

**PETROLOGIE UND THERMOBAROMETRIE AN EKLOGITFAZIELLEN
METASEDIMENTEN DER MÜNCHBERGER GNEISMASSE (NE-BAYERN)**

von

Reiner Klemd⁺

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
in Wien und Graz

am 6. und 7. Dezember 1993

Einleitung

Unter dem Einfluß plattentektonischer Modellvorstellungen für das variskische Orogen wurde das Grundgebirge NE-Bayerns wieder in den Mittelpunkt geologischen Interesses gerückt. Von besonderem Interesse sind die Eklogite und deren unmittelbares Nebengestein im Münchberger Gneisgebiet in der saxothuringischen Zone (KOSSMAT, 1927), da diese Gesteine wichtige Zeugen einer ehemaligen Hochdruckmetamorphose und der wiederbelebten Deckenkonzepte sind (e.g. BEHR et al., 1982; FRANKE, 1989). In den letzten zehn Jahren gewann das kristalline Grundgebirge NE-Bayerns und somit auch das Münchberger Gneisgebiet stark an Aufmerksamkeit, was durch die Vorerkundungsarbeiten und die Bohrlokationsfestlegung in der Oberpfalz für das Kontinentale Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB) bedingt war. Dies führte zu einer Konzentration von geowissenschaftlichen Aktivitäten in diesem Gebiet, insbesondere im Raum des Zielgebietes in der saxothuringisch-moldanubischen Grenzzone. Man vermutet hier eine geotektonische Suturzone, die ein Schlüsselgebiet für die kontinentale Krustenentwicklung darstellt (KTB-Kolloquium, 1986).

Regionaler geologischer Überblick

Das kristalline Grundgebirge im nordöstlichen Bayern ist Teil des nordwestlichen Randes der Böhmisches Masse. Dieses Gebiet wird vom saxothuringischen-molda-

⁺ Priv. Doz. Dr. Reiner Klemd
Universität Bremen
Fachbereich Geowissenschaften
Geologie der Polargebiete
Postfach 330 440
D-28334 Bremen

nubischen Teil des variskischen Orogens gebildet. Die Krustenstruktur ist durch eine intensive variskische Überschiebungstektonik gekennzeichnet (STETTNER, 1972; BEHR, 1983). Die geologischen Krustenabschnitte lassen sich aufgrund ihrer unterschiedlichen tektonometamorphen Entwicklung klar gegeneinander unterscheiden. Obwohl nach der Auswertung der DECORP-Profile eine heftige Diskussion um die strukturellen Vorstellungen entbrannt ist, gibt es Anzeichen dafür, daß einige der Krustensegmente autochthon, andere allochthon sind (siehe zwecks Diskussion: VOLLBRECHT et al., 1989; FRANKE, 1989a).

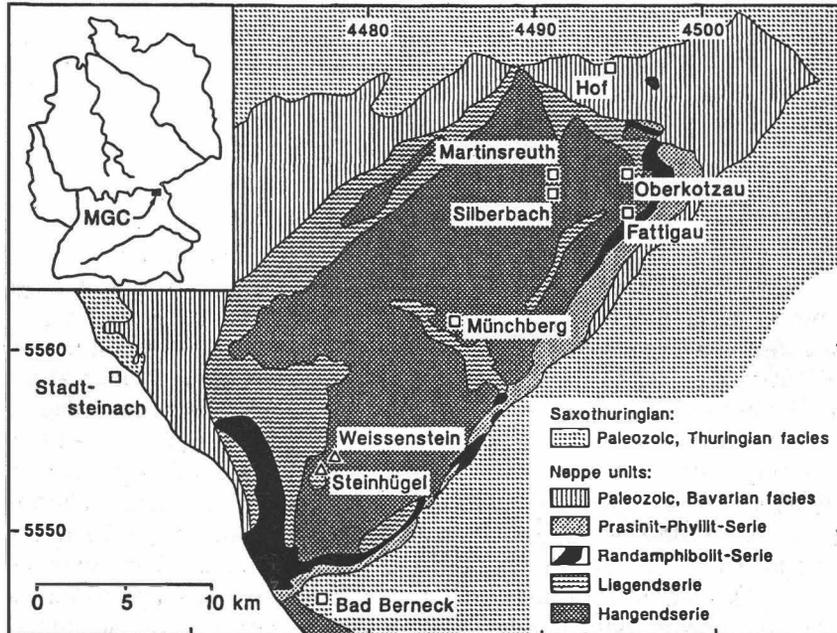


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte der Münchberger Gneissmasse mit Eklogit-lokalitäten (nach MATTHES et al., 1975).

Als allochthone Deckeneinheiten werden die Münchberger Gneissmasse (Münchberger Gneisgebiet, Münchberger Deckenstapel), die Erbdorfer Grünschiefer Zone (EGZ) und die Zone Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV), die mit der Zone von Tepla-Taus (ZTT) wahrscheinlich einen ursprünglich zusammenhängenden Deckenkomplex bildeten, interpretiert (siehe KTB-Kolloquium, 1986). Ein ausführlicher historisch-geologischer Abriß über die Münchberger Gneissmasse kann in OKRUSCH et al. (1989a, 1991) nachgelesen werden. Der Deckencharakter des Münchberger Gneisgebietes ist bereits seit über 80 Jahren Gegenstand intensiver Diskussionen, (siehe zwecks Überblick OKRUSCH et al., 1991). In jüngerer Zeit haben sich jedoch neue Befunde für eine Reinterpretation im Sinne eines mobilistischen, deckentekto-

nischen Modells ergeben (u.a. BEHR et al., 1982; FRANKE, 1989; VOLLBRECHT et al., 1989; OKRUSCH et al., 1989b). Das Münchberger Gneisgebiet (Abb. 1) besteht aus mehreren Deckeneinheiten und ist auf die nicht- bis anchimetamorphen Sedimente und Vulkanite der Thüringischen Fazies des Frankenwälder Paläozoikums überschoben. Die Abfolge der Deckeneinheiten ist sowohl lithostratigraphisch als auch metamorph invers zониert. Die unterste Deckeneinheit wird von den anchimetamorphen Sedimenten und Vulkaniten der Bayerischen Fazies gebildet (WURM, 1961). Die anchimetamorphen Gesteine der Bayerischen und Thüringischen Fazies sind nach biostratigraphischen Daten im höchsten Unterkarbon zwischen ca. 330 und 325 Ma deformiert worden (FRANKE, 1984). K-Ar Datierungen an Tonmineralen der anchimetamorphen Sedimente stimmen mit diesem Alter überein (AHREND et al. zitiert in FRANKE et al., 1992). Während dieses Zeitraums ist es daher wahrscheinlich zur finalen Platznahme des Münchberger Deckenstapels gekommen.

Über der Bayerischen Fazies folgt die ca. 500 m mächtige Prasinit-Phyllit Serie. Im Hangenden folgt, wie schon erwähnt, die amphibolitfazielle ca. 1000 m mächtige Randamphibolitserie (STETTNER, 1960), die fast ausschließlich aus Amphiboliten mit untergeordneten metasedimentären Einschaltungen, Kalksilikaten und Marmoren, besteht (STETTNER, 1960). Die nächsthöhere Deckeneinheit, die ebenfalls amphibolitfazielle Liegendserie, besteht im wesentlichen aus Ortho- und Paragneisen, sowie untergeordnet auch aus Metabasiten. Die höchste Deckeneinheit, die Hangendserie, besteht aus einer Wechselfolge von Amphiboliten, Hornblende-Bändergneisen, Marmoren, Kalksilikatfelsen, Paragneisen und untergeordneten Eklogiten (STETTNER, 1960). Die Eklogite konzentrieren sich hauptsächlich in der tektonischen Grenzzone zwischen Hangendserie und Liegendserie. STETTNER (1960) interpretierte sie deshalb als tektonische Schuppen. Da die schlechten Aufschlußverhältnisse jedoch keine eindeutige Aussage diesbezüglich zuließen, wurde 1969 eine Kernbohrung am Bergrücken des Weißenstein in Stammbach durchgeführt (Abb. 1). Anhand des Bohrkerns konnten Aussagen über die petrographisch-geochemische Beschaffenheit, die Mächtigkeit und die Verbandsverhältnisse der Eklogite mit dem Nebengestein am Weißenstein gemacht werden. So berichteten MATTHES et al. (1974), daß die Eklogite konkordante, z.T. nur zentimeter-mächtige Lagen und Linsen in den Metasedimenten (Paragneise) der Hangendserie darstellen und somit in situ gebildet worden sind (Abb. 2). Demnach sollten die begleitenden Metasedimente zusammen mit den Eklogiten eine frühe Hochdruckmetamorphose erfahren haben. Das dies der Fall ist, belegten BLÜMEL (1986) und KLEMD et al. (1989, 1991) durch die Entdeckung von Hochdruckrelikten in den Metasedimenten der Hangendserie.

Das Hochdruck-Metamorphosealter der dunklen Eklogite liegt bei ungefähr 390 Ma, was durch eine Sm-Nd und eine Rb-Sr Gesamtgesteins-Isochrone (STOSCH & LUGMAIR, 1990) und durch Ar-Ar Datierungen an 3T-Phengiten (KREUZER & SEIDEL, 1989) belegt ist. Die nachfolgende amphibolitfazielle Metamorphose der Eklogite und ihre Nebengesteine wurden durch zahlreiche Arbeiten auf etwa 380 Ma datiert (e.g. SCHÜSSLER et al., 1986; KREUZER et al., 1989; KREUZER & SEIDEL, 1989; STOSCH & LUGMAIR, 1990).

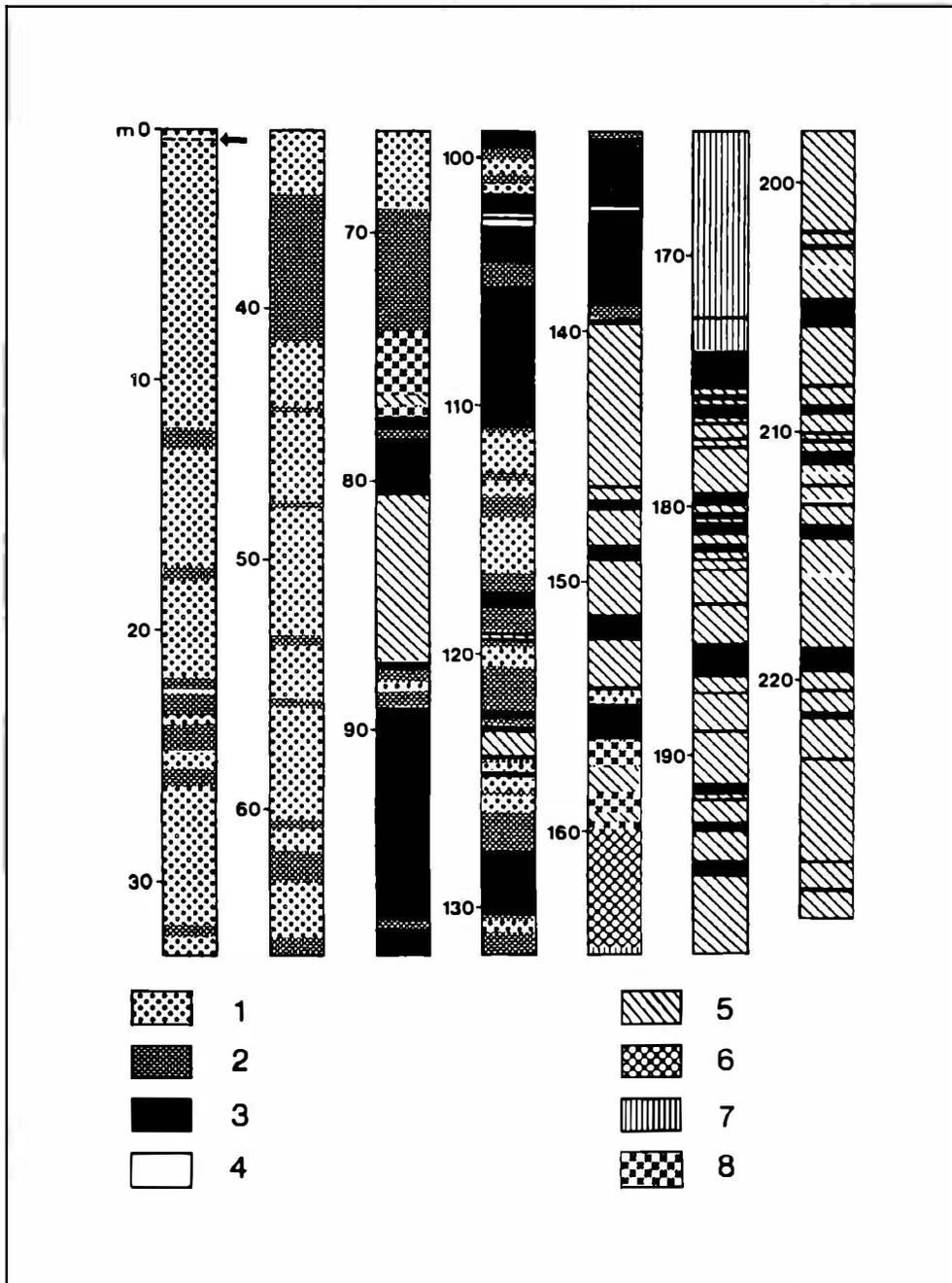


Abb. 2: Vereinfachtes Bohrprofil durch die Eklogite und Metasedimente (nach MATTHES et al., 1974). 1 = Eklogite; 2 = Eklogite mit mehr als 50 prozentiger Überprägung; 3 = Amphibolite; 4 = Pegmatite; 5 = Gneis (gn); 6 = Gneis (Ksgn); 7 Gneiss (kgn); 8 = Lamprophyr; Abkürzungen siehe Text.

Petrographie der Metasedimente

Die Metasedimente wurden ausschließlich aus der Weißenstein-Bohrung untersucht (Abb. 2).

Chlorit-Muskovit-Plagioklas Gneise (pc) stehen im Bohrprofil zwischen 76,5 - 77 m und 80,6 - 83,8 m an (siehe Profil in MATTHES et al., 1974 und Abb. 2). Der Mineralbestand dieser Gneise besteht aus folgenden Hauptgemengteilen: Quarz-Plagioklas-Kalifeldspat-Hellglimmer-Chlorit-Klinozoisit. Als Akzessorien treten Titanit, Apatit, Zirkon und Ilmenit auf.

Gebänderte Granat-Biotit-Muskovit-Plagioklas Gneise (gn) stehen im streifigen Wechsel mit Eklogitlagen. Gn steht im Bohrprofil zwischen 83,8 - 87,3 und 123,1 - 124 m, sowie unterhalb 140 m an (siehe Profil in MATTHES et al., 1974; und Abb. 2). Die häufige Wechsellagerung mit Eklogitlagen erlaubt eine Untersuchung der Kontaktzonen von Gneis und Eklogit. Der Mineralbestand der hier untersuchten Gneise besteht aus folgenden Hauptgemengteilen: Quarz-Plagioklas-Granat-Hellglimmer(Phengit)-Biotit ± Chlorit.

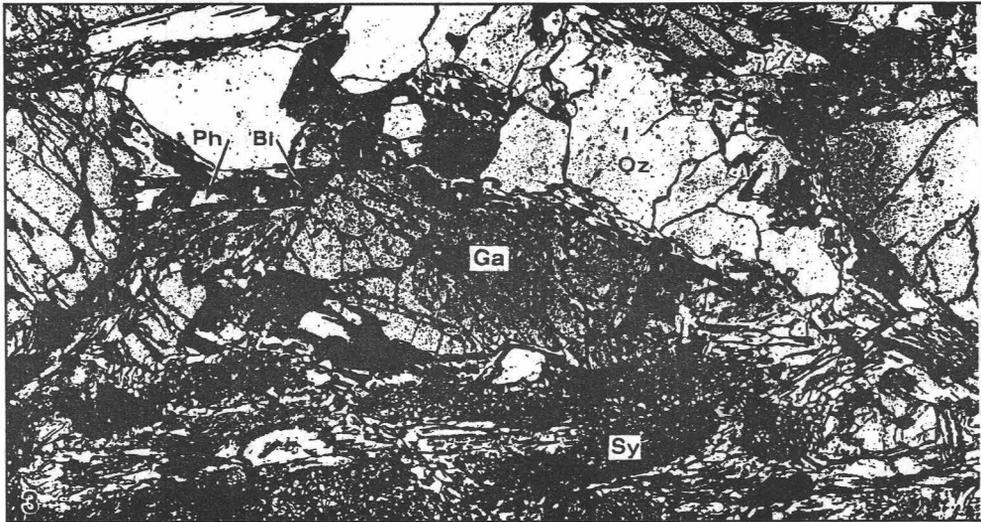


Abb. 3: Tektonisch ungestörter Kontakt zwischen Eklogit (unten) und Gneis (gn). Symplektite von Na-Augit und Plagioklas nach Omphacit (Sy). Weiterhin Granat (Ga) und Phengit (Ph), der von Biotit (Bi) und Quarz verdrängt wird. (Probe 563, 124,85 m; 50 X Vergrößerung; aus KLEMD et al., 1991).

Eines der wichtigsten Nebengemengteile sind seltene Pseudomorphosen nach Omphacit. Man beobachtet Symplektitverwachsungen von Na-Augit, Plagioklas und Quarz (Abb. 3). Weiterhin bildet der Plagioklas Verwachsungen mit wurm-

artigem Quarz und Biotitschüppchen, wie sie GRIFFIN (1987) in Hochdrucksedimenten der Western gneiss region (Norwegen) beschreibt und als Pseudomorphosen nach jadeitischem Klinopyroxen interpretiert. Rutilkörner, werden häufig von Titanit oder Ilmenit ummantelt. Subidioblastischer Klinozoisit besitzt oft einen Orthitkern. Weitere Akzessorien sind Monazit, Zirkon, Apatit und selten xenoblastischer sekundärer Calcit.

Metapelitische Gneise (kgn, ksgn) stehen im Bohrprofil zwischen 159 und 173,8 m an. Sie besitzen höhere Al-Gehalte als die gebänderten Gneise (gn), was sich in der zusätzlichen Bildung von Disthen und Staurolith auswirkt (MATTHES et al., 1974; KLEMD et al., 1991; s.u.). Weiterhin zeigen sie, bis auf eine dünne Granat-amphibolitlage bei 172,5 m, keine Wechsellagerung mit Eklogiten. Die Kontaktzonen zu den angrenzenden Gneisen (gn) bei 159 und 173,8 m sind geschert. Der Mineralbestand besteht aus folgenden Hauptgemengteilen: Quarz-Granat-Phengit-Biotit-Disthen ± Staurolith.

Als Nebengemengteile kommen vor allem Zirkon, Rutil, Apatit und Graphit vor, die zur primären Hochdruckparagenese gehören. Fibroblastischer Korund verdrängt den primären Disthen in den Al-reichen Knollen. Sehr viel jünger sind sekundäre xenoblastische Sulfide (Magnetkies, Kupferkies und Pyrit) und Calcite, die häufig auf Rissen oder unregelmäßig über das Gefüge verteilt auftreten.

Texturmerkmale

Die Metapelite (kgn, ksgn) besitzen häufig differentielle Wechsellagerungen von Quarz-Plagioklas- und Al-Silikat reichen Partien, was texturell typisch für Gneise ist. Es kann nicht mit Sicherheit gezeigt werden, ob es sich hierbei um primär sedimentologisch angelegte chemische Unterschiede oder um eine Differenzierung während der Deformation/Metamorphose handelt. Deutlich läßt sich eine ältere Schieferung erkennen, die durch die bevorzugte Einregelung vieler Minerale (s.o.) definiert wird. Die Minerallineation, die unter amphibolitfaziellen Bedingungen gebildet worden ist, entspricht L2 nach BEHR (1983) und L1 nach FRANKE et al. (1992). Teilweise ist diese Schieferung im mm-Bereich gefaltet worden. Dieses Gefüge geht oft in ein blastomylonitisches Gefüge mit einer Paralleltexur über, was auf eine starke deformative Überprägung (Scherung) während der amphibolitfaziellen Metamorphose schließen läßt. Hier liegen die Quarze mehrheitlich als Disken vor, wohingegen die Granate meistens zerbrochen sind, was auf nicht zu hohe Temperaturen schließen läßt. Diskenquarze wurden in frühen Arbeiten (e.g. BEHR et al., 1971) als eindeutiges Anzeichen für das Vorkommen von Granuliten interpretiert. Jedoch zeigen neuere Arbeiten, daß solch ein blastomylonitisches Gefüge durch eine Rekristallisation von feingescherten Gesteinen (Mylonitisierung) unter grünschiefer- bis granulitfaziellen Bedingungen hervorgerufen werden kann (e.g. PARK, 1983). Die Disthen ± Staurolith führenden Gneise sind wie die Bändergneise (gn) auch von einer pervasiven Mylonitisierung erfaßt worden, was sich in dem blastomylonitischem Gefüge beider Gesteinstypen ausdrückt. Ein späteres nachfolgendes Ereignis führte zur gelegentlichen Kleinfältelung der Hauptschieferung. Rekristallisationsmerkmale werden durch polygonale-interne

Pflastergefüge mit ausgeprägten Tripelpunkten der Quarze und Plagioklase und durch Polygonisierungseffekte an den Schichtsilikaten deutlich. Die Kontakte zu den eklogitogenen Nebengestein zeigen sowohl Anzeichen für die beschriebene Scherungstektonik (Abb. 12 in MATTHES et al., 1974), als auch nicht-tektonische, stark rekristallisierte kontinuierliche Übergänge (Abb. 3; siehe auch Abb. 5 und 6 in MATTHES et al., 1974). Die nicht von der Scherungstektonik erfaßten Kontakte stellen primär angelegte Wechsellagerungen von eklogitogenen Lagen und Sedimenten dar, was schon 1974 von MATTHES et al. (1974) erkannt worden ist.

Mineralchemie der Gneise

Die Mineralchemie der verschiedenen Gneise ist untereinander sehr ähnlich und soll daher hier gemeinsam diskutiert werden. Repräsentative Mineralanalysen sowie Details der Formelberechnung sind in KLEMD et al., (1991) und KLEMD (1993) aufgeführt. Abkürzungen von Mineralen erfolgen, wenn nicht anders vermerkt nach KRETZ (1983).

Granat

Die Granate der Metasedimente sind Almandin-betont (54 - 76 Mol.%) mit einer Pyrop-Komponente zwischen 17 und 39 Mol.%. Die Spessartin- und Andradit-Komponente ist immer kleiner als 5 Mol.%, während die Grossular-Komponente, je nach dem Ca-Gehalt des Gesamtgesteins, zwischen 0 und 17 Mol.% schwankt. Auch BROWN & FORBES (1986) und LAPPIN & SMITH (1978) beschrieben hochdruckfazielle Granate mit ähnlich-geringen Ca-Gehalt, was auch sie auf den niedrigen Ca-Gesamtchemismus der Gesteine zurückführen. Ausnahmen bilden hier allerdings die Granate der Proben 563 und 785 (beide gn), die hohe Grossulargehalte zwischen 20 und 32 Mol.% besitzen. Hierbei muß erwähnt werden, daß die Probe 563 an Eklogit und die Probe 785 an Kalksilikatlagen angrenzen. In dem Dünnschliff der letzteren Probe ist weiterhin noch zu beobachten, daß die Granate mit zunehmendem Abstand (> 3 mm) von den Kalksilikaten Grossular-Komponenten um 5 Mol. % besitzen. Die Pyrop-Komponente der Granate schwankt zwischen 20 und 40 Mol.%, was der Pyrop-Komponente in den benachbarten Eklogiten entspricht. Die meisten Granate der Metasedimente zeigen im Gegensatz zu den Granaten aus den Eklogiten zum Rand hin abnehmende Mg/Fe-Verhältnisse, wohingegen Spessartin- und Grossular-Komponenten weitestgehend homogen sind. Seltener sind prograde Zonierungen mit zunehmenden Mg/Fe-Verhältnissen zum Rand hin zu beobachten (Abb. 4). Dies zeigt, daß die Volumendiffusion in den Granaten der Eklogite langsamer war als in den meisten benachbarten Gneisen (e.g. BOHLEN, 1987). Die Grossular-Komponente verhält sich auch hier weitestgehend homogen, nur selten ist ein leichter Anstieg zum Rand hin zu beobachten (Abb. 4).

Einige Granate zeigen relativ homogene Kerne in bezug auf ein hohes Mg/Fe-Verhältnis, zum Rand hin fallen die Mg/Fe-Verhältnisse jedoch plötzlich ab, was sich wahrscheinlich während der amphibolitfaziellen Überprägung ereignet hat. Dies ist sicherlich eine Granat-konsumierende Reaktion in Bezug auf Biotit, da der Biotit gegenüber dem Granat stets mehr Mg einbaut (e.g. YARDLEY, 1989). Granat-

relikte, die fast vollständig von Biotit ± Disthen verdrängt worden sind, besitzen sehr geringe Mg-Gehalte zwischen 15 und 20 Mol.%. Die Granate der Proben 563 und vor allem 785 zeigen ein anderes Verhalten. In dem Schliff 785 beobachtete ich Granate im Abstand von ca. 5 mm zu den benachbarten Kalksilikaten, mit den oben beschriebenen zum Rand hin leicht abfallenden Mg/Fe-Verhältnissen. Granate, die näher an den Kalksilikaten liegen, besitzen jedoch eine typisch prograde Zonierung mit hohen Ca-Gehalten (bis zu 30 Mol.%) im Kern, analog zu den Granaten der Eklogite.

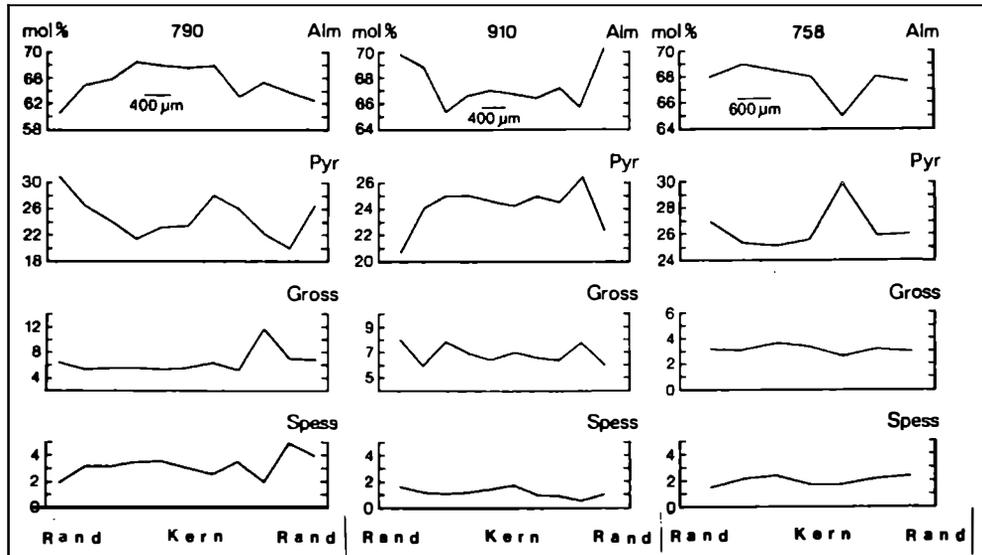


Abb. 4: Zonierungsprofile der Granate in den Proben 790 (172,85 m), 910 (196,15 m) und 758 (165,93 m). GROSS = Grossular; ALM = Almandin; SPESS = Spessartin; PYR = Pyrope (nach KLEMD et al., 1991).

Hier liegen also klar chemische Ungleichgewichte zwischen den Granatdomänen innerhalb einzelner Proben vor. In diesem Zusammenhang sei angemerkt, daß KLEMD et al. (1992a, b) anhand von Fluideinschlußuntersuchungen in diesen Gneisen starke Fluidgradienten selbst in lokalen Bereichen nachweisen konnten. Die unterschiedlichen chemischen Gradienten zwischen den Granaten können so erklärt werden, daß an der Granat-bildenden Reaktion Ca-reiche Minerale (z.B. An-reiche Plagioklase) beteiligt gewesen sein müssen, die den übrigen Metasedimenten, die nicht im unmittelbaren Kontakt zum Eklogit oder Kalksilikat-Einlagerungen stehen, nicht zur Verfügung gestanden haben. Einen metasomatischen Massentransfer (hohe Fluidaktivität) von Ca aus den Kalksilikaten in die unmittelbar benachbarten Metasedimente vor der Hochdruckmetamorphose kann allerdings nicht ausgeschaltet werden.

Während der Hochdruckmetamorphose ist so ein Prozeß jedoch nur sehr schwer vorstellbar, da die Ca-reichen Granate im Gegensatz zu weiter entfernten Ca-armen Granaten ihre prograde Zonierung beibehalten haben, was auf niedrige/unterschiedliche Fluidaktivitäten in diesen Bereichen schließen läßt. Die Granate der Probe 785 zeigen häufig einen Kern mit 30 Mol.% Grossular-Komponente, wohingegen der Randbereich der Granate nur 20 - 26 Mol.% besitzt, was einerseits auf Ungleichgewichtseinstellungen (unvollständige Volumendiffusion), andererseits auf verschiedene Stadien der Hochdruckmetamorphose hinweisen könnte. In Probe 731 sind sowohl prograde als auch retrograd zonierte Granate im cm-Bereich zu beobachten, was auch auf chemische Ungleichgewichte hindeutet. Auf unvollständige Volumendiffusion deuten auch Inkonsistenzen in den Profilen nahe an Phengit- und Biotiteinschlüssen, was auf einen Fe- und Mg-Austausch zwischen Granat und Glimmern während des retrograden Prozesses zurückzuführen ist (TRACY, 1982).

Klinopyroxen

In den Gneisen wurde Klinopyroxen nur in der Probe 563 beobachtet. Hier bildet er, zusammen mit Oligoklas und Quarz, Symplektit-Pseudomorphosen nach Omphacit aus. In anderen Gneisen (e.g. 711) beinhalten die Pseudomorphosen nach Omphacit nur noch unregelmäßige Verwachsungen von Oligoklas und myrmekeitartigen Quarz, die von Biotit durchsetzt sind. Die Klinopyroxene sind Na-Augite nach der Klassifikation von ESSENE & FYFE (1963).

Hellglimmer

Bei den hier untersuchten Hellglimmern handelt es sich fast ausnahmslos um Phengite. Der Si-Gehalt der Phengite reagiert auf Druckänderungen während der Metamorphose (e.g. MASSONNE & SCHREYER, 1987) infolge des Austausches



Während der Si-Gehalt mit zunehmendem Metamorphosegrad steigt, fällt das Na/(Na+K)-Verhältnis (GUIDOTTI, 1984).

Die hier untersuchten textuell unterschiedlichen Phengite der Metasedimente zeigen einen unterschiedlichen Chemismus in Bezug auf den Si-Gehalt und das Na/(Na+K)Verhältnis. Die textuell unterschiedlichen Phengite besitzen auch unterschiedliche Al/Si-Gehalte. Drei von der Zusammensetzung her unterschiedliche Gruppen können unterschieden werden (KLEMD et al., 1991): Die erste Gruppe mit den höchsten Si-Gehalten von 3,35 bis 3,45 p.f.u. repräsentiert die Hochdruckmetamorphose und wurde nur in Phengiten gefunden, die entweder als Einschlüsse in Granat oder als Kerne von grobkörnigen Porphyroblasten vorkommen. Besonders in stark amphibolitfaziel, re-equilibrierten Proben findet sich die zweite Gruppe der Phengite mit 3,2 bis 3,3 p.f.u. wieder. Die dritte Gruppe spiegelt mit Si-Gehalten zwischen 3,0 und 3,15 p.f.u. grünschieferfaziale Bedingungen wieder. Einige dieser Hellglimmer besitzen also keine phengitische Substitution und sind daher als Muskovite zu klassifizieren. Sie bilden entweder

Serizit-Verwachsungen nach primären Phengit oder kommen als mittelkörnige Schuppen in stark re-equilbrierten Proben vor. Diese Klassifizierung der Hellglimmer wird durch das $(\text{Na}/(\text{Na} + \text{Al}))/\text{Si}_{\text{tot}}$ -Diagramm (Abb. 5) unterstützt. In diesem Diagramm finden wir dieselbe Klassifikation der textuell verschiedenen Gruppen wieder. Die Gruppe mit dem höchsten Si-Gehalt zeigt die niedrigsten $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ -Verhältnisse und umgekehrt. Wie schon oben erwähnt, sind die Phengite farblose, mit Ausnahme von Phengiten der Probe 910, die einen gelblichen Pleochroismus aufweisen (s.o.). Diese Phengite besitzen einen sehr hohen Fe-Gehalt zwischen 0,4 und 0,7 Fe_{tot} p.f.u., der in den anderen Phengiten nicht beobachtet worden ist.

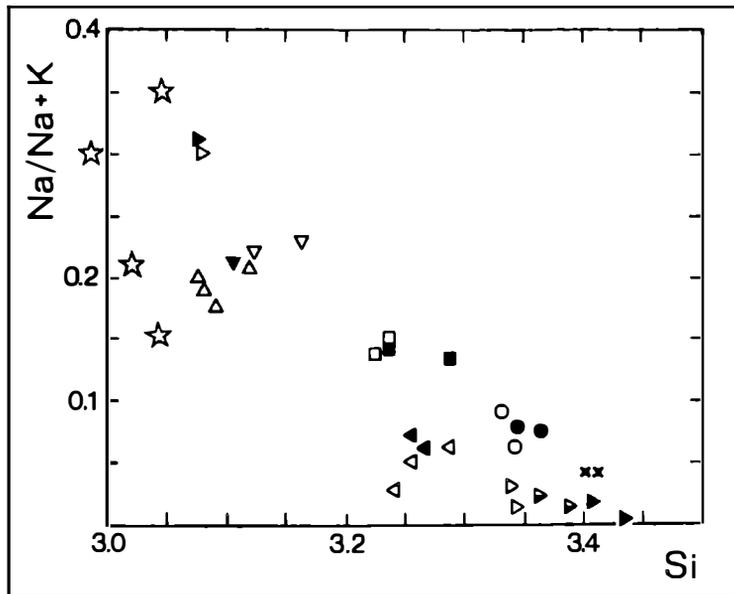


Abb. 5: $(\text{Na}/(\text{Na} + \text{K}))/\text{Si}_{\text{tot}}$ -Korrelationsdiagramm der Hellglimmer (Geschlossene Symbole = Kernzusammensetzung; offene Symbole = Randzusammensetzung; Kreuze und Dreiecke = Einschlüsse in Granat; halbgefüllte Dreiecke = reliktsche Phengite; Sterne = Muskowit, der Phengit verdrängt).

Biotit

Sämtliche textuell verschiedenen Generationen der Biotite zeigen keine Zonierung und nur wenige chemische Unterschiede auf. Zur Darstellung von evtl. chemischen Unterschieden wurde das Siderophyllit-Eastonit-Annit-Phlogopit-Diagramm der "idealen Biotit-Ebene" von GUIDOTTI (1984) herangezogen. Die meisten Biotite

besitzen eine Al^{VI} -Konzentration von 0,2 bis 0,45 und ein $X(Mg)$ von 0,42 bis 0,62 (Abb. 6).

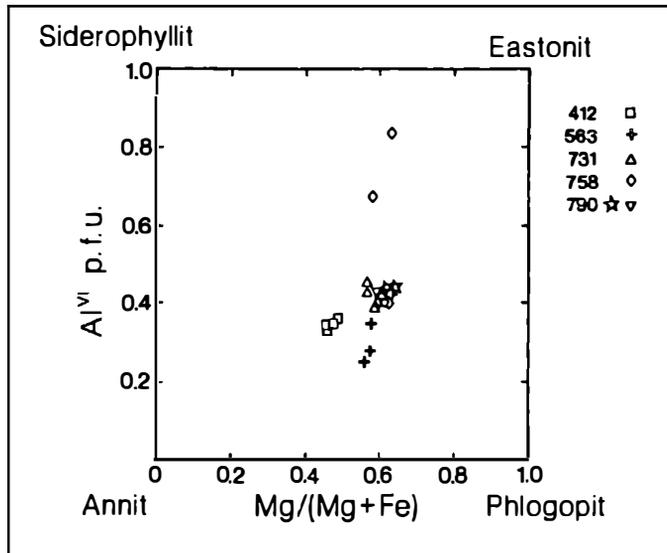


Abb. 6: Chemische Zusammensetzung der Biotite in der "idealen Biotit-Ebene" von GUIDOTTI (1984).

Die texturell primär erscheinenden Biotite besitzen höhere Al^{IV} -Konzentrationen, die zwischen 0,68 und 0,83 schwanken. Nach GUIDOTTI (1984) sollen Biotite aus typischen Muskovit-führenden, amphibolitfaziellen Metapeliten Al^{IV} -Konzentrationen zwischen 0,7 und 1,0 p.f.u.- und ein $X(Mg)$ von 0,3 bis 1,0 aufweisen. Jedoch zeigen die Biotite, die durch den Zusammenbruch von Phengit und/oder Granat entstanden sind, sowie auch einige texturell primäre Biotite, klar niedrigere Al^{IV} -Werte unter 0,7 (Abb. 6). Dies könnte Ungleichgewichte zwischen amphibolitfaziellen Phengiten und Biotiten andeuten und ist für die Thermobarometrie von großer Wichtigkeit.

Staurolith

Die Staurolithe sind leicht zoniert, wobei die Kerne Anreicherungen von Fe und Zn zeigen, während die Ränder Anreicherungen von Mg aufweisen. Nach THOMPSON (1976) ist dies ein Hinweis auf eine prograde Temperaturentwicklung, während einer amphibolitfaziellen Metamorphose. Das $Mg/(Mg + Fe)$ -Verhältnis schwankt zwischen 0,2 und 0,24 p.f.u.- und liegt daher im Bereich von Mitteldruckamphibolit-faziellen Staurolithen (z.B. HOLDAWAY et al., 1986). Der Zn-Gehalt ist etwas höher als der von amphibolitfaziellen Staurolithen, jedoch nicht hoch genug, um das Stabilitätsfeld zu vergrößern (e.g. SPEAR & FRANZ, 1986).

Plagioklas

Neben Na, Ca, K, Al, und Si wurde nur noch Fe in signifikanten Mengen (0,02 bis 0,22 Gew.% FeO) ermittelt. Fe^{2+} wurde der Tetraederposition zugeordnet, auf eine Fe^{3+} -Abschätzung wurde verzichtet. Alle Plagioklase wurden auf einen möglichen Zonarbau hin untersucht. Hierbei wurden häufig auch semiquantitative Scans an den Plagioklasen durchgeführt. Dieses Verfahren ermöglicht eine relativ schnelle Abschätzung über mögliche unterschiedliche Zonierungsprofile innerhalb eines Schliffes. Die Plagioklase zeigen einen oft nur schwach ausgebildeten normalen Zonarbau, wobei der An-Gehalt des Kerns zwischen 14 und 30 Mol.%, der des Randes zwischen 12 und 25 Mol.% variiert. Der Plagioklas in den symplektitischen Pseudomorphosen nach Omphacit besitzt einen An-Gehalt zwischen 14,3 und 15,5 Mol.%, während der An-Gehalt des Plagioklases, der beim Zusammenbruch des Phengits entsteht, zwischen 14 und 20 Mol.% schwankt. Nur selten wird der Plagioklas von einem Ab-reicherem ($\text{An} = 4,15$) Plagioklas verdrängt. Jedoch enthalten die Proben, die unterhalb der amphibolitfaziellen Metamorphose re-equilibrierten (Probe 388) einen Plagioklas mit einem An-Gehalt zwischen 3 und 9 Mol.%. Diese Plagioklase sind nur leicht zoniert, zeigen jedoch einen inversen Zonarbau. Der Orthoklas-Gehalt bei fast allen Plagioklasen liegt unter 1 Mol.%. Bei Plagioklasen die durch den Phengit-Zerfall entstehen, wird dieser Wert jedoch überschritten.

Chlorit

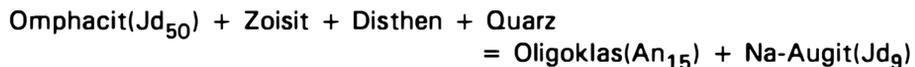
Primärer Chlorit konnte nur in Probe 388 nachgewiesen werden. Die anderen Chlorite sind Alterationsprodukte von Phengit, Biotit und Staurolith. Die Al^{IV} -Werte der meisten Chlorite schwanken zwischen 2,2 und 2,8 Mol.%, während die $\text{X}(\text{Mg})$ -Werte zwischen 0,04 und 0,48 p.f.u. schwanken. Diese Chlorite fallen in das Rhipidolitfeld nach HEY's (1954) Klassifikation. Die Chlorite der Probe 412 verdrängen Phengit und zeigen höhere $\text{X}(\text{Mg})$ -Werte, die zwischen 0,53 und 0,54 p.f.u. schwanken. Extrem niedrige $\text{X}(\text{Mg})$ -Werte mit relativ geringen Al^{IV} -Werten (1,8 bis 2,0 p.f.u.) zeigen die sekundäre Chlorite der Probe 910. In demselben Schliff finden sich jedoch auch Chlorite mit rhipidolitischer Zusammensetzung, was klar ein chemisches Ungleichgewicht zwischen den beiden Chlorittypen anzeigt. Ein Weg, das Gleichgewicht wieder herzustellen, wäre ein interkristalliner Fe-Mg Austausch zwischen den Chloriten oder ein Kationenaustausch mit der fluiden Phase, was eine intrakristalline Diffusion voraussetzt. Intra- und interkristalline Diffusionsprozesse sind jedoch offensichtlich viel langsamer als der Heraushebungsprozess der Gesteine.

Metamorphosebedingungen der Gneise

Hochdruckrelikte und Abbaureaktionen

Die mit den Eklogiten wechsellagernden Gneise zeigen, wie schon beschrieben, trotz Deformation und Anwesenheit einer fluiden Phase Relikte einer frühen eklogitfaziellen Metamorphose (KLEMD et al., 1991):

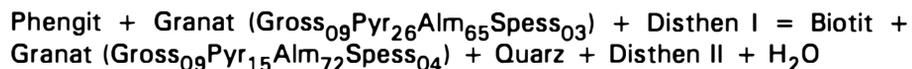
1. Die Gneise besitzen Phengitrelikte und Phengiteinschlüsse in Granat mit bis zu 3,45 Si p.f.u.; niedriggradige Phengite in diesen Gesteinen haben weit geringere Si-Gehalte bis zu 3,0 p.f.u.. Phengit wird normalerweise von Biotit und Plagioklas und Muskovit verdrängt.
2. Weiterhin besitzen die Gneise Symplektit-Pseudomorphosen von Na-Augit (9 Mol.% Jadeit-Komponente) und Oligoklas nach Omphacit, sowie Symplektit-artige Verwachsungen von Oligoklas, Quarz und Biotit. Ähnliche Symplektitbildungen wurden von GRIFFIN (1987) beschrieben. KLEMD et al. (1991) formulierten folgende theoretische Omphacit-Abbaureaktion, bei der allerdings Zoisit und Disthen nicht mehr beobachtet worden sind:



Die oft enge texturelle Assoziation von Oligoklas, Biotit und Phengit deuten allerdings eher auf die Reaktion:



3. Die Gneise besitzen hochdruckfazielle Reliktgranate und Granatkerne mit einer Pyropkomponente von 40 Mol.% analog der Pyropkomponente der Granate der benachbarten Eklogite, obwohl das Fe/Mg-Verhältnis der Metasedimente nur halb so groß ist wie das der Eklogite. Während der amphibolitfaziellen Überprägung wurden folgende Abbaureaktionen beobachtet:



Eine ähnliche retrograde Abbaureaktion unter Bildung von Phlogopit anstatt des Biotits, wurde von CHOPIN (1984) an Pyrop-reichen Granaten der ultrahochdruckfaziellen Pyropquarzite des Dora Maira Massivs (West-Alpen) beobachtet. Diese Reaktion ist in einem AFM-Diagramm (Abb. 7) veranschaulicht. Hierbei erscheint die Gibbsche Phasenregel für die Mineralparagenese der amphibolitfazielle Überprägung unter divarianten Bedingungen verletzt zu sein, da neben Granat-Biotit-Disthen noch Staurolith als vierte Phase auftaucht. Diese 4-Phasen Paragenese ist in Anwesenheit einer reinen, wässrigen fluiden Phase univariant. Es gibt drei Möglichkeiten, dieses Auftreten von vier stabilen Phasen zu erläutern (GIARAMITA & DAY, 1991):

1. Die Gleichgewichtsbeziehungen der vier Phasen untereinander sind gestört;
2. Extrakomponenten, die nicht im KFMASH-System repräsentiert sind, ermöglichen die Stabilität einer Extraphase;
3. Ein Reaktionsverhältnis besteht zwischen den einzelnen Phasen.

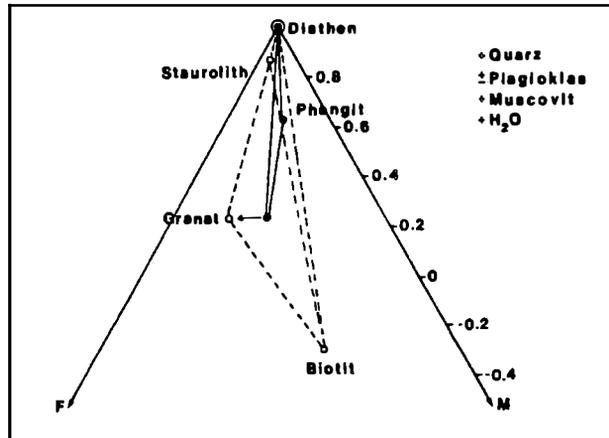


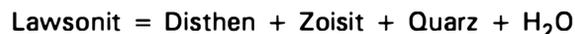
Abb. 7: AFM-Projektion mit der Darstellung der Abbaureaktion von Pyrop-reichem Granat in Probe 731. Geschlossene Kreise und durchgezogene Linien = eklogitfazielle Bedingungen; Offene Kreise und gestrichelte Linien = amphibolitfazielle Bedingungen.

Eine Verdrängung bzw. ein Reaktionsverhältnis der vier Minerale untereinander ist zumindest optisch nicht zu beobachten. Daher werden die beiden ersten Möglichkeiten favorisiert. Die erste Möglichkeit wird durch fehlende Gleichgewichtseinstellung, zwischen Biotit und Granat, unterstützt, Dies wird deutlich bei der Anwendung des Granat-Biotit-Thermometers (siehe unten). Aber auch die zweite Möglichkeit muß berücksichtigt werden, da Granat mit Ca und Mn und Staurolith mit ZnO zusätzliche Komponenten enthalten, die nicht durch das KFMASH-System repräsentiert werden.

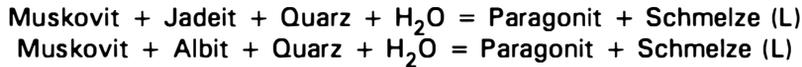
Die AFM-Projektion wurde mit theoretischem Muskovit als Projektionspunkt konstruiert (Abb. 7). Daher ist die Darstellung von Phengit in der eklogitfaziellen Paragenese nicht ganz unkritisch. Jedoch handelt es sich hier um Phengite mit einer relativ hohen Tschermakit-Substitution und die Verdrängungsreaktion wird anschaulich vom AFM-Diagramm beschrieben.

P-T Abschätzung der eklogitfaziellen Metamorphose der Gneise

Viele der Gneise besitzen neben Granat und Phengit auch Diathen, Quarz, und Zoisit, jedoch wurde Lawsonit nicht beobachtet. Daher ergibt die Anwendung dieser univarianten Gleichgewichtskurve Minimumtemperaturen von 490° C bei 15 Kbar und 600° C bei 25 Kbar (Abb. 8):



unter der Voraussetzung, daß $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ ist, daher $P_{\text{tot}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$ (CHATTERJEE et al., 1984; Kurve 8). Sollte $a_{\text{H}_2\text{O}} < 1$ sein, würde die Kurve geringere Temperaturen anzeigen. Die Abwesenheit von migmatitischen Texturen in den Metasedimenten erlaubt die Bestimmung der Maximumtemperaturen durch die Anwendung der Schmelzkurven (Abb. 8):



Diese beiden Schmelzkurven (Kurven 9 und 10 in Abb. 8) sind allerdings nicht experimentell ermittelt worden, sondern anhand von thermodynamischen Datensätzen errechnet worden (THOMPSON & ALGOR, 1977; THOMPSON & TRACY, 1979). Bei $a_{\text{H}_2\text{O}} < 1$ ergeben sich jedoch höhere Minimumtemperaturen. Weiterhin wurde versucht, das von der H_2O -Aktivität unabhängige Granat-Phengit-Thermometer (GREEN & HELLMAN, 1982) anzuwenden. Dieses Geothermometer beruht auf dem Fe^{2+}/Mg -Austausch-Gleichgewicht zwischen Granat und Phengit. Obwohl relativ viele Phengiteinschlüsse im Granat mit der Mikrosonde untersucht worden sind, wurden nur die Phengite mit hohen Si-Gehalten (> 6.6 p.f.u.) in prograd zonierte Granaten mit hohen Pyropgehalten (> 30 Mol.%) zur Thermometrie herangezogen, um damit einen möglichen Fe^{2+}/Mg -Austausch während der Heraushebung weitestgehend auszuschließen. Die mg-Werte ($100 \cdot \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$) der untersuchten Proben zeigen Werte zwischen 40 und 50 und liegen damit in der Kalibrierung für pelitische Schiefer. Daher wurde die Temperaturberechnung durch die Gleichung

$$T \text{ (}^\circ\text{K)} = 5680 + 0,036(\text{bar})/\ln k_D + 4,48$$

vollzogen. Die berechneten K_D -Werte von vier Mineralpaaren schwanken zwischen 5,39 und 6,53, was auf Temperaturen zwischen 670 und 690° C bei 15 Kbar und zwischen 690 und 720° C bei 20 Kbar schließen läßt, vorausgesetzt, daß alles Fe als Fe^{2+} im Granat und Phengit vorkommt. Dies ist jedoch höchst unwahrscheinlich. Bei Anwendung des Verfahrens $\text{Fe}^{2+} - \text{Si} - 6 - \text{Mg} - \text{Ti}$ von SCHLIESTEDT (1986), das auf der Summe von 12 Kationen ohne K, Na, Ba und Ca basiert, ergeben sich mit diesen neu ermittelten Fe^{2+} -Werten K_D -Werte zwischen 9,15 und 12,13. Daraus ergeben sich Temperaturen zwischen 620 und 660° C bei 15 Kbar und zwischen 640 und 680° C bei 20 Kbar. Eine genaue Druck-Abschätzung der Hochdruckmetamorphose ist mit den Mineralrelikten nicht möglich.

Metamorphosebedingungen der amphibolitfaziellen Überprägung

Die amphibolitfazielle Überprägung drückt sich in allen Gesteinsarten mit Ausnahme der low-stress Gebiete durch eine dominante mylonitische Schieferung (S_2) aus. Während der D_2 -Deformation, die regional in der gesamten Münchberger Gneissmasse agierte (BEHR, 1983; FRANKE et al., 1992) wurden die hochdruckfaziellen Mineralparagenesen durch amphibolitfazielle überprägt. Diese Merkmale weisen auf ein eigenständiges tektonisch-metamorphes Ereignis hin.

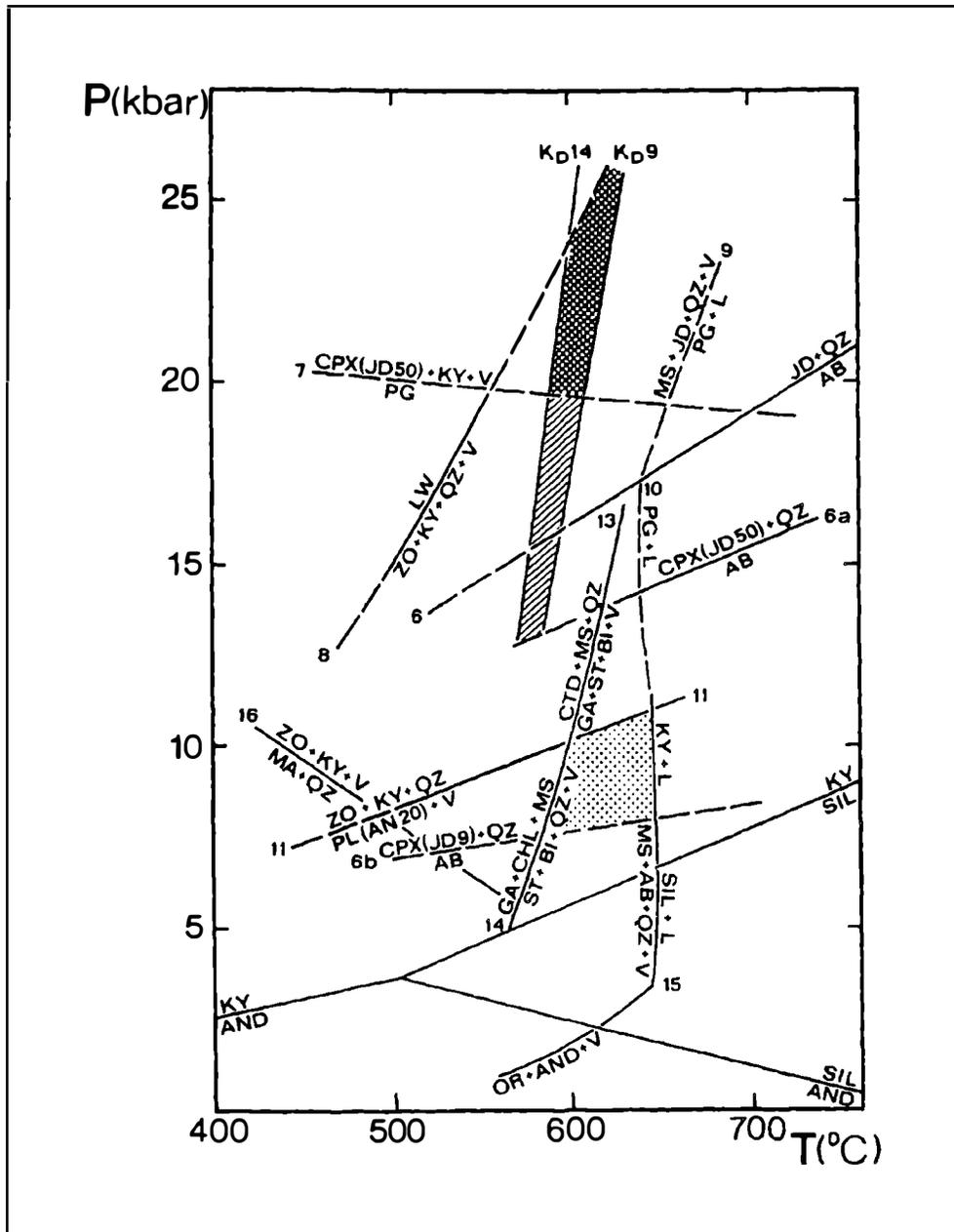
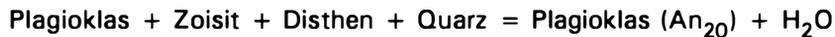


Abb. 8: P-T-Diagramm für die Metamorphose-Entwicklung der Eklogite (nach KLEMD, 1989) und Gneise in der Münchberger Gneissmasse. Kreuzschraffiertes Feld = hohe H_2O -Aktivität, schrägstraffiertes Feld = niedrige H_2O -Aktivität der hochdruckfaziellen Metamorphose. Punktiertes Feld = P-T-Bedingungen der amphibolitfaziellen Überprägung. (7 - HOLLAND, 1979a; 6 und 6a - GASPARIK, 1985; weitere Reaktionen und Abkürzungen siehe Text).

Im folgenden wird nun versucht, dieses Ereignis anhand von P-T-Abschätzungen zu charakterisieren. Während der amphibolitfaziellen Überprägung ist die Wasseraktivität sehr hoch gewesen, was sich durch starke Abbaureaktionen der primären Hochdruckphasen der Eklogite im Kontakt mit den Gneisen ausdrückt. Die hierzu benötigte wässrige fluide Phase stammt aus den unten aufgeführten Entwässerungsreaktionen in den Gneisen. Diese Beobachtungen wurden durch Fluideinschluß-Untersuchungen an Eklogiten und Metasedimenten unterstützt. Als erstes sollen die P-T-Bedingungen anhand von experimentell bestimmten und thermodynamisch berechneten kontinuierlichen und diskontinuierlichen Transferreaktionen eingengt werden (Abb. 8). Daraufhin wird anhand von Austauschreaktionen versucht, diese Ergebnisse zu präzisieren und zu überprüfen (KLEMD et al., 1991; KLEMD 1993).

Während der Heraushebung wurde die obere Stabilitätskurve von Oligoklas (An_{20}) durchkreuzt, daher liegen die Drucke während der amphibolitfaziellen Überprägung bei Abwesenheit von Plagioklas ($An_{>20}$) + Disthen + Zoisit unterhalb des divarianten Gleichgewichtes (Abb. 81 Kurve 11):



das von GOLDSMITH (1982) experimentell bestimmt worden ist. Die Entwässerungsreaktion zeigt bei 500° C einen max. Druck von 8,5 Kbar und bei 600° C einen max. Druck von 10,5 Kbar. Minimumdrucke liegen bei ca. 6 Kbar bei 610° C, wie die untere Stabilitätsgrenze von Disthen anzeigt (HOLDAWAY, 1971). Eine weitere Druckabschätzung von etwa 8 Kbar bei 600° C ergibt sich anhand des Jadeitgehaltes (bis zu 9 Mol.%) des symplektitischen Na-Augites, der eng mit Oligoklas ($An_{\leq 15}$) und Quarz verwachsen ist (Kurve 6b). Hierbei handelt es sich um eine Gleichgewichtsabschätzung, vorausgesetzt, daß sich die drei Mineralphasen im thermodynamischen Gleichgewicht befinden (HOLLAND, 1980).

Die Temperatur der amphibolitfaziellen Überprägung liegt im Stabilitätsfeld von Phengit + Biotit + Granat ± Aluminosilikat ± Staurolith mit den Überschußphasen Oligoklas, Quarz und H₂O. Das A'KF-Diagramm (Abb. 9) verdeutlicht diese Phasenbeziehung in den Disthen ± Staurolith-führenden Gneisen.

Der Gesamtchemismus der Gneise fällt in das 3-Phasenfeld Disthen-Biotit-Staurolith, wobei alle Analysen sehr nahe beim Biotit liegen, was auf eine relative Al-Armut deutet (Abb. 9). Aufgrund dieser Al-Armut kommt es nur selten zur Ausbildung von Disthen und Staurolith neben Granat und Phengit. Die Konodenüberschneidungen wiesen möglicherweise auf Ungleichgewichtszustände hin. Weiterhin liegen hier fünf Phasen nebeneinander vor:



Nach der Gibbschen Phasenregel sollten solche invarianten Paragenesen in der Natur nicht vorkommen. Neben möglichen Ungleichgewichten zwischen einzelnen Mineralen, sind sicherlich auch noch Extrakomponenten, die nicht durch das A'KF-Diagramm dargestellt werden (z.B. ZnO im Staurolith) für die Stabilität von

Extraphasen verantwortlich, wie das schon bei der Diskussion um das AFM-Diagramm gezeigt wurde. Durch das A'KF-Diagramm (Abb. 9) wird auch die Abwesenheit von Disthen-Staurolith \pm Granat in einigen der Gneise (gn) gut dargestellt. Alle Analysen der gn-Gneise besitzen Al-Werte $< 10\%$ (nicht eingezeichnet), daher sind die Al-Gehalte zu gering, um neben Phengit-Granat-Biotit noch Disthen und Staurolith zu stabilisieren. Mögliche Ungleichgewichtsbeziehungen sind also für die P-T-Abschätzung zu berücksichtigen.

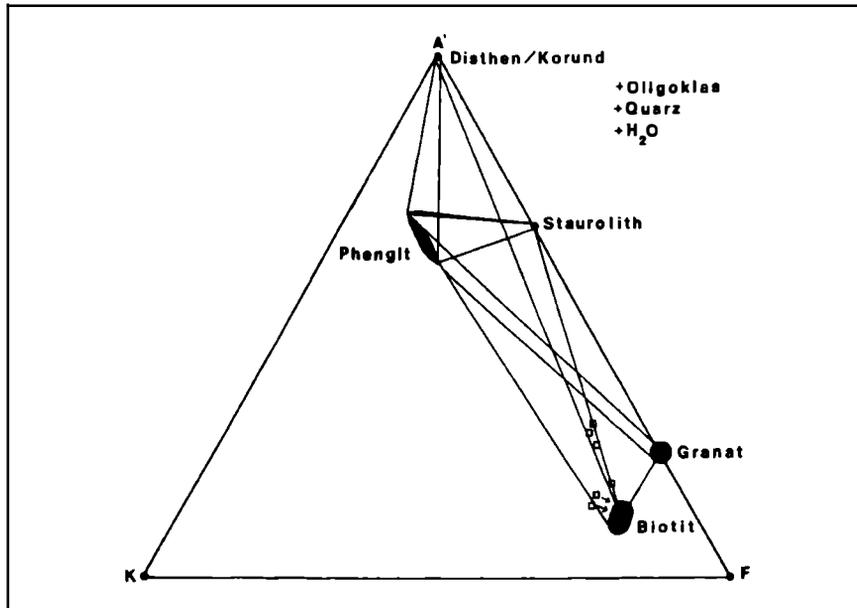


Abb. 9: Phasenbeziehungen der Disthen-Staurolith führenden Gneise im A'KF-Diagramm (Probe 731). Quadrate - Gesamtgesteinsanalysen.

Eine gute maximale Temperaturabschätzung von ca. 650° C bei Drucken zwischen 3,5 und 11,5 Kbar ergibt sich bei Abwesenheit von Schmelztexturen durch die von STORRE (1973) experimentell bestimmte Schmelzkurve (Abb. 8, Kurve 15):

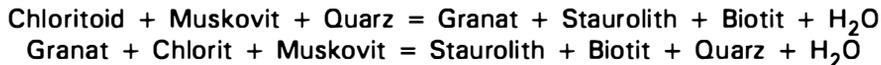
Muskovit + Albit + Quarz + H₂O - Disthen/Sillimanit + Schmelze

Diese Temperaturabschätzung wird durch die retrograde Zonierung der Granate unterstützt, da bei Temperaturen $> 650^{\circ}\text{C}$ eine Homogenisierung der Granatzonierung eintritt (e.g. SPEAR, 1989). Eine genauere P-T-Abschätzung ergibt die Zusammensetzung der Granatränder. Aus dem Verlauf der Fe/(Fe + Mg)-Isoplethen läßt sich in dem petrogenetischen Netz von SPEAR & CHENEY (1989) für die Randzusammensetzung des Almandin-reichsten Granats ($X_{\text{Alm}} = 0,74$) eine

Temperatur zwischen 600 und 660° C bei Drucken zwischen 7 und 10 Kbar abschätzen. Die Stabilität von Staurolith neben Biotit und Quarz bei fehlender Gleichgewichtseinstellung mit Chlorit läßt auf Minimumtemperaturen von 560° C bei 6 Kbar und 580° C bei 8 Kbar schließen, wenn die experimentell bestimmte Reaktion:



von HOSCHEK (1967) angewendet wird. Ähnliche Minimumtemperaturen von 585° C bei 8 Kbar und 605° C bei 10 Kbar ergeben bei der Instabilität von Chlorit und Chloritoid nach der von SPEAR & CHENEY (1989) errechneten Staurolith-Stabilitätsreaktionen (Abb. 8, Kurven 13 und 14):



Diese P-T-Abschätzungen mit Hilfe des petrogenetischen Netzes von SPEAR & CHENEY (1989) stimmen gut mit den durch experimentell bestimmten Gleichgewichtskurven ermittelten P-T-Werten überein. Trotzdem sollte die Anwendung des petrogenetischen Netzes von SPEAR & CHENEY (1989) nicht unkritisch gesehen werden: erstens wurde das petrogenetische Netz für das KFMASH-System berechnet, jedoch werden in diesem System viele Elemente in einzelnen Mineralen wie Ca und Mn in Granat, Ti und Na in Biotit und Zn im Staurolith nicht berücksichtigt. Das kann sowohl die Granat-Isoplethen als auch die Gleichgewichtskurven verschieben. Weiterhin stehen einige der Minerale häufig nicht im Gleichgewicht (s.u.). Ein weiterer Kritikpunkt an dem petrogenetischen Netz von SPEAR & CHENEY (1989) ist die nach POWELL & HOLLAND (1990) unzulässige Behandlung der Tschermakit-Substitution in den Mischkristallen. Unter der Berücksichtigung dieser Kritikpunkte ergeben sich die P-T-Bedingungen der amphibolitfaziellen Überprägung zwischen 6 und 10 Kbar bei Temperaturen zwischen 580 und 650° C. Diese P-T-Abschätzung stimmt gut mit der von FRANZ et al. (1986) überein, die Drucke zwischen 8 und 12 Kbar bei Temperaturen um 600° C ermittelten. Dies ist ein relativ großer P-T-Bereich, der durch Kationenaustausch-Reaktionen und reine Transfer-Reaktionen, die als Geothermometer bzw. als Geobarometer kalibriert worden sind, eingengt werden soll. Hierfür wurden fünf Proben aus dem Weißenstein-Bohrkern mit sehr ähnlichem Gesteinschemismus ausgewählt (KLEMD 1993).

Das Granat-Biotit Thermometer beruht auf dem Fe/Mg-Austausch zwischen koexistierendem Granat und Biotit und wurde von zahlreichen Bearbeitern als Thermometer kalibriert (siehe Übersicht und kritische Diskussion bei CHIPERA & PERKINS, 1988).

Wenn im folgenden Granat-Biotit Temperatur Abschätzungen zitiert werden, so handelt es sich um die nach der Methode von PERCHUK & LAVRENT'ÉVA (1983) und HODGES & SPEAR (1982) berechneten, da sie von allen Methoden, die innerhalb einer Probe geringste Schwankungsbreite zeigen und weil das von HODGES & SPEAR (1982) benutzte nicht-ideale Mischungsmodell, von Granat allgemein

akzeptiert ist (e.g. HOISCH, 1990). Der geschätzte Fehler beträgt $\pm 50^\circ \text{ C}$ (HODGES & SPEAR, 1982).

Bei der Auswahl der zu analysierenden Minerale wurden nur retrograd zonierte Granate im Kontakt mit Biotit herangezogen. Matrix-Biotite wurden aufgrund der Unsicherheit von Gleichgewichtseinstellungen normalerweise nicht verwendet. Jedoch wurden in zwei der Proben (758, 412) zum Vergleich Temperaturabschätzungen von Granaten und Matrix-Biotiten unternommen. Die so ermittelten Temperaturen unterscheiden sich nicht von denen, die anhand von sich berührenden Granat-Biotit Paragenesen gemacht worden sind. Der Granat besitzt meist noch einen eklogitfaziellen Kern (siehe Zonierungsprofile in Abb. 5), während der Biotit unzoniert ist. Die ermittelten Temperaturen schwanken nach HODGES & SPEAR (1982) zwischen 500 und 1200° C und nach PERCHUK & LAVRENT'ÉVA (1983) zwischen 550 und 840° C . Weiterhin wurde das empirisch kalibrierte Muskovit-Biotit-Geothermometer von HOISCH (1989) angewandt (KLEMD, 1993). Nur zwei der Proben (731 und 790) besitzen Muskovite und Biotite, die die Kalibrations-Voraussetzungen von HOISCH (1989) erfüllen. Für sie ergaben sich anhand von Randanalysen bei 8 Kbar Temperaturen von $500 - 580^\circ \text{ C}$ (KLEMD, 1993). Die Muskovit-Biotit-Mineralpaare in den restlichen Proben besitzen zu hohe K_{R1} -Werte ($K_{R1} = 27 * ((\text{Mg}/\text{Al}^{\text{VI}})_{\text{MS}}/(\text{Mg}/\text{Al}^{\text{VI}})_{\text{BI}})$), trotzdem berechnete Temperaturen liegen zwischen 900 und 1200° C .

Zur Druckabschätzung wurde die Plagioklas-Biotit-Muskovit-Granat-Kalibrierung von POWELL & HOLLAND (1988) mit den thermodynamischen Mineraldaten von HODGES & CROWLEY (1986) angewandt. Diese Kalibrierung beruht auf der reinen Transferreaktion:



Diese Reaktion ist druckabhängig und berücksichtigt Änderungen von Al- und Mg-Fe-Koordinationen in Granat, Muskovit und Phlogopit. Der abgeschätzte Fehler beträgt hier bei einer Abweichung von $+ 50^\circ \text{ C}$ ca. 1 bis 1,5 Kbar. Die für die Abschätzung benutzten Granate zeigen zum Rand hin einen leichten Anstieg der Grossularkomponente oder sind homogen in bezug auf sie, während der Anorthitgehalt der Plagioklase zum Rand hin immer abnimmt. Dieses Verhalten ist für pelitische Gesteine, die keine andere Ca-reiche Phase enthalten, typisch, da hier der Granat allein auf Kosten des Plagioklas weiterwächst. Die ermittelten Drucke für drei Proben (412, 731, 790) mit den adäquaten Mineralparagenesen liegen zwischen 3 und 10 Kbar ($K_s = 2,8 - 12$) bei 620° C ; für die Probe 790 ergaben sich 7 Kbar. Die kontinuierliche Transferreaktion



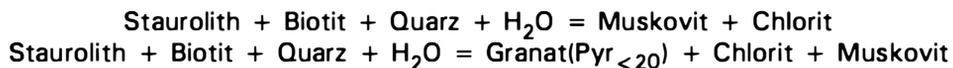
erlaubt Druckabschätzungen von 7,4 - 9,2 Kbar bei 620° C nach NEWTON & HASELTON (1981). Für sechs Mineralpaare (Granatrelikte bzw. Randanalysen; Kernanalysen bei Plagioklasen) wurden Grossularaktivitäten zwischen 0,089 und 0,147 und Anorthitaktivitäten zwischen 0,409 und 0,433 nach der Methode von

NEWTON & HASELTON (1981) berechnet (KLEMD, 1993). Die Fehlerabschätzung liegt nach Aussage dieser Autoren bei ± 1.1 Kbar.

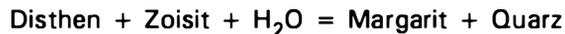
Zusammenfassend ergibt sich aus den Austauschreaktionen in über 30 Mineralpaaren und Paragenesen eine stark variierende Temperaturabschätzung zwischen 500 und 1000° C bei Drucken von 3 - 10 Kbar.

Metamorphosebedingungen der grünschieferfaziellen Überprägung

Gneise mit einer grünschieferfaziellen Mineralparagenese (Muskovit-Chlorit-Quarz \pm Albit) werden nur in der näheren Umgebung von Lamprophyr-Gängen (Abb. 2) beobachtet, daher wird diese Mineralparagenese als Ausdruck einer lokalen kontaktmetamorphen Überprägung interpretiert. Hierbei wurden Staurolith und Biotit anhand der schon oben aufgeführten Reaktionen abgebaut:



Diese univarianten Reaktionen begrenzen die Maximumtemperaturen auf 560° C und Maximumdrucke auf 6 Kbar (Abb. 8, Kurve 14) während der grünschieferfaziellen Überprägung. Die Hellglimmer (Muskovit) besitzen Si-Gehalte um 3,0 p.f.u., die auf sehr geringe Drucke hindeuten. Weiterhin hat BLÜMEL (1986) in Metasedimenten am Weißenstein die Bildung von Reaktionssäumen aus Margarit und Quarz zwischen Disthen und Zoisit beobachtet, was auf der Reaktion



beruht. Diese Gleichgewichtskurve liegt nach CHATTERJEE et al. (1984) im CASH-System zwischen zwei invarianten Punkten bei 425° C und 10 Kbar und 525° C und 7.3 Kbar (Abb. 8, Kurve 16). Diese relativ ungenauen P-T-Abschätzungen für die grünschieferfazielle Überprägung deuten auf Drucke < 6 Kbar und Temperaturen < 500° C.

Zusammenfassung und Diskussion der P-T-Abschätzungen

Eine genaue P-T-Abschätzung der Hochdruckmetamorphose in den Metasedimenten ist im Gegensatz zu den Eklogiten (e.g. KLEMD, 1989; O'BRIEN, 1993) anhand der nur sporadisch auftretenden hochdruckfaziellen Mineralrelikte nicht möglich. Jedoch zeigen die hier beschriebenen Hochdruckrelikte und -texturen, daß die Metasedimente zusammen mit den Eklogiten eine frühe Hochdruckmetamorphose erfahren haben, d.h. in situ gebildet worden sind.

Die amphibolitfazielle Überprägung zeigt in allen Gesteinstypen eine große Schwankungsbreite in der P-T-Abschätzung auch innerhalb einzelner Proben. Diese Schwankungen können entweder das Resultat von chemischen Ungleichgewichten sein oder andererseits eine Fortdauer von lokalen Gleichgewichten, erzeugt

entweder durch heterogene Deformation und Deformationsverteilung im Korngrößenbereich oder unterschiedliche Fluidinfiltration darstellen. Die letztere Möglichkeit würde reale P-T-Änderungen während der duktilen Deformation (D2) widerspiegeln. Für die Metasedimente bevorzuge ich die erste Möglichkeit, da Ungleichgewichte am Beispiel der Erhaltung der Hochdruckrelikte offensichtlich sind. Weiterhin sprechen hierfür stark schwankende Grossular-Gehalte (5 bis 20 Mol.%) und die unterschiedliche Zonierung der Granate auch innerhalb einzelner metasedimentärer Proben. Diese Merkmale repräsentieren klar Ungleichgewichte zwischen einzelnen Domänen und ein Fehlen von interkristalliner Diffusion während der Heraushebung. Weiterhin sprechen die teilweise unrealistisch hohen Temperaturabschätzungen und P-T-Schwankungen innerhalb einzelner Proben für chemische Ungleichgewichte. Weiterhin kommt es zu unterschiedlichen Temperaturabschätzungen zwischen verschiedenen Proben, weil neben den Austauschreaktionen (net exchange) auch Transferreaktionen (net transfer) ablaufen, die unterschiedliche Schließungstemperaturen besitzen (FROST & CHACKO, 1989). Auch analytische Fehler sind hier unberücksichtigt geblieben, obwohl sie zu hohen Fehlern bei der P-T-Abschätzung führen können (SPEAR, 1989). In einzelnen Domänen mag es auch zur lokalen Equilibrierung einzelner Mineralparagenesen gekommen sein, wie die relative Konstanz der Temperaturabschätzung der Muskovit-Biotit-Paare und die Übereinstimmung einzelner P-T-Abschätzungen andeutet. Diese Abschätzungen stellen dann reale (lokale) P-T-Bedingungen während der Heraushebung dar. Die Erhaltung der Hochdruckrelikte und der chemischen Ungleichgewichte auch innerhalb einer Probe, trotz pervasiver Deformation und der Anwesenheit einer wässrigen fluiden Phase in den Metasedimenten, weist auf geringe Temperaturen (nicht viel höher als die Schließungstemperatur) und eine schnelle Heraushebung hin (DODSON, 1973; LASAGA, 1983). Dies wird durch die unvollkommene Equilibrierung während der amphibolitfaziellen Überprägung, die sich durch eine unvollständige Volumendiffusion innerhalb einzelner Granate und chemische Gradienten zwischen den Granaten innerhalb einer Probe widerspiegelt, unterstützt (LASAGA, 1983). Kommt es jedoch zur (lokalen) Erhöhung oder Veränderung einer der Parameter -- Infiltration einer fluiden Phase, pervasive Deformation, etc. -- zu verschiedenen Zeitpunkten, so kommt es zu unterschiedlichen, partiellen Gleichgewichtseinstellungen (?) bzw. Reaktionsgefügen während der Heraushebung. Falls es sich wirklich um Gleichgewichtseinstellungen handelt, so repräsentieren sie reale P-T-Änderungen während der Heraushebung. Deswegen geben unterschiedliche Lokalitäten unterschiedliche P-T-Abschätzungen. Hinzu kommen noch bislang unberücksichtigte unterschiedliche Gesamtchemismen, von denen z.B. die Zusammensetzung der Omphacite, die oft die einzige Möglichkeit zur P-T-Abschätzung darstellen, abhängt.

Die überwiegende Erhaltung von Ungleichgewichten spricht daher eher für eine kontinuierliche schnelle Heraushebung (KLEMD et al., 1991; KLEMD, 1993). Hierfür spricht auch der derzeitige Stand der Altersbestimmungen, da zwischen dem mittleren "Stadium" (20 - 26 Kbar) der Hochdruckmetamorphose und der amphibolitfaziellen Überprägung nur ca. 10 Ma liegen (STOSCH & LUGMAIR, 1990).

Danksagung

Ich möchte mich herzlich bei der Österreichische Mineralogischen Gesellschaft für die Einladung zu den Vorträgen in Wien und Graz bedanken. Besonders möchte ich mich auch für die freundliche Aufnahme in Österreich bei Prof.Dr. E. Tillmanns, Dr. M. Götzinger, Prof.Dr. G. Hoinkes, Prof.Dr. G. Kurat, Dr. F. Brandstätter und Dr. A. Mogessie bedanken. Prof.Dr. S. Matthes möchte ich für die Überlassung der Proben und zahlreiche Hinweise danken. Prof.Dr. M. Okrusch, Prof.Dr. M. Olesch und Dr. U. Schüssler danke ich für viele Anregungen und Hilfestellungen. Die in Österreich vorgestellten Forschungsergebnisse beruhen auf dem Projekt OK2/30-1, das von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert wurde.

Literatur

- BEHR, H.J. (1983): Intracrustal and subcrustal thrust-tectonics at the northern margin of the Bohemian Massif. - In: MARTIN, H., EDER, F.W. (Eds.): Intracrustal fold belts. - Springer, Berlin, 365 - 403.
- BEHR, H.J., DEN TEX, E., DE WAARD, D., MEHNERT, K.H., SCHARBERT, H.G., SOBOLEV, V.S., WATZNAUER, A., WINKLER, H.G.F., WYNNE-EDWARDS, H.R., ZOUBEK, V.I ZWART, H.J. (1971): Granulites-Results of a discussion I. - N.Jahrb.Mineral.Mh., 1971, 97 - 123.
- BEHR, H.J., ENGEL, W., FRANKE, W. (1982): Variscan wildflysch and nappe tectonics in the Saxothuringian zone (Northeast Bavaria, West Germany). - Amer.J.Sci., 282, 1438 - 1470.
- BLÜMEL, P. (1986): Metamorphic processes in the Variscan crust of the central segment. - In: FREEMAN, R., MUELLER, St., GIESE, P. (Eds.): Proceedings of the third workshop in the European geotraverse project: the central segment. - European Sci. Foundation, Strassburg, 149 - 155.
- BOHLEN, S.R. (1987): Pressure-temperature-time path and a tectonic model for the evolution of granulites. - J.Geol., 95, , 617 - 632.
- BROWN, E.H., FORBES, R.B. (1986) : Phase petrology of eclogitic rocks in the Fairbanks district, Alaska. - Geol.Soc.Amer. Memoirs, 164, 155-167.
- CHATTERJEE, N.D., JOHANNES, W., LEISTNER, H. (1984): The system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: new phase equilibria data, some calculated phase relations, and their petrological applications. - Contrib.Mineral.Petrol., 88, 1 - 13.
- CHIPERA, S.J., PERKINS, D. (1988): Evaluation of garnet-biotite geothermometers: application to the English River subprovince Ontario. - Contrib. Mineral.Petrol., 98, 40 - 48.
- CHOPIN, Ch. (1984): Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. - Contrib. Mineral.Petrol., 86, 107 - 118.
- DODSON, M., (1973): Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. - Contrib.Mineral.Petrol., 40, 259 - 274.
- ESSENE, E.J., FYFE, W.S. (1967): Omphacite in Californian metamorphic rocks. - Contrib.Mineral. Petrol., 15, 1 - 23.
- FRANKE, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raum der Münchberger Gneismasse - abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. Geotektonische Forschungen, 68, 1 - 253.

- FRANKE, W. (1959): Tectonostratigraphic units in the variscan belt of central Europe. - Geol.Soc. Amer. Spec.Paper, 230, 67 - 90.
- FRANKE, W., BEHRMANN, J., MOEHRMANN, H. (1992): Zur Deformationsgeschichte des Kristallins im Münchberger Deckenstapel. - KTB-Report, 92, 225 - 240.
- FRANZ, G., THOMAS, S., SMITH, D.C. (1986): High-pressure phengite decomposition in the Weissenstein eclogite Münchberger Gneiss Massif, Germany. - Contrib.Mineral.Petrol, 92, 71 - 108.
- FROST, B.R., CHACKO, T. (1989): The granulite uncertainty principle: limitations on thermobarometry in granulites. - J. Geol., 97, 435 - 450.
- GASPARIK, T. (1985): Experimentally determined compositions of diopsid-jadeite pyroxene in equilibrium with albite and quartz at 1200 - 1350° C and 13-14 kbar. - Geochem. Cosmochim. Acta, 49, 865 - 870.
- GOLDSMITH, J.R. (1982): Plagioclase stability at elevated temperatures and water pressures. - Amer. Mineral., 67, 653 - 675.
- GIARAMITA, M.J., DAY, H.W. (1991): Buffering in the assemblage staurolite-aluminium silicate-biotite-garnet-chlorite. - J. metamorph. Geol., 91, 363 - 378.
- GREEN, T.H., HELLMAN, P.L. (1982): Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressures, and comments on a garnet-phengite geothermometer. - Lithos, 15, 253 - 266.
- GRIFFIN, W.L. (1987): On the eclogites of Norway - 65 years later. - Mineral. Mag., 51, 333 - 343. GUIDOTTI, C.V. (1954): Micas in metamorphic rocks. - Rev. Mineral., 13, 279 - 353.
- HEY, M.H. (1954): A review of the chlorites.- Mineral. Mag., 30, 277 - 292.
- HODGES, K.V., CROWLEY, P.D. (1985): Error estimation and empirical geobarometry for pelitic systems. - Amer. Mineral., 70, 702 - 709.
- HODGES, K.V., SPEAR, F.S. (1982): Geothermometryr geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. - Amer.Mineral., 67, 1118 - 1134.
- HOISCH, T.D. (1989): A Muscovite-biotite geothermometer. - Amer.Mineral, 74, 565 - 572.
- HOISCH, T.D. (1990): Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet. - Contrib. Mineral. Petrol., 104, 225 - 234.
- HOLDAWAY, M.J. (1971) : Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. - Amer. J. Sci., 271, 97 - 131.
- HOLDAWAY, M.J., DUTROW, B.L., SHORE, P. (1986): A model for the crystal chemistry of staurolite. - Amer. Mineral., 71, 1142 - 1159.
- HOLLAND, T.J.B. (1979): Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + H₂O, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, with applications to eclogites and blueschists. - Contrib.Mineral. Petrol., 82, 214 - 220.
- HOLLAND, T.J.B. (1980): The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600 - 1200° C. - Amer. Mineral, 65, 129 - 154.
- HOSCHEK, G. (1967): Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. - Contrib.Mineral.Petrol., 14, 97 - 131.

- KLEMD, R. (1989): P-T-evolution and fluid inclusion characteristics of retrograded eclogites, Münchberg Gneiss Complex, Germany. - *Contrib.Mineral.Petrol.*, 102, 221 - 229.
- KLEMD, R. (1993): Thermobarometrie und Mineralungleichgewichte in Eklogiten und hochdruckfaziellen Metasedimenten vom Weißenstein, Münchberger Gneissmasse. - *Z. geol. Wiss.*, 21, 143 - 152.
- KLEMD, R., MATTHES, S., OKRUSCH, M. (1991): High-pressure relics in meta-sediments intercalated with the Weissenstein eclogite, Münchberg gneiss complex, Bavaria. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107, 328 - 342.
- KLEMD, R., MATTHES, S., OKRUSCH, M. (1992a): PT-evolution and fluid inclusion characteristics of eclogites and country rocks in the Münchberg gneiss complex (NE-Bavaria, FRG). - 29th Int.Geol.Congress, Abstract volume, Kyoto, Japan, 2, 599.
- KLEMD, R., KERKHOF A.M. van den, HORN, E.E. (1992b): High-density CO₂-N₂ inclusions in eclogite-facies metasediments of the Münchberg gneiss complex, SE Germany. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111, 409 - 419.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. - *Abh. Sächs.geol. L.-Amt*, 1, 39p.
- KRETZ, R. (1983): Symbols of rock-forming minerals. - *Amer.Mineral.*, 68, 277 - 279.
- KREUZER, H., SEIDEL, E. (1989): Diskrete früh-devonische Ar/Ar Alter der Hangendserie (Münchberger Masse). - *Beih. Eur. J. Mineral*, 1, 103.
- KREUZER, H., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M., LENZ, K.L., RASCHKA, H. (1989): K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif. - *Tectonophysics*, 157, 149 - 178.
- KTB (1986): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland - Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten Oberpfalz. - In: WEBER, K., VOLLBRECHT, A. (Eds.), 1 - 186.
- LAPPIN, M.A., SMITH, D.C. (1978): Mantle-equilibrated orthopyroxene eclogite pods from the Basal gneisses in the Selje district, western Norway. - *J. Petrol.*, 19, 530 - 584.
- LASAGA, A.C. (1983): Geospeedimetry: An extension of geothermometry. - In: SAXENA, S.K. (Ed.): *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. - Springer: New York, 81 - 114.
- MASSONNE H.J., SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 218 - 224.
- MATTHES, S., RICHTER, P., SCHMIDT, F. (1974): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. VII. Ergebnisse aus einer Kernbohrung durch den Eklogitkörper des Weißensteins. - *N.Jahrb.Mineral.Abh.*, 120, 270 - 314.
- NEWTON, R.C., HASELTON, H.T. (1981): Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. In: NEWTON, R.C., NAVROTSKY, A., WOOD, B.J. (Eds.): *Thermodynamics of minerals and melts*. - Springer: New York, 131 - 145.

- O'BRIEN, P.J. (1993): Partially retrograded eclogites of the Münchberg Massif, Germany: records of a multistage Variscan uplift history in the Bohemian Massif. - J. metamorph. Geol., 11, 241 - 260.
- OKRUSCH, M., MATTHES, S., KLEMD, R., O'BRIEN, P.J., SCHMIDT, K. (1989a): Eclogites at the northwestern margin of the Bohemian Massif. - Third international eclogite conference. - Würzburg, Exkursionsführer (unveröff.) 50p.
- OKRUSCH, M., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U., RICHTER, P. (1989b) : Geochemical characteristics of metabasites in different tectonic units of the north-east Bavarian crystalline basement. - In: EMMERMANN, R., WOHLBERG, J. (Eds.): The German Deep Drilling Program (KTB). - Springer: Berlin, 67 - 79.
- OKRUSCH, M., MATTHES, S., KLEMD, R., O'BRIEN, P.J., SCHMIDT, K. (1991): Eclogites at the northwestern margin of the Bohemian Massif: a review. - Eur.J. Mineral., 31, 707 - 730.
- PARK, R.G. (1983): Foundations of structural geology. - Blackie: Glasgow, 135p.
- PERCHUK, L.L., LAVRENT'eva, I.V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite garnet - biotite. - In: SAXENA, S.K. (Ed.): Kinetics and equilibrium in mineral reactions. - Springer: New York, 199 - 239.
- POWELL, R.R, HOLLAND, T.J.B. (1988): An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. - J. metamorph. Geol., 8, 89 - 124.
- POWELL, R., HOLLAND, T.J.B. (1990): Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 -SiO₂-H₂O). - Amer. Mineral., 75, 367 - 380.
- SCHLIESTEDT, M. (1986): Eclogite - blueschist relationships as evidenced by mineral equilibria in the high pressure metabasic rocks of Sifnos (Cyclic islands), Greece. - J. Petrol., 27, 1437 - 1459.
- SCHÜSSLER, U., OPPERMANN, U., KREUZER, H., SEIDEL, E., OKRUSCH, M., LENZ, K.L., RASCHKA, H. (1986): Zur Altersstellung des ostbayrischen Kristallins Ergebnisse neuer K-Ar-Datierungen. - Geol. Bavaria, 89, 21 - 47.
- SPEAR, F.S. (1989): Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. In: CRAWFORD, M.L., PADOVANI, E. (Eds.): Metamorphic pressure-temperature-time paths. - Amer. Geophys. Union, Short course in Geol., 7, 1 - 56.
- SPEAR, F.S., FRANZ, G. (1986): P-T-evolution of the metasediments from the eclogite zone, south-central Tauern Window. - Lithos, 19, 219 - 234.
- SPEAR, F.S., CHENEY, J.T. (1989): A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O. - Contrib.Mineral.Petrol., 101, 149 - 164.
- STETTNER, G. (1960): Über Bau und Entwicklung der Münchberger Gneismasse. - Geol. Rundschau, 49, 350 - 375.
- STETTNER, G. (1972): Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem. - Z.dt.geol.Ges., 123, 291 - 326.

- STORRE, B. (1973): Experimentelle Untersuchungen zur Stabilität von Glimmern, insbesondere von Margarit und von Muskovit. - Habilitation (unveröff.), Universität Göttingen, 94p.
- STOSCH, H.G., LUGMAIR, G.W. (1990): Geochemistry and evolution of MORB-type eclogites from the Münchberg Massif, southern Germany. - Earth Planet. Sci. Lett., 99, 230 - 249.
- THOMPSON, A.B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. - Amer.J.Sci., 276, 235 - 259.
- THOMPSON, A.B., ALGOR, J.R. (1977): Model systems for anatexis of pelitic rocks I. - Contrib. Mineral. Petrol., 63, 247 - 269.
- THOMPSON, A.B., TRACY, R.J. (1979): Model systems for anatexis of pelitic rocks II. - Contrib. Mineral. Petrol., 70, 429 - 438.
- TRACY, R.J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals, characteristics of metamorphism through mineral equilibria. - Rev. Mineral., 10, 355 - 397.
- VOLLBRECHT, A., WEBER, K., SCHMOLL, J. (1989): Structural model for the Saxothuringian-Moldanubian suture in the Variscan basement of the Oberpfalz (Northeastern Bavaria, F.R.G.) interpreted from geophysical data. - Tectonophysics, 157, 123 - 133.
- WURM, A. (1961) : Geologie von Bayern. - Berlin: Borntraeger, 555p.
- YARDLEY, B.W.D. (1989): An introduction to metamorphic petrology. - Longman Earth Sciences: New York, 248p.