kaum vor. Ihre ursprünglichen Verhältnisse werden daher kaum so niedrig gewesen sein, darauf weisen auch Rb-reiche Lagen in den Marmoren hin, die vor 900 Ma schon ein höheres Verhältnis als 0.706 aufgewiesen haben. Weiters haben die Karbonate Sr-Gehalte von durchschnittlich 500ppm, in Einzelfällen bis 1700ppm, somit im Durchschnitt 2-3 mal höher als in den Begleitserien. Diese hohen Gehalte weisen auf geringen diagenetischen Sr-Austausch hin. Detailuntersuchungen zeigen weiters, daß die gefundene niedrige Sr-Isotopie einheitlich im Gestein verteilt ist, und auch unmittelbar neben unreinen Lagen ein abrupter Wechsel und keine allmähliche Angleichung stattfindet, die auf einen diffusiven Isotopenaustausch hinweisen würde (vgl. Fig.2). Im Grenzbereich der Marmore zu ihren Nebengesteinen kommt es auf kurze Distanz (cm-dm-Bereich, vgl. Fig.3) sehr wohl zu einem diffusiven Austausch durch die Migration von

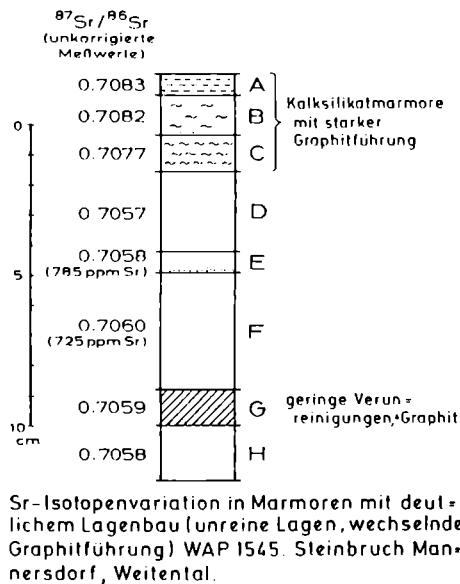


Fig. 3: Sr - Isotopenverhältnisse im Grenzbereich einer Marmorlage zu Paragneisen. Lokalität Steinbruch bei Heiligenblut, Mannersdorf, Weital. Die Ergebnisse zeigen, daß eine Erhöhung der Sr-Isotopenverhältnisse in den Marmorlagen nur auf sehr kurze Distanz im cm-Bereich stattfindet. Reine, mächtige Marmorlagen mit Abständen von höher radiogenen Nebengesteinen im m-Bereich sind offenbar von keiner nennenswerten Verschiebung der primären Sr-Isotopenverhältnisse betroffen.

radiogenem Sr in den Marmor. Ähnliche Prozesse haben auch im Nahbereich von Pegmatit/Aplitgängen bzw. von basischen Gängen stattgefunden. Reine, mehrere m mächtige Marmore sind jedoch für diese Untersuchungen sehr gut geeignet. Dies ist ein deutlicher Beleg dafür, daß ein Sr-Stoffaustausch über mächtigere Marmorlagen hinweg nicht stattfindet.

Die gefundenen Werte entsprechen daher weitgehend den ursprünglichen Meerwasserverhältnissen und können für Altersaussagen genutzt werden, die in diesem Fall besonders eindeutig ausfallen. Die Existenz devonischer Gesteinsfolgen kann für die untersuchten Serien ausgeschlossen werden. Wir nehmen an, daß auch die unreinen Anteile dieser Serie, die mit dieser Methodik natürlich nicht sinnvoll untersucht werden können, ein ähnliches Alter aufweisen. Es soll damit jedoch nicht in Abrede gestellt werden, daß im größeren Bereich der Böhmisches Masse lokal auch paläozoische Sedimente in den älteren Untergrund eingebaut sein können (z.B. Pflug und Reitz 1988; Pacltova 1981).

2.3. Rehberger Amphibolit

Über dem marmorreichen basalen Teil der Bunten Serie folgt ein Komplex verschiedener basischer Gesteine, die dem Rehberger Amphibolit in der Regel gleichgestellt werden und mit klastischen Metasedimenten wechsellagern. Diese Serie ist zu beiden Seiten des Gföhler Gneiszuges des südlichen Moldanubikums vertreten. In den Übersichtskarten werden diese Serien zur Raabs-Meislinger Einheit zusammengefaßt (Tollmann 1985; Thiele 1984, Fig.1).

In der Amphibolitfolge östlich des Weitentales tritt bei Weiterndorf ein größerer Muskowitgranitgneiskörper auf, der - schon im Kartenbild sichtbar - diskordante Kontakte zu seiner Umgebung erkennen läßt, obwohl in der Regel die Gesteine gut geschiefert sind. Solche Granitgneise treten auch häufig als s-parallele Lagen in ihren Nebengesteinen auf.

Erste Ergebnisse von Gesamtgesteinsuntersuchungen mit der Rb/Sr-Methode haben sehr radiogene Isotopenverhältnisse erbracht (vgl. Fig.4). Die Analyseergebnisse belegen zusammen mit dem hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Initial Schmelzen vom S-Typ, was in guter Übereinstimmung mit dem Mineralbestand dieser Gesteinsfolge ist. In jedem Fall hat auch das Ausgangsmaterial der Schmelze dieses Körpers eine hohe Krustenverweilzeit von ca 700 Ma.

Da erst 5 Proben analysiert wurden, sollte das Altersergebnis (vgl. Fig.4) noch sehr vorsichtig beurteilt werden. Nimmt man alle Datenpunkte zusammen, so ergibt sich eine Steigung, die etwa dem theoretischen Maximalalter dieses Gesteinskomplexes entspricht. Vier Proben von eng benachbarten Lokalitäten liegen auf einer Geraden mit dem sehr hohen Initial von .743, ihre Steigung entspräche einem kambrischen Alter. Es könnte sich um eine (Teil-)Verjüngung im Zuge der variszischen Metamorphose handeln.

Es erhebt sich die Frage, ob bei dieser Gesteinsserie eine Magmenmischung mit stark unterschiedlichen Isotopenverhältnissen eingetreten ist und damit eine altersmäßig bedeutungslose "Mischungslinie" im Sr-Entwicklungsdiagramm vorliegt. Eine kurze quantitative Überlegung zeigt, daß, wenn man von den vier Proben mit linearer Anordnung ausgeht, die Zumischung einer Schmelze mit dem Isotopenverhältnis von .770 erforderlich wäre, um ein Alter von z.B. 420 Ma zu erreichen. Ein variszisches Alter würde die Zumischung großer Anteile einer noch höher radiogenen Schmelze erfordern. Da es sich um einen ziemlich großen Körper von einigen km³ handelt, scheint ein solcher Vorgang unwahrscheinlich.

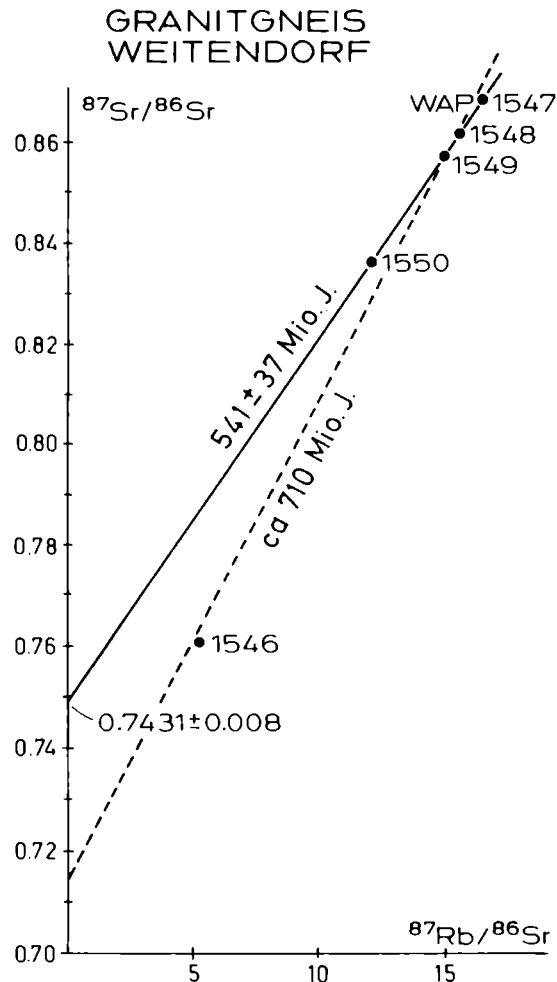


Fig. 4: Sr - Entwicklungsdiagramm (Granitgneis Weitendorf). Muskovitgranitgneisintrusiv innerhalb der Rehberger Amphibolitserie. Die vorliegenden Ergebnisse weisen auf ein hohes Krustenverweilalter des Ausgangsmateriales hin. Ein Bildungsalter von ca. 700 Mio. J. ist wahrscheinlich.

Zur Vorsicht mahnt die Probe WAP 1546, ein Muskowitgranitgneis, der bis zu 5% Muskowit führt, wobei noch unklar ist, ob der Muskowit zur metamorphen Hauptparagenese zählt oder sekundär gebildet wurde. Alle Gesteinsserien der weiteren Umgebung führen keinen zur Hauptparagenese zählenden Muskowit. Es war hier offensichtlich überall die Stabilität von Muskowit und Quarz überschritten. Muskowit tritt nur untergeordnet und in der Regel in späten Bewegungszonen und auch im Schlibfbereich sehr engbegrenzter Scherzonen auf. Dies gilt jedenfalls für die unterlagernden Paragneise der Bunten Serie und auch noch für große Teile des Dobra Gneises und der Monotonen Serie.

Die übrigen Proben des Granitgneises, WAP 1547 bis WAP 1550, zeigen eine rein metamorphe, äquigranulare Textur und führen nur geringe Mengen an Hellglimmer, der jedoch ausschließlich als "gepanzertes" Relikt im Inneren von Feldspäten auftritt, während der verbreitete Biotit in stabiler Korngrenzenbeziehung zu allen Mineralphasen steht. Somit kann als gesichert gelten, daß zumindest Teile des Weiterndorfer Granitgneises voll von der variszischen Hauptmetamorphose erfaßt wurden. Eine Klärung der Altersstellung dieses Gesteinskörpers soll durch eine systematische Detailstudie, allenfalls durch Zirkonuntersuchungen erreicht werden.

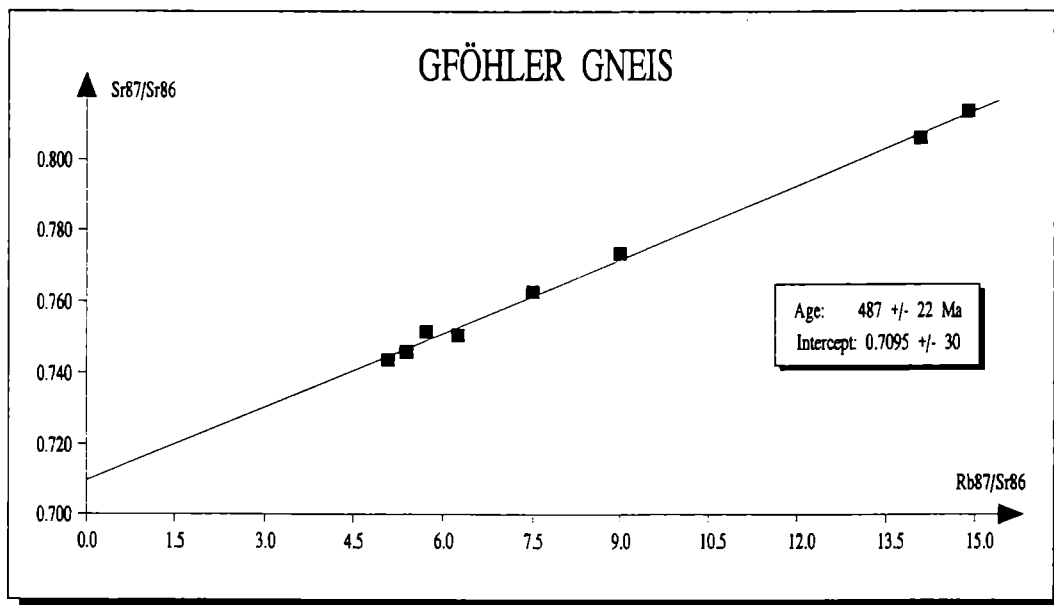


Fig. 5: Sr - Entwicklungsdiagramm des Gföhler Gneises.
(Gesamtgesteinsproben >20kg)

2.4. Gföhler Gneis-Granulit

Der Gföhler Gneis stellt einen großen, sehr einheitlichen Gesteinskomplex dar. Es sind Gneise mit granitischem Mineralbestand und migmatischen Strukturen, die mehr oder weniger durch spätere Deformationsprozesse überarbeitet wurden. Gesteine, die textuell eindeutig auf ehemalige Granite zurückgehen, kommen nur sehr lokal vor.

Zur Altersstellung des Gföhler Gneises liegen in der Literatur verschiedene Daten vor (vgl. Arnold und H.G.Scharbert 1973; Arnold in S.Scharbert 1977; van Bree-
men et al. 1982). Gut definiert ist die von Arnold gemessene Rb/Sr-Gesamtge-
steinsisochrone von 491 ± 24 Ma. Eine neuerliche Datierung von Großproben aus
dem Kremstal und dem großen Strombausteinbruch am Donausüdufer hat ein
gleichartiges Ergebnis von 487 ± 22 Ma erbracht (Fig.5). Wie schon Arnold und
H.G.Scharbert (1973) ausgeführt haben, läßt der hohe Spread der Analysendaten
die Aussage zu, daß das Maximalalter der Serie nicht viel älter sein kann, jeden-
falls kann ein Proterozoikum mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Gleiche Aus-
sagen konnte Arnold auch für die Hauptmasse der Granulite treffen.

Während man früher geneigt war, die kaledonischen Altersergebnisse von Arnold
auch als starkes Argument für eine kaledonische Strukturprägung des heutigen
tektonischen Baues zu werten (Fuchs 1976), so werden vielfach heute die Argu-
mente für eine variszische Hauptmetamorphose (vgl. nächstes Kapitel) dazu be-
nutzt, um kaledonische Alterswerte als in ihrer geologischen Bedeutung höchst
fraglich anzusehen. Da jedoch durch die obigen Daten gezeigt werden konnte,
daß die Analysenergebnisse der Großproben sehr gut reproduzierbare Ergebnisse
liefern, dürfte diesen kaledonischen Alterswerten doch ein sehr konkretes geologi-
sches Ereignis zugrunde liegen (vgl. v.Quadt and Gebauer 1988)

Makroskopische und mikroskopische Beobachtungen können hier weiter helfen:
Offensichtlich sind in diesem so einheitlichen Gesteinskörper zwei hochtemperier-
te Metamorphoseereignisse enthalten. Eine ältere Migmatisation, die ziemlich ein-
heitliche Paragneisserien erfaßte und wohl auch in gewissen Grenzen
geochemisch veränderte. Ein so großräumiger Prozeß sollte jedenfalls zu einer
Sr-Homogenisation führen. Wir nehmen an, daß die Alterswerte um 490 Ma die-
sem Ereignis entsprechen. Strukturell ist dieses Ereignis durch den großräumigen
schlierigen Gesteinscharakter noch erkennbar. Bei genauerer Betrachtung er-
kennt man jedoch, daß diese großräumige migmatische Struktur im Kleinbereich
durch Deformations- und (Re-)Kristallisationsvorgänge recht intensiv überprägt
wurde. Diese hochtemperierte Überprägung, in der der heutige charakteristische
Mineralbestand - ohne Muskowit und mit Sillimanit - entstand, dominiert mit ihrem
zumeist recht grobkörnigem Gefüge (auch bei Quarz) den Schliffbefund der mei-
sten Vorkommen des Gföhler Gneises. Die Verformung des Gföhler Gneises wäh-
rend dieser Phase erscheint - von den Rändern abgesehen - nicht besonders in-
tensiv gewesen zu sein. Zeilenbau im Gefüge ist sehr selten. Dieser Prozeß wird
mit der variszischen Hauptmetamorphose korreliert. Der Sr-Isotopenaustausch
war währenddessen offenbar nur sehr beschränkt möglich, sodaß das Alter der
Großproben im wesentlichen nicht geändert wurde.

Eine intensivere Deformation ist jedoch in den Bereichen erkennbar, wo die sonst flache schüsselförmige Lagerung des Gföhler Gneises im Bereich Krems in nördlicher Richtung in eine enggepreßte W-vergente Lamelle im Kamptal übergeht. Es handelt sich um kornverkleinernde N- bis WNW-vergente Scherbewegungen, die ein neues s und einen neuen Lagenbau, z.T. auch mit neuen, geringmächtigen Mobilisatlagen erzeugen. Diese Gefügeprägung interferiert mit der granulitfaziel-

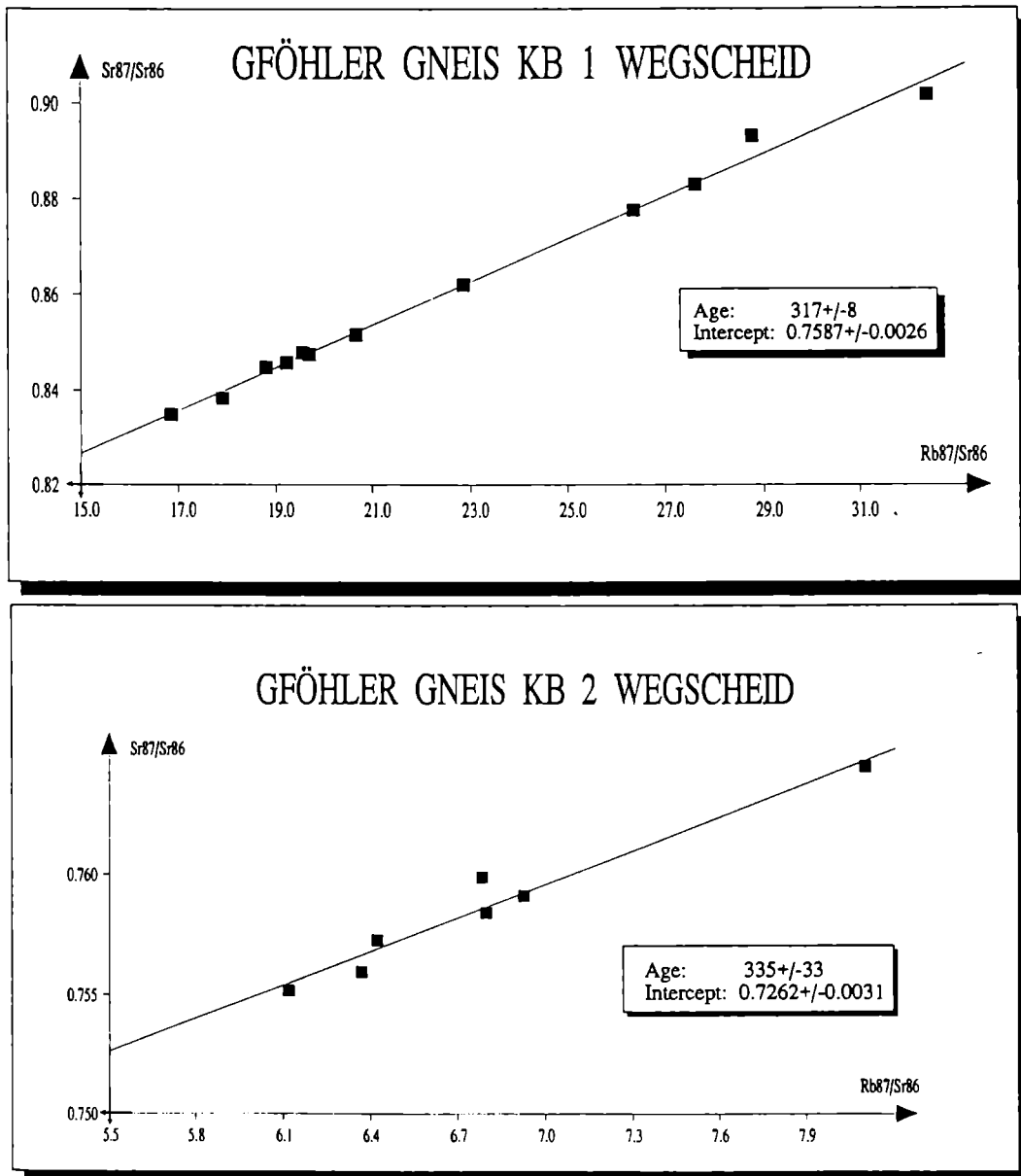
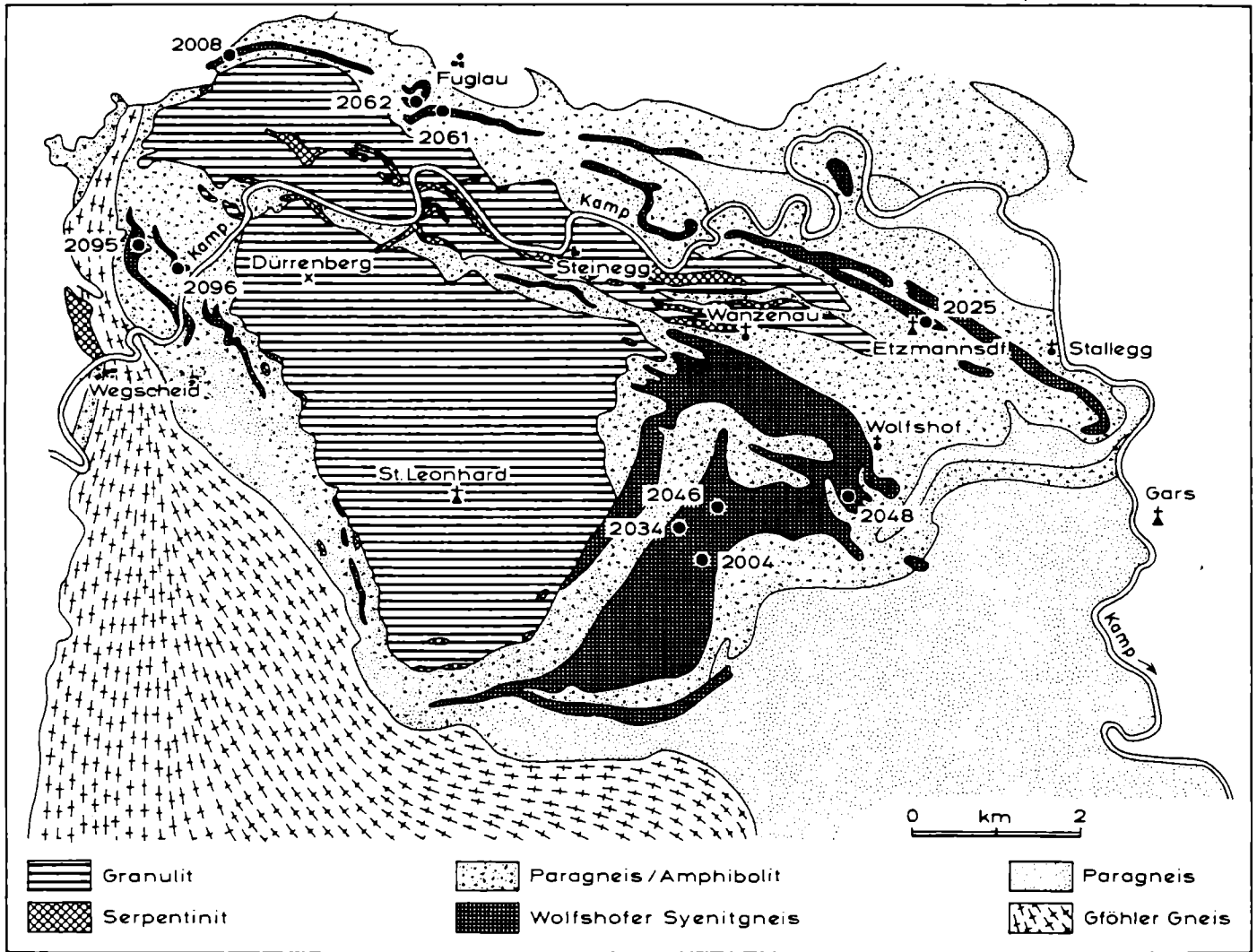


Fig. 6: Kleinbereichsisochronen aus intensiv deformiertem Gföhler Gneis, Wegscheid am Kamp.

Fig. 7: Probelokalitäten Wolfshofer Syenitgneis.



len Metamorphose, wie einzelne Granulitbänder (ohne Biotit) im Gföhler Gneis zeigen, und sie dauert mit derselben Vergenz noch bis zu kühleren Metamorphosestadien (z.B. Neubildung von Muskowit in Zugrissen) an.

Kleinbereichsisochronen aus dieser intensiven Deformationszone haben variszische Alterswerte geliefert (Fig.6). Damit ist auch schon ein wesentliches Argument für die Aussage des nächsten Kapitels gegeben.

3. DAS VARISZISCHE ALTER DER HAUPTMETAMORPHOSE UND DER PLATZNAHME DER GFÖHLER GNEIS - GRANULITDECKE.

3.1. Wolfshofer Syenitgneis

Der Wolfshofer Syenitgneis (vgl. Fig.8,9) tritt in zumeist konkordant eingeschalteten Lagen in der Amphibolit/Paragneissserie im Liegenden der Granulitsschüssel von St.Leonhard auf. Das Gestein wurde zuletzt von Aliasgari (1988) neu bearbeitet. Ein Mineralbestand von Kalifeldspat (60-70%), Plagioklas (4-20%) Biotit (3-12%) und Quarz (8-20%) charakterisieren das Gestein. Muskowit ist selten vorhanden, zählt jedoch zum primärmagmatischen Bestand. Entscheidend für die besondere Bedeutung, die diesem Gestein zukommt, ist die deutlich geringere Schieferung, die bereichsweise sogar fehlen kann. Dies steht in deutlichem Kontrast mit der sehr straffen Schieferung der Gesteinsserien im Liegenden und Hangenden. Wie schon von Fuchs (1986) ausgesprochen, interferieren somit Schmelzbildung und Kristallisation dieses Gesteins mit der Platznahme der Granulitdecke in ihrer heutigen Position.

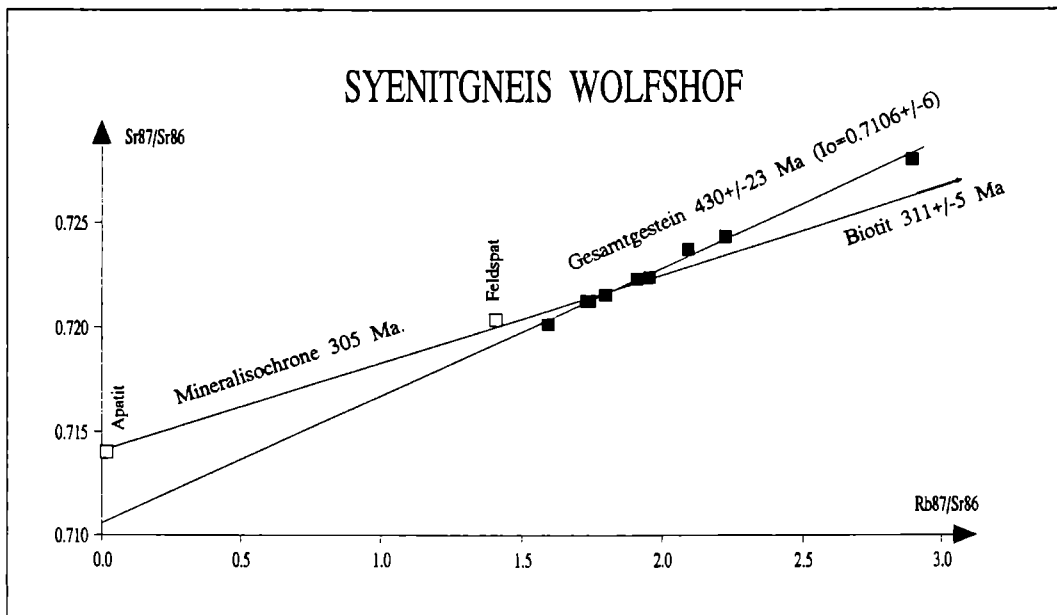


Fig. 8: Sr - Entwicklungsdiagramm Wolfshofer Syenitgneis. Der Alterswert der Gesamtgesteinsisochrone stellt das Ergebnis einer Mischungslinie dar und entspricht nicht dem geologischen Alter der Schmelzbildung.

Das Ergebnis von 430 ± 23 Ma der Rb/Sr Datierung von Großproben zeigt die Fig.8. Von der untersuchten Probenserie wurden nur 2 Proben (2025, 2034), die durch ihre unmittelbare Nähe zu Amphiboliten kontaminiert worden sind, nicht in die Altersberechnung einbezogen. Der erhaltene kaledonische Alterswert verschiebt sich zu einem noch höheren Wert von 463 ± 20 Ma, wenn die Probe 1/83 weggelassen wird, die als einzige nicht aus dem Bereich Fig.7, sondern aus einem etwas südlicheren Vorkommen stammt.

Faßt man den Alterswert von 430 Ma als Zeitpunkt der Schmelzbildung und Kristallisation dieses Gesteins auf, so würde es die Vorstellung einer kaledonischen Granulitmetamorphose untermauern. Im Zusammenhang mit dem Geländebefund hätte dies auch die Konsequenz, daß die heutige Struktur ebenfalls noch weitgehend als kaledonisch betrachtet werden müßte und sich das variszische Ereignis auf eine im wesentlichen statisch wirksame thermische Überprägung beschränkt hätte. Diese Vorstellung ist jedoch unrealistisch.

Aus den Untersuchungen von van Breemen et al. (1982), Kröner et al. (1988) und Carswell (1989) geht klar hervor, daß die Granulitmetamorphose erst in variszischer Zeit stattfand. Wir nehmen an, daß der Alterswert der Wolfshofer Syenitgneise von 430 Ma das Ergebnis einer Magmenmischung darstellt. Ein Hinweis darauf sind die ungewöhnlich hohen Rb- und Sr-Gehalte (vgl. Tab.1). Auch die Spurenelementuntersuchungen von Aliasari (1988) weisen darauf hin.

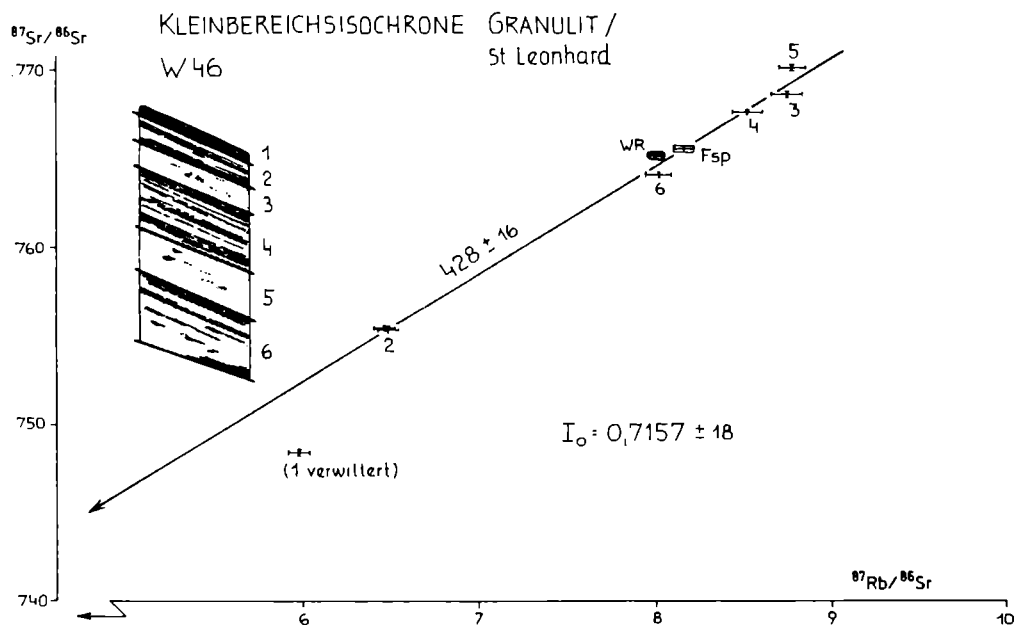
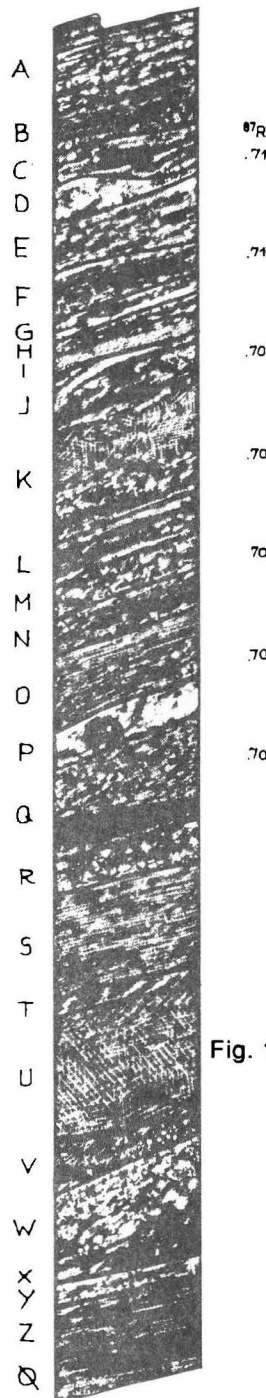


Fig. 9: Kleinbereichsisochrone Granulit St.Leonhard. Lokalität W Dürrenberg S Kamp-
tal. Das Ergebnis wird als ein wegen der "trockenen" Bedingungen der Granu-
litmetamorphose nur teilverjüngtes Alter aufgefaßt, das zwischen dem
Alterswert von Großproben aus dem Granulit und dem variszischen Metamor-
phoseereignis liegt.



AGGSBACH 108

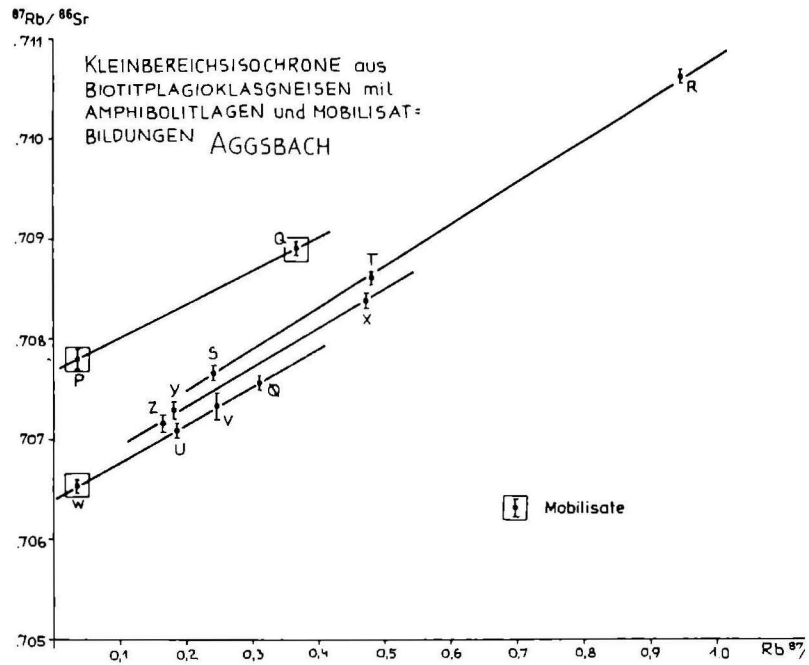


Fig. 10: Kleinbereichsisochrone aus Paragneiss mit Mobilisaten, N Aggsbach. Die Analyseergebnisse zeigen deutlich, daß unmittelbar benachbarte Lagen annähernd parallele Isochronen bilden. Dies entspricht ein Alterswert von ca. 295 Ma. Für dieses junge Alter ist der Gehalt an Biotit und Kalifeldspat verantwortlich, die bis zu ca. 300°C offene Systeme darstellen. Die lokalen Mobilisatlagen haben nach ihrer Bildung keinen grundlegenden Austausch mit den übrigen Lagen gehabt, woraus sich ein klar Argument für ihre variszische Bildung ableitet.

Ein Argument für eine magmatische Bildung in variszischer Zeit sind weiters Mineralisochronen. Apatit und Feldspat der Probe 2048 ergeben zusammen mit dem Gesamtgestein eindeutig einen variszischen Alterswert. Daß der Alterswert des Paares Apatit/Gesamtgestein den offensichtlich zu jungen Wert von 295 ± 10 ergibt, hängt vermutlich mit einer geringfügigen randlichen Kontamination der Apatite durch ihre Wirtsminerale, die hochradiogenen Biotite zusammen. Die Biotitalter der Proben 2048 und 2046 liegen bei 310 ± 3 bzw. 295 ± 3 Ma.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß Argumente für ein variszisches Alter des Wolfshofer Syenitgneises vorliegen, wenn auch der Alterswert noch nicht genau bekannt ist. Wir vermuten ein Bildungsalter und damit auch Alter der Platznahme der Granulitdecke zwischen 360 und 340 Ma. Zirkondatierungen könnten hier weiterhelfen. Mikroskopische Untersuchungen haben allerdings ergeben, daß diese Gesteine viele übernommene Zirkontypen aufweisen und nur sehr wenig magmaeigene, die außerdem meist nur wenige μm groß sind.

3.2. Kleinbereichsisochronen in Granulit

Schon Arnold und H.G.Scharbert haben 1973 einen Alterswert von 450 ± 30 Ma für Kleinbereichsisochronen gefunden, die seinerzeit als Argument für ein kaledonisches Alter der Granulitmetamorphose aufgefaßt wurden. Eine neuerliche Bearbeitung einer Kleinbereichsisochrone mit besonders engem Lagenbau im mm-Bereich aus dem St-Leonharder Granulitvorkommen (Lokalität N Dürrenberg, S des Kamp) hat ein ähnliches Ergebnis von 428 ± 16 Ma erbracht (vgl. Fig.9).

Dies zeigt, daß auch diese Untersuchungen zu analytisch einwandfrei reproduzierbaren Ergebnissen führen. Allerdings darf auch - unter Berücksichtigung der oben dargelegten Ergebnisse - dieser Alterswert nicht als geologisches Ereignis aufgefaßt werden. Diese Alterswerte stellen nach unserer Meinung das Ergebnis einer geringfügigen variszischen Teilverjüngung des ordovizischen Alters, das Arnold und H.G.Scharbert an Großproben der Granulite gefunden haben, dar.

Daß in Gesteinen mit geringer Verfügbarkeit von fluider Phase auch eine sehr extreme Durchbewegung nicht zu einer Sr-Isotopenhomogenisation führt, ist nicht ungewöhnlich, wie das Beispiel der Plattengneise im Koralmkristallin zeigt. Daß in diesen Fällen bei fast vollständiger Rekristallisation der gesamten Paragenese immer wieder gleichartige teilverjüngte Alterswerte gefunden werden, spricht dafür, daß in diesen Gesteinen auch die Verfügbarkeit der fluiden Phase großräumig gleichartig gewesen ist.

Es erscheint sinnvoll festzuhalten, daß die Ergebnisse der bisherigen Rb/Sr-Untersuchungen an Gföhler Gneis und Granuliten die Vermutung unterstützen, daß die Ausgangsgesteine der Granulite zumindest zum großen Teil eine ähnliche Lithologie wie die Gföhler Gneise hatten. Allerdings ist die Bandbreite der lithologischen Variation der Granulite und ihrer Einschaltungen in einzelnen Bereichen deutlich größer.

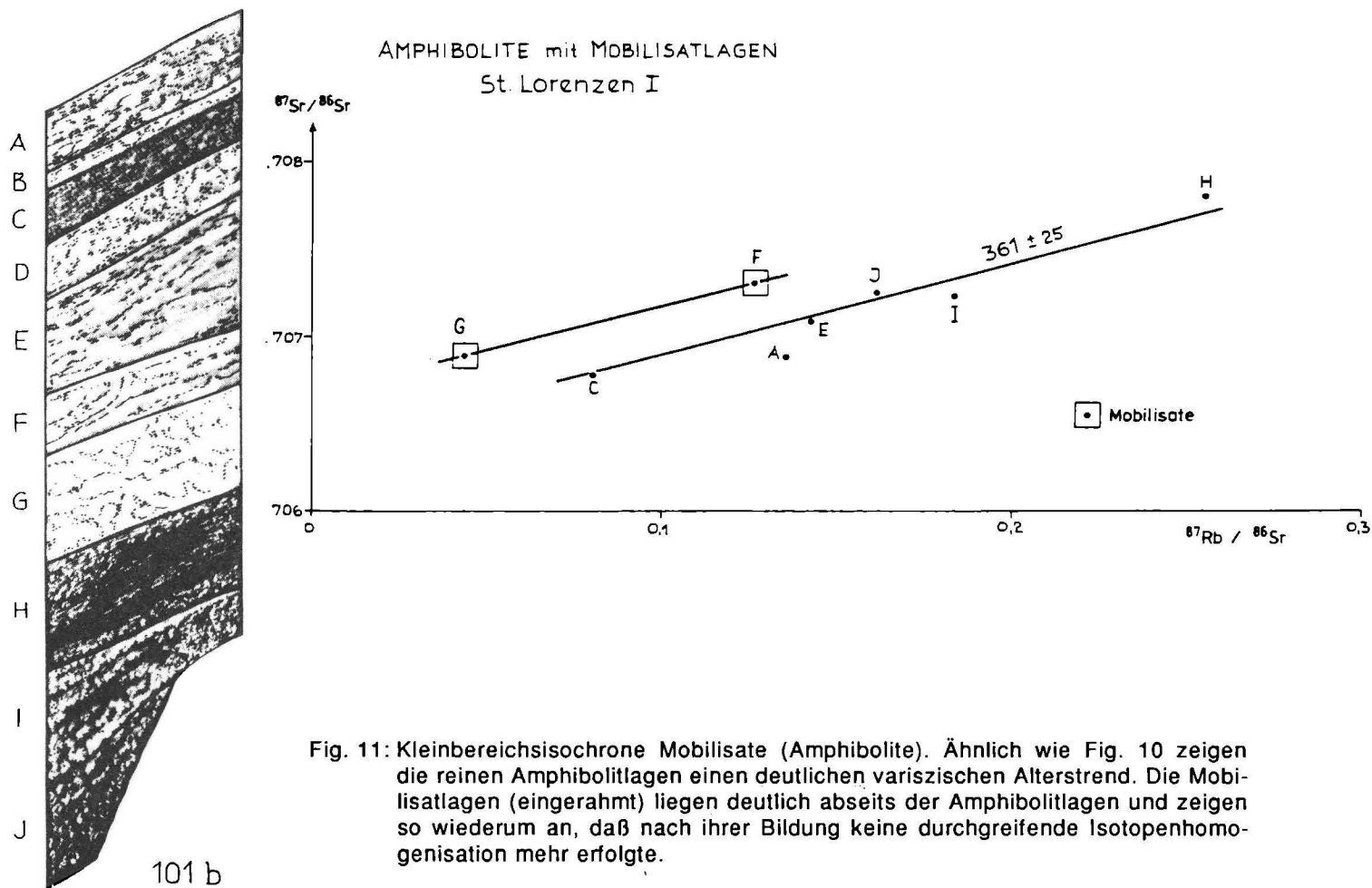


Fig. 11: Kleinbereichsisochrone Mobilisate (Amphibolite). Ähnlich wie Fig. 10 zeigen die reinen Amphibolitlagen einen deutlichen variszischen Alterstrend. Die Mobilisatlagen (eingerahmt) liegen deutlich abseits der Amphibolitlagen und zeigen so wiederum an, daß nach ihrer Bildung keine durchgreifende Isotopenhomogenisation mehr erfolgte.

3.3. Das Alter der Mobilisate in der Amphibolitserie an der Basis des Gföhler Gneises

In der unmittelbaren Unterlagerung des Gföhler Gneises treten in den Amphiboliten und Paragneisen lagenhaft Mobilisate auf, die meist nur einige cm bis wenige dm mächtig sind. Es sind offensichtlich in situ Mobilisate, die aus ihren umgebenden Begleitserien entstanden sind. Makroskopisch und aus dem Schlibbfund ist klar zu erkennen, daß nach ihrer Entstehung in der Regel keinerlei Durchbewegung mehr erfolgte. Offensichtlich handelt es sich um ein Druckentlastungsschmelzen bei der Platznahme der Gföhler Gneis-Granulit-Einheit aus größerer Tiefe. Da bei dieser Mobilisatbildung offensichtlich ausreichend Fluid involviert war, bieten sich diese Beispiele für die Datierung dieses Ereignisses an, das im Prinzip der Entstehung des Wolfshofer Syenitgneises entspricht. Instruktive Aufschlüsse zu diesem Problem bieten etwa die Felswände entlang der Donauuferbahn östlich von Weißenkirchen und bei St.Lorenzen S der Donau.

Fig.10 und 11 stellen die Analysenergebnisse des Lagenbaues in Paragneisen (N Aggsbach) und in Amphiboliten (W Lorenzen) im Sr-Entwicklungsdiagramm dar, wobei jeweils auch helle Mobilisatlagen eingeschaltet sind. Die Fig.10 zeigt deutlich das Ergebnis von parallelen Sets von Isochronen aus Zonen von wenigen cm-Dicke. Die Steigung der Isochronen entspricht einem Alter von 295 Ma. Dieser junge Wert ist wesentlich durch den Gehalt von Biotit und Kalifeldspat bedingt, die bis zu 300° C offene Systeme bleiben. Für die Interpretation wesentlich ist, daß die Mobilisatlagen deutlich abseits (höher radiogen, aber mit niedrigerem Rb/Sr-Verhältnis) der Gesteinslagen im Sr-Entwicklungsdiagramm angeordnet sind. Sie haben jedoch eine ähnliche Steigung wie die Gesteinslagen, eine Altersberechnung ist allerdings nicht immer sinnvoll, da nicht erwartet werden kann, daß alle Mobilisatlagen untereinander einen hinreichenden Isotopenaustausch hatten. Das bedeutet, daß die Mobilisate in spätem Stadium der variszischen Metamorphose entstanden sind und mit benachbarten keinen Isotopenaustausch mehr hatten, der bei einer kaledonischen Bildung zu erwarten wäre.

Die Aussage der Kleinbereichsisochrone aus den Amphiboliten ist ähnlich (vgl.Fig.11), trotzdem der Spread hier deutlich geringer ist. Auch hier liegen die Mobilisate deutlich abseits der Gesteinslagen, zeigen jedoch gleiche Steigung wie diese. Der erhaltene Alterswert in den Amphiboliten ist höher, was u.a. auf die höher temperierte Schließung des Isotopenaustausches in diesem Material zurückgehen dürfte.

Insgesamt zeigen diese Ergebnisse klar, daß die Hauptmetamorphose der Serien und die entscheidende Ausformung der heutigen tektonischen Struktur mit dem späten Druckentlastungsschmelzen (Zerfall von z.B. Hornblende bei rascher Druckentlastung, dadurch Fluidproduktion und lokale Schmelzbildung) bei der Platznahme der Gföhler Gneis-Granulitdecke ein variszischer Prozeß ist, wie Thiele (1976 a, 1984) postuliert hat, der zwischen 360 und 340 Ma stattgefunden haben dürfte.

Tab. 1: Rb/Sr Analysen von metamorphen Gesteinen des Moldanubikums.

Marmore**

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Steinbruch S Nasling				
1531	3.78	538	0.020	0.70748± 5
1532	5.34	504	0.030	0.70662± 9
1524				0.70669± 7*
1525				0.70692± 7*
1527				0.70785± 5*
1528				0.70734± 9*
1530A				0.7070 ±15*
1530B				0.70644± 5*
Steinbruch N Schuß				
1537	7.07	426	0.48	0.71233±12
1539	31.6	399	0.23	0.70936±11
Steinbruch bei Mannersdorf				
1541	1.51	542	0.008	0.70608± 9*
				0.70592± 5*
1542	3.85	591	0.018	0.70618± 4
1543	3.52	1723	0.005	0.70594± 7
				0.70591± 4*
1544	7.26	567	0.037	0.70666± 7
1545A				0.70845± 7*
1545B				0.70838± 5*
1545C				0.70788±11*
1545D				0.70591± 6*
1545E	1.00	785	0.003	0.70596± 7
1545F	0.47	725	0.001	0.70619± 6
1545G				0.70606± 5*
1545H				0.70594± 4*
Steinbruch S Scheulz				
1574				0.71191±13*
1575				0.71128± 8*
1576				0.71115±11*

Steinbruch S Els

1577	0.70694±10*
1581	0.70565± 4*

Hartenstein

1584	0.70754± 6*
1585	0.70717± 7*
1586	0.70768± 4*

Steinbruch W Preinreichs

1571	0.70545± 6*
1572	0.70594± 5*
1573	0.70582± 6*
1568	0.71369± 9*
1569	0.71122± 6*
1570	0.71208± 8*

* – aus ungespikten Proben gemessen.

↔ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bezogen auf NBS 987 .71014

Granitgneis Weiterndorf

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1546	266	146	5.3	0.76107± 4
1547	283	50.4	16.6	0.86951± 5
1548	273	52.4	15.3	0.86263± 6
1549	279	55.8	14.7	0.85758± 9
1550	253	61.3	12.1	0.83612± 8

Paragneise Bunte Serie

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}^*$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1552			2.96	0.73675± 7
1554			3.48	0.75333±13
1556			4.76	0.75053± 5

* – XRF Daten

Paragneise Monotone Serie

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}^*$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1560			3.36	0.73360± 8
1561			13.3	0.84879±10
1563			3.81	0.73674± 4
1564			1.64	0.72254± 7
1565			3.09	0.73423± 6

* - XRF Daten

Gföhler Gneis (Gesamtgesteinsproben > 20Kg)

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1637	230	74.6	9.0	0.77356± 7
1638	208	106	5.73	0.7517 ±13
1639	305	59.7	14.99	0.81347±20
1640	234	91.0	7.51	0.76279±15
1641	256	52.8	14.19	0.8060 ±10
1660	204	110	5.40	0.74625±10
1658	198	113	5.098	0.74378± 9
1659	213	99.5	6.25	0.75081±11

Kleinbereichsproben Gföhler Gneis KB-I, Wegscheid

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
WAP1653A	332	35.6	27.6	0.8827 ± 6
WAP1653B	309	44.0	20.6	0.85137±15
WAP1653D	348	39.1	26.2	0.8773 ± 2
WAP1653E	306	28.0	32.3	0.9014 ± 2
WAP1653F	309	46.2	19.7	0.84742±14
WAP1653G	314	47.2	19.5	0.84752± 8
WAP1653H	293	45.8	18.8	0.8444 ± 2
WAP1653J	326	33.5	28.7	0.8930 ± 2
WAP1653K	317	48.5	19.2	0.84562± 8
WAP1653L	311	40.1	22.8	0.86175± 7
WAP1653N	313	51.4	17.9	0.83825±10
WAP1653O	305	53.2	16.8	0.83471±14

Kleinbereichsproben Gföhler Gneis KB-II, Wegscheid

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
WAP1655A	221	100	6.42	0.75726 ± 19
WAP1655C	219	100	6.36	0.75593 ± 3
WAP1655D	216	103	6.11	0.75515 ± 6
WAP1655F	230	97.5	6.92	0.75908 ± 13
WAP1655H	212	91.2	6.79	0.75838 ± 5
WAP1655I	248	107	6.78	0.75989 ± 11
WAP1655J	211	76.2	8.10	0.76445 ± 12

Wolfshofer Syenitgneis

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
2004	350	566	1.800	0.72158 ± 9
2008	451	671	1.956	0.72235 ± 10
2046	394	658	1.741	0.72127 ± 10
2048	362	608	1.730	0.7215 ± 10
2061	424	554	2.223	0.72429 ± 5
2062	443	616	2.090	0.72369 ± 10
2095	433	659	1.908	0.72233 ± 9
2096	344	628	1.586	0.72013 ± 9
1/83	429	435	2.869	0.7280 ± 7
2048/Ap	1.87	320	0.170	0.71398 ± 6
2048/Bi	952	5.39	660	3.6348 ± 2
2048/Fsp	371	765	1.409	0.72033 ± 12

Kleinbereichsisochrone Paragneise Aggsbach

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
88/108B/P	5.34	415	0.037	0.70779±10
88/108B/Q	50.6	400	0.367	0.70892± 7
88/108B/R	85.1	261	0.945	0.71061± 6
88/108C/S	36.6	440	0.241	0.70766± 6
88/108C/T	47.8	287	0.483	0.7086 ± 7
88/108C/U	28.7	449	0.185	0.70713± 7
88/108S/V	32.7	389	0.244	0.70735±13
88/108S/W	5.45	445	0.035	0.70654± 7
88/108S/X	52.3	322	0.471	0.7084 ± 7
88/108S/Y	24.4	393	0.180	0.7073 ± 8
88/108S/Z	24.9	435	0.166	0.70717± 8
88/108S/O	32.6	305	0.309	0.70759± 6

Kleinbereichsisochrone St. Lorenzen (Amphibolite mit Mobilisatlagen)

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
88/101b/A	38.7	809	0.139	0.70687± 5
88/101b/C	16.1	575	0.081	0.70678± 8
88/101b/E	33.0	670	0.143	0.70709± 5
88/101b/F	30.4	686	0.128	0.7073 ± 4
88/101b/G	14.9	952	0.045	0.70689± 4
88/101b/H	38.4	435	0.256	0.7078 ± 5
88/101b/I	29.6	466	0.184	0.70723± 4
88/101b/J	23.9	427	0.162	0.70725± 4

4. STRUKTURBEOBACHTUNGEN IM BEREICH KAMPTAL UND DIE FRAGE DER HERKUNFT DER GFÖHLER GNEIS-GRANULITDECKE.

Zur Frage der Herleitung der Gföhler Gneis-Granulitdecke wurden sehr unterschiedliche Meinungen geäußert. Fuchs (1976) hat für eine Herkunft und Wurzelzone am Ostrand des Moldanubikums plädiert. Thiele (1976 a,b 1984), Tollmann (1982, 1985 a,b) haben für eine Herleitung aus westlicher Richtung, z.T. mit sehr großen Transportweiten argumentiert. Diesen Vorstellungen sind auch Matte et al. (1985) aufgrund von einigen Schersinnbeobachtungen gefolgt.

In Anbetracht der intensiven variszischen Hauptmetamorphose und Strukturprägung ist es nicht verwunderlich, daß im Feld heute im wesentlichen nur mehr die relativ späten Stadien der Strukturprägung und nicht die ersten variszischen Stadien bzw. noch ältere erfaßt werden können. Folgende Aspekte sind für die Frage der Herkunft dieser tektonisch hohen Einheit zu berücksichtigen:

- In dieser Einheit herrschten hochtemperierte Metamorphosebedingungen bei hohen Drucken bis zu einem Zeitraum von vermutlich 340 Ma. Die strukturelle Überprägung und damit der Transportweg unter schwächer metamorphen Bedingungen ist vergleichsweise bescheiden geblieben. Gleichartige Feststellungen können auch für die Liegendeinheiten getroffen werden. Die Monotone Serie am Ostrand des Südböhmischen Plutons ist durch eine Niederdruckmetamorphose mit Cordierit charakterisiert. Relikte von Hochdruckmetamorphose sind hier noch nicht beschrieben worden. Es ist allerdings der Übergang zwischen den beiden PT-Regimen noch nicht hinreichend untersucht. Die Verteilung dieser Metamorphosezonen muß mindestens schon um 350 Ma (Alter des Weinsberger Granites) in ähnlicher Form wie heute existiert haben. Diese Verteilung der Metamorphosebedingungen ist im Verein mit den Alterseingrenzungen ein starkes Argument dafür, daß die Mittel- bis Hochdruckmetamorphose (und damit auch die Gföhler Gneis-Granulitdecke), die ja auch noch in der Bunten Serie großteils wirksam war, schon immer in dem Bereich, der heute den Ostrand des Moldanubikums darstellt, beheimatet war. Das Fortwirken einer Metamorphose mit so bedeutender Druckkomponente (vgl. Petrakakis, dieser Band) im Stirnbereich einer großen Deckenmasse bis an den Ort der - im Sinne Tollmanns (1982) - weit entfernten Platznahme erscheint unrealistisch.

- Ein weiteres Argument ergibt sich aus der Großform des Gföhler Gneises, der aus einer ruhigen schüsselförmigen Lagerung im Bereich Krems gegen N im Bereich N von Gföhl, insbesondere im Kamptal in eine enggepreßte Lamelle übergeht, die große Verformungsintensität zeigt und wo eindeutig eine N- WNW-Vergenz dominiert.

- Die von Tollmann (1982) für eine Herleitung aus Westen angeführten ostvergente Faltenstrukturen stellen zumeist späte Stauchfalten mit geringer Deformationsintensität dar, die häufig erst nach der Bildung der dominanten Schieferung entstanden sind und ältere groß- und kleinräumige Isoklinalfalten überprägen (vgl. Fuchs 1989). Dieser Verformungsakt ist als relativ bescheidene Deformation nach

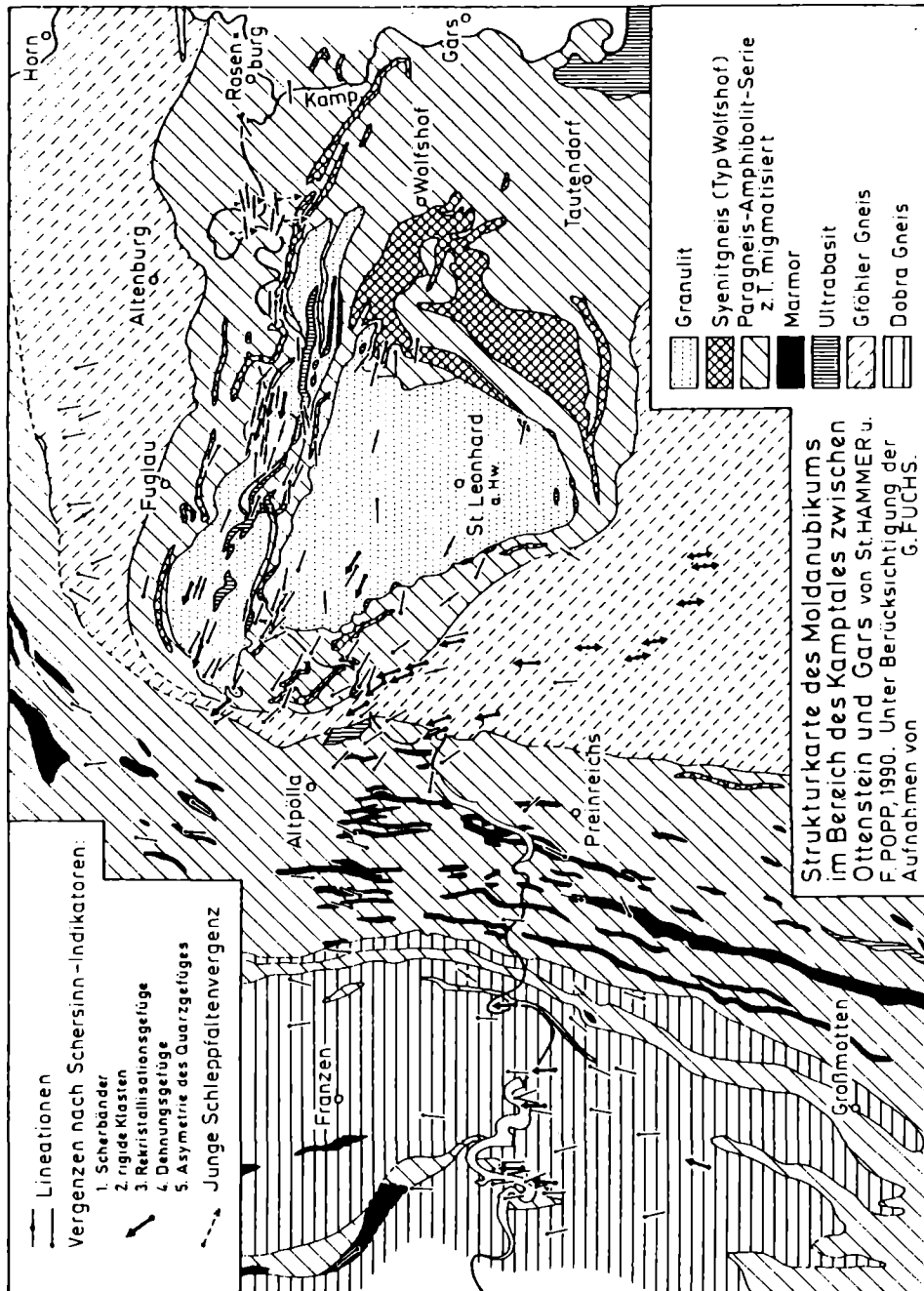


Fig. 12: Streckungs- und Vergenzrichtungen im Kampalquerschnitt. Kontinuierliche Änderung der Streckungs- und Vergenzrichtung von N-Vergenz im tiefen Stockwerk zu einer WNW-gerichteten Streckung und Vergenz in der höheren Granuliteinheit von St. Leonhard. Dies wird als Argument für eine zeitlich zusammengehörige Stockwerkstektonik während der transpressiven Verformung am E-Rand des Moldanubikums betrachtet.

den viel intensiveren synmetamorphen Scher- und Plättungsprozessen immer wieder feststellbar. Er korreliert mit der Spätphase der Aufschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum nach der transpressiven Phase.

- Die im folgenden dargestellten, heute noch studierbaren Strukturen im Bereich des Kamptales unterstützen in ihrer kinematischen Aussage das oben entwickelte Bild und stehen im Einklang mit den Ergebnissen von Fritz (dieser Band) über die Platznahme des Blumauer Granulitvorkommens nördlich des hier dargestellten Gebietes.

Die Fig.12 zeigt die dominierende Streckungsrichtung in den verschiedenen Gesteinsserien. Auffällig ist, daß eine kontinuierliche Änderung in den Richtungen der Streckungslinearen von Dobragneis und Gföhler Gneis in den Granulit hinein erfolgt, wobei die WNW-Richtung, die im Granulit dominiert, auch noch in die Gföhler Gneislamelle hineinreicht. Ausgedehnte Feld- und mikroskopische Beobachtungen (Druckschatten um rigide Körner, Scherbänder, Quarzorientierung, Dehnungsrisse) ergaben im Bereich des Kamptales deutliche Argumente für einen NNW-vergente Schersinn während dieser Hauptdeformation. Dieser eindeutig nordgerichtete Schersinn dreht in den hangenden Serien (Granulit) in die WNW-Richtung ein. In der Granuliteinheit fehlen makroskopische Scherindikatoren weitgehend, jedoch treten im nördlichen Granulitzug entlang des Kamptales stärker deformierte Bereiche auf, die durch plattige Gefüge und Quarzzeilen mit Diskenquarzen charakterisiert sind. In diesem Gesteintyp wurden Quarzgefüge gemessen, die auf eine kombinierte W-vergente Scherung und Plättung hinweisen (vgl. Fig.13).

Im übrigen Granulitvorkommen treten diese Quarzzeilen stärker zurück, und die Orientierung der Quarzgefüge weist auf eine dominierende Plättung hin.

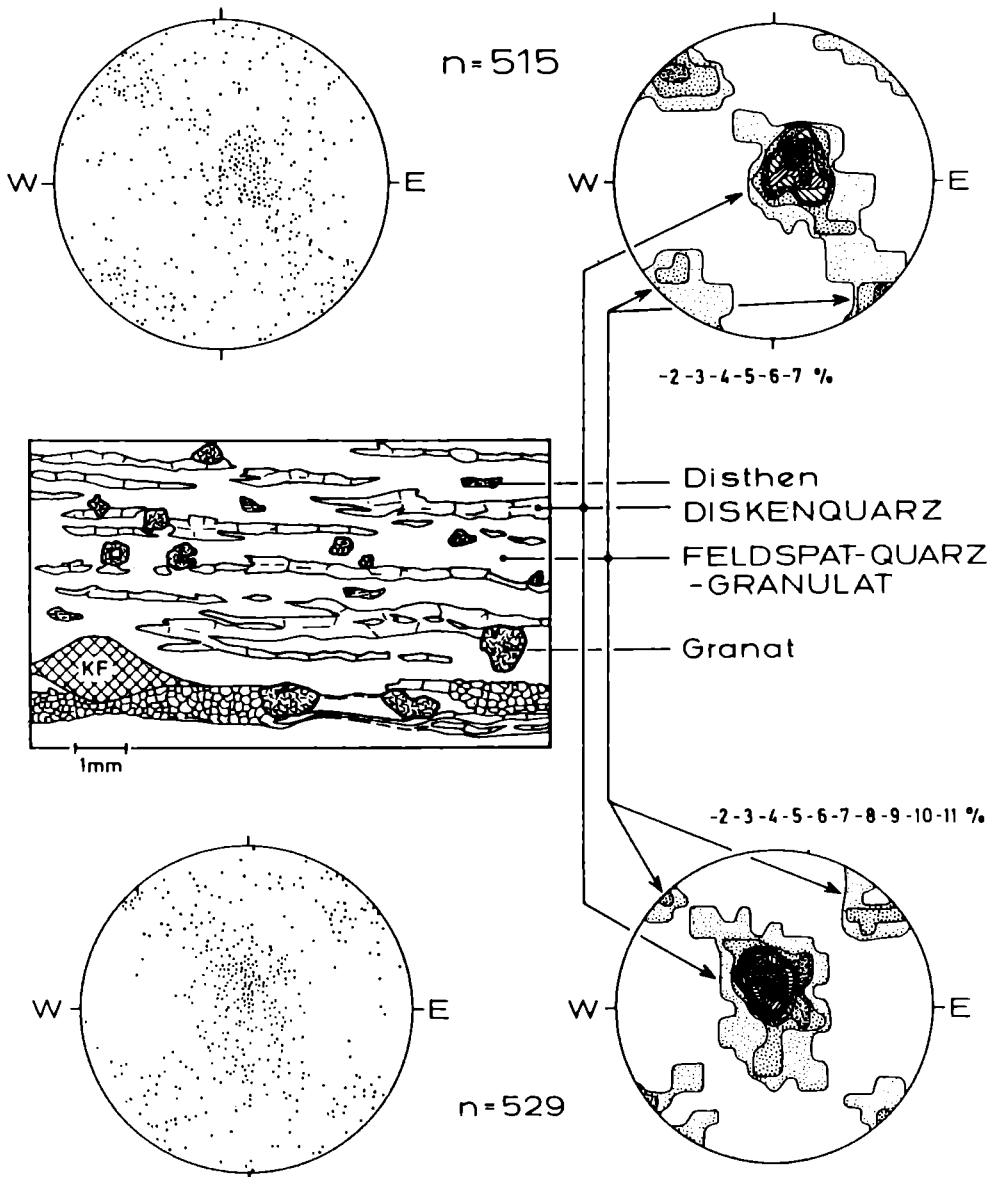
In der den Granulit unterlagernden Amphibolitserie können häufig mit der Großform korrelierende Faltenstrukturen mit wechselnder, jedoch dominierender S-Vergenz beobachtet werden. In der Streckungsrichtung zeigen sich häufig Dehnungsrisse, die mit Mobilisaten ausgefüllt wurden. Diese Dehnungsstrukturen geben Hinweise auf eine W-gerichtete Bewegungstendenz.

Als letztes Deformationsereignis können lokale, kleinräumige E-vergente Strukturen (Scherbänder etc.) beobachtet werden, die in der Regel mit retrograden Metamorphosevorgängen korrelieren (Alumosilikate --> Muskovit).

5. NEUE DATEN ZUR INTRUSIONSFOLGE DES SÜDBÖHMISCHEN PLUTONS

Der Südböhmische Pluton setzt sich aus mehreren Intrusionen zusammen, die kartennmäßig getrennt ausgeschieden und mit Lokalnamen belegt worden sind (Frasl 1960; Fuchs und Thiele 1951; 1968).

W 22: Steinbruch W neben Str. Steinegg - Fuglau



W 19: Steinbruch E neben Str. Steinegg - Fuglau
(bei Ortstafel Steinegg)

Fig. 13: Quarzgefüge im Granulit. Beispiele für Quarz C-Achsenregelung im Granulit mit deutlichem Quarzzeilen im Bereich Kamptal. Die C-Achsenregelung ist offensichtlich das Ergebnis einer Überlagerung von simple shear Verformung mit einer Plättung, wobei die Diskenquarze für die noch erkennbare Asymmetrie im Gefüge verantwortlich sind.

Die modernste Gliederung von Finger und Höck (1987) beruht auf der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung und der Intrusionsabfolge in Bezug zur Orogenese. Ziel der Untersuchungen war, die orogenen Vorgänge durch die Datierung von Graniten, die zu verschiedenen Phasen von Krustenumformungen gebildet werden, zeitlich einzuklammern.

In diesem Bericht wird die Gliederung von Liew, Finger and Höck (1989) übernommen und kurz wiederholt. Die Autoren unterscheiden:

- 1 A synorogene S-Typ Granite (Peuerbacher, Schärddinger Granit)
- 1 B synorogene I- und "transitional" Typ Granite (Weinsberger Granit, Schlierengranit)
- 2 A Spät- bis postorogene S-Typ Granite (Altenberger, Haibacher, Eitzendorfer, Eisgarner Granit)
- 2 B Spät- bis postorogene I- und "transitional" Typ Granite (u.a. Freistädter Granodiorit, Mauthausener Granit, Granit vom Typ Karlstein, Plöckinger Granit)

Als dritte Gruppe von Intrusivgesteinen, die für die zeitliche Abgrenzung tektonischer Vorgänge wichtig sind, werden Ganggesteine angegliedert. Sie durchschlagen alle tektonischen Einheiten und geben Aufschluß über das Mindestalter des Deckenbaues. Sie umfassen Leukogranite, Granitporphyre und Lamprophyre.

5.1. Bisherige Isotopengeologische Untersuchungen an Gesamtgesteinen

Schlüssige Rb-Sr-Daten liegen vom Weinsberger und Eisgarner Granit vor (S.Scharbert 1987; S.Scharbert and Vesela 1990, im Druck). Der zur Gruppe 1 B gehörige Weinsberger Granit hat ein Alter von rund 350 Ma, das in diesem Bericht durch weitere Untersuchungen abgestützt wird (s.u.). Die Untersuchungen am Eisgarner Pluton (2 A Granit) haben ergeben, daß der Pluton aus einer multiplen Intrusion aufgebaut ist, deren S-Teil ein Alter von 318 ± 7 Ma bei einem Sr-Initial von 0.7143 ± 7 . Der Nordteil ist mit 303 ± 6 Ma (Sr-Initial 0.7176 ± 7) signifikant jünger und ist auch durch geringere Rb- und Sr-Gehalte geochemisch vom Eisgarner Granit s. str. zu unterscheiden.

Untersuchungen an 2 B Graniten haben nachgewiesen, daß sich bei der Schmelzbildung komplexe Vorgänge abgespielt haben (S.Scharbert 1990, im Druck). So kann z.B. der relativ hohe Rb-Gehalt im Sr-reichen Granit vom Typ Karlstift kein primäres geochemisches Merkmal eines I-Typ Granits sein. Eine Mischung dieses Granits mit dem Weinsberger Granit über Schmelzen ergab das Magma des Mauthausener Granits und ähnlicher Feinkorngranite, die perfekte Isochronen mit Altern von 365 bzw. 378 Ma vortäuschen (S.Scharbert 1990, im Druck). Der Weinsberger Granit ist seinerseits durch Aufnahme von Nebengesteinsmaterial stellenweise kontaminiert, wie Feldbefunde und eine Parallelisochrone mit erhöhtem initialem Sr-Verhältnis dokumentieren (S.Scharbert 1987). Die Aufnahme von großen Anteilen krustalen Materials in den I-Typ und "transitional"-Typ Graniten wird auch durch die Nd-Isotopen Untersuchungen von Liew et al. (1989) klar dokumentiert.

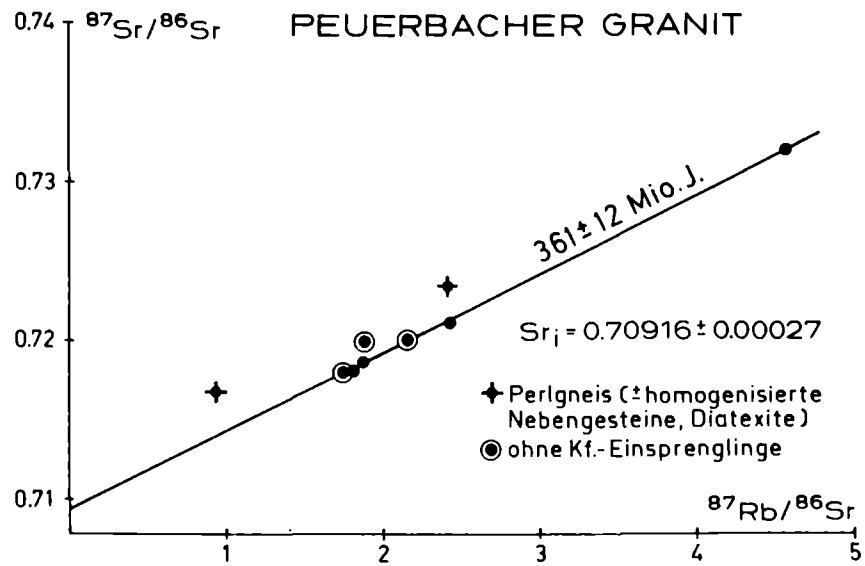


Fig. 14: Sr-Entwicklungsdiagramm des Peuerbacher Granits.

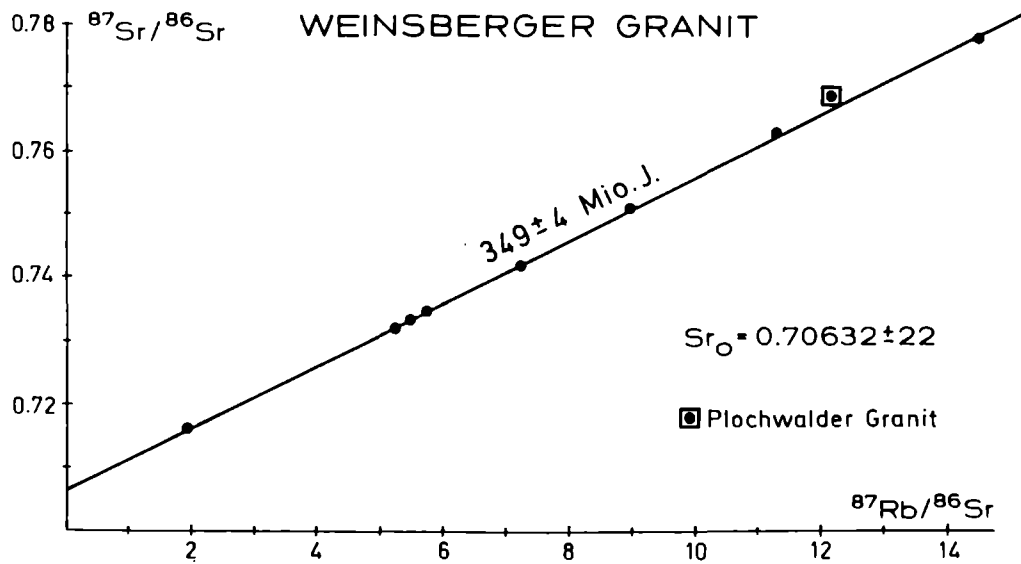


Fig. 15: Sr-Entwicklungsdiagramm des Weinsberger Granits

5.2. Neue Ergebnisse

I A Granite. Der Peuerbacher Granit (Tab. 2, Fig. 14)

Der synorogene Peuerbacher Granit im südlichen Sauwald ist ein S-Typ-Granit. Er ist textuell uneinheitlich und seine Rb-Sr Chemie recht variabel. Das Alter von 361 ± 12 Ma wurde an Hand von vier Proben errechnet, die Kalifeldspateinsprenglinge führen. Die anderen Proben sind frei von Einsprenglingen, zwei liegen \pm auf der Isochrone. Das initiale Sr-Isotopenverhältnis ist 0.70916 ± 27 . Diatexite aus der Nachbarschaft des Peuerbacher Granits sind deutlich radiogener. Daraus ergeben sich Hinweise, daß das Ausgangsmaterial des Granits aus tieferen Krustenabschnitten mit niedrigeren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und nicht aus der unmittelbaren Umgebung stammt.

I B Granite. Der Weinsberger Granit (Tab.2, Fig.15)

Zusätzliche Proben von unkontaminiertem Weinsberger Granit, charakterisiert durch hohe Rb- bzw. niedere Sr-Gehalte, ergänzen die bereits publizierten Daten (S.Scharbert 1987). Das Alter, errechnet aus 8 Proben, beträgt 349 ± 4 Ma. Aufgrund des Initials mit 0.70632 ± 22 ist der Weinsberger Granit als I-Typ Granit zu klassifizieren.

2 A Granite. Der Altenberger Granit (Tab. 2)

Der zweiglimmerführende Altenberger Granit ist durch seine niederen Sr- (max. 124 ppm) und hohen Rb-Gehalte (bis 320 ppm) schon auf Grund seiner Geochemie als S-Typ Granit anzusprechen. Vorläufige Altersberechnungen weisen auf ein sehr fragliches junges Alter hin. Die Bildung von reichlich pegmatitischem Material könnte wohl ein Hinweis auf eine relative späte Intrusion in eine relativ abgekühlte Umgebung sein. Muskowitabkühlalter an dem bisher untersuchten Material könnten Aufschlüsse geben und das in dem von v.Gärtner et al. (1967) veröffentlichten Zwischenbericht (324 ± 4 Ma) überprüfen.

Saure Nachschübe im Weinsberger Granit (Tab.2)

Im Weinsberger Granit kommen kleine Körper von Graniten vor, deren Textur sehr variabel ist. Auffallend in allen Varianten sind große rundliche Quarze, die besonders deutlich durch die Verwitterung hervortreten. Der Granit im Steinbruch vom Plochwald ist eine grobkörnige Variante. Haunschmid (1989) interpretiert in einer ausführlichen Studie diesen Granit als höher differenziertes Endglied der Weinsberger Granitschmelze. Da unsere Analysenwerte von beiden Granittypen voneinander abweichen, möchte ich die genetische Deutung noch offen lassen. Die Probe 6/88 vom Plochwalder Granit liegt über der Weinsberger Isochrone (Fig.15), ein Modellalter wurde mit einem Initial von .71014 gerechnet (Tab.2) und ist als Einzelalter nicht aussagekräftig.

Ein anderer grobkörniger Typ kommt im Weinsberger Granit südlich der Donau

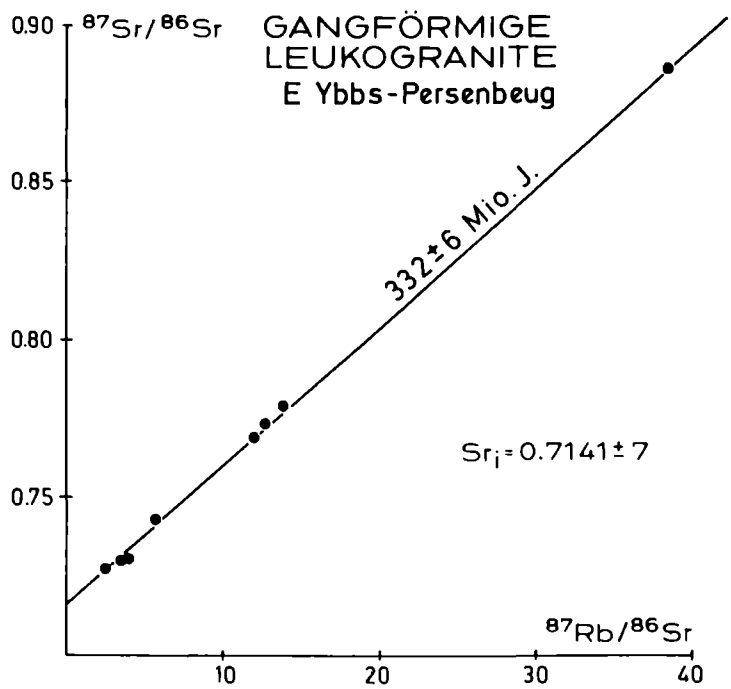


Fig. 16: Sr-Entwicklungsdiagramm der Leukogranitgänge.

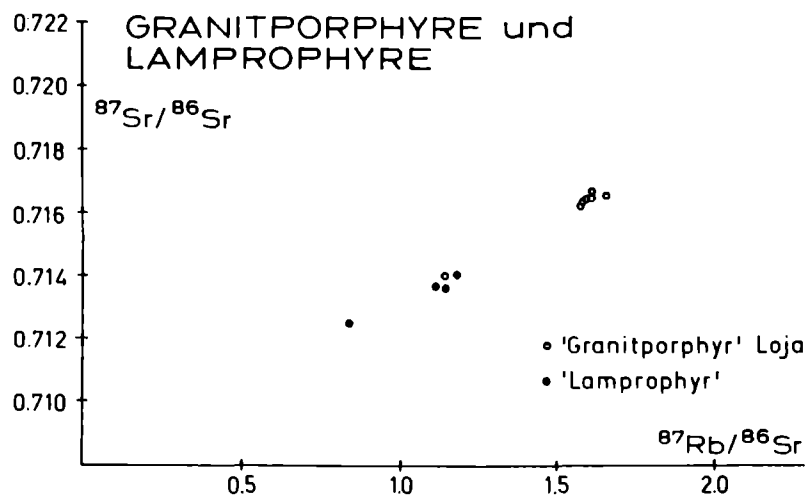


Fig. 17: Sr-Entwicklungsdiagramm der "Granitporphyre" und Lamprophyre.

und nördlich von Amstetten vor (14/87). Helle feinerkörnige Typen mit großen Bioteinsprenglingen finden sich im Randbereich des Weinsberger Granits auf Blatt 36 Ottenschlag (29/89, 30/89). Sie sind hochdifferenzierte Granite, deren Modellalter auf Grund ihres hohen Rb/Sr-Verhältnisses (Tab.2) vermutlich weitgehend dem Intrusionsalter entsprechen und bei ca. 325 Ma liegen.

Der Eisgarner Granit von Unterlembach

NE von Weitra tritt eine Variante von Eisgarner Granit auf, der eine starke Uranvererzung führt (Göd 1989). Die Analysendaten sind in Tab.2 enthalten. Im Vergleich zum Eisgarner Granit ist dieses Gestein an Rb angereichert und an Sr extrem abgereichert. Das Einzelalter von 323 ± 12 Ma liegt zwar innerhalb der Fehlergrenze des Eisgarner Granit-Alters (318 ± 7 Ma); die Daten lassen aber vermuten, daß im Zuge der Vererzung starke Verschiebungen im Stoffbestand erfolgt sind. Nimmt man ein gleiches oder jüngeres Alter wie für den Eisgarner Granit an, so müßte das eingebaute Sr wesentlich radiogener gewesen sein und einen Mindestwert des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von etwa 0.732 gehabt haben.

Ganggesteine

In der Umgebung E von Ybbs-Persenbeug treten zwei Generationen von Gängen auf, die zuletzt Matura (1984) kartiert und beschrieben hat. Sie intrudieren sowohl die Monotone und die Bunte Serie als auch die tektonisch höchst gelagerte Gföhler-Gneis-Granulit-Einheit. Die älteren Gänge sind flach bis mittelsteil N fallende Leukogranite, die durch abschiebende Bewegungen der hangenden Nebengesteine meist verschiefert worden sind. Saigere nordoststreichende basische Gänge folgen der Richtung der Diendorfer Störung. Sie durchschlagen ebenfalls alle tektonischen Einheiten und durchsetzen auch die Leukogranitgänge.

Die Leukogranitgänge (Tab.2; Fig.16)

Sie variieren in ihrer Mächtigkeit von cm zu mehreren m. Ihre Rb- und Sr-Gehalte schwanken stark, und es ist fraglich, ob sie alle aus einer einheitlichen Schmelze auskristallisiert sind bzw. wie stark der Einfluß durch Nebengesteinskontaminationen war. Die untersuchten Proben streuen um eine Trendlinie, aus der sich ein Alter von 332 ± 6 Ma errechnen läßt. Das Initial von 0.7141 ± 7 macht wahrscheinlich, daß die Granitgänge aus aufgeschmolzenem Paragneismaterial entstanden sind.

Die basischen Gänge (Tab.2; Fig.17)

Untersucht wurden Lamprophyre und "Granitporphyre", letztere sind etwas heller, gröber körnig und SiO_2 reicher als die Lamprophyre. Stellenweise führen sie Schollen von Lamprophyren; häufig bilden beide Gesteinstypen zusammengesetzte Gänge, wobei die Lamprophyre immer die Randzonen bilden (Matura 1984, Fig.1). Bei den Untersuchungen hat sich herausgestellt, daß sich die beiden aufgesammelten Gesteinstypen mineralogisch kaum voneinander unterscheiden und echte Granitporphyre offensichtlich selten sind.

Beide Typen unterscheiden sich deutlich in ihrer Rb/Sr-Chemie: Die Granitporphyre haben höhere Gehalte an Rb und weniger Sr. Im nördlichsten Steinbruch des Lojagrabens wurde ein "Granitporphyrgang" beprobt, der auf der oberen Etage sehr Sr reich ist, am Steinbruchboden, wo er von Lamprophyren ummantelt wird, den durchschnittlichen Sr Gehalt hat. Festzustellen ist, daß beide Gesteinstypen jeweils sehr homogen in Bezug auf die untersuchten Spurenelemente sind und sich mit der Rb/Sr Methode nicht datieren lassen.

Auffallend ist wieder der hohe Rb-Gehalt dieser basischer Gesteine. Ähnlich wie bei den 1 B Graniten muß auf recht heterogen gebildete Schmelzen geschlossen werden, wobei der Anteil von Krustenmaterial beträchtlich gewesen sein muß. Er bringt vermutlich reichlich Rb und radiogenes Sr ein. Dabei werden die nach Feldbefunden jüngeren "Granitporphyre" offensichtlich stärker kontaminiert. Das Ausmaß der Kontamination läßt sich auf Grund der vorliegenden Untersuchungen noch nicht quantifizieren.

5.3 Schlußfolgerungen auf Grund der Datierungsergebnisse der Magmatite

Die Ergebnisse der Altersbestimmungen an Magmatiten läßt vorläufig folgende zeitliche Einordnung der variszischen orogenen Ereignisse im Südteil der Böhmisches Masse zu. Auf Grund des Alters der synorogenen Granite muß die Strukturprägung und Metamorphose vor 360-350 Ma erfolgt sein. Das ist in Übereinstimmung mit den Resultaten von Kröner et al. (1988), die an Zirkonfraktionen einer Paragneisprobe aus der Monotonen Serie Metamorphosealter von 367 ± 20 Ma angeben.

Zu dieser Zeit muß auch bereits die Bunte Serie auf die Monotone Serie geschoben worden sein, da der Weinsberger Granit als "stitching pluton" die beiden tektonischen Einheiten intrudiert (Geologische Karte Blatt 35 Königswiesen von Thiele 1984 b). Über die zeitliche Dauer der Umformung kann man auf Grund der Untersuchungen der postorogenen Granite wenig aussagen. Die älteren 2 B (I Typ) Granite täuschen zu alte, geologisch bedeutungslose Alter vor. Aufschlußreich ist das Alter der Leukogranitgänge. Zur Zeit ihrer Intrusion vor rund 330 Ma muß die Decke der Gföhler Gneis-Granulit-Einheit bereits über der Bunten Serie gelegen haben. Das läßt nur einen kurzen Zeitraum zwischen dem Ende der variszischen Metamorphose des Gföhler Gneises und Granulits (347 bzw. 340 Ma; Kröner et al. 1988; van Breemen et al. 1982) und ihrer Platznahme in der heutigen Position zu.

Relativ spät differenzieren die Schmelzen aus metamorphen Sedimenten (2 A Granite), die das Eisgarner Granitmassiv aufbauen, wobei die Intrusion in zwei Phasen erfolgt. Einer Phase um 318 Ma folgt eine rund 15 Ma jüngere, die bereits ein kühleres Stockwerk angetroffen haben muß. (S.Scharbert and Vesela 1990, im Druck)

Tab. 2: Rb/Sr Analysenergebnisse von magmatischen Gesteinen des Moldanubikums.

Peuerbacher Granit

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
36/89	190	318	1.735	0.7182 ± 6
37/89	257	402	1.862	0.7202 ± 8
38/89	299	405	2.143	0.72042 ± 9

mit porphyrischen Kalifeldspäten

39/89	186	291	1.856	0.71893 ± 8
40/89	179	289	1.796	0.71834 ± 5
41/89	241	157	4.463	0.73218 ± 11
42/89	210	252	2.418	0.72147 ± 6

Diatexite

34/89	161	509	0.920	0.71692 ± 10
35/89	153	186	2.394	0.7237 ± 8

Weinsberger Granit

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
5/84	280	143	5.686	0.73451 ± 13
6/84	268	144	5.409	0.73334 ± 9
17/85	349	91.4	11.19	0.76242 ± 10
17a/85	157	31.9	14.40	0.77768 ± 12
22/85	290	117	7.20	0.74199 ± 7
28/85	206	317	1.88	0.71575 ± 13
15/87*	285	93.2	8.92	0.75027 ± 5
21/87*	254	142	5.20	0.73211 ± 11

* neue Analysen

Altenberger Granit

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
29/85	322	126	7.427	0.74456 ± 13
16/87	313	127	7.14	0.74385 ± 10
17/87	304	60.2	14.7	0.77489 ± 8
18/87	265	61.7	12.5	0.76374 ± 11
4/85*	251	76.2	9.59	0.75241 ± 3

* LIEW et al. 1989

Saure Nachschübe im Weinsberger Granit

Probe	Einzelalter	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
6/88	335 ± 87	177	42.4	12.17	0.7683 ± 9
14/87	324 ± 72	381	75.0	14.88	0.77892 ± 12
29/89	327 ± 17	444	18.19	73.3	1.05209 ± 14
30/89	327 ± 14	356	11.91	90.4	1.13162 ± 14

Eisgarner Granit von Unterlembach

Probe	Einzelalter	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1/89	323 ± 12	502	7.30	219	1.7272 ± 2

"Granitporphyre"

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
3/89	205	373	1.599	0.71652 ± 7
7/89	211	390	1.571	0.71637 ± 6
11/89	209	366	1.659	0.71651 ± 5
12/89	203	519	1.136	0.71398 ± 6
13/89	208	378	1.601	0.71671 ± 6
15/89	210	389	1.568	0.71633 ± 4
17/89	208	385	1.574	0.71639 ± 6

Lamprophyre

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
4/89	175	594	0.856	0.71244 ± 6
8/89	170	433	1.138	0.71364 ± 11
14/89	188	490	1.116	0.71372 ± 5
16/89	180	441	1.184	0.7141 ± 6

Leukogranitgänge E Ybbs–Persenbeug

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
2/89	184	96.3	5.59	0.74255 ± 12
5/89	139	156	2.597	0.72747 ± 6
6/89	218	16.78	38.5	0.8960 ± 13
9/89	215	46.2	13.58	0.77947 ± 9
10/89	213	49.3	12.64	0.77251 ± 8
25/89	96.0	83.2	3.358	0.72888 ± 8
27/89	139	108	3.725	0.73035 ± 6
28/89	139	34.6	11.75	0.76902 ± 9

6. ELEMENTE FÜR EIN ENTWICKLUNGSMODELL DER BÖHMISCHEN MASSE.

Abgesehen von den variszischen Intrusiva stellen kontinentaldetritische Serien den größten Teil des Baumaterials der Böhmisches Masse dar. Aufgrund der Häufigkeiten in der Altersverteilung detritischer Zirkone konnte Gebauer (Vortrag in Wien Nov.1989) sehr klar die Herkunft der Paraserien im Bayrischen Wald und vergleichbarer Gebiete auf den Gondwanakontinent zurückführen. Eine Herkunft vom Nordkontinent Fennoarmatien kommt für diese Serien nicht in Betracht.

Ein interessantes Ergebnis dieses Berichtes stellt die Einstufung der reinen Marmore der Bunten Serie des niederösterreichischen Moldanubikums in das Proterozoikum mit einem Alter von (mindestens) 800-900 Ma dar. Altersgleiche Karbonatfolgen sind in den mit dem Moldanubikum vergleichbaren Einheiten der Varisziden nicht bekannt.

In diesem Zusammenhang wird die Frage zu prüfen sein, ob auch für diesen Teil der Böhmisches Masse d.h. Dobragneis und Bunte Serie eine Herleitung als Bruchstück des Gondwanakontinents belegt werden kann. Folgende Überlegung sollte kritisch geprüft werden:

Für das Brunovistulikum (einschließlich des heutigen Moravikums) wurden von Suk et al. (1984,p.68) und Frasl (1989) Überlegungen angestellt, die auf eine engere Beziehung mit der Osteuropäischen Plattform hinweisen. Ein charakteristisches Element des Moravikums stellt jedenfalls der Bittescher Gneis dar. Auf auffällige Gemeinsamkeiten des Bittescher Gneises mit dem Dobragneis des Moldanubikums haben seinerzeit schon Fuchs (1971) und Frasl (1970) hingewiesen. Wenn auch die Ergebnisse von S.Scharbert (1977) nicht unwesentliche geochemische Unterschiede zwischen beiden Gesteinen ergeben haben, so liegen doch keine Argumente vor, die gegen eine Korrelation dieser beiden Gesteinstypen sprechen. Auch die stark streuenden Rb/Sr Ergebnisse des Dobragneises von S.Scharbert (1977), die zwar keine verlässliche Altersberechnung zulassen, stehen nicht im Widerspruch zu einem ähnlichen Alter des Dobragneises wie S.Scharbert (1977) für den Bittescher Gneis mit 796 ± 49 Ma ermitteln konnte. Dieses hohe Alter des Bittescher Gneises konnte seither an anderen Proben nicht verifiziert werden (vgl. van Breemen et al. 1982) und muß daher als noch nicht endgültig gesichert betrachtet werden. Es ist jedoch zu bemerken, daß bei der seinerzeitigen Probenauswahl besondere Sorgfalt darauf verwandt wurde von lokalen Alterationen freie Proben zu finden. Überdies ist das proterozoische Alter der Marmore der Bunten Serie eine weitere Unterstützung dafür, daß in diesem Bereich mit so hohen Bildungsaltern von Orthogesteinen zu rechnen ist. Auch die von Kröner et al. (1988) bekannt gemachten E_{Nd} -Werte für den Dobra- und Bittescher Gneis sprechen für eine hohe Krustenverweilzeit des Ausgangsmaterials dieser Gesteine, wie sie sonst im Moldanubikum nicht bekannt sind.

Durch diese Ergebnisse wird angedeutet, daß die oben diskutierte Gesteinsfolge ein selbständiges Element, ein "suspect terrane" darstellen könnte, dessen Verbindung zu größeren Einheiten erst aufzuklären sein wird. Heute erscheint diese Folge, durch die moldanubische Überschiebung später getrennt, in beiden Großeinheiten der Böhmisches Masse eingebaut.

Das nächste Ereignis, das in der Lithologie dokumentiert erscheint, könnte die intensive Zerrung dieses alten Basements sein, in der die basischen Gänge, die später s-parallel eingeschichtet wurden, entstanden sind. Bislang liegen allerdings keinerlei Informationen über ihre Geochronologie vor. Ähnliches gilt derzeit auch für die Amphibolite, Gabbros und Ultrabasite aus der Raabs-Meislinger Einheit. Es wäre denkbar, daß darin auch Anteile eines paläozoischen Ozeanbodens enthalten sind. Welche Bedeutung den Rb/Sr-Ergebnissen des Weiterndorfer Granitgneises zukommt, muß derzeit offen bleiben. Auf die hohe Krustenverweilzeit des Ausgangsmaterials der Schmelze wurde zu Beginn dieser Arbeit hingewiesen.

Gföhler Gneis und die Hauptmasse des Granulits können in ihrer heutigen geochemischen Zusammensetzung nicht älter als altpaläozoisch sein. Für diese Gesteine liegen deutliche Argumente vor, daß hier eine hochgradige kaledonische Metamorphose wirksam war, die bis zur Migmatisation und lokalen Bildung granitischer Gesteine reichte. Allerdings wurde dieses ältere Ereignis im Zuge der variszischen Ereignisse intensiv strukturell und metamorph überprägt. Von der Existenz der alten Orthogneise abgesehen, sehen wir derzeit keine weiteren Hinweise auf vor- oder altpaläozoische orogenetische Prozesse.

Derzeit ist auch die geotektonische Rahmensituation für das kaledonische Ereignis und seine räumliche Konfiguration noch völlig ungeklärt.

Der heutige Bau wird nach den Daten in der Literatur und den Ergebnissen dieser Arbeit völlig von der variszischen Tektonik und Metamorphose beherrscht. Insbesondere erfolgte die Platznahme der Gföhler Gneis-Granulit-Einheit mit Schmelzbildung durch Druckentlastung in verschiedenen Niveaus in diesem Zyklus. Auch hier sind noch etliche Fragen im Detail zu klären, da die gesicherte Interpretation mancher Daten, wie z.B. die jungen Nd-Alter der Granulitgranate (Granat/Gesteins-Mineralalter) noch offen ist. Wir vermuten aufgrund des Datenmaterials den Beginn der Hochschürfung der Gföhler Gneis-Granulit-Einheit knapp vor und während des Beginns der magmatischen Aktivität des moldanubischen Plutonits, d.h. frühestens etwa um 360 Ma. Die letzte Ausgestaltung zur heutigen Situation mag noch 20-30 Ma länger andauert haben. Auf ein rasches Hochbringen zumindest von Teilen dieser Einheit weisen auch Granulitgerölle im Kulm (unteres und mittleres Visé) von Mähren hin.

Aus der Verteilung der hochgradigen und druckbetonten Metamorphose am Ostrand des Moldanubikums und der stärker temperaturbetonten Metamorphoseentwicklung im zentralen Bereich des Moldanubikums sowie aus dem strukturgeologischen Befund ergeben sich starke und eindeutige Argumente für eine Herleitung dieser tektonisch hohen Einheit aus - auf die heutige Anordnung bezogen - östlicher Richtung.

Aus der Gesamtsituation der strukturellen Entwicklung der Böhmisches Masse ergibt sich daher die Vorstellung einer ersten Kollision mit dem osteuropäischen Vorland, die noch in einer mehr geradlinigen Konfiguration und mit einer Trans-

portrichtung in "südlicher" Richtung erfolgte. Unmittelbar darauf setzte das Eindringen des rigiden Vorlandspornes des Brunovistulikums ein, wodurch am Ostrand des Moldanubikums die Moldanubische Überschiebung sich als transpressive Großstruktur mit großem linksseitigen Verschiebungsbetrag entwickelte (Rötzel 1979; Fritz, dieser Band). Im Zuge dieses Prozesses kam es im niederösterreichischen Anteil auch zu einer völligen Abtrennung der Gföhler Gneis-Granulit-Einheit von ihren ehemaligen Wurzelbereichen.

Die großräumige Verkrümmung der Orogenzonen am Außenrand der Böhmisches Masse findet ihr Pendant im umlaufenden Streichen der Paraserien um den moldanubischen Plutonkomplex. Dieser Vorgang ist auch aus Raumgründen in zeitlicher Hinsicht mit der Entstehung dieser Schmelzen zu korrelieren, bei der tiefliegende, vermutlich auch ältere Metabasitfolgen mit mannigfacher Wechselwirkung mit Metasedimenten die großen Mengen Schmelzen mit I-Typ-Charakter lieferten und zuletzt auch die S-Typ Granite entstanden.

7. LITERATUR

- Aliasgari, H., 1988: Petrologie und Geochemie des Wolfshofer Syenitgneises und Untersuchungen an den begleitenden Amphiboliten, Gföhler Einheit im Moldanubikum des niederösterreichischen Waldviertels. Diss. formal. naturwiss. Fakultät Univ. Wien.
- Arnold, A. und H.G. Scharbert, 1973: Rb-Sr Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. S.M.P.M., 53, 61-78.
- Carswell, D.A., 1989: Metamorphic evolution of garnetiferous peridotites in the Moldanubian zone, Lower Austria. Terra Abstracts, 1, 2, 5, 3rd Int. Eclogite Conference, Würzburg.
- Derry, L.A., L.S. Keto, St.B. Jacobsen, A.H. Knoll and K. Swett, 1989: Sr isotopic variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland. Geochim. Cosmochim. Acta, 53, 2331-2339.
- Faure, G., 1977: Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, New York.
- Finger, F. und V. Höck, 1987: Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich. Jb. Geol. B.-A, 129, 641-642.
- Frasl, G., 1960: Bericht 1959 über die Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). Verh. Geol. B.-A, 1960 (3), A23-A27.
- Frasl, G., 1970: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. Nachr. Dt. Geol. Ges., 2., 35-60
- Frasl, G., 1989: Zur Entstehung der Moravischen Zone. Abstract Arbeitstagung S47, "Variszisches Orogen und Präalpine Kruste in Österreich".
- Frimmel, H., 1988: Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralizations in the Eastern Alps. Mineralia deposita, 23, 268-275.
- Fritz, H., 1990: Structures and kinematics along the Moravian-Moldanubian Boundary - preliminary results; dieser Band.
- Fuchs, G., 1971: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (NÖ). Verh. Geol. B.-A, 1971, 424-440.

- Fuchs,G., 1976: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. Jb.Geol.B.-A, **119**, 45-61.
- Fuchs,G., 1986: Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. Jb. Geol. B.-A, **129**, 1, 41-49.
- Fuchs,G. und A.Matura, 1976: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. Jb. Geol. B.-A, **119**, 1-43.
- Fuchs,G. und O.Thiele, 1968: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald,Oberösterreich. Geol.B.-A.
- Gärtner,H.R. von, W.Harre, H.Kreuzer, H.Lenz und P.Müller, 1967: Datierungsbericht 5/67. Bundesanstalt.f.Bodenforschung.Hannover.
- Gebauer,D., 1989: Vortrag Öst. Geol. Ges. in Wien.
- Göd,R., 1989: A Contribution to the Mineral Potential of the Southern Bohemian Massif. Archiv für Lagerst. Forsch. Geol. B.-A, **11**, 147-153.
- Gorzowski,H., L.Fontboté, J.F.Sureau and J.Y.Calvez, 1989: Strontium isotope trends during diagenesis in ore-bearing carbonate basins. Geol. Rundschau, **78/1**, 269-290.
- Haunschmid,B., 1989: Das Granitgebiet um Plochwald zwischen Sandl und Windhaag im nordöstlichen Oberösterreich: Mit besonderer Berücksichtigung des dortigen Plochwalder Granittyps und des Pseudokinzigits. Diplomarbeit. naturwiss. Fak. Univ. Salzburg.
- Kröner,A., I.Wendt, T.C.Liew, W.Compston, W.Todt, J.Fiala, V.Vankova and J.Vanek, 1988: U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. Contrib. Mineral. Petrol., **99**, 257-266.
- Liew,T.C., F.Finger and V.Höck, 1989: The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their enviromental setting. Chem. Geol., **76**, 41-55.
- Matte,Ph., H.Maluski and H.Echtler, 1985: Cisaillements ductile varisques vers l'Est-Sud Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est du Massif de Bohème, Autriche).Données microtectoniques et radiométriques $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. C.R. Acad. Sc. Paris , **301**, Série 2, n° 10, 721-726,
- Matura,A., 1984: Das Kristallin am Südrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St.Pölten. Jb. Geol. B.-A, **127**, 1, 13-27.
- Pactova,B., 1981: Die Bedeutung der Mikropaläobotanik und Paläopalynologie für die Kristallinuntersuchungen. Zemny plin a nafta, **26**, 4, 550-560
- Petrakakis,K. und W.Richter, 1990: Gföhler Gneise und Granulite aus dem mittleren und südlichen NÖ Moldanubikum: eine paragenetische und texturale Gegenüberstellung; dieser Band.
- Pflug,H.D. und E.Reitz, 1988: Zur Evolution des eukaryotischen Phytoplanktons im Riphäikum - Neue Ergebnisse aus der Belt-Serie von Nordamerika. Geol. Rundschau, **77**, 2, 417-427.
- Quadt,A.von und D.Gebauer, 1988: Sm/Nd,U-Pb and Rb-Sr dating of high pressure ultramafic to felsic rocks from the Moldanubian area of NE Bavaria(FRG) and the Saxonian Granulite Massif(GDR). Chem.Geol., **70**, II,p 15.

- Rötzel, R., 1979: Kriterien zur Erkennung der tektonischen Transportrichtung in Gesteinen mit ausgeprägter Lineation. Ein Vergleich Bittescher Gneis (Moravikum)-Plattengneis (Koralpe, Siegraber Serie). Vorarb. Inst.f. Geol. Univ. Wien.
- Scharbert, S., 1977: Neue Ergebnisse radiometrischer Altersdatierungen an Gesteinen des Waldviertels. Arbeitstagung Geol. B.-A 1977, 11-15.
- Scharbert, S., 1987: Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. Mitt. Österr. Miner. Ges., **132**, 21-37.
- Scharbert, S., 1990: Rubidium-Strontium Systematics of Granitoid Rocks of the South Bohemian Pluton. Proceed. Conf. Bohemian Massif. In Druck.
- Scharbert, S. and M. Vesela, 1990: Rb-Sr Systematics of Intrusive Rocks from the Moldanubicum around Jihlava. Proceed. Conf. Bohemian Massif. In Druck.
- Steiger, H.J. and E. Jäger, 1977: Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. Earth Plan. Sci. Letters, **36**, 359-362
- Suk, M. et al., 1984: Geological History of the Territory of the Czech Socialist Republic. Geological Survey Prague-Academia/Czechoslovak. Academy of Sciences.
- Thiele, O., 1976 a: Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (südliche Böhmisches Masse): Nova Acta Leopoldina N. F., **45**, Nr. 224, 67-82.
- Thiele, O., 1976 b: Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel?. Jb. Geol. B.-A, **119**, 75-81.
- Thiele, O., 1984 a: Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der südlichen Böhmisches Masse (Österreich). Jb. Geol. B.-A, **126**, 513-523.
- Thiele, O., 1984 b: Geologische Karte 1:50000 Blatt 35 Königswiesen.
- Tollmann, A., 1982: Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. Geotekt. Forsch., **64**, 291S.
- Tollmann, A., 1985 a: Das Ausmaß des variszischen Deckenbaues im Moldanubikum. Krystalinikum, **18**, 117-132.
- Tollmann, A., 1985 b: Der österreichische Anteil der Böhmisches Masse, in: Geologie von Österreich Bd. 2, Deuticke, Wien.
- Van Breemen, O., M. Aftalion, D. Bowes, A. Dudek, Z. Misar, P. Povondra and S. Vrana, 1982: Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. Transaction Royal Soc. Edinburgh, Earth Sciences, **73**, 89-108.
- Waldmann, L., 1951: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs, in F.X. Schaffer: Geologie von Österreich. 2. Auflage, 1-105, Deuticke Wien.

Adresse der Autoren:

Univ. Prof. Dr. W. Frank
St. Hammer

Dr. F. Popp

Dr. S. Scharbert

Dr. M. Thoni

Institut für Geologie der Universität Wien

Universitätsstraße 7
A-1010 Wien

**DIE GANGGESTEINE IM W-FELD DER
SCHEELITLAGERSTÄTTE FELBERTAL
(SALZBURG/ÖSTERREICH)**
Ein Vorbericht

J. DÖLZLMÜLLER und V. HÖCK

Zusammenfassung

Im Westfeld der Lagerstätte finden sich meso- bis melanokrate scheelitfreie Ganggesteine, die manchmal diskordant, häufig jedoch in den Bau eingeschichtet die Vererzung durchschlagen. Es handelt sich dabei um Epidot-Biotit-Plagioklasgneise bzw. Hornblende-Epidot-Biotit-Plagioklasgneise, die als Metaporphyrite, bzw. als Metalamprophyre bezeichnet werden. Die Haupt-, Spuren- und Seltenen Erd-Elemente in allen Ganggesteinen deuten auf eine Inselbogen-Entwicklung der entsprechenden Magmen in einer vermutlich dicken kontinentalen Kruste hin (hohe Ce-, P-, Th-, Hf- und Sm-Gehalte verbunden mit relativ niedrigen Ti-, Y-, Yb-, und Cr-Konzentrationen). Ein möglicher Zusammenhang der Gänge mit einigen anderen Intrusiva und Gängen der Unteren Magmatitabfolge im Sinne von Kraiger sowie eine zeitliche Beziehung zum K1-Gneis (letzterer wird von Metaporphyriten durchschlagen) läßt ein variszisches Alter der Gänge möglich erscheinen.

Abstract

Within the western field of the scheelite mine mesocratic to melanocratic dikes are found containing no scheelite. They are often parallel but sometimes discordant to the regional fabric. The dikes are epidote-biotite-plagioclase gneisses and hornblende-epidote-biotite-plagioclase gneisses, which are termed metaporphyrites and metalamprophyres respectively. The major-, trace- and Rare Earth-elements in all dikes indicate an island arc evolution with magmas formed in a relatively thick continental crust. This is consistent with the high abundance of Ce, P, Th, Hf and Sm combined with low concentrations of Ti, Y, Yb and Cr. Possible genetic relations between these dikes and other intrusive rocks and dikes within the lower magmatic sequence sensu Kraiger and the time relation to the so-called K1-gneiss, which is cut by some metaporphyrites, suggest a possible Hercynian age for the dikes.

1. EINLEITUNG

Die Scheelitlagerstätte Felbertal liegt rund 10 km südlich von Mittersill (Land Salzburg, Österreich) im hinteren Felbertal. Ihren geologischen Rahmen bilden die prämesozoischen Gesteine der Habachformation und der Altkristallinformation im Mittelabschnitt des penninischen Tauernfensters (Fig.1).

Im Westfeld der Lagerstätte finden sich meso- bis melanokrate scheelitfreie Ganggesteine, die manchmal diskordant, häufig jedoch in den Bau eingeschichtet, die

Vererzung durchschlagen. Sie intrudierten ihr Nebengestein nach der Vererzung bzw. nach einer eventuellen großräumigen Remobilisation der Lagerstätte. Es sollte deshalb möglich sein, die Entwicklung der aktuellen Wolframvererzung zeitlich einzugrenzen. In diesem Zusammenhang war auch die Frage von einigem Interesse, ob diese Gänge mit anderen Gesteinen der Lagerstätte oder der näheren Umgebung in einem genetischen Zusammenhang stehen (K1-Gneis, Gänge im Unterfahrungstollen, Zentralgneise).

Geologische Übersichtskarte der Mittleren Hohen Tauern

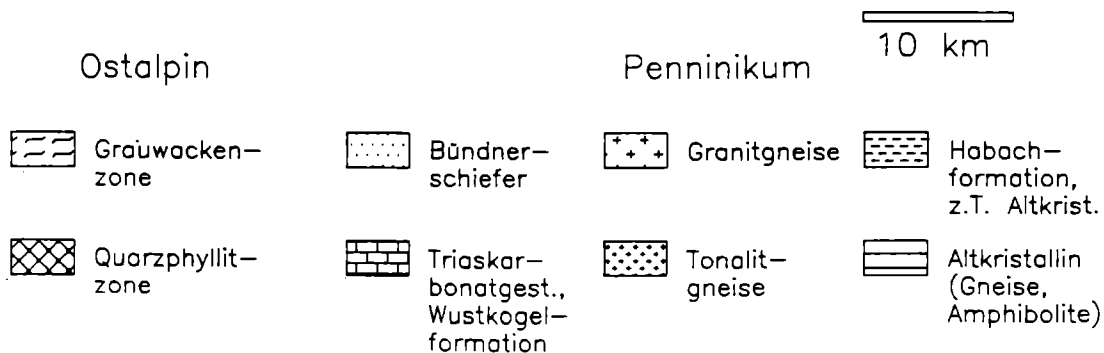
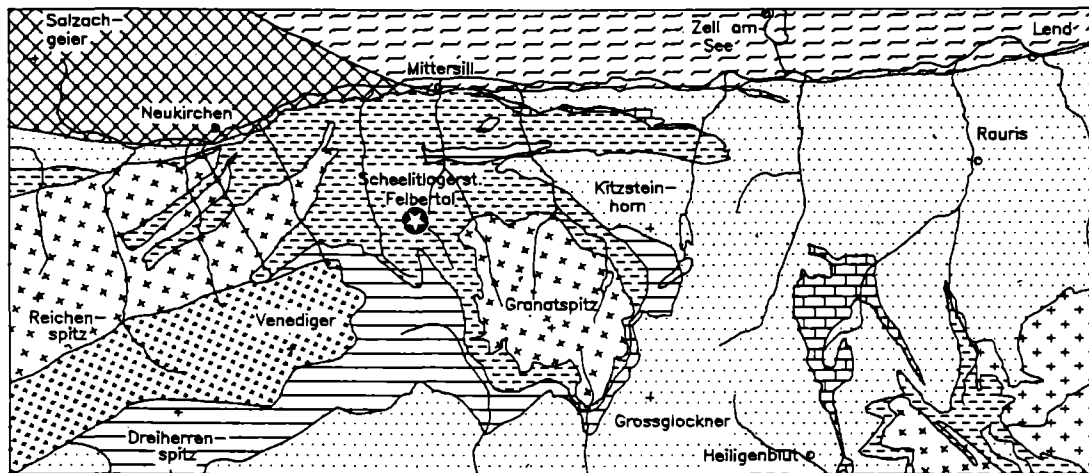


Fig.1: Geologische Übersichtskarte der Mittleren Hohen Tauern. Der Stern markiert die Lage der Scheelitlagerstätte Felbertal

2. GEOLOGISCHE SITUATION UND PETROGRAPHIE

Sämtliche Gesteinstypen, in die diese Gänge intrudieren, finden sich in der Unteren Magmatitabfolge (UMA nach Kraiger 1987, 1989) wieder. Es sind dies Hornblendite, Grobkornamphibolite und feinkörnige Amphibolite (Hornblendeschiefer) und SiO₂-reichere Gesteine wie z.B. aplitische Gneise, Biotit-Phengit-Augengneise, Biotit-Epidot-Plagioklasgneise (z.T. mit Hornblende-Großkristallen) sowie der Mikroklin - führende Phengit-Gneis (K1-Gneis). Die meisten sauren bis intermediären Gesteine zeigen teilweise wenigstens diskordante Kontakte zu ihrer Umgebung und belegen damit ihre Intrusivnatur.

Die UMA besteht nach Kraiger (1987, 1989) aus feinkörnigen Amphiboliten, die als "sheeted dike" Komplex interpretiert werden. Daneben finden sich zahlreiche Einschaltungen - z.T. diskordant, z.T. konkordant - intermediärer bis saurer Gneise, u.a. Biotitgneise und Granat-Hornblende-Biotit-Plagioklas-Schiefer. Große Teile dieser sauren bis intermediären Gesteine stehen nicht in genetischem Zusammenhang mit dem sheeted dike Komplex, sondern weisen geochemische Charakteristika eines Inselbogenmagmatismus auf und werden im Zusammenhang mit der Oberen Magmatitabfolge gesehen (Kraiger 1987).

Petrographisch handelt es sich bei den Ganggesteinen um Epidot-Biotit-Plagioklas-Gneise bzw. um Hornblende-Biotit-Plagioklas-Gneise. Die erste Gruppe kann entsprechend der Definition von Rock and Hunter (1987) mit Vorsicht als Metaporphyrite bezeichnet werden, die zweite Gruppe hingegen entsprechend der Definition von Wimmenauer (1985) als Metalamprophyre. Beide Bezeichnungen sind hier nur deskriptiv zu verstehen, ohne daß damit genetische Überlegungen vorweggenommen werden sollen.

Beide Gangtypen intrudierten nach der Vererzung. Sie schneiden die möglicherweise variszisch angelegten Quarz-I Gängchen ab und werden ihrerseits von Quarz-II gefüllten Klüften (alpidisch) durchschlagen. Sowohl die Metaporphyrite als auch die Metalamprophyre wurden vom Höhepunkt der alpidischen Metamorphose erfaßt. Ihre Mineralparagenesen fügen sich nahtlos in das metamorphe Geschehen ihrer Umgebung ein.

Die Metaporphyrite sind braungraue, fein- bis mittelkörnige, gut geschieferte Gesteine. Sie bestehen vorwiegend aus Plagioklas (35 bis 55%) in Form von Ballenabiten, meist mit einem deutlichen Oligoklassaum. Der Quarzgehalt mit 15 bis 20% ist ebenso wie der Biotitgehalt mit 10 bis 15% ziemlich konstant. Die Menge der Hellglimmer variiert von 5 bis 15%, in stärker deformierten Bereichen ist er deutlich angereichert. Außer Klinozoisit (10 bis 15%) treten andere Minerale nur noch akzessorisch auf, wie Biotit, etwas Karbonat, Titanit, Apatit und selten noch Granat.

Die Metalamprophyre sind gegenüber den Metaporphyriten durch ihre dunklere grünlich-graue Farbe gekennzeichnet sowie durch den schon makroskopisch erkennbaren Reichtum an Hornblende und Biotit. Ersterer liegt zwischen 20 und

ist mit maximal 10% ebenfalls in geringerem Ausmaß vorhanden. Der Plagioklasgehalt liegt zwischen 40 und 45%. Alle anderen Phasen wie Chlorit, Karbonat, Biotit, Apatit und Erze treten nur untergeordnet auf. Das Gefüge der Minerale ist auch in den Metalamprophyren deutlich geregelt, erkennbare Einsprenglinge sind in beiden Gesteinen nicht vorhanden.

Im Streckeisen-Diagramm (Fig.2) fallen sowohl die Modalbestände als auch die Normwerte (Mesonorm) der Metaporphyrite in das Tonalit- bzw. Dazitfeld. Der geringfügige Unterschied zwischen beiden Darstellungen resultiert aus der Tatsache, daß modal nur Hellglimmer, aber kein Kalifeldspat auftritt, letzterer aber in der Mesonormberechnung erscheint.

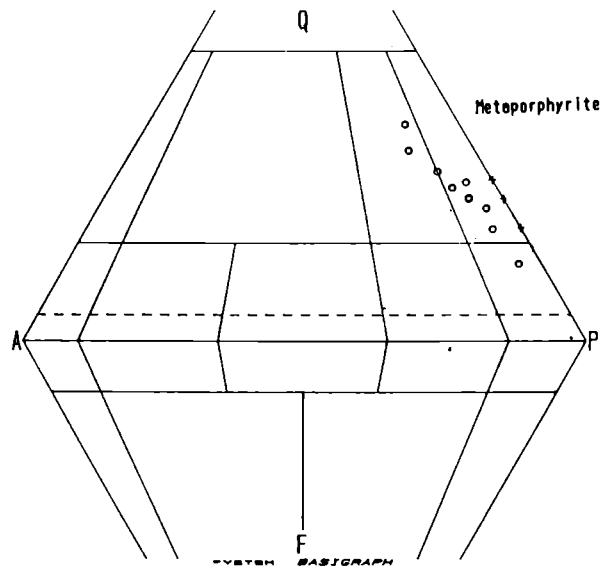


Fig.2: Streckeisen-Diagramm (Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas) für die Metaporphyrite. Die Kreuze bezeichnen Modalbestände, die Kreise die Projektionspunkte der normativen Mineralbestände (Mesonorm)

3. GEOCHEMIE

Sowohl die Metaporphyrite als auch die Metalamprophyre zeigen kalkalkalischen Charakter. Das ergibt sich aus dem $Al_2O_3/MgO/FeO_{tot}+TiO_2$ -Diagramm (Jensen 1976), in welchem beide Ganggesteine im kalkalkalischen Feld liegen, die Metaporphyrite im Dazitfeld, die Metalamprophyre in dem der Basalte (Fig.3). Zu erwähnen ist, daß der SiO_2 -Gehalt der meisten Metalamprophyre (53.5 bis 57.3%) für Basalte doch etwas zu hoch liegt. Der kalkalkalische Trend wird auch im AFM-Diagramm deutlich.

Die Haupt-, Spuren- und Seltenen Erd-Elemente in allen Ganggesteinen deuten auf eine kontinentale Inselbogen-Entwicklung der entsprechenden Magmen hin. Es gibt Hinweise auf eine dicke kontinentale Kruste, die sich u.a. in hohen Ce-, P-, Th-, Hf- und Sm-Gehalten verbunden mit relativ niedrigen Ti-, Y-, Yb- und Cr-Konzentrationen manifestiert. Dies läßt sich auch aus den Multielement-Diagrammen ersehen (Fig.4,5). Die Elementverteilung der Metaporphyrite ist gegen HORG (Hypothetical Ocean Ridge Granite; Pearce et al. 1984) normiert (Fig.4), das der Basalte gegen MORB (Fig.5. Normwerte nach Pearce 1990).

Sowohl in der Petrographie als auch in der Geochemie fällt die Ähnlichkeit der Metaporphyrite mit manchen Biotit-Gneisen aus der UMA auf (Kraiger 1987, 1989,

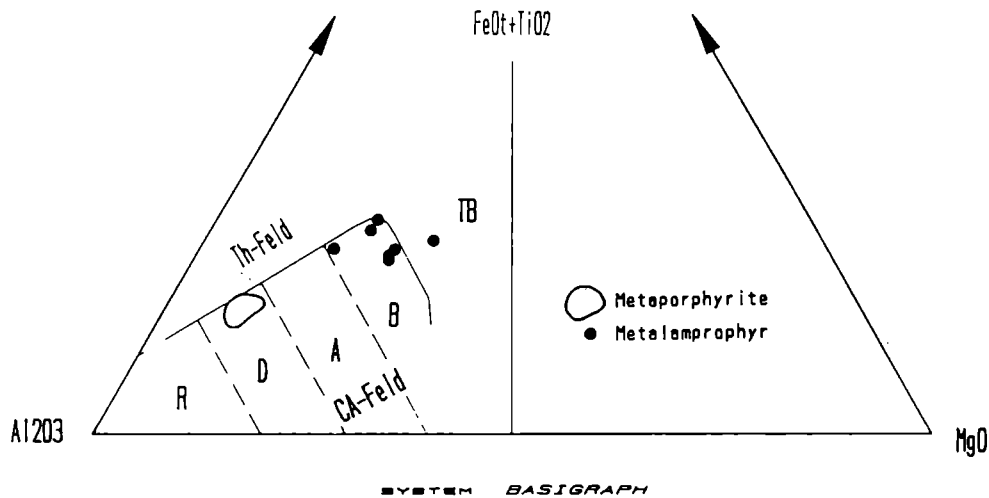


Fig.3: $Al_2O_3/MgO/FeO+TiO_2$ Diagramm nach Jensen (1976) zur Klassifizierung subalkalischer Vulkanite. R: Rhyolith, D: Dazit, A: Andesit, B: Basalt, Th: Tholeiitisches Feld, CA: Kalkalkalisches Feld, TB: High-Mg tholeiitisches Feld

Beschreibung siehe dort). Interessant ist auch die recht gute Übereinstimmung mit Zentralgneisen tonalitischer Zusammensetzung aus den östlichen Hohen Tauern (Marschallinger 1987; Holub und Marschallinger 1989) in den HORG-normierten Diagrammen (Fig.4).

Die Metalamprophyre zeigen - wie zu erwarten - gewisse Ähnlichkeiten mit den Lamprophyren verschiedener variszischer Massive (Oberhänsli 1986). Im MORB-normierten Multielement-Diagramm (Fig.5) ist zum Vergleich die Variationsbreite der Lamprophyre aus dem Gotthardmassiv (nach Oberhänsli 1986) in Balkenform angegeben. Von den dargestellten Elementen sind K, Ce und Y in den Lampro-

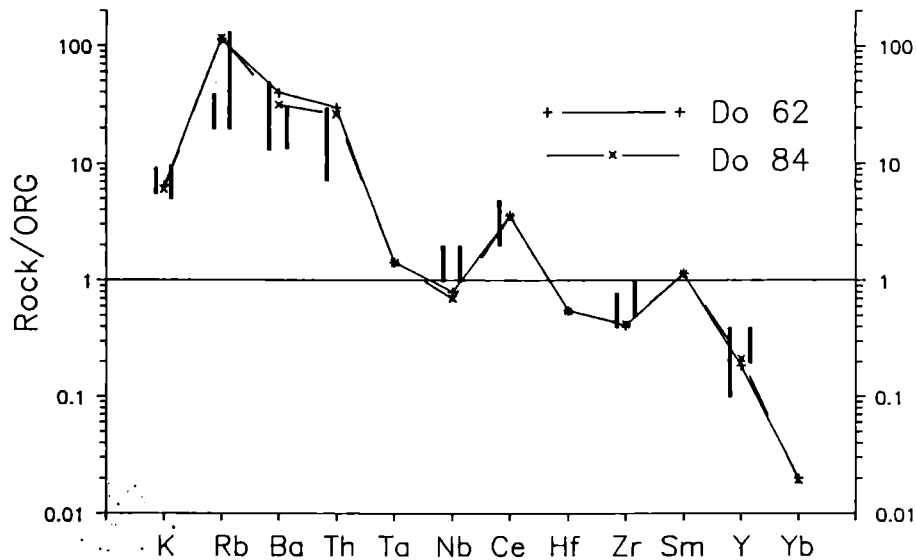


Fig.4: A: HORG normiertes Elementverteilungsmuster für die Metaporphyrite. Proben DÖ 62 und DÖ 84. Zum Vergleich sind noch ähnliche Verteilungen (Balken rechts und links der jeweiligen Elemente) von intermediären Gesteinen der Gruppe 1 aus dem Unterfahrungsstollen nach Kraiger, 1987 (rechter Balken) und aus den Tonalitgneisen des östlichen Tauernfensters nach Marschallinger, 1987 (linker Balken) dargestellt.

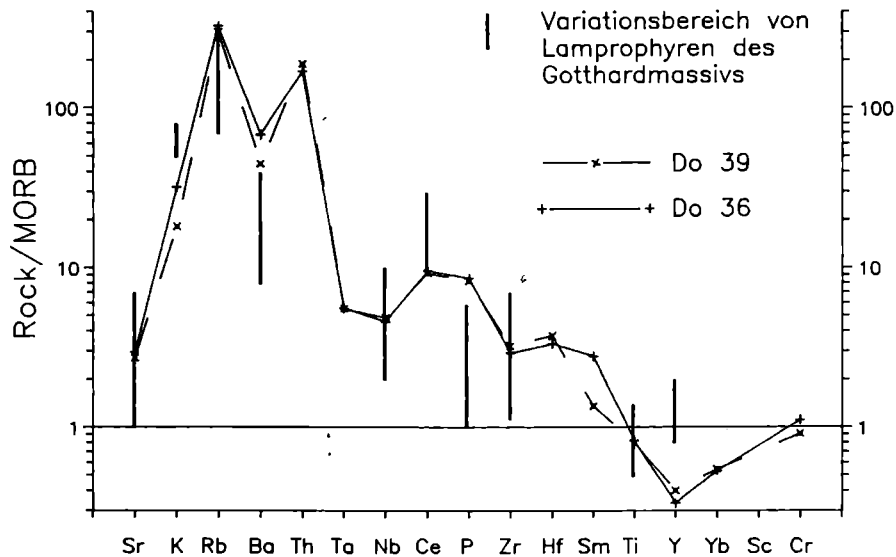


Fig.5: A: MORB normierte Diagramme der Metalamprophyre der Proben DÖ 36 und DÖ 39. Die Vergleichsbalken geben die Variationsbreite der Lamprophyre des Gotthardmassivs an (Oberhänsli 1986).

phyren des Gotthardmassivs etwas höher, Ba und P geringfügig niedriger. Die ausgeprägte relative Anreicherung von Rb, Ba, Ce und das hohe Verhältnis von Ba zu Nb ist beiden Gesteinsgruppen gemeinsam. Sowohl die niedrigen Nb/Zr Verhältnisse (Thompson and Fowler 1988), als auch die relativ hohen Th/Nb Quotienten $< 0,2$ (Bailey 1981) sprechen für einen Subduktionseinfluß im Zusammenhang mit einem aktiven Kontinentalrand. Granat-Hornblende-Biotit-Plagioklas-Schiefer der UMA (Kraiger 1987), die häufig konkordant, in einem Fall aber auch diskordant zum regionalen Bau liegen, zeigen ebenfalls auffallende Ähnlichkeiten mit den Metalamprophyren.

Hingewiesen sei auch noch auf gewisse Ähnlichkeiten mit den tertiären basischen kalkalkalischen Gängen im Ostalpinen Altkristallin (Deutsch 1984).

4. ALTERSEINSTUFUNG DER GÄNGE

Sowohl die Metalamprophyre als auch die Metaporphyrite sind mit Sicherheit jünger als die basischen Gesteine der UMA (Kraiger 1987, 1989), der die Hornblendite und Grobkornamphibolite sowie die Hornblendeschiefer/Prasinite in den hier untersuchten Bereichen zugerechnet werden (Bildungsalter der Hornblendite rd. 500 M.a. bzw. 533 M.a. für die Grobkornamphibolite; v.Quadt 1985).

Für die Metaporphyrite läßt sich, gestützt auf die Tatsache, daß der K1-Gneis von Metaporphyriten durchschlagen wird, mit Bestimmtheit sagen, daß sie jünger sind als dieser. Für den K1-Gneis gibt es nur zwei geochronologische Altersdatierungen: 340 M.a. (Pestal 1983) und ein etwas problematisches Datum von rd. 500 M.a. (v.Quadt 1985). Das schränkt den möglichen Zeitraum der Intrusion der Gänge noch nicht wesentlich ein. Die Tatsache, daß die Gänge von der alpidischen Metamorphose voll erfaßt wurden, schließt ein jungalpidisches Intrusionsalter aus. Der Zeitraum ist also mit der Platznahme des K1-Gneises (Kambrium/Ordovizium oder Devon/Karbon) und mit der tertiären alpidischen Metamorphose relativ weit gesteckt.

Frühalpidisches Alter wäre prinzipiell möglich, wenn man eine tensionale Phase (etwa bei der beginnenden Subduktion im Penninischen Ozean) annimmt, die zu tiefreichenden Frakturen führte, aus denen Magma ausdrang (partielles Aufschmelzen des Mantels bei der Entspannung und Kontamination beim Durchschlagen der kontinentalen Kruste). Allein die Fakten der geochemischen Untersuchungen, die einen kalkalkalischen Magmatismus in der Position eines kontinentalen Inselbogens anzeigen und geometrische Überlegungen, die Lage und Auswirkung der wohl nach S gerichteten alpidischen Subduktion(en) betreffend, sprechen gegen eine solche Genese. Kalkalkalischer Magmatismus in Verbindung mit der alpidischen Subduktion wäre deshalb nur im Ostalpinen Altkristallin, nicht jedoch im Penninischen Altkristallin oder in der Habachformation zu erwarten.

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand scheint es am plausibelsten, die hier beschriebenen Gänge mit einigen gangförmigen sauren und intermediären Intrusiva der UMA (Kraiger 1987) in genetischem Zusammenhang zu sehen. Diese weisen große geochemische Ähnlichkeiten mit den metamorphen, intermediären und sauren Intrusiva der Oberen Magmatitabfolge auf (Kraiger 1987). Ein Zusammenhang zwischen der Oberen Magmatitabfolge, den Gängen und dem K1-Gneis ist deshalb möglich und eine Einstufung dieser Gänge in den variszischen Zyklus denkbar (vgl. auch die Alterdatierung des K1-Gneises von Pestal 1983!).

5. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Sollten die Gänge tatsächlich variszischen Alters sein, dann ist die Tektonik in der Lagerstätte unter einem neuen Licht zu betrachten, denn die Quarz-I Gängchen und die erste Hauptdeformation wären dann ebenfalls als mindestens variszisch anzusehen. Mit Sicherheit ist jedoch eine weitreichende jungalpidische Remobilisation der Scheelitmineralisation in der Lagerstätte auszuschließen.

Da die hier präsentierten Daten vorwiegend mit Mitteln der Petrographie und der Geochemie gewonnen wurden, müssen weitere Untersuchungen z.B. der metasomatischen Prozesse in der Lagerstätte und eventuelle Stoffmobilitäten die Ergebnisse dieser Arbeit stützen. Eine zweifelsfreie Absicherung der Altersstellung erfordert zusätzlich eine geochronologische Datierung.

6. LITERATUR

- Bailey, J.C., 1981: Geochemical criteria for a refined discrimination of orogenic andesites. *Chem. Geol.*, **31**, 139-154.
- Deutsch, A., 1984: Young alpine dykes south of the Tauern Window (Austria): A K-Ar isotope study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **85**, 45-47.
- Holub, B., 1988: Geologie, Petrologie und Intrusionsfolge der Zentralgneise im Großelendtal (Hochalm-Ankogel-Gruppe, Kärnten). Unveröff. Diss. Univ. Salzburg.
- Holub, B. und R. Marschallinger, 1989: Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (Östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81**, 5-31.
- Jensen, L.S., 1976: A new cationplot for classifying subcalic volcanic rocks. *Ontario Div. Mines Misc. Paper*, 66.
- Kraiger, H., 1987: Geologie, Petrographie und Geochemie der Habachformation am Beispiel des Unterfahrungsstollens der Scheelitlagerstätte Felbertal, Salzburg. Unveröff. Diss. Univ. Salzburg, 2 Teile, 186 S.
- Kraiger, H., 1989: Die Habachformation - ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste. *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81**, 47-64.
- Marschallinger, R., 1987: Geologie und Petrologie der Zentralgneise und ihres alten Daches im Bereich des oberen Maltatales (Kärnten). Unveröff. Diss. Univ. Salzburg.

- Oberhänsli,R., 1986: Geochemistry of metalamprophyres from Central Swiss Alps. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **66**, 315-342.
- Pearce,J.A., 1980: Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan Ophiolites. In: Panayiotou,A. (ed.), Ophiolites, Proceed. Intern. Ophiol. Symp., Cyprus 1979, 261-272.
- Pearce,J.A., N.B.W. Harris and A.G. Tindle, 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks. J. Petrology, **25** , 956-983.
- Pestal,G., 1983: Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felbertales (Pinzgau, Salzburg). Unveröff. Diss. Univ. Wien, 117 S.
- Rock,N.M.S., and R.H.Hunter, 1987: Late Caledonian dyke-swarms of Northern Britain: Spatial and temporal intimacy between lamprophyric and granitic magmatism around the Ross of Mull pluton, Inner Hebrides. Geol. Rdsch., **76/3**, 805-826.
- Thompson,R.N. and M.B. Fowler, 1986: Subduction related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: A study of Siluro-Ordovician syenites from Scottish Caledonites. Contrib. Mineral. Petrol., **94**, 507-522.
- v.Quadt,A., 1985: Geochronologische, geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an der Gesteinen der Habach Formation, der Scheelitlagerstätte und des umgebenden Altkristallins im Felbertal (Land Salzburg). Diss. ETH Zürich, 241 S.
- Wimmenauer,W., 1985: Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. Enke Verlag, 382 S.

Anschriften der Verfasser:

Univ.Prof. Dr. Volker Höck
 Mag. Johannes Dölzlmüller
 Institut für Geologie und Paläontologie der
 Universität Salzburg
 Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Manuskript eingereicht am 25.1.1990, in Endform am 12.4.1990

ISOTOPENDATEN AN EKLOGITEN, GABBROS UND PARAGNEISEN DES OSTALPINEN KRISTALLINS - EIN VORLÄUFIGER BERICHT

M. THÖNI

Im Süden des ostalpinen Kristallins treten an verschiedenen Punkten eklogitische Gesteine auf. Wegen ihrer Einbindung in Serien mit durchwegs intensiver kretazi-scher Metamorphose kommt diesen Hochdruckparagenesen besondere Bedeutung für die alpidische Orogenese zu.

Isotopenuntersuchungen wurden an Gabbros, Eklogiten und deren Hüllgesteinen aus dem Bereich der Koralpe, der Saualpe und der Texelgruppe durchgeführt.*) Das Vorkommen Bäröfen im südlichen Koralpenkristallin zeigt in eindrucksvoller Weise das Ausgangsgestein für Eklogit (Kieslinger 1928): Innerhalb eines Aufschlusses ist der Übergang von Eklogit zu unverändertem Gabbro zu beobachten. Diese Lokalität kann somit nicht nur petrogenetisch-geochemisch, sondern vor allem auch bezüglich des Alters der Kor- und Saualpeneklogite als Modellfall betrachtet werden.

Aus einem grobkörnigen, gut erhaltenen Gabbro dieses Vorkommens wurden Plagioklas, Pyroxen und das Gesamtgestein mit der Sm/Nd- und der Rb/Sr-Methode analysiert. Im Sm/Nd-Isochronendiagramm liegen die drei Datenpunkte auf einer Geraden, die einem Alter von 275 ± 18 Ma (2 sigma) entspricht (Fig. 1). Das initiale Nd-Isotopenverhältnis liegt bei 0.51271 ± 2 , entsprechend einem ϵ_{Nd} -Wert von +8.4. Das Isochronenalter wird als Kristallisationsalter des Gabbros interpretiert. Im Nd/Sr-Korrelationsdiagramm liegt das Gestein mitten im Feld für MOR-Basalte ($\epsilon_{Nd} = +10.3$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70282 \pm 2$).

Die Isotopenuntersuchungen an den Eklogiten der Saualpe ergaben für alle untersuchten Isotopensysteme sehr komplexe Muster. Eine klare geochronologische Aussage ist sowohl zur Bildung der Eklogit-Protolithen als auch zur Bildung der Hochdruckparagenesen nur bedingt möglich. Zwei Fakten erschweren die Lösung dieser Frage beträchtlich:

- die außergewöhnlich niedrigen Konzentrationen an lithophilen Elementen in den Hochdruckphasen, insbesondere Granat und Omphazit;
- die unterschiedlich starke aber immer vorhandene retrograde Überprägung der Hochdruckparagenesen. Diese Überprägung dauerte nach dem Überschreiten des Druckhöhepunktes vermutlich über einen längeren Zeitraum an und vollzog sich nicht nur in Form der mikroskopisch gut erkennbaren randlichen Umwandlung, z.B. bei Omphazit und Phengit, sondern war auch mit weiterer Kristallisation von

jüngerem Amphibol und Granat(?) bzw. mit dem randlichen isotopischen Austausch dieser beiden Minerale verbunden. Fluids, die durch Entwässerungsreaktionen im Zuge der thermischen Anpassung aus den Nebengesteinen freigesetzt wurden, können die Isotopie der Eklogite in diesem Entwicklungsstadium beträchtlich verändert haben. Diese Vermutungen ergeben sich jedenfalls aus den stark gestörten Mineralaltersmustern.

Zusammenfassend zeigen die bisherigen Ergebnisse folgendes:

1. Die Sm/Nd- und Nd-Isotopenverhältnisse für sechs Gesamtgesteine der Vorkommen Gertrusk, Kupplerbrunn-Druckerhütte und Kirchberg liegen mit ϵ_{Nd}^0 -Werten zwischen +7.0 und +9.7 nahe den Werten für MOR-Basalte. Im Nd/Sr-Korrelationsdiagramm liegen die Datenpunkte rechts von der Mantellinie; dies kann unter anderem durch sekundäre Veränderung der Sr-Isotopenverhältnisse erklärt werden.

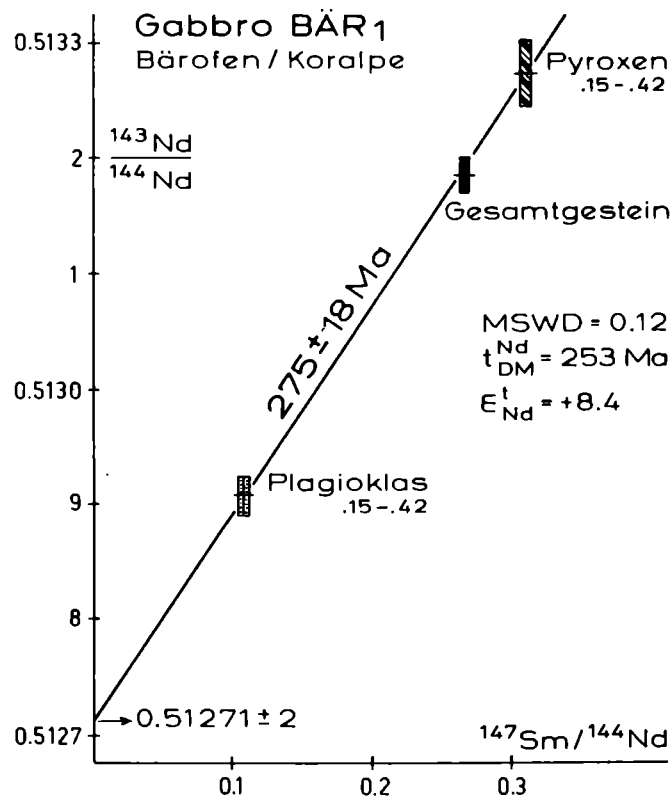


Fig.1: Sm/Nd - Isochrone für Plagioklas, Pyroxen und Gesamtgestein des Gabbros BÄR 1, Lokalität Bärofen, südliche Korralpe. Das Alter wird als Kristallisationsalter des Gabbros interpretiert.

2. Die Sm/Nd- und Rb/Sr-Mineralisochronenalter fallen größtenteils in den Zeitraum 60-100 Ma. Einige dieser sehr jungen Isochronenalterswerte werden als fiktive Zahlen ohne strenge geochronologische Bedeutung interpretiert.

3. Aufgrund von Rb/Sr-Altern an Phengit (Fig.2) und Amphibol sowie einer Sm/Nd-Mineralisochrone (Granat, Omphazit, Phengit) wird das Mindestalter für die Hochdruckparagenese $Ga+Omp+Zoi/Ep+Ky\pm Amp\pm Pheng+Rut$, die nach Miller (1990 in prep.) bei Bedingungen von 600 - 650°C und >13<18 kbar gebildet wurde, auf 100 Ma geschätzt.

4. Der thermische Höhepunkt, der in den Eklogithüllgesteinen zur statischen (Re-)Kristallisation von Staurolith, Granat und ? Disthen führte, wurde nach gut definierten Sm/Nd- und Rb/Sr- Mineralisochronen um 90 Ma erreicht (Thöni and Jagoutz, in prep.). Dieses Alter ist mit Werten, die in anderen Abschnitten der südlichen ostalpinen Kristallindecken gemessen wurden, ident.

Die Ergebnisse an anderen, z.T. erst jüngst entdeckten bzw. neu bearbeiteten Eklogitvorkommen aus dem Südbereich des ostalpinen Kristallins sind mit jenen

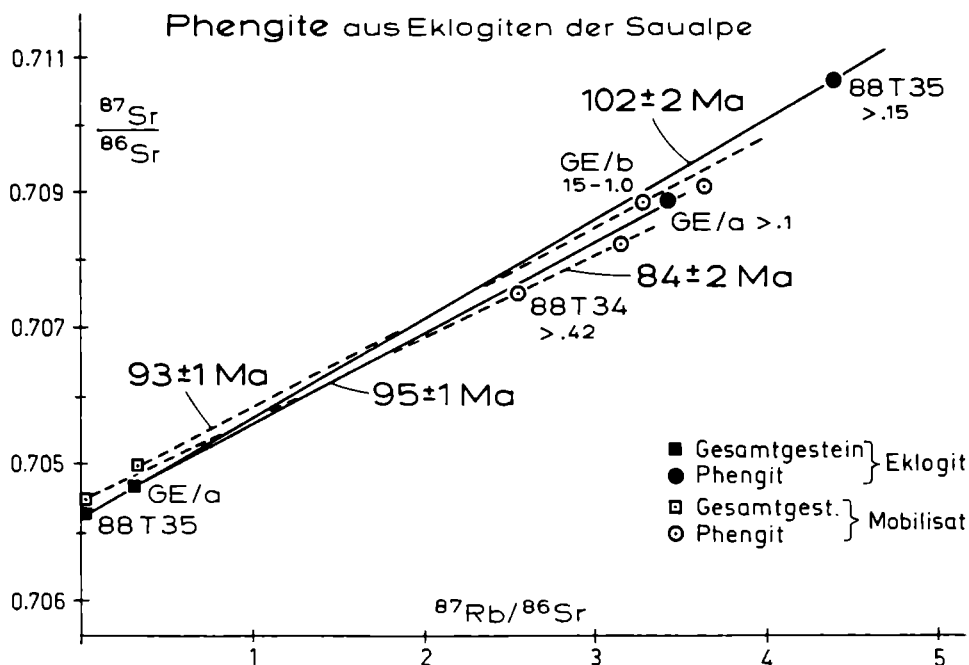


Fig.2: Phengite aus Eklogiten der Saualpe (Druckerhütte und Gertrusk) in einem Rb/Sr-Isochronendiagramm. Die Proben 88T35 (102 Ma) und GE/a (95 Ma) entstammen Gesteinsphengiten, während die beiden Proben 88T34 (84 Ma) und GE/b (93 Ma) jüngeren Mobilisaten entnommen wurden.

aus den Saualpeneklogiten in vielen Details zu vergleichen, wenschon die Hochdruckparagenesen meist noch viel stärker überprägt sind und ihre Protolithe vermutlich älter sind. Für die Vorkommen in der Texelgruppe wurden Bildungsbedingungen von 550°C bei mindestens 13 kbar errechnet (Kostner 1989). Die Hochdruckparagenesen wurden anschließend von einer Metamorphose überprägt, die mit 600°C und ca. 6 kbar um 90 Ma ihr Maximum erreichte.

Aufgrund dieser übereinstimmenden Ergebnisse an räumlich weit voneinander entfernten Punkten des südlichen ostalpinen Kristallins ist für diese Abschnitte eine vergleichbare alpidische Entwicklungsgeschichte anzunehmen.

Die gabbroiden bzw. basaltischen Ausgangsgesteine der Eklogite mit ihren primitiven Isotopensignaturen weisen auf die Produktion ozeanischer Kruste nahe dem Nordrand der Adriatischen Mikroplatte hin: Mit Ausdünnungsvorgängen innerhalb der kontinentalen Kruste wird die alpidische Entwicklung in diesem Bereich der zukünftigen Grenzzone Ostalpin-Südalpin schon im Perm eingeleitet. Nach einer langen Periode der Extension werden im späteren Mesozoikum durch die komplizierten plattentektonischen Bewegungen im adriatischen Raum Kompressions- und Kollisionsvorgänge eingeleitet. Etwa in der Unterkreide ist, bedingt durch die Schließungsvorgänge am Westende des Tethysozeans, eine Art Subduktionszone ausgebildet, die sich weit in die kontinentale Kruste hinein fortsetzt und entlang der die heutigen südlichen Ostalpindecken bis zu 50 km tief versenkt werden. Die maximale Versenkung ist mit spätestens 100 Ma erreicht. Der Aufstieg erfolgt relativ rasch, trotzdem werden die Hochdruckparagenesen durch Deformation, Fluideinwirkung und Temperatenausgleich beim weiteren Deckentransport weitgehend zerstört.

*) Die Mehrheit der Analysen wurde in Zusammenarbeit mit E. Jagoutz am Max Planck-Institut/Abteilung Kosmochemie in Mainz durchgeführt.

LITERATUR

- Kieslinger, A., 1928: Geologie und Petrographie der Koralpe, VII. Eklogite und Amphibolite. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abtg. I, **137/7**, 401-454.
- Kostner, A., 1989: Metamorphose- und Deformationsgeschichte des südöstlichen Ötztalkristallins mit besonderer Berücksichtigung der Eklogitvorkommen im Saltausertal (Texelgruppe). Dipl. Arb. Univ. Wien, 106 S.
- Michard, A., P. Gurriet, M. Soudant and F. Albarede, 1985: Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 601-610.
- Miller, Ch., 1990: Petrology of the Type Locality Eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps), Austria. - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* (in print).
- Thöni, M. and E. Jagoutz, 1990: Nd-Sr-Pb isotope data from the Austroalpine Saualpe and Koralpe (Carinthia-Styria, SE Austria). Manus. in prep.

Adresse des Autors:

Univ. Doz. Dr. Martin Thöni
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7
A-1010 Wien

Manuskript eingegangen am 17.3.1990, in Endform am 18.5.1990

ARGUMENTE FÜR EIN ALTPALÄOZOISCHES ALTER DES WINNEBACH-MIGMATITS

E. CHOWANETZ

Zusammenfassung

An 10 Migmatit-Proben aus dem Winnebachsee-Gebiet/Ötztal wurden Rb/Sr-Gesamtgesteins- und Mineralalter bestimmt. Die Hellglimmer-Alter von 461 ± 4 bis 292 ± 2 Ma und der Nachweis einer deformativen Überprägung des Migmatitkörpers aufgrund der Glimmerregelung und der Granulierung der Plagioklase machen eine kaledonische Aufschmelzung wahrscheinlich, belegen aber zumindest eine prävariszische.

Stark verjüngte Biotit-Alter in räumlicher Nähe zu variszischen deuten auf eine sehr unterschiedliche alpidische Beeinflussung in diesem Gebiet hin. Der SE an den Migmatit grenzende Gaislehngranitgneis ergab ein variszisches Mineralisochronenalter (drei Hellglimmer-Magnetfraktionen und Gesamtgestein) von 321 ± 15 Ma.

Abstract

The Winnebach-migmatite lies within the Oetztal nappe (Upper Austroalpine) in the northern Oetztal (Tirol/Austria). Its genesis is attributed to an in-situ-melting of the country rocks (biotite-plagioclase-paragneisses in the majority). The exact timing of the anatexis is found to be very controversial).

Structural data and Rb/Sr age determinations on micas and whole rocks from 10 samples from the migmatite s.st. and the surrounding paragneisses strongly support a Caledonian or at least Prevariscan anatexis followed by a Variscan overprint:

- Structural investigations show that the whole migmatite can be interpreted as "mega"-raft within the surrounding paragneisses.
- After the migmatization the complex has been overprinted by a deformational event. This is clearly shown by a schistosity (parallel orientation of mica) in the marginal parts of the Winnebach-migmatite. All plagioclases in the migmatite show a strong granulation. Both schistosity and granulation are attributed to a postanatectic, i.d. Variscan overprint.
- Calculated reference lines from the white mica analysis correspond to ages varying between 461 ± 4 Ma (undisturbed micas) and 292 ± 2 Ma (partly rejuvenated micas).

Strongly rejuvenated biotite ages in the neighborhood of Variscan biotite ages suggest a varying intensity of the overprint during Alpine times in this area.

The "Gaislehn" granitic gneiss SE of the migmatite area shows a complete Variscan overprint resulting in a complete resetting of the Rb/Sr-system (321 ± 15 Ma isochrone on three white mica fractions and whole rocks).

1. EINLEITUNG

Der Winnebach-Migmatit liegt im nördlichen Teil des Öztal-Stubaikristallins, E Längenfeld/Öztal. Seine Entstehung wird durch in situ-Aufschmelzung von Paragneisen vom Typ der heutigen Hüllgesteine (im wesentlichen Biotit-Plagioklas-Gneise, untergeordnet Biotitschiefer) erklärt (Hoinkes et al., 1972). Die in der Literatur getroffene zeitliche Einstufung der Anatexis (variszisch bzw. cadomisch) ist allerdings sehr unterschiedlich (Hoinkes et al., 1972; Söllner und Hansen 1987).

Im Zuge der vorliegenden Arbeit wurde versucht, zur Klärung der Altersfrage der Migmatitbildung beizutragen. Es erfolgte eine neue Kartierung 1:10 000, die sich weitestgehend mit der von Hammer (1929) deckt. An 10 Proben wurden Rb/Sr-Datierungen durchgeführt.

2. KARTIERUNG

Zieht man ausschließlich die Geländebeobachtungen heran, so führt die unregelmäßige, etwas lappige Verbreitung des Migmatitkörpers zu dem Schluß, daß die Migmatisierung nach der letzten Hauptstrukturprägung stattgefunden haben muß (Hammer 1925; Hoinkes et al. 1972). Diskordant im strengen Sinne (Purtscheller 1971, p. 14) ist die Grenze des Migmatits zu den Nebengesteinen allerdings nicht. Die E-W-Längung des Migmatitkörpers erlaubt hingegen, ihn als in den Paragneisen schwimmendes "mega-raft" zu interpretieren.

Im Süden läßt sich im Randbereich eine breite Zone von Paragneis/Migmatit-Wechselagerung auskartieren. Der Übergang zum SE angrenzenden Gaislehn-granitgneis vollzieht sich auf wenigen Metern und ist konkordant. Im Norden, im Bereich der Larstigspitze klingt die Anatexis in Form migmatischer Gneise ab (=Metablastengneise nach Schantl 1972). Noch weiter N, im Larstigtal, auf Höhe des Kreuzjöchls bzw. im Westen bis zum Hemerkogel tritt jedoch noch einmal Migmatit auf. Hier ist ein fließender Übergang in Bi-Plag-Gneise zu beobachten.

Die Randbereiche des Migmatitkörpers sind weitgehend von Aplitschwärmen durchzogen.

3. DÜNNSCHLIFFAUSWERTUNG

Der Mineralbestand ist im gesamten Migmatit monoton. Neben Quarz und Plagioklas (mit hoher Albit-Komponente) treten in Einzelfällen Kalifeldspäte und Alumosilikate auf. Stark gebleichter Biotit (mit Ausscheidungen von Titanphasen) tritt eng verwachsen mit Hellglimmer auf, im Gegensatz zu den umgebenden Paragneisen, die deutlich weniger bis gar keinen Hellglimmer führen und deren Biotit dunkler braun ist.

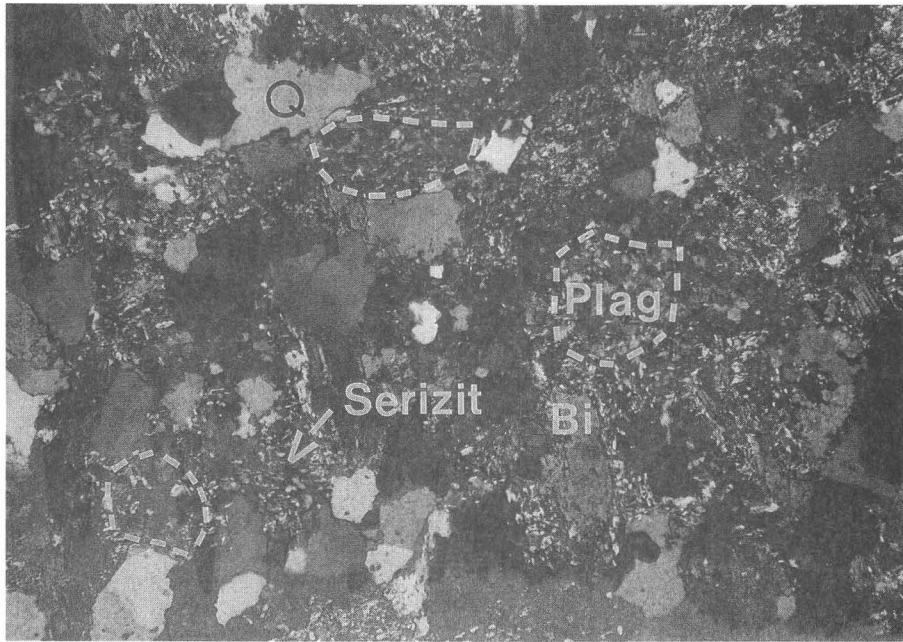


Fig.1: Feinkörniges Granulat ersetzt die ursprünglich grobkörnigen Plagioklase. Die Serizithaufen sind vermutlich Pseudomorphosen nach Alumosilikat. Homogenes Neosom, Winnebachkar.

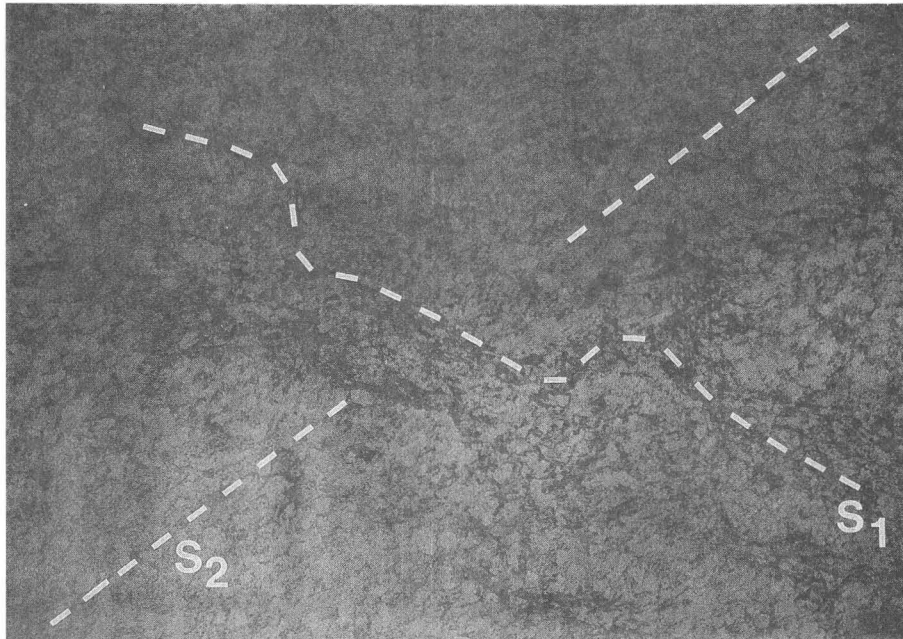


Fig.2: Homogenes Neosom (Larstigtal/Kreuzjöchl) - Eine Schieferung übergreift die schlierigen Migmatitstrukturen.

Texturell sind im Bereich der Anatexis vier Gesteinstypen zu unterscheiden (Hoinkes et al. 1972):

- das homogene Neosom, das dem ursprünglich aufgeschmolzenen Bereich entspricht,
- das inhomogene Neosom mit schlierigen Strukturen der auffiedernden Schollen,
- Bi-Plag-Gneis-Schollen und
- sehr untergeordnet Biotitschiefer.

3.1. Granullierung der Plagioklase

Nach der Migmatisierung muß zumindest im homogenen Neosom eine granitische Textur in Form unregelter, gleichkörniger, hypidiomorpher Minerale vorgelegen haben.

Im Winnebach-Gebiet ist homogenes Neosom ohne Mineralregelung nur im zentralen Bereich stellenweise zu beobachten. Auch Grauert (1969, p. 35) beschreibt solche "geschonten" Bereiche aus Metatexiten der Silvretta.

Eine feinkörnige Granulierung (0.01 - 0.05mm) hat jedoch die Plagioklase im gesamten Migmatit erfaßt. Die im Norden auftretende, von Schantl (1972) aufgrund der Feldspat-Knoten als Metablastengneis bezeichnete Zone ist auch noch davon betroffen. Plagioklasrelikte sind extrem selten und zeigen zumindest beginnende Rekristallisation. Im (homogenen) Neosom sind die ehemals idiomorphen Kornformen teilweise noch zu erkennen (Abb.1). Gegen den Randbereich des Migmatits zu zeichnet das Granulat linsig ausgelängte Feldspäte nach.

Von einer kornverkleinernden Rekristallisation, wenn auch nicht von einer so intensiven Granulierung ebenfalls betroffen sind die Plagioklase der Paragneisschollen bzw. Teile des inhomogenen Neosoms, sowie die Plagioklase der Grenzbereiche zu den Nebengesteinen. Diese Biotit-Plagioklas-Gneise sind jedoch insgesamt so feinkörnig, daß nicht speziell von Plag-Granulierung die Rede sein kann. Die gröberkörnigen Plagioklase der Granitgneisgänge und der z.T. unverschieferten Diabase haben keine Granulierung erlitten.

K-Feldspat tritt sowohl im Migmatit als auch in den Paragneisen nur bereichsweise und untergeordnet auf. Er ist nicht granuliert.

3.2. Hellglimmer

In den benachbarten Biotit-Plagioklas-Gneisen ist Muskovit sehr selten bzw. gar nicht vorhanden. Im Neosom des Migmatits hingegen tritt er ungefähr gleich häufig wie Biotit auf. In den Schollen ist Hellglimmer in geringer Menge zu beobachten, z.T. den Paragneislagenbau postkinematisch überwachsend. Dieser im

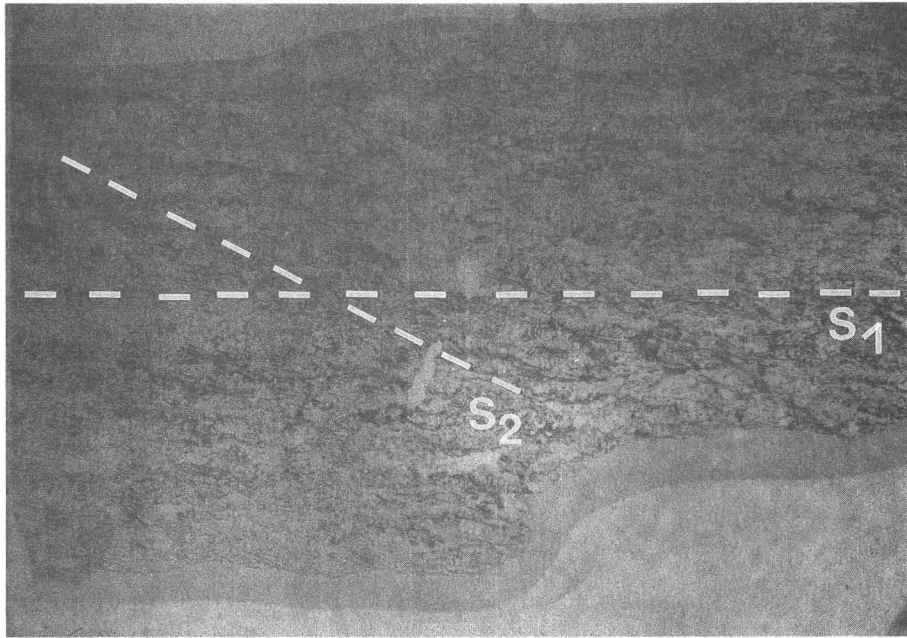


Fig.3: Rotierte Bi-Plag-Gneis-Scholle aus dem zentralen Migmatitbereich (N Gänsekragen) - Das ursprüngliche Paragneis-"s" (Bi-Q/Fsp-Bänderung) wird von jüngerem Hellglimmer und neu regeltem Biotit überprägt.



Fig.4: Das homogene Neosom weist eine makroskopisch erkennbare Schieferung auf, das alte "s" der Bi-Plag-Gneis-Scholle ist diskordant dazu (Weg von der Winnebachsee-Hütte zum Zwieselbachjoch, 2700m).

Winnebachgebiet offenbar primär vorhandene Hellglimmer wird die Schmelzbildung begünstigt haben ($Mu+Plag+Q+H_2O = \text{Schmelze}+Sill$). Bei der folgenden Abkühlung scheint es aber wieder zu einer Rückreaktion von Sillimanit und der K-Komponente und damit zu erneuter Muskovit-Bildung gekommen zu sein, was mit der Tatsache in Einklang steht, daß Sillimanit im Bereich der Anatexis eher selten (Hoinkes, 1973, p.234), zumindest aber nicht häufiger als in den Paragneisen beobachtet werden kann.

Ebenso wie die Längung der Quarzinseln und der Plag-Granulat-Aggregate ist auch die Glimmerregelung von der geographischen Lage abhängig. Hellglimmer und Biotit sind im Randbereich des Migmatits sehr gut geregelt. Im zentralen Bereich ist z.T. eine bevorzugte Glimmerorientierung erkennbar, sie ist aber wesentlich undeutlicher bzw. es kann das Gefüge auch ungeregelt sein. Damit stellt sich die Frage, ob es sich um die teilweise erhaltene präanatektische, oder aber um eine jüngere, den Migmatit überprägende Schieferung handelt.

In den umgebenden Paragneisen ist lediglich eine einzige straffe E-W-Schieferung erkennbar. Auch im homogenen Neosom ist ein "s" vorhanden, das z.T. schlierige Strukturen überprägt (Abb. 2) und die gleiche E-W-Orientierung wie die Gneise aufweist, wie auch schon aus der Arbeit von H.J. Drong (1959) hervorgeht.

In den Paragneisschollen des zentralen Migmatits, d.h. in mehr oder weniger rotierten Schollen, tritt ein die Paragneisbänderung diskordant übergreifendes zweites "s" auf (Abb. 3). Dies wird durch die Geländebeobachtung ergänzt, daß in Bereichen mit makroskopisch erkennbarer Schieferung im Neosom das Gneis-"s" der Schollen z.T. gegenüber dem Neosom-"s" verstellt ist (Abb. 4). In manchen glimmerreichen Zonen tritt zusätzlich eine späte Knickfaltung auf, die unter kühlen Bedingungen entstanden ist.

3.3. Alumosilikate

Al_2SiO_5 tritt z.T. als Sillimanit auf, fibrolithisch in den nördlich angrenzenden Biotit-Plagioklas-Gneisen, als filzige, dunkle Flecken im Migmatit. Im südöstlichen und im nördlichen Grenzbereich, d.h. am Westabhang der Winnebachspitzen und im Larstigtal tritt in Biotit-Plagioklas-Gneisen syn- bis postdeformativ gewachsener Disthen auf, desgleichen, wenn auch sehr untergeordnet, im geschieferten, homogenen Neosom.

Die Alumosilikate sind fast immer von einem unterschiedlich starken Serizitsaum umgeben, der bis zu kompletten Serizitpseudomorphosen führt.

Die oft zu beobachtende Paragenese von $Sill+Bi (+Ga)$, vor allem die eng verwachsenen Sill-Bi-Nester legen den Schluß nahe, daß Sillimanit prograd durch den Zusammenbruch des Biotits gebildet wurde. Das erfordert Temperaturen der mittleren Amphibolitfazies. Hoinkes et al. (1972) geben für die Anatexis eine Tem-

peratur von 660-685 °C bei einem Druck von 4 kb an. Die Plag-Granulierung (bei der Abkühlung oder während einer eigenständigen Metamorphose entstanden), deutet darauf hin, daß die Temperaturen im Migmatitgebiet nach der Anatexis nicht neuerlich über die niedriggradige Amphibolitfazies angestiegen sind, da sonst eine gröberkörnige Rekristallisation der Plagioklase zu erwarten wäre. Die Bildung einer jüngeren Sillimanitgeneration ist demnach auch nicht wahrscheinlich.

3.4. Retrograde (alpidische) Überprägung

Im Unterschied zu den umhüllenden Paragneisen zeigt der Migmatit eine meist intensive, retrograde Überprägung. Möller (1986, zitiert in Bidner 1989, p.99) weist auf das stark negative Reaktionsvolumen bei der Saussuritisierung von Plagioklas hin, wodurch nach der idealisierten Reaktion $6 \text{ Plag} + \text{K}^+ + 3\text{H}_2\text{O} = 3 \text{Zoi} + \text{Serizit} + \text{H}^+$ die Wegsamkeit für die fluide Phase stark erhöht und damit eine weitere Zersetzung erleichtert wird.

In der Tat ist im Winnebachgebiet eine z.T. starke Serizitisierung der Plagioklase und Hellglimmer zu beobachten. Der Kalifeldspat ist im allgemeinen besser erhalten. Büschelförmiger Zoisit ist häufig. Hauptsächlich in den Diabasgängen und den Hornblendegneisen tritt neben dem büschelförmigen auch grobkörniger Zoisit auf. Bidner (1989) erwähnt die Möglichkeit einer zweiphasigen Zoisit-Bildung. Am weitesten fortgeschritten ist die Serizitisierung aber bei den Alumosilikaten, auch in Bereichen, wo die Serizitisierung der Plag-Granulate nur mäßig ist.

Der Biotit ist stark gebleicht und entmischt, mit Ausscheidungen von Titanit, Ilmenit und Rutil, wobei Titanit bei weitem überwiegt. Die Chloritisierung ist sehr unterschiedlich, sie kann auch vollständig fehlen.

Obwohl die Intensität der retrograden Überprägung im Migmatit sehr unterschiedlich ist, konnte eine Höhenabhängigkeit, d.h. geringere Serizitisierung bei größerem Abstand vom ehemals auflagernden Mesozoikum und damit geringerem Fluideinfluß, nicht festgestellt werden (siehe Milota 1985).

4. ALTERSDATEN

4.1. Probenbeschreibung

Es wurden 10 Proben zwischen 3 und 11 kg mit makroskopisch erkennbarem Hellglimmer entnommen. 7 davon stammen aus dem zentralen Migmatitbereich (Winnebachkar, Leschhorn, kleines Kar, Bachfalle, Weg Hütte-Gries), 2 vom Westende (Forstweg Längenfeld-Niederthai, Larstigtal) und eine vom SE angrenzenden

"Gaislehnganit" (Vordere Sulztalalm). Die Beprobung umfasste folgende Einheiten:

- 1) Migmatit
 - homogenes Neosom: W8792a, W8831 (deutlich geschiefert), W8837, W8843;
 - inhomogenes Neosom: W8760 (Trennung in Leuko- und Melanosom), W8833, W8834, W8835;
 - Biotit-Plagioklas-Gneis aus dem Grenzbereich: W8830;
- 2) Gaislehnganitgneis: W8827.

Die Analysendaten sind in Tabelle 1 zusammengefaßt.

Die Hellglimmer-Korngrößen schwanken in allen Proben (Ausnahme Gaislehnganit: 0.05-1.25mm) zwischen 0.05-0.50mm, es gibt aber keine mikroskopischen Hinweise darauf, daß es sich, abgesehen vom retrograd entstandenen Serizit, dabei um mehrere Generationen handelt. Legt man ein einfaches Diffusionsmodell (Volumendiffusion) zu Grunde, so sind für wechselnde Korngrößen unterschiedliche Alter zu erwarten. Bei der Aufbereitung wurde darauf geachtet, die feinste (mm), vermutlich alpidische Hellglimmergeneration auszuscheiden, um deren Einfluß auf voralpidische Alter im vorhinein auszuschalten.

Die Proben enthalten mit zwei Ausnahmen (W8792a, W8831) keinen Chlorit, die Biotite sind im allgemeinen mit den Hellglimmern eng verwachsen. Die Glimmer sind durchwegs undulös, z.T. auch stark verbogen.

4.2. Methodik

Neben den Gesamtgesteinen wurden auch Hellglimmer (z.T. mehrere Magnetfraktionen), Biotit und Feldspat analysiert. Die Konzentrationen von Rb und Sr wurden durch die Isotopenverdünnungsanalyse unter Verwendung eines hochkonzentrierten ^{84}Sr - ^{87}Rb -Mischspikes bestimmt. Gemessen wurde an einem VG Micromass M30. Als ^{87}Rb -Zerfallskonstante wurde $\lambda = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ verwendet. Zur Berechnung der Isotopenzusammensetzung wurden ebenfalls die Konstanten von Steiger und Jäger (1977) herangezogen. Der Fehler im $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis wird mit 1% angegeben.

Der durchschnittliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Wert des PC3- SrCO_3 -Standards während der Meßperiode lag bei 0.708808 ± 8 (1s). Die Isochronen-Berechnung erfolgte nach York (1969).

4.3. Ergebnisse

4.3.1. Biotit

Schmidt et al. (1967) fordern für die alpidische Metamorphose in der nördlichen Ötztalmasse Temperaturen $< 300^\circ\text{C}$, weil die Rb/Sr-Datierung an einem Biotit N

	^{87}Rb (ppm)	Sr_{tot} (ppm)	K/Sr_{rad}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} + 2\sigma$	Min-WR (Ma)
WB760-WAP1432, Bachfallenferner-Zunge, 2680m						
WR	63.9	443.4	1.61	1.48	0.72174 +/- 9	
Bi (0.15-0.42mm)	147.6	6.25	53.9	262.3	1.54195 +/-24	221 +/-2
Fsp (0.15-0.42mm)	0.287	942.2	0.65	0.003	0.71477 +/- 9	
WB792a-WAP1431, kleines Kar, 2780m						
WR	36.43	120.6	2.61	3.11	0.72916 +/- 5	
Bi (0.15-0.42mm)	104.8	31.5	8.15	34.3	0.77314 +/- 9	99.2 +/-1
Fsp (0.15-0.42mm)	17.9	255.2	2.05	0.719	0.72496 +/-15	
HG (0.10-0.42mm)	63.6	26.3	16.6	25.2	0.85124 +/- 9	388 +/-4
WB827-WAP1483, vordere Sulztalalm						
WR	31.3	160.4	1.41	2.0	0.72031 +/- 5	
Bi (0.15-0.45mm)	139.9	1.65	65.4	982.7	2.05111 +/-20	95.5 +/-1
HG/1 (0.15-0.45mm)	67.2	16.7	20.7	42.1	0.89587 +/-14	306 +/-3
HG/2 (0.15-0.45mm)	70.9	14.2	25.3	52.4	0.95972 +/-43	321 +/-3
HG/3 (0.15-0.45mm)	70.6	14.8	24.4	50.0	0.93918 +/-13	320 +/-3
WB830-WAP1484, Forstweg Längenfeld-Niederthai						
WR	29.2	201.7	1.01	1.48	0.71740 +/- 6	
Bi (0.15-0.45mm)	127.0	2.50	68.7	602.0	2.27091 +/-36	182 +/-2
Fsp (0.10-0.45mm)	6.15	190.6	0.57	0.331	0.71424 +/- 7	
WB831-WAP1485, Larstigta S'Kreuzjochl						
WR	25.4	229.0	0.85	1.14	0.71623 +/- 8	
Bi (0.15-0.45mm)	87.9	9.78	25.0	94.4	0.94711 +/-12	174 +/-2
HG (0.15-0.45mm)	44.3	53.3	6.19	8.55	0.75698 +/- 6	386 +/-4
WB833-WAP1486, Winnebachkar, 2490m						
WR	44.7	178.9	2.34	2.57	0.72718 +/-11	
Fsp (0.10-0.45mm)	0.757	32.2	1.30	0.241	0.71948 +/-11	
HG (0.15-0.45mm)	46.1	116.7	100.0	4.06	0.73468 +/-11	352 +/-5
WB834-WAP1487, Winnebachkar, 2480m						
WR	28.0	164.2	1.79	1.76	0.72311 +/-11	
Fsp (0.15-0.45mm)	0.443	6.36	1.30	0.717	0.71949 +/- 8	
HG (0.10-0.45mm)	70.1	74.38	6.10	9.72	0.75627 +/-20	293 +/-2
WB835-WAP1488, Winnebachkar, 2440m						
WR	36.0	189.7	2.01	1.95	0.72474 +/- 8	
Bi (0.15-0.45mm)	135.0	6.09	50.9	244.5	1.44524 +/-28	209 +/-2
Fsp (0.15-0.45mm)	0.462	49.4	1.09	0.096	0.71796 +/- 8	
HG (0.15-0.45mm)	57.5	86.3	4.97	6.87	0.74727 +/- 8	322 +/-3
WB837-WAP1489, Weg Gries-Hütte, 2240m						
WR	37.9	264.7	1.56	1.47	0.72139 +/-10	
Bi (0.15-0.45mm)	156.0	10.7	49.2	160.0	1.39856 +/-14	300 +/-3
Fsp (0.10-0.45mm)	2.21	40.7	1.07	0.558	0.71786 +/-10	
HG/1 (0.15-0.45mm)	66.0	50.0	10.7	13.8	0.79530 +/-22	421 +/-3
HG/2 (0.15-0.45mm)	62.9	47.2	11.5	13.8	0.80236 +/-13	461 +/-4
WB843-WAP1490, Leschhorn						
WR	45.0	227.1	2.05	2.04	0.72504 +/- 6	
Bi (0.15-0.45mm)	139.0	8.60	53.1	179.0	1.51537 +/-30	314 +/-3
HG (0.15-0.45mm)	68.1	41.4	13.2	17.1	0.81817 +/- 6	434 +/-5

WR = Gesamtgestein; HG = Helliglimmer.

Tab.1: Rb/Sr-Analysenzdaten von Gesamtgesteinen und Mineralen aus dem Winnebachgebiet.

Umhausen ein variszisches Alter ergeben hat (273 ± 1 Ma). Ein Biotit S Umhausen, von den selben Autoren datiert, liefert aber bereits ein stark verjüngtes Alter von 163 ± 7 Ma. Milota (1985) hat an zwei Biotiten aus dem Stubaital alpidische Werte um 75 Ma gemessen.

Die Biotite im Winnebach-Migmatit haben von 99 ± 1 bis 300 ± 3 Ma streuende Alter ergeben, ein Biotit aus dem Bereich des Leschhorns sogar noch 314 ± 3 Ma. Der Biotit vom Gaislehngnitgneis hingegen hat mit 95 ± 1 Ma bereits ein mittelkretazisches Alter (Wende Alb/Cenoman).

4.3.2. Hellglimmer

Aus der Probe vom Gaislehngnit (W8827) konnten drei Hellglimmer-Magnetfraktionen separiert werden, deren Messungen die in Abb.5 dargestellte Isochrone ergaben. Die stärkst magnetische Fraktion hat das jüngste Einzelalter (Tab.1). Kleine Bi-Verwachsungen können nicht vollständig ausgeschlossen werden, allerdings kann es sich bei dieser Fraktion auch um eine während der Abkühlung gebildete, Phengit-reichere Glimmergeneration handeln. Die anderen beiden Magnetfraktionen haben ein innerhalb des Fehlers identes Alter von 320 ± 3 Ma ergeben.

Die aus dem Migmatitbereich stammenden Hellglimmer geben keine einheitlichen Werte, sie zeigen stark streuende Alter wie die Biotite, wenn auch deutlich höhere. Das älteste mit dem Gesamtgestein korrigierte Datum fällt mit 461 ± 4 Ma in das "kaledonische" Ereignis, das jüngste liegt bei 292 ± 2 Ma (Abb.6). Eine Abhängigkeit der Hellglimmer-Alter von der regionalen Verteilung konnte nicht festgestellt werden, eine Abhängigkeit vom Grad der Überprägung hingegen schon.

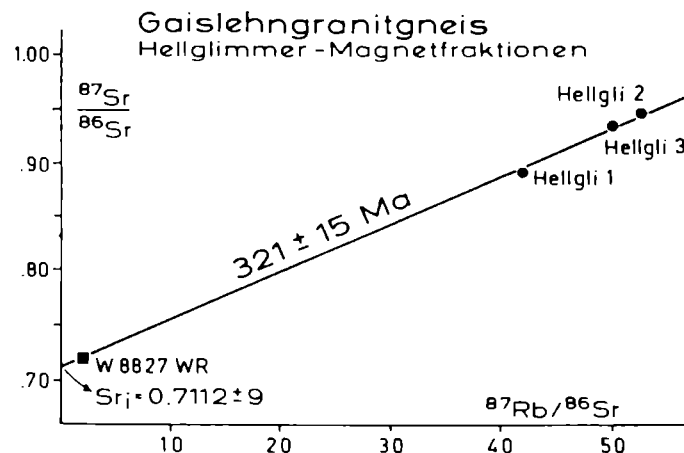


Fig.5: Rb/Sr-Isochronendiagramm von drei Magnetfraktionen an Hellglimmern des Gaislehngnitgneises. Das Abweichen der am stärksten magnetischen Fraktion kann auf Bi-Verwachsungen oder auf Kristallisation phengitreicherer Hellglimmer bei absinkender Temperatur zurückzuführen sein. Das Alter von 320 Ma liegt im Bereich typisch variszischer Glimmeralter.

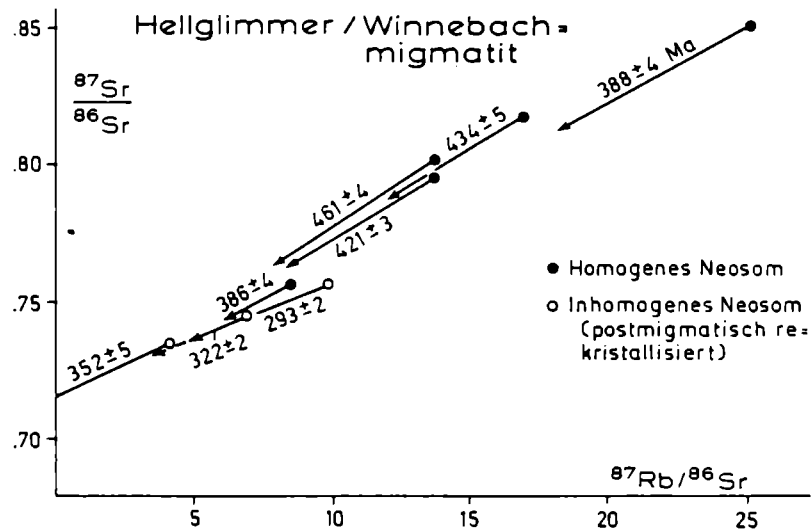


Fig.6: Hellglimmer aus dem Winnebachgebiet in einem Rb/Sr-Isochronendiagramm. Die Alter sind mit dem jeweiligen Gesamtgestein korrigiert. Die Tendenz zu niedrigeren Werten bei den Hellglimmern korreliert mit den Biotit-Daten, d.h. jene Proben mit den jüngsten Biotit-Altern weisen auch die jüngsten Hellglimmer-Alter auf und umgekehrt.

5. DISKUSSION

Die Dünnschliffuntersuchung erbrachte zwei Kriterien, die auf eine postanatektische Deformation des Migmatits hindeuten: Die Regelung der als syn- bis postmigmatisch interpretierten Hellglimmer, in die auch "alte" Biotite einbezogen werden und die feinkörnige Granulierung der Plagioklase. Da ein ursächlicher Zusammenhang zwischen Granulierung und Migmatisierung (Söllner und Hansen 1987, p. 534) unbegründet erscheint, muß diese Granulierung auf eine spätere, tektonische Beanspruchung zurückzuführen sein. Da im alpidischen Zyklus das nördliche Ötztal-Stubaikristallin en bloc transportiert worden ist und keine nennenswerte innere Deformation erlitten hat, ist es wohl auch auszuschließen, diese Granulierung mit dem alpidischen Geschehen in Verbindung zu bringen.

Diese Deformation hat sich, auf den starren, als "raft" reagierenden Migmatit treffend, dort am deutlichsten manifestiert, wo die ursprüngliche Anatexis im Abklingen war, d.h. wo der Schollenanteil weit höher, die Verstellung der Schollen hingegen weit geringer war als im Zentrum der Anatexis, wo also der neuerlichen Beanspruchung der geringste Widerstand entgegengesetzt wurde. Das erfordert allerdings die Annahme eines prä- und postmigmatisch ähnlich orientierten Stressfeldes.

Das Erscheinungsbild der Alumosilikate (prograd aus Biotit entstandener Sillimanit und postdeformativ gewachsener Disthen) unterstützt das Modell einer älteren HT-Metamorphose mit Sill-Bildung und lokaler Anatexis, gefolgt von einem jünge-

ren, niedriger temperierten Ereignis, das zur Plag-Granulierung und zum syn- bis postdeformativen Wachstum von Ky geführt hat. Die von Mogessie and Purtscheller (1986) aufgrund von Amphibolanalysen für die variszische Metamorphose geforderten relativ hochtemperierten Bedingungen stehen nicht unbedingt in Widerspruch zu der Vorstellung einer kühleren, jüngeren Metamorphose, da ja für die Hornblende-Bildung Temperaturen der niedrig temperierten Amphibolitfazies bereits ausreichend sind.

Im Gegensatz dazu stehen allerdings die Vorstellungen von Purtscheller and Sassi (1975), die auch für die jüngere "variszische" Metamorphose HT-Bedingungen postulieren, um die von ihnen dem variszischen Ereignis zugeordnete Anatexis des Winnebachgebietes erklären zu können. Ebenfalls variszisch soll nach Meinung dieser Autoren die Paragenese $\text{And}+\text{Ky}+\text{Cord}$ in den Metapeliten des mittleren Ötztales sein, für deren Bildung aber Temperaturen der unteren Amphibolitfazies ausreichen würden.

Was die Altersdaten betrifft, sind die Ergebnisse an den Biotiten großräumig betrachtet in Einklang mit einer gegen SE ansteigenden alpidischen Metamorphose, deuten aber im kleineren Maßstab auf eine ungleichmäßige Verteilung dieser Beeinflussung hin. Neben einer gewissen Variation der alpidischen Temperatur-Verteilung können auch Unterschiede im Deformationsgrad und in der Fluidaktivität für dieses unregelmäßige Altersmuster verantwortlich sein.

Nachdem die Verjüngung der Biotite, bezogen auf das altalpidische Geschehen z.T. nahezu vollständig ist, stellt sich die Frage nach dem Verbleib des ausgewanderten Sr. Die Möglichkeit eines Sr-Einbaues in die alten Hellglimmer bietet sich an, wodurch diese Alter erhöht würden. Diesem Argument widerspricht jedoch die Tatsache, daß in Proben mit stark verjüngtem Biotit die Hellglimmer die jüngsten, in Proben mit "altem" Biotit auch die Hellglimmer hohe Alter aufweisen. Es bleibt als Alternative ein Sr-Einbau im Albit und/oder im alpidisch gebildeten Serizit. Diese Erklärung wird von der Beobachtung gestützt, daß die Feldspäte deutlich über den entsprechenden WR-Bi-Isochronen liegen, also einen "Überschuß" an ^{87}Sr aufweisen. Der höhere ^{87}Sr -Gehalt in den Feldspäten läßt sich anhand der Dünnstufte mit dem Serizitisierungsgrad der Feldspäte korrelieren.

Die Auswirkungen des unterschiedlichen Deformations- und Serizitisierungsgrades werden vor allem bei der Analyse der Hellglimmer deutlich. Die ältesten Alter von 461 ± 4 bis $388 \pm 4\text{Ma}$ ergeben Hellglimmer aus dem zentralen, ungeschiefer-ten, homogenen Neosom, wobei der Wert 388 einer stark retrograd geprägten Probe entspricht.

Ein geschiefertes Neosom weist mit $386 \pm 4\text{Ma}$ ein bereits verjüngtes Alter auf. Im inhomogenen Neosom scheint die anatektisch nicht vollständig ausgelöschte Schieferung bei der neuerlichen Überprägung die Deformation und damit Rekristallisation und Isotopenmobilisierung erleichtert zu haben, was sich in den Altern von 352 ± 5 bis $293 \pm 2\text{Ma}$ niederschlägt. In diese Altersgruppe fällt auch der intensiv geschieferte Gaislehnganitgneis mit Hellglimmeraltern von $306 - 321\text{Ma}$.

Da die Beprobung in erster Linie in Hinblick auf Hellglimmer- nicht aber auf Gesamtgesteinsdatierung ausgelegt war und einigermaßen flächendeckend sein sollte, ergab sich daraus eine Probennahme an räumlich z.T. weit entfernten Punkten. Dadurch stellt sich aber das Problem der Sr-Isotopen-Homogenisierung. Da die Anatexis eine primär inhomogene Gesteinsserie erfaßt hat, für die stark unterschiedliche Isotopen-Verhältnisse durchaus zu erwarten sind, stellt sich die Frage, ob bei einer Teilaufschmelzung, wie sie im Winnebachgebiet zu beobachten ist, überhaupt eine vollständige Sr-Isotopen-Homogenisierung im Großbereich (m-km) erreicht werden kann. Die bisher analysierten Gesamtgesteine sprechen jedenfalls dagegen (Abb.7). Die folgende variszische und die alpidische Metamorphose können diese primär unvollständig homogenisierten Bereiche im kleinen Maßstab zusätzlich wieder gestört haben.

Söllner und Hansen (1987) erhalten mit der U/Pb-Methode an Zirkonen aus einem Neosom einen Alterswert um 450 Ma, halten jedoch die dazugehörige Diskordia für nicht aussagekräftig. Ein Zirkon-Alter von 455 ± 4 Ma von einem im Migmatit steckenden monzonitischen Gang interpretieren diese Autoren als postmigmatisches Intrusionsalter. Es sei aber darauf hingewiesen, daß dieser "Gang" nicht den Migmatit durchschlägt, sondern daß im Gegenteil dieser Bereich (Lok. Leschhorn) in die migmatischen Strukturen miteinbezogen ist. Außerdem haben Söllner und Hansen (1987) an den Zirkonanwachssäumen derselben Probe ein im Fehler identes Alter gemessen. Damit könnte dieses Datum in Zusammenhang mit der Migmatisierung gebracht werden.

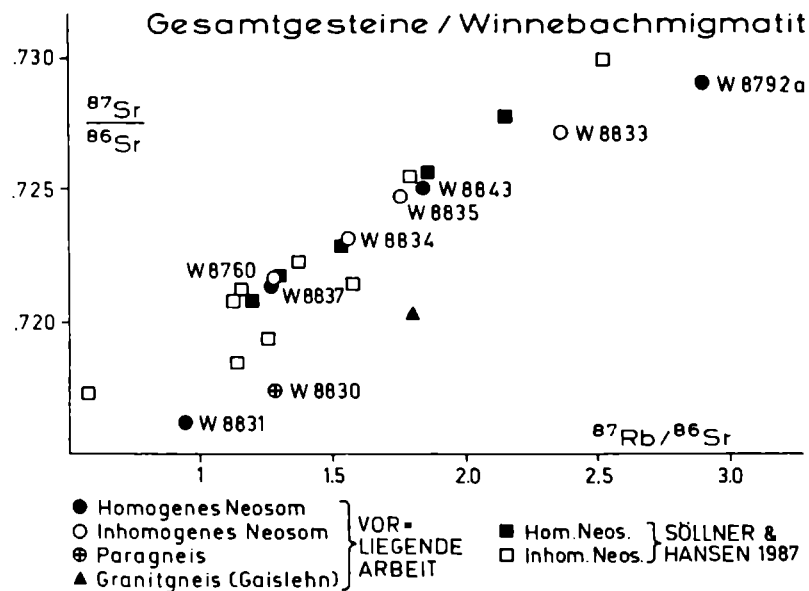


Fig.7: Rb/Sr-Diagramm der Gesamtgesteine - Daten von Söllner et al. (1987) und eigene. Eine Isochrone ist nicht definierbar.

6. ÜBERSICHT ÜBER DIE METAMORPHE UND MAGMATISCHE ENTWICKLUNG

Nach der Ablagerung von Sandsteinen, eventuell Arkosen, führte mindestens ein metamorphes Ereignis zur Bildung der feinkörnigen, i.allg. Hellglimmer-armen Biotit-Plagioklas-Gneise der Öztaler Masse. Es folgte ein Aufdringen von Orthogesteinen vom Typ des Leschhorn-Monzonits.

Dieses magmatische Geschehen kann auch bereits kontinuierlich in jenes Metamorphosestadium überleiten, das unter HT-Bedingungen zu Sill-Bildung und stellenweise zur Anatexis geführt hat. Nach Hoinkes et al. (1972) wurden die Schmelzbedingungen im Winnebachgebiet mit 660 - 685 °C bei 4 kb gerade erreicht. Das Vorkommen von kaledonischen bzw. hohen kaledonisch-variszischen Hellglimmer-Mischaltern aus den tektonisch schwächst überprägten Bereichen des zentralen Migmatits ermöglicht hierfür eine Interpretation als "kaledonisches" Ereignis.

Im Anschluß daran, auf jeden Fall noch prävariszisch, erfolgte das Aufdringen der zahlreichen, den Migmatit durchschlagenden hellen Granite.

Im Zuge der variszischen Metamorphose kam es unter vergleichsweise kühleren Bedingungen (Granulierung der Plagioklase im Migmatit, syn- bis postkinematische Disthen-Sprossung) zu einer penetrativen E-W-Verschieferung der Paragneise, Orthogesteine und zum Teil auch des Migmatitkörpers.

Das jüngste (alpidische) Ereignis führte im Winnebachgebiet zu einer starken retrograden Umwandlung mit z.T. beträchtlicher Störung des Rb/Sr-Isotopensystems und zu lokaler Zerschering.

7. LITERATUR

- Bidner, T., 1989: Zur Petrographie des Granitgneises vom Gaislehnkogel (oberes Sulztal) - Dipl.A. Innsbruck.
- Grauet, B., 1969: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen - Diss. Bern.
- Hammer, W., 1925: Cordieritführende metamorphe Granite aus den Öztaler Alpen - TPM 38, 67-87, Springer.
- Hammer, W., 1929: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Öztal, 1:75.000.
- Hoinkes, G., 1973: Die Anatexis des Winnebachgranites (Öztaler Alpen, Österreich) am Beispiel eines Aufschlusses - TPM 20, 225-239, Springer.
- Hoinkes, G., F. Purtscheller und J. Schantl, 1972: Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Öztaler Alpen, Tirol). TPM 18, 292-311, Springer.

- Milota, Ch., 1985: Geologische Untersuchungen im Zuge einer Kraftwerksplanung sowie eine allgemeine Charakteristik der alpidischen Beeinflussung des Stubaikristallins im Bereich Kalkkögel-Lisenstal-Mutterbergalm-(Stubaital)-Gschnitztal. Diss. Wien.
- Mogessie, A. and F. Purtscheller, 1986: Polymetamorphism of the Oetztal-Stubai Basement Complex Based on Amphibolite Petrology. *Jb. Geol.B.-A.* **129**, Heft 1, 69-91, Wien.
- Möller, P., 1986: Anorganische Geochemie, eine Einführung -Springer.
- Purtscheller, F., 1971: Sammlung geologischer Führer 53, Öztaler und Stubai Alpen. Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- Purtscheller, F. and F.P.Sassi, 1975: Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps - *TMPM* **22**, 175-199, Springer.
- Schantl, J., 1972: Feldpetrographische Untersuchungen des Winnebachmigmatits und der angrenzenden Gesteine - Diss. Innsbruck.
- Schmidt, K., E.Jäger, M.Grünenfelder und N.Grögler, 1967: Rb-Sr und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Öztalkristallins und des Schneeberger Zuges. *Eclogae Geol. Helv.* **60/2**, 529-536.
- Söllner, F. und B.T.Hansen, 1987: "Pan-afrikanisches" und "kaledonisches" Ereignis im Öztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. *Jb. Geol.B.-A.* **130**, Heft 4, 529-569, Wien.
- Steiger, R.H. and E.Jäger, E., 1977: Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. *Earth Plan. Sci. Lett.* **36**, 359-362, Amsterdam.
- York, D., 1969: Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Plan. Sci. Lett.* **5**, 320-324, Amsterdam.

Anschrift der Autorin:

Eva Chowanetz
 Institut für Geologie der Universität Wien
 Universitätsstraße 7
 A-1010 Wien

Manuskript eingereicht am 7.2.1990, in Endform am 12.6.1990

BERICHTE ÜBER DEN TIEFBAU DER OSTALPEN

Herausgegeben von H. W. FLÜGEL und P. STEINHAUSER

Heft	Publ. Nr.	Autor	Titel und Umfang	Preis öS
1			Jahresbericht 1973. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Jahrgang 1974, Heft 4, Seite A 138 - A 148.	
2			Jahresbericht 1974. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 21 Seiten, 5 Abbildungen, Wien 1975.	vergr.
3	212		Jahresbericht 1975. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 74 Seiten, 14 Abbildungen, Wien 1976.	115.--
4	215	WALACH G.:	Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordsporns der Zentralalpen I: Magnetische Traverse 1 (Neun- kirchen - Hochwechsel - Pöllauer Bucht). Zentral- anstalt für Meteorologie und Geodynamik, 22 Seiten, 5 Abbildungen, 4 Beilagen.	40.--
5	221		Jahresbericht 1976. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 101 Seiten, 21 Abbildungen, Wien 1977.	130.--
6	230		Jahresbericht 1977, Teil 1. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 54 Seiten, 9 Abbildungen, Wien 1978.	85.--
7	240		Jahresbericht 1977, Teil 2. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 60 Seiten, 19 Abbildungen, Wien 1979.	90.--
8	244		Tagungsbericht über das 1. Alpengravimetrie Kolloquium - Wien 1977. Herausgegeben von Peter STEINHAUSER, Zentral- anstalt für Meteorologie und Geodynamik, 129 Seiten, 35 Abbildungen, Wien 1980.	90.--
9	245	GÖTZE, H.J., O. ROSEN- BACH und P. STEINHAUSER:	Die Bestimmung der mittleren Geländehöhen im Hochgebirge für die topographische Reduktion von Schweremessungen. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 16 Seiten, 2 Tabellen, 5 Abbildungen, Wien 1980.	25.--
10-1	264	ROSEN- BACH, O., P. STEINHAUSER, W. EHRIS- MANN, H.J. GÖTZE, O. LETTAU, D. RUESS und W. SCHÖLER:	Tabellen der mittleren Geländehöhen der Ostalpen und ihrer Umgebung für Rasterelemente = 0,75; = 1,25; 1. Lieferung. Zentralanstalt für Meteo- rologie und Geodynamik, 23 Seiten, 20 Tabellen, Wien 1982.	100.--
11	273		Tagungsbericht über das 2. Internationale Alpengeravi- metrie Kolloquium - Wien 1980. Herausgegeben von B. MEURERS und P. STEINHAUSER, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 168 Seiten, 85 Abbildungen, Wien 1983	200.--

Heft	Publ. Nr.	Autor	Titel und Umfang	Preis öS
12	288		<p>Tagungsbericht über das 3. Internationale Alpengravimetrie Kolloquium - Leoben 1983.</p> <p>Herausgegeben von B. MEURERS, P. STEINHAUSER und G. WALACH. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 222 Seiten, Wien 1985.</p>	270.--
13	323		<p>Tagungsbericht über das 4. Internationale Alpengravimetrie Kolloquium - Wien 1986.</p> <p>Herausgegeben von B. MEURERS und P. STEINHAUSER. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 200 Seiten, 77 Abbildungen, Wien 1988.</p>	250.--

Bisher erschienene Hefte der
 "ARBEITEN AUS DER ZENTRALANSTALT FÜR METEOROLOGIE UND GEODYNAMIK"

Heft	Publ. Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis Ö. S.
1	184	Geophysik	ECKEL, O.:	Über die vertikale Temperaturverteilung im Traunsee. Wien 1967, 42 Seiten, 4 Tabellen, 24 Abbildungen.	80.-
2	186	Meteorologie	STEINHAUSER, F.:	Ergebnisse von Pilotballon-Höhenwindmessungen in Österreich. Wien 1967, 44 Seiten, 16 Seiten Tabellen und 28 Abbildungen.	70.-
3	187	Geophysik	TOPERCZER, M.:	Die Verteilung der erdmagnetischen Elemente in Österreich zur Epoche 1960.0. Wien 1968, 18 Seiten, 3 Tabellen, 10 Kartenbeilagen.	vergriffen
4	190	Geophysik	BRÜCKL, E., G. GANGL und P. STEINHAUSER:	Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1967. Wien 1969, 24 Seiten, 11 Abbildungen.	50.-
5	191	Meteorologie	HADER, F.:	Durchschnittliche extreme Niederschlagshöhen in Österreich. Wien 1969, 19 Seiten, 6 Tabellen, 1 Kartenbeilage.	50.-
6	192	Meteorologie	STEINHAUSER, F.:	Der Tagesgang der Bewölkung und Nebelhäufigkeit in Österreich. Wien 1969, 22 Seiten, 4 Tabellen, 16 Abbildungen.	50.-
7	193	Geophysik	GANGL, G.:	Die Erdbebentätigkeit in Österreich 1901-1968. Wien 1970, 36 Seiten, 11 Abbildungen, 1 Kartenbeilage.	vergriffen
8	195	Meteorologie	STEINHAUSER, F.:	Die Windverhältnisse im Stadtgebiet von Wien. Wien 1970, 17 Seiten Text, 52 Tabellen, 47 Abbildg.	120.-
9	196	Geophysik	BRÜCKL, E., G. GANGL und P. STEINHAUSER:	Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1968. Wien 1971, 31 Seiten, 7 Tabellen, 13 Abbildg.	vergriffen
10	198	Geophysik	BRÜCKL, E., G. GANGL:	Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Gefrorenen Wand Kees im Jahre 1969. Wien 1972, 13 Seiten, 8 Abbildungen, 3 Karten.	50.-
11	201	Geophysik	BITTMANN, O., E. BRÜCKL, G. GANGL und F.J. WALLNER:	Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Obersten Pasterzenboden (Glocknergruppe) im Jahre 1970. Wien 1973, 21 Seiten, 9 Abbildungen, 3 Karten.	60.-
12	202	Meteorologie	STEINHAUSER, F.:	Tages- und Jahresgang der Sonnenscheindauer in Österreich (1929-1968). Wien 1973, 12 Seiten Text, 98 Tabellen, 5 Abbildungen.	110.-
13	203	Meteorologie		Klimadaten des Neusiedlerseegebietes, I. Teil. Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperaturen, 1966 - 1970, 105 Tabellen.	90.-
14	205	Geophysik	PÜHRINGER, A., W. SEIBERL, E. TRAPP und F. PAUSWEG:	Die Verteilung der erdmagnetischen Elemente in Österreich zur Epoche 1970.0. Wien 1975, 18 Seiten, 3 Tabellen, 9 Kartenbeilagen.	140.-
15	206	Meteorologie		Klimadaten des Neusiedlerseegebietes, II. Teil. Tabellen der Stundenwerte der Relativen Feuchte, 1966 - 1970, 105 Tabellen.	100.-

Heft	Publ. Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis Ö. S
16	207	Meteorologie		Hundert Jahre Meteorologische Weltorganisation und die Entwicklung der Meteorologie in Österreich. Wien 1975, 50 Seiten.	100,-
17	208	Geophysik	TOPERCZER, M.:	Die Geschichte der Geophysik an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Wien 1975, 24 Seiten.	50,-
18	209	Meteorologie	CHALUPA, K.:	Ergebnisse der Registrierung der Schwefeldioxid - Immission in Wien, Hohe Warte, Okt. 1967 - Dez. 1974. Wien 1976, 62 Seiten, mit 19 Tabellen u. 24 Abbildungen	80,-
19	210	Geophysik	GUTDEUTSCH, R. und K. ARIC:	Erdbeben im ostalpinen Raum. Wien 1976, 23 Seiten, 3 Karten.	80,-
20	211	Meteorologie	TOLLNER, H., W. MAHRINGER und F. SÖBERL:	Klima und Witterung der Stadt Salzburg. Wien 1976, 176 Seiten, 29 Abbildungen.	220,-
21	214	Geophysik	SEIBERL, W.:	Das Restfeld der erdmagnetischen Totalintensität in Österreich zur Epoche 1970,0. Wien 1977, 8 Seiten, 1 Kartenbeilage.	vergriffen
22	216	Meteorologie	SABO, P.:	Ein Vergleich deutscher und amerikanischer Höhenvorhersagekarten für den Alpenraum. Wien 1977, 34 Seiten, 11 Tabellen, 5 Abbildungen.	60,-
23	217	Meteorologie	CEHAK, K.:	Die Zahl der Tage mit Tau und Reif in Österreich. Wien 1977, 17 Seiten, 6 Tabellen, 1 Abbildung, 6 Karten.	80,-
24	218	Meteorologie	CHALUPA, K.:	Ergebnisse der Registrierung der Schwefeldioxid- und Summenkohlenwasserstoff - Immission in Wien, Hohe Warte 1975. Wien 1977, 40 Seiten, 13 Tabellen, 12 Abbildg.	70,-
25	219	Geophysik	BRÜCKL, E. und O. BITTMANN:	Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen im Bereich der Goldberggruppe (Hohe Tauern) in den Jahren 1971 und 1972. Wien 1977, 30 Seiten, 2 Tabellen, 34 Abbildungen, 2 Karten.	80,-
26	222	Geophysik	FIEGWEIL, E.:	Die Nachbebenserien der Friauler Beben vom 6. Mai und 15. September 1976. Wien 1977, 20 Seiten, 7 Tabellen, 5 Abbildungen.	60,-
27	223	Meteorologie	MACHALEK, A.:	Prognosenprüfung im Österreichischen Wetterdienst. Wien 1977, 55 Seiten, 4 Tabellen, 5 Abbildungen.	80,-
28	224	Meteorologie	SKODA, G.:	Kinematisch - Klimatologische Verlagerung von Kaltfronten und Troglinien. Wien 1977, 32 Seiten, 7 Tabellen, 10 Abbildungen.	70,-
29	225	Geophysik	TRAPP, E. und D. ZYCH:	Verteilung der Vertikalintensität im Raum Wien - Salzburg nach Meßergebnissen der Zentralanstalt und der ÖMV - Aktiengesellschaft, Wien 1977, 15 Seiten, 3 Tabellen, 1 Karte, 2 Kartenbeilagen.	50,-
30	226	Meteorologie		Klimadaten des Glocknergebietes, I. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte 1974 - 1976 (Wallack - Haus, Hochtor - Süd, Hochtor - Nord, Fuscher - Lacke). 117 Tabellen.	150,-
31	227	Meteorologie		Bericht über die 14. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie vom 15. - 17. September 1976 in Rauris, Salzburg, 1. Teil. Wien 1978, 323 Seiten.	250,-
32	228	Meteorologie		Bericht über die 14. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie vom 15. - 17. September 1976 in Rauris, Salzburg, 2. Teil. Wien 1978, 347 Seiten.	250,-

Heft	Publ.Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis Ö. S.
33	229	Meteorologie	CHALUPA, K.:	Ergebnisse der Registrierung der Schwefeldioxid-, Summenkohlenwasserstoff- und Ozon - Immission in Wien, Hohe Warte, 1976. Wien 1978, 53 Seiten, 20 Tabellen, 17 Abbildungen.	90,-
34	231	Meteorologie		Klimadaten des Glocknergebietes, II. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte 1974 - 1976 (Fusch, Ferleiten, Pifflkaralm). Wien 1978, 62 Tabellen.	80,-
35	233	Meteorologie		Klimadaten des Glocknergebietes, III. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte 1974 - 1976 (Guttal, Seppenbauer, Margaritze, Glocknerhaus, Schneetälchen, Polsterpflanzenstufe). Wien 1978, 100 Tabellen.	130,-
36	234	Meteorologie	CHALUPA, K.:	Ergebnisse der Registrierung der Immission von Stickoxiden, Summenkohlenwasserstoffen, Ozon und Schwefeldioxid in Wien - Hohe Warte, 1977. Wien 1979, 74 Seiten, 31 Tabellen, 24 Abbildungen.	115,-
37	235	Meteorologie	MACHALEK, A.:	Analyse von Fehlprognosen im Österreichischen Wetterdienst und Diskussion ihrer potentiellen Entstehungskriterien. Wien 1979, 45 Seiten, 2 Tabellen, 35 Abbildungen.	100,-
38	236	Geophysik	DRIMMEL, J., FIEGWEIL, E., G. LUKESCHITZ:	Die Auswirkung der Friauler Beben in Österreich. Makroseismische Bearbeitung der Starkbeben der Jahre 1976/77 samt historischem Rückblick. Wien 1979, 83 Seiten, 47 Abbildungen, 3 Karten.	150,-
39	238	Geophysik	FIEGWEIL, E.:	Über das Vorkommen von Wiederholungsbeben in Mitteleuropa. Wien 1979, 20 Seiten, 9 Abbildungen.	50,-
40	239	Meteorologie		Klimadaten des Glocknergebietes. IV. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung 1973 - 1976 (Fusch, Wallack-Haus, Guttal, Glocknerhaus, Margaritze, Fuscher-Lacke). Wien 1979, 94 Tabellen.	120,-
41	242	Meteorologie	CHALUPA, K.:	Ergebnisse der Registrierung der Immission von Stickoxiden, Ozon und Schwefeldioxid in Wien - Hohe Warte, 1978. Wien 1980, 58 Seiten, 30 Tabellen, 15 Abbildungen.	130,-
42	241	Meteorologie	CHALUPA, K.:	Ergebnisse der Registrierung der Immission von Stickoxiden, Ozon und Schwefeldioxid in Wien - Hohe Warte, 1979. Wien 1980, 65 Seiten, 32 Tabellen, 20 Abbildungen.	130,-
43	246	Meteorologie	RAGETTE, G.:	Methoden zur Berechnung großräumigen Niederschlages. Wien 1980, 47 Seiten, 1 Tabelle, 2 Abbildungen.	70,-
44	247	Meteorologie		Klimadaten des Glocknergebietes, V. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte, 1977 - 1979 (Wallack-Haus, Hochtor-Süd, Hochtor-Nord, Fuscher-Lacke). Wien 1980, 135 Tabellen.	vergriffen

Heft	Publ. Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis Ö. S.
45	248	Geophysik	BRÜCKL, E., G. GANGL, W. SEIBERL und Chr. GNAM:	Seismische Eisdickenmessungen auf dem Ober- und Untersulzbachkees in den Sommern der Jahre 1973 und 1974. Wien 1980, 23 Seiten, 2 Tabellen, 18 Abbildungen.	50,-
46	249	Meteorologie		Klimadaten des Glocknergebietes, VI. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte, 1977 - 1979 (Fusch, Piffkaralm, Guttal, Seppenbauer, Margaritze, Glocknerhaus, Schneetälchen, Obere Grasheide, Polsterpflanzenstufe). Wien 1981, 110 Tabellen.	120,-
47	251	Meteorologie	CHALUPA, K.:	Ergebnisse der Registrierung der Schwefeldioxid - Immission in Wien - Stephansplatz, 1975 - 1979. Wien 1981, 50 Seiten, 13 Tabellen, 21 Abbildungen.	vergriffen
48	252	Meteorologie	LAUSCHER, F.:	Säkulare Schwankungen der Dezennienmittel und extreme Jahreswerte der Temperatur in allen Erdteilen. Wien 1981, 42 Seiten, 8 Tabellen.	50,-
49	254	Meteorologie	CHALUPA, K.:	Ergebnisse der Registrierung der Schwefeldioxid - Immission in Wien - Hohe Warte und in Wien - Stephansplatz, 1980. Wien 1981, 46 Seiten, 24 Tabellen, 13 Abbildungen.	100,-
50	255	Geophysik	MELICHAR, P.:	Ergebnisse der vergleichenden geomagnetischen Absolutmessungen an den Observatorien Tihany - Ungarn und Wien - Kobenzl. Wien 1981, 35 Seiten.	50,-
51	256	Geophysik	BRÜCKL, E. und K. ARIC:	Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Hornkees in den Zillertaler Alpen im Jahre 1975. Wien 1981, 20 Seiten, 5 Tabellen, 5 Abbildungen, 1 Karte.	vergriffen
52	257	Meteorologie		Klimadaten des Glocknergebietes, VII. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung 1977 - 1979 (Fusch, Fuscher Lacke, Wallackhaus, Guttal). Wien 1982, 82 Tabellen.	120,-
53	260	Meteorologie	STEINHAUSER, F.:	Verteilung der Häufigkeiten der Windrichtungen und der Windstärken in Österreich zu verschiedenen Tages- und Jahreszeiten. Wien 1982, 140 Seiten, 131 Tabellen und 4 Kartenbeilagen.	120,-
54	261	Meteorologie	DOBESCH, H. und F. NEUWIRTH:	Wind in Niederösterreich, insbesondere im Wiener Becken und im Donautal. Wien 1982, 212 Seiten, 183 Abbildungen.	vergriffen
55	266	Meteorologie		Klimadaten des Glocknergebietes, VIII. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Globalstrahlung 1975 - 1980 (Fuscher - Lacke und Wallack - Haus). Wien 1983, 39 Seiten.	50,-
56	268	Geophysik	WEBER, F. und R. WÜSTRICH:	Ergebnisse der refraktionsseismischen Messungen am Hochkönigsgletscher. Wien 1983, 50 Seiten, 3 Tabellen, 7 Abbildungen, 11 Beilagen.	100,-
57	278	Meteorologie		Klimadaten des Glocknergebietes, IX. Teil: Tabellen der Niederschlagsmeßergebnisse 1974 - 1980. 48 Seiten, 41 Tabellen.	70,-

Heft	Publ. Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis Ö. S.
59	283	Meteorologie	KAISER, A.:	Inversionen in der bodennahen Atmosphäre über Klagenfurt. Wien 1984, 79 Seiten, 13 Tabellen, 22 Abbildungen.	80,-
60	284	Meteorologie	LAUSCHER, F.:	Ozonbeobachtungen in Wien von 1853 bis 1981. Zusammenhänge zwischen Ozon und Wetterlagen. Wien 1984, 29 Seiten, 13 Tabellen, 3 Abbildungen.	40,-
61	289	Meteorologie		Klimadaten von Österreich Mittelwerte 1971 - 1980. Teil I (Vorarlberg) und Teil II (Tirol). 71 Seiten.	60,-
62	299	Geophysik	DRIMMEL, J.:	Seismische Intensitätsskala 1985 (SIS - 85). Vorschlag einer Neufassung der Intensitätsskala MSK-64. 28 Seiten, 8 Tabellen, 2 Abbildungen.	40,-
63	300	Meteorologie		Klimadaten von Österreich Mittelwerte 1971 - 1980. Teil III (Salzburg) und Teil IV (Oberösterreich). 107 Seiten.	80,-
64	302	Meteorologie	LAUSCHER, F.:	Klimatologische Synoptik Österreichs mittels der ostalpinen Wetterlagenklassifikation. Wien 1985, 65 Seiten, 32 Tabellen, 5 Abbildungen.	90,-
65	303	Geophysik	ZYCH, D.:	Messungen der erdmagnetischen Vertikalintensität und Suszeptibilitätsuntersuchungen durch die ÖMV AG als Beitrag zur Kohlenwasserstoffexploration in Österreich. Wien 1985, 14 Seiten, 2 Tabellen, 2 Abbildungen und 3 Kartenbeilagen.	60,-
66	304	Meteorologie	HOJESKY, H.:	Langjährige Radiosonden- und Höhenwindmessungen über Wien (1952 - 1984). Wien 1985, 219 Seiten, 64 Tabellen und 13 Abbildungen.	120,-
69	309	Meteorologie	KOLB, H., G. MAHRINGER, P. SEIBERT, W. SOBITSCHKA, P. STEINHAUSER und V. ZWATZ - MEISE:	Diskussion meteorologischer Aspekte der radioaktiven Belastung in Österreich durch den Reaktorunfall in Tschernobyl. Wien 1986, 63 Seiten, 4 Tabellen und 20 Abbildungen.	vergriffen
70	312	Geophysik	ARIC, K., E. BRÜCKL:	Ergebnisse der seismischen Eisdickenmessungen im Gebiet der Stubai Alpen (Daunkogelferner), der Venedigergruppe (Schlatenkees und Untersulzbachkees) und der Silvrettagruppe (Vermunt - Gletscher). Wien 1987, 18 Seiten, 4 Tabellen, 10 Abbildungen u. 4 Kartenbeilagen.	80,-
71	314	Meteorologie	CHALUPA, K.:	Ergebnisse der Registrierung der Schwefeldioxid - Immission in Wien - Hohe Warte und in Wien - Stephansplatz, 1981. Wien 1987, 67 Seiten, 41 Tabellen, 11 Abbildungen.	100,-
72	315	Meteorologie	CHALUPA, K.:	Ergebnisse der Registrierung der Schwefeldioxid - Immission in Wien - Hohe Warte und in Wien - Stephansplatz, 1982 - 1985. Wien 1987, 76 Seiten, 27 Tabellen, 15 Abbildungen.	100,-
73	317	Geophysik	ARIC, K. et al:	Structure of the lithosphere in the Eastern Alps derived from P-residual analysis. Wien 1988, 35 Seiten, 3 Tabellen, 17 Abbildungen.	60,-

"Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik"

Heft	Publ. Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis
1	329	Meteorologie		Tagungsbericht EURASAP, Wien, 14 - 16 November 1988 "Evaluation of Atmospheric Dispersion Models Applied to the Release from Chernobyl", 20 Beiträge, 198 Seiten, 100 Abbildungen, 17 Tabellen Wien 1989	200.-
2	332	Geophysik		Tagungsbericht über das 5. Internatio- nale Alpengeravimetrie-Kolloquium Graz 1989 Herausgegeben von H. Lichtenegger, P. Steinhauser und H. Sünkel 256 Seiten, 100 Abbildungen, 17 Tabel- len, Wien 1989	vergriffen
3	336	Geophysik		Schwerpunktprojekt S47 - GEO: Präalpi- dische Kruste in Österreich, Erster Bericht Herausgegeben von Volker Höck und Peter Steinhauser, 15 Beiträge, 257 Sei- ten, 104 Abbildungen, 17 Tabellen, 23 Fotos, Wien 1990	280.-