

DIE METAMORPHOSEBEDINGUNGEN IM SÜDLICHEN BEREICH DER BUNTEN SERIE

von

K. Petrakakis *)

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft,
gemeinsam mit der Österreichischen Geologischen Gesellschaft
am 11. Mai 1987.

Einleitung

In den letzten Jahren hat das Niederösterreichische Moldanubikum für das Verständnis und die Entwicklung der präalpidischen, mitteleuropäischen, kontinentalen Kruste enorm an Bedeutung gewonnen. Dazu haben gewiß die ausgezeichneten Unterlagen beigetragen, die uns heute als Ergebnis einer langjährigen Kartierungstätigkeit von Fuchs, Matura und Thiele zur Verfügung stehen. Aufgrund der neu gewonnenen Erkenntnisse über den Bau des Niederösterreichischen Moldanubikums wurde die petrologische Forschung dieses Gebietes intensiviert, mit dem Ziel, einen Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Niederösterreichischen Moldanubikums zu leisten.

Dieser Bericht stellt größtenteils den Inhalt eines Vortrags des Verfassers im Rahmen einer Vortragsreihe der ÖMG-ÖGG, gehalten am 11. Mai 87, dar. Als Unterlage dieses Berichtes dient bereits veröffentlichtes Datenmaterial (Petrakakis, 1986a u. b.). Die untersuchten Gesteine stammen aus dem südlichen Teil der Bunten Serie und geben Aufschluß über die metamorphe Entwicklung in diesem Abschnitt des Niederösterreichischen Moldanubikums.

Geologischer Überblick

Das Niederösterreichische Moldanubikum wird durch einen Deckenbau charakterisiert. Es lassen sich drei Einheiten unterscheiden. Vom Liegenden im W, zum Hangenden im E sind dies folgende Einheiten: Monotone Serie, Bunte Serie und Gföhler Einheit.

Die Monotone Serie besteht hauptsächlich aus cordieritführenden Gneisen (Zaydan & Scharbert, 1983) mit untergeordneten Amphiboliten und karbonatführenden Gesteinen. Die Grenze zur Bunten Serie wird durch einen schmalen, über mehrere Kilometer verfolgbaren Horizont ("Granulitlamelle" von Fuchs & Schabert, 1979) gekennzeichnet. Dieser entspricht einem stark deformierten, plattig ausgebildeten und stark linierten Ga-Bi-Sil-Ksp-blastomylonitischen Gneis (Petrakakis, 1986a und b). Die Bunte Serie besteht aus einer Palette von Para- und Orthogneisen, Amphiboliten, Kalksilikatgesteinen, Marmoren und Graphitschiefern. Letztere drei Gesteinstypen sind charakteristisch für diese Serie.

Die Gföhler Einheit besteht aus Para- und Orthogneisen, Amphiboliten, Syenitgneisen, dem namensgebenden Gföhlergneis, Graphitquarziten und Granuliten. Besonders charakteristisch für diese Einheit sind die Ga-Peridotite, die Abkömmlinge aus dem oberen Erdmantel darstellen (Scharbert, 1973). Die Granulite

*) Anschrift des Verfassers:
Dr. Konstantin Petrakakis
Institut für Petrologie der Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

(Scharbert, 1963, 1964; Fuchs, 1976; Fuchs & Matura 1976; Thiele, 1976) nehmen die höchste tektonische Position innerhalb der Gföhler Einheit und somit des ganzen Niederösterreichischen Moldanubikums ein.

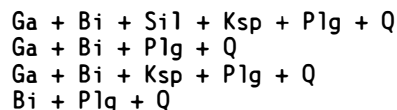
Die Abgrenzung der Bunten Serie von der hangenden Gföhler Einheit erfolgt nach Fuchs aufgrund lithologischer und paragenetischer Kriterien. Diese umfassen einerseits die markanten lithologischen Unterschiede zwischen den hangenden Partien der Bunten Serien (Marmorzüge und Graphitschiefer) und den liegenden Amphiboliten (Rehberger-Amphibolit) der Gföhler Einheit und andererseits die vermuteten Stabilitätsverhältnisse der Paragenese Q+Mu in beiden Serien. Danach ist Q+Mu im Gegensatz zu der Gföhler Einheit charakteristisch für die Bunte Serie (Fuchs 1971, 1976; Matura 1976).

Scharbert & Kurat (1974) untersuchten die Bedingungen der Metamorphose von Granuliten und geben folgende Werte an: 760°C und 11 kbar bzw. 9–10 kbar (Scharbert, 1984, mündl. Mitt.). Arnold & Scharbert (1973) konnten aufgrund einer radiometrischen Altersbestimmung zeigen, daß die granulitfaziale Metamorphose kaledonischen und die Abkühlung der Biotite in den Granuliten der Gföhler Einheit variszischen Alters sind. Der nachgewiesene Deckenbau des Niederösterreichischen Moldanubikums erfolgte nach Fuchs (in Scharbert & Fuchs, 1981; Fuchs, 1986) in frühvariszischer, eher kaledonischer Zeit. Thiele (1976) hingegen schlägt ein variszisches Alter des Deckenbaues vor.

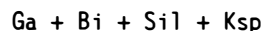
In variszischer Zeit wurde das Moldanubikum auf das im E angrenzende Moravikum überschoben. Dadurch wurde der moldanubische kristalline Komplex einer partiellen Rekristallisation und Rehydratisierung unterworfen, die besonders deutlich in der sog. "Glimmerschieferzone" entlang des tektonischen Kontaktes manifestiert werden (Fuchs, 1976). Somit stellt die Glimmerschieferzone ein intensiv retrograd überprägtes Moldanubikum dar, welches durch die Neusprossung von Hellglimmer, Staurolith neben Quarz, Plagioklas, Biotit und Granat charakterisiert wird.

Mineralbeschreibung

Die untersuchten Gneise erschließen die Bereiche des Lojatales, Weitentales und die Grenze Monotone Serie / Bunte Serie bei Pöggstall. Sie werden durch folgende Paragenesen gekennzeichnet:



Sie gehören alle dem Faziestyp



an, was auf ihre hohe Bildungstemperatur hinweist (Thompson, 1976a. u. b.).

Die Granate sind in der Regel poikiloblastisch und lassen zwei Bereiche der Einschlüßverteilung unterscheiden: Einen einschlußreichen Kern und einen einschlußarmen inneren bzw. randlichen Bereich. Das häufigste Einschlüßmineral ist Quarz, gefolgt von Plagioklas, Biotit, Kalifeldspat, Ilmenit, Rutil und Graphit. Der innere Bereich von Granaten Al-reicher Proben wird zusätzlich durch zahlreiche feine Einschlüsse von Hellglimmer gekennzeichnet, die häufig von größeren Einschlüssen von Disthen und Kalifeldspat begleitet werden (Petra-kakis, 1986a, Fig. 3c). Die reliktsch, in Form von Einschlüssen in Granat erhaltene Paragenese Mu+Q+Ky+Ksp weist darauf hin, daß der Zerfall der Paragenese Mu+Q zur Bildung von Ksp+Ky während des Granatwachstums, und zwar im

Stabilitätsfeld von Disthen stattgefunden hat. Dies gibt wieder Aufschluß über die P,T,a_{H₂O}-Bedingungen der prägenden Metamorphose. Ein weiteres Merkmal der Granate ist ihre intensive Resorption. Die dadurch entstandenen Einbuchtungen sind mit den typischen Matrixmineralen Biotit, Sillimanit, Kalifeldspat und Quarz gefüllt (Petraakis, 1986a, Fig. 3d und Petraakis, 1986b, Tab. 1c). Die Granate sind in der Regel präkinematisch bezüglich der Schieferung des Gesteins, die durch die Anordnung der Matrixbiotite erkennbar wird (Petraakis, 1986a, Fig. 3b).

Der Biotit tritt texturell in drei Formen auf. Biotit-Einschlüsse in Granat, feinblättrige, eingeregelt Matrixbiotite und grobblättrigere, rund um die resorbierten Granate angeordnete Biotite. Die Mikrosondenanalysen dieser Biotit-typen lassen chemische Unterschiede erkennen, die im Xmg folgenderweise formuliert werden können:

$$\text{Matrix-Bi} \leq \text{Bi im Ga} < \text{Bi im Ga}$$

Diese Unterschiede sind einerseits auf die Resorption der Granatränder und andererseits auf die Wirkung des Fe-Mg-Austausches zwischen Granat und Biotit nach dem Höhepunkt der Metamorphose zurückzuführen (Petraakis, 1986a).

Das typische Alumosilikat in der Gesteinsmatrix ist der Sillimanit. Er tritt in Form von deformierten Kristallen auf, die randliche Polygonisation und häufige Mörtelkränze aufweisen. Nadeln von Fibrolith sind häufig um die resorbierten Granate zu beobachten. Der Disthen, das zweite auftretende Polymorph, wurde nur als Einschluß im Granat und leukosomatischen Kalifeldspat beobachtet. Im letzteren Fall wird der Disthen von einer dünnen Plagioklasrinde umgeben. Diese merkwürdige texturelle Beziehung weist höchstwahrscheinlich auf eine Liquidus-Beziehung hin, sie bestätigt jedoch die metastabile Natur des Disthens gegenüber dem Sillimanit.

Der Plagioklas tritt in Form von Einschlüssen in Granat und subidioblastischen bis xenoblastischen Kristallen in der Matrix auf. Er führt Einschlüsse von Quarz, Biotit und seltener Disthen. Der kalifeldspat tritt in drei Formen auf: Als Einschluß im Granat, als xenoblastische Mikroperthite bzw. Mikrolite der Matrix und als sekundäre Bildung. Letzteres entsteht durch die Chloritisierung der Matrixbiotite und ist in Gesteinen quarzfeldspatischer Zusammensetzung zu beobachten.

Die üblichen Akzessorien umfassen Pyrit, Ilmenit, Apatit, Rutil, Orthit und Turmalin. Graphit ist ein sehr häufiges Akzessorium, besonders in den Proben aus dem Lojagraben. Sein Vorkommen in den meisten untersuchten Proben gibt Aufschluß über die Zusammensetzung der fluiden Phase während der prägenden Metamorphose. Alle diese Akzessorien treten sowohl als Bestandteile der Matrix als auch als Einschlüsse im Granat auf.

Sekundäre Mineralbildungen sind an allen Proben zu beobachten. Chlorit, Hellglimmer, Calcit, Kalifeldspat und Titanit sind Produkte einer Rehydratisierung unter den Bedingungen einer retrograden Metamorphose. Besonders wichtig ist das Auftreten von Hellglimmer (und Chlorit). Sein Anteil am Modalgehalt der Gesteine variiert stark und hängt offensichtlich vom Grad der H₂O-Infiltration in das retrograd beeinflusste Gestein ab. Daher existieren Proben, die den Eindruck einer primären Hellglimmerführung erwecken. Seine sekundäre Natur ist besonders an Proben zu erkennen, die schwach rehydratisiert wurden. Er weist eine Tendenz zum porphyroblastischen Wachstum, diskordant zu den vorherrschenden texturellen Elementen auf (Petraakis, 1986b, Taf. 1E u. F.).

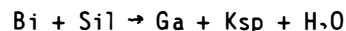
Chemische Charakterisierung der Granate

Mikrosondenanalysen der Granate, Biotite und Plagioklase aus den untersuchten Proben werden in Petrakakis (1986a, Appendix) angegeben. Hier wird kurz die chemische Zusammensetzung der Granate beschrieben.

Die Granate sind in der Regel Mischkristalle der Reihe Almandin-Pyrop etwa im Verhältnis 7/2. Der Rest wird durch die Grossular- und Spessartin-Komponenten repräsentiert. Sie weisen einen hohen Grad an Homogenisierung auf, also flache Elementverteilungskurven von Fe, Mg, Ca, Mn (Petrakakis, 1986a, Fig. 5a; Petrakakis, 1986b, Abb. 1 u. 2). Dieses Verteilungsmuster spiegelt die hohe Bildungstemperatur dieser Granate wieder und ist auf die s.g. intrakristalline Diffusion zurückzuführen. Tracy et al. (1976) und Tracy (1982) konnten nachweisen, daß die intrakristalline Diffusion erst bei höheren Temperaturen als jenen der Ksp+Sil-Isograde einsetzt. Im Laufe eines prograden Ereignisses führt dieser Prozeß sogar zu der Homogenisierung von eventuell präexistierenden Zonierungen im Granat. Dieses Merkmal der Granate ist der zweite Anhaltspunkt für die Metamorphosetemperaturen der untersuchten Proben.

Der äußere Randbereich der Granate weist Merkmale auf, die aus hochmetamorphem Terrains bekannt sind: Er wird durch eine starke Abnahme von Ca und Mg und eine kräftige Zunahme von Fe und Mn gekennzeichnet.

Dieses Muster wird auf die nach dem Metamorphosehöhepunkt einsetzende Abkühlung der Gesteine, bzw. auf die Wiederaufwärmung und partielle Rehydratisierung der Gesteine unter niedrigeren Temperaturen zurückgeführt (Tracy, 1982; Tracy & Robinson, 1980). Die Reaktion, die dafür verantwortlich gemacht wird, ist die einzige in diesem Faziesbereich, die unter prograden Bedingungen zur Granatbildung führt:



Unter Abkühlungsbedingungen läuft diese Reaktion von rechts nach links. Sie verursacht die Resorption der Granatränder sowie die relative Fe-Anreicherung (Thompson, 1976a). Da Mn hauptsächlich im Granat und nicht im Biotit eingebaut wird, führt obige Reaktion unter Abkühlungsbedingungen ebenfalls zu einer relativen Mn-Anreicherung im äußeren Rand. Zusammenfassend gehören die steilen Verteilungskurven und die Resorption des äußeren Randes der Granate zu den Abkühlungs- bzw. Wiederaufwärmungsphänomenen (cooling and retrogradation pattern), die die Granate aus hochmetamorphem Terrains charakterisieren.

Manche der untersuchten Granate weisen gewisse "Anomalien" im Verteilungsmuster, besonders des Ca, auf (Petrakakis, 1986a, Fig. 6, 7). Diese werden als reliktsche Granate interpretiert, die während der hoch temperierten, prägenden Metamorphose von homogenisierten Granaten umschlossen wurden. Das komplexe Verteilungsmuster solcher Granate läßt sich durch die Unterschiede in der Diffusionsgeschwindigkeit der Kationen erklären, die wiederum u.a. von der Zeit und dem Kationenradius abhängt (Petrakakis, 1986a). Somit stellen diese Ca-reichen, reliktschen Kerne mancher Granate einen ersten Hinweis auf ein metamorphes Ereignis dar, welches vor der prägenden, hoch temperierten Metamorphose stattgefunden hat.

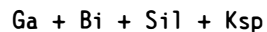
Besondere Gesteinstexturen

Wegen ihrer genetischen Bedeutung werden hier zwei Gesteinstypen beschrieben, die durch besondere textuelle Merkmale charakterisiert werden.

Die Gesteine der sog. "Granulitlamelle" (Fuchs & Scharbert, 1979, S. 40) markieren die tektonische Grenze zwischen der Monotonen- und Bunten Serie. Makroskopisch werden sie durch plattige Ausbildung, straffe Bänderung, Feinkörnigkeit und stark ausgeprägte Lineation ausgezeichnet. Neben der feinkörnigen Matrix aus Feldspat, Quarz und Biotit erkennt man am Handstück größere Porphyroklasten von rotem Granat, Disthen und augenförmigen Kalifeldspat. An den frisch angeschlagenen S-Flächen des Gesteins erkennt man Sillimanitsäulchen.

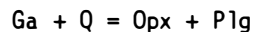
Unter dem Mikroskop erkennt man drei texturelle Elemente: Erstens, eine feinkörnige Matrix, bestehend aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz, suturiert bis verzahnt, was auf unvollkommene Rekristallisation hinweist. Zweitens, eine straffe Regelung im Gestein, die durch die feinblattrige Biotite, die Sillimanitzüge und die Diskenquarzzeilen zustande kommt. Drittens, eine Anzahl von porphyroklastisch auftretenden Mineralen wie Granat, Disthen (und z.T. Sillimanit) und Augenperthit. Der Granat ist häufig innig mit dem Disthen verwachsen. Diese Porphyroklasten werden von den beschriebenen Schieferungselementen "umflossen". Alle Porphyroklasten können um das zehnfache größer sein als die Matrixminerale. Die Granate führen Einschlüsse von Kalifeldspat, Quarz und Plagioklas, die in der Regel größer als die Matrixminerale sind und völlig homogen auslöschen.

Diese texturellen Merkmale weisen darauf hin, daß die Gesteine der "Granulitlamelle" typische blastomylonitische Gneise sind. Sie gehören demselben Faziestyp (Ga+Sil+Bi+Ksp) wie alle anderen untersuchten Proben an. Sie bezeugen jedoch eine intensive Deformation und unvollkommene Rekristallisation der Gesteine, die noch unter den Stabilitätsbedingungen der charakteristischen Paragenese



stattgefunden hat. Dies kann mit einem intensiven tektonischen Akt in Verbindung gebracht werden, der offensichtlich während oder "kurz" nach dem Metamorphosehöhepunkt stattgefunden hat. Die besondere Prägung dieser blastomylonitischen Gefüge in den Gesteinen der "Granulitlamelle" ist durch ihre marginale Stellung innerhalb der Bunten Serie zu erklären.

Zu ähnlichen Resultaten führten andere Gefüge, die manche Ga-Amphibolite kennzeichnen. Sie stammen aus dem Lojagraben und aus einem 3 cm mächtigen, augenförmigen "amphibolitischen Xenolith" in den plattigen Gneisen der "Granulitlamelle". Diese sind durch rosa Granate gekennzeichnet, die von einem hellen Saum umgeben sind (Probe BS-WT-64, neuer Fund, Sommer 1987). In beiden Fällen handelt es sich um biotitführende Ga-Amphibolite. Die Amphibole sind durch braune Eigenfarbe gekennzeichnet. Besonders aufschlußreich ist jedoch die Tatsache, daß die Granate zu einem Symplektit aus Orthopyroxen und basischem Plagioklas, neben Quarz, aufgelöst werden. Die Reaktion

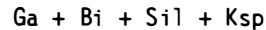


ist ein empfindliches Barometer (Newton & Perkins, 1982). Deswegen können die symplektitischen Koronabildungen um den Granat als Dekompressionstexturen gedeutet werden (siehe auch Horrocks, 1980; und Hollister, 1982). Sie bestätigen, daß diese offenbar hoch metamorphen Amphibolite, eine "plötzliche" Dekompression erfuhren, die wiederum in Verbindung mit einem großtektonischen Akt während oder "kurz" nach dem Metamorphosehöhepunkt stattgefunden hat.

Zusammenfassend: Die blastomylonitischen texturellen Beziehungen in den plattigen Gneisen der "Granulitlamelle" und die symplektitischen Koronabildungen um Granat in Amphiboliten aus dem Lojagraben und im "amphibolitischen Xenolith" bezeugen, daß ein großtektonischer Akt, möglicherweise der intramoldanubische Deckenbau, während oder "kurz" nach dem Höhepunkt der Metamorphose stattfand.

Zur Metamorphose

Die bisher besprochenen paragenetischen und texturellen Beziehungen lassen bereits gewisse Aussagen über die Intensität der Metamorphose zu. Der für die untersuchten Gesteine charakteristische Faziestyp



entspricht Metamorphosebedingungen der obersten Amphibolitfazies bzw. des Überganges zur Granulitfazies (Thompson, 1976b). Die Homogenisierung der Granate spricht ebenfalls für Temperaturen gleich oder größer als jene der Ksp + Sil-Isograde. Somit ist ein ungefährender Rahmen für die möglichen Metamorphosebedingungen der untersuchten Gesteine festgelegt. Die genauere Abschätzung der Metamorphosenbedingungen bedarf einer weiteren paragenetischen Analyse und der Anwendung von geothermobarometrischen Methoden.

Die mikroskopische Beschreibung der Granate legt fest, daß diese während eines prograden Ereignisses gebildet wurden. Dies wird durch die reliktsche Paragenese Mu+Q+Ky+Ksp (Einschlüsse im Granat) und die Matrixparagenese Ga+Bi+Sil+Ksp dokumentiert. Somit steht fest, daß während der Granatbildung der Zerfall der Paragenese Mu+Q innerhalb des Stabilitätsfeldes von Disthen stattgefunden hat. Dies ist nur dann möglich, wenn $P_{\text{H}_2\text{O}} \ll P_{\text{tot}}$. Petrakakis (1986a) beschreibt den genauen Mechanismus des "Gleitens" der Zerfallsreaktion



in das Stabilitätsfeld von Disthen. Hier wird dieser Mechanismus mit Hilfe der Abb. 1 kurz skizziert.

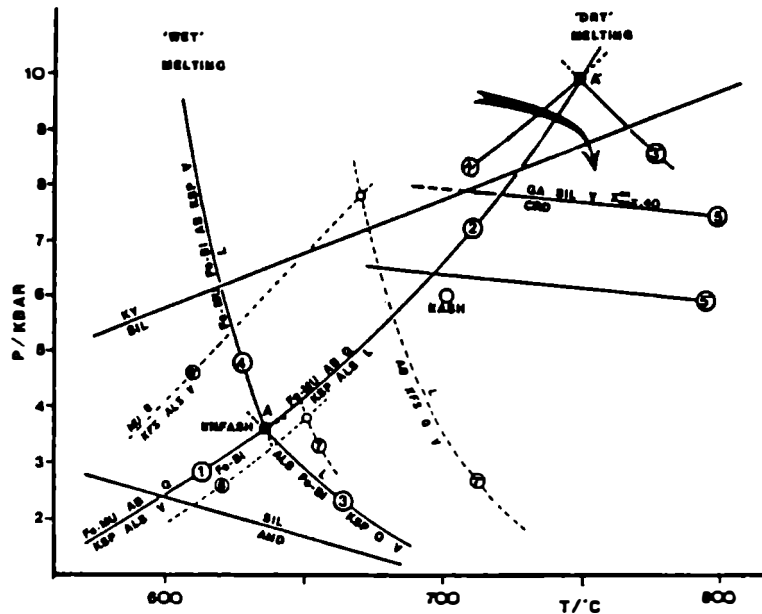


Abb. 1: P,T-Diagramm zur Abschätzung der Metamorphosebedingungen von Gneisen aus der südlichen Bunten Serie. Kurven 1, 2, 3 und 4 aus Thompson (1982) für $P_{H_2O} = P_{tot}$. Kurven 1' und 3' entsprechen den Kurven 1 und 3 bei $P_{H_2O} \ll P_{tot}$. Kurve 5 aus Holdaway & Lee (1977) für $X_{mg}^{gr} = 0.4$ und $P_{H_2O} = P_{tot}$. Kurve 5' berechnet aus der Kurve 5 für $P_{H_2O} = 0.3P_{tot}$. Die Kurven 6, 7, 6' und 7' stammen aus Kerrick (1972) und entsprechen $P_{H_2O} = P_{tot}$ und $P_{H_2O} = 0.5P_{tot}$. Die Kurven für die Alumosilikate sind nach Holdaway (1971).

Die Zerfallsreaktion der Paragenese $Mu+Q$ (Kurve 1) endet unter $P_{H_2O} = P_{tot}$ an dem invarianten Punkt A. An diesem Punkt sind sieben Phasen beteiligt, von denen jeweils sechs eine univariante Reaktion definieren. Von diesen sind in der Abb. 1 nur die Kurven 2, 3 und 4, die das Auftreten von anatektischen Schmelzen beschreiben, wiedergegeben. Die Kurven 3 und 4 entsprechen dem Erstauftreten solcher Schmelzen unter Verbrauch von H_2O ("wet melting"). Die Kurve 2 ("dry melting") führt zu einer anatektischen Schmelze ohne Beteiligung der fluiden Phase (vapour absend reaction). Um die oben erwähnten textuellen und paragenetischen Beziehungen, nämlich das Auftreten der relik-tischen Paragenese $Ga+Bi+Ky+Ksp$ im Granat, zu erfüllen, muß die Kurve 1 in das Disthenfeld gleiten. Dies ist möglich, wenn $P_{H_2O} \ll P_{tot}$. Unter diesen Bedingungen gleitet der invariante Punkt A entlang der Kurve 2 zu höheren Drücken und Temperaturen. Somit tritt ein Zustand ein, der durch den invarianten Punkt A' und die dazugehörenden Kurven 1', 3', 4' in der Abb. 1 veranschaulicht wird. Wie groß die Differenz $P_{tot} - P_{H_2O}$ sein muß, um diesen Mechanismus zu gewährleisten, zeigen ältere experimentelle Untersuchungen von Kerrick (1972). Seine Kurven 6 und 7 entsprechen den Kurven 1 und 3 bei $P_{H_2O} = P_{tot}$. Seine Kurven 6' und 7' entsprechen einem $P_{H_2O} = 0.5P_{tot}$. Somit wird der oben erwähnte prograde Weg durch das Überschneiden der Kurven 1', 2 und $Ky = Sil$ in einem ziemlich genau definierten P,T-Bereich zwischen 700 und 770°C und annähernd 7-9 kbar festgelegt. Diese Bedingungen sind vereinbar mit der Abwesenheit von Cordierit neben Granat und Sillimanit. Die Kurve 5 ist die obersten Stabilitätsgrenze dieser Paragenese für $P_{H_2O} = P_{tot}$ und einen Granat von $X_{mg} = 0.4$. Dieser X_{mg} -Wert kann als repräsentativ für die untersuchten Granate gelten (Petrakakis, 1986a). Die Kurve 5' ent-

spricht derselben Stabilitätsgrenze bei $P_{H_2O} = 0.3P_{tot}$. Diese Kurve oder eine Vergleichbare bei $P_{H_2O} \approx 0.3P_{tot}$ stellt die unterste Grenze für den Metamorphosedruck (≈ 6 kbar) dar.

Der oben skizzierte Mechanismus ermöglicht auch das beschränkte Auftreten von anatektischen Schmelzen durch die Reaktion 2. Die dadurch entstehenden Schmelzen nehmen sofort das wenig vorhandene H_2O auf, da dieses eher in die Schmelze fraktioniert wird als in die fluide Phase. Dies würde den "granulitfazialen" Effekt der Metamorphose besonders der Paläosome verstärken. Dieser Mechanismus ist vereinbar mit dem beschränkten Auftreten von migmatischen Gesteinstypen unter den untersuchten Proben. Wegen der H_2O -Untersättigung kommt es bei diesen hohen Metamorphosebedingungen nicht zu einer umfangreichen Anatexis der Gesteine.

Die fluide Phase

Im vorigen Kapitel wurde erwähnt, daß aufgrund der paragenetischen und texturellen Analyse der untersuchten Proben die prägende Metamorphose durch Temperaturen von 700–770°C und Drücke 6–9 kbar und $P_{H_2O} \ll P_{tot}$ charakterisiert wird.

Sollte letztere Aussage zutreffen, dann ist es offensichtlich, daß die Metamorphose als granulitfazial (untere Granulitfazies) gekennzeichnet werden kann. Wie sicher ist jedoch diese Aussage? Petrakakis (1986a) erwähnt, daß thermodynamische Berechnungen der Sauerstoffugazität des QMF-Puffers Wones & Gilbert, 1969) einen X_{H_2O} -Wert von 0.3 ergaben. Diese Berechnungen wurden unter der Annahme durchgeführt, daß das metamorphe Fluid hauptsächlich aus H_2O und CO_2 bestanden hat. Dies ist wiederum in der Anwesenheit von Graphit in den meisten Proben begründet. Experimentelle Untersuchungen (Ohmoto & Kerrick, 1977) in Graphit- und Sulfid-führenden Systemen bestätigen, daß unter den abgeleiteten P,T-Bedingungen der Metamorphose im südlichen Bereich der Bunten Serie das metamorphe Fluid überwiegend aus CO_2 besteht. Petrakakis (1988) verwendete experimentelle Daten von Holdaway & Lee (1977) und Battachariya & Sen (1985), um die thermodynamischen Parameter für die Reaktion



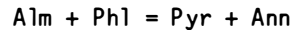
abzuleiten. Diese Reaktion kann in Verbindung mit den Ergebnissen der Geothermobarometrie (siehe nächstes Kapitel) für hydrobarometrische Berechnungen verwendet werden. Die dadurch berechneten H_2O -Aktivitäten liegen im Bereich 0.1–0.3 für den P,T-Bereich 700–770°C und 7–9 kbar.

Alle drei oben erwähnten, voneinander völlig unabhängige Methoden der Berechnung der H_2O -Aktivität liefern konforme Ergebnisse. Obwohl diese absoluten Werte mit mehreren Unsicherheiten behaftet sind, wird bestätigt, daß die im vorhergehenden Kapitel gemachte Aussage, nämlich $P_{H_2O} \ll P_{tot}$, völlig zutrifft.

Geothermobarometrie

Der Zweck der Geothermobarometrie ist es, die Ergebnisse der texturellen und paragenetischen Analyse zu testen. Dazu wurden folgende Methoden angewandt: Das Ga-Bi-Thermometer, das Ga-Als-Plg-Q-Barometer und das Ga-Opx-Plg-Q-Barometer und das Ga-Opx-Plg-Q-Barometer. Die sinnvolle Anwendung dieser Methoden setzt jedoch eine Diskussion über ihre Eigenschaften und Schwächen voraus.

Das Ga-Bi-Thermometer beruht auf der experimentellen Kalibrierung der Austauschreaktion



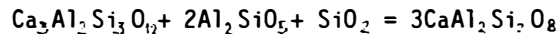
durch Ferry & Spear (1978). Ursprünglich wurde dieses Thermometer unter der Annahme der idealen Mischbarkeit der an der Reaktion beteiligten Komponenten in Granat und Biotit angewandt. Inzwischen wurde die enorme Bedeutung des Einflusses, besonders des Ca, auf die Stabilitätsbeziehungen von quarternären Granaten erkannt. Deswegen wurden verbesserte "Versionen" dieses Thermometers entwickelt, die den chemischen Abweichungen von natürlichen Granaten und Biotiten von dem pseudobinären System Fe-Mg Rechnung tragen (Hodges & Spear, 1982; Ganguly & Saxena, 1984). Bei der vorliegenden Untersuchung wurde das Thermometer nach Hodges & Spear (1982) verwendet.

Eine Eigenschwäche des Ga-Bi-Thermometers ist seine Anfälligkeit für Abkühlungs- und Wiederaufwärmungsprozesse. Dies beruht auf seiner Natur (Austauschreaktion), die dazu führt, daß während der oben erwähnten Prozesse die im Kontakt zueinander befindlichen Ga- und Bi-Kristalle leicht Fe und Mg austauschen. Die Folge ist, daß Analysenpaare aus Ga-Rändern und angrenzenden Biotiten post-peak-metamorphe Temperaturen ergeben. Dies kann leicht zu Fehlinterpretationen über den Höhepunkt der Metamorphose führen. Die logische Konsequenz ist, daß (Ga-Kern-/Matrix-Bi)-Analysenpaare Temperaturwerte liefern, die eine bessere Annäherung an den Metamorphosehöhepunkt gewährleisten. Dies gilt besonders bei den hochmetamorphen Gesteinen, deren Granate weitgehende Homogenisierung und "Abkühlungsränder" aufweisen. Ghent et al. (1982) konnten überzeugend zeigen, daß in hochmetamorphen Gesteinen die (Ga-Rand-/anгрz.-Bi)-Analysenpaare etwa 50-200°C niedrigere Temperaturen als die (Ga-Kern-/Matrix-Bi)-Analysen ergeben. Diese breite Temperaturvariation aus der ersten Gruppe von Analysenpaaren geht einerseits auf kinetische Faktoren, die die Schließung der Mineralsysteme beeinflussen, und andererseits auf die Granatresorption, die ihre "abgekühlten" Ränder diskordant durchschneidet, zurück (Petraakis, 1986a).

Unter Berücksichtigung der oben erwähnten Eigenschaften des Ga-Bi-Thermometers berechnete Petraakis (1986a, Tab. 1) die Temperaturen aus (Ga-Kern-/Matrix-Bi)- und (Ga-Rand-/anгрz.-Bi)-Analysenpaaren, bei P = 7 kbar. Erstere lieferten Werte zwischen 720 und 780°C und letztere Werte zwischen 510 und 800°C. An dieser Stelle soll erwähnt werden, daß das Ga-Bi-Thermometer mit einer Unsicherheit von $\pm 50^\circ\text{C}$ behaftet ist (Hodges & Spear, 1982).

Das Ga-Plg-Als-Q-Barometer wurde von Ghent (1976) eingeführt. Newton & Haselton (1981) und Ganguly & Saxena (1984) entwickelten verbesserte Versionen dieses Barometers, die den Einfluß von Mg, Fe und Mn auf Ca in den Granaten kompensieren und die Abweichungen vom idealen Mischungsverhalten der Albit- und Anorthit-Komponenten in Plagioklas berücksichtigen. In der vorliegenden Untersuchung wurde dieses Barometer nach Newton & Haselton (1981) verwendet. Die aus (Matrix-Plg-/Ga-Kern)-Analysenpaaren berechneten Drücke bei T = 700°C liegen im Bereich 6-8 kbar. (Ga-Rand-/anгрz.-Plg)-Analysenpaare ergaben eine breitere Variation von 4-7 kbar. Die (Plg-Einschluß-/anгрz.-Ga)-Analysenpaare lieferten Werte zwischen 4 und 9 kbar. Alle diese Werte sind mit einer Unsicherheit von ± 1.5 kbar behaftet (Hodges & Spear, 1982). Die Ergebnisse aus den zwei letztgenannten Gruppen weisen darauf hin, daß Hebungs- und De-kompressionsprozesse eine wesentliche Rolle in der post-peak-metamorphen Entwicklung der untersuchten Gesteine spielten. Diese Anfälligkeit des Barometers ist ein viel komplizierterer Prozeß als der Austausch von Mg und Fe zwischen Granat und Biotit. Das Barometer beruht auf der Ca-Transfer Reak-

tion (mass transfer reaction)



zwischen Granat und Plagioklas, der mit der gekoppelten Substitution $\text{CaAl} = \text{NaSi}$ in Plagioklas verbunden ist. Diese Substitution erfordert die Überwindung von größeren energetischen Barrieren als im Falle einer simplen Austauschreaktion. Dies ist ein möglicher Hinweis darauf, die die oben erwähnte Anfälligkeit dieses Barometers nicht so sehr auf kinetisch hemmenden Abkühlungs- und Hebungsprozesse sondern auf eine Wiederaufwärmung der Gesteine unter niedrigeren Drücken zurückzuführen ist.

Drücke, die mit Hilfe des Ga-Opx-Plg-Q-Barometers nach Newton & Perkins (1982) aus den symplektitischen Koronabildungen um den Granat errechnet wurden (8-9 kbar aus (Ga-Kern-/symplekt.-Plg)-Analysenpaaren), können als maximale Metamorphosedrücke gedeutet werden. Dies beruht auf der symplektitischen Textur der Zerfallsprodukte der Granate, die auf eine "plötzliche" Dekompression (großräumiger tektonischer Akt?) der Gesteine hinweist.

Zusammenfassend: Die aus (Ga-Kern-/Matrix-Bi- bzw. -Plg)-Analysenpaaren errechneten P,T-Bedingungen liegen im Bereich 720-780°C und 7-9 kbar. Dieses geothermobarometrische Ergebnis ist konform mit den Ergebnissen der paragenetischen und textuellen Analyse der untersuchten Proben.

Die "Abkühlungsdaten"

Braun & Earle (1983) verwendeten die Ergebnisse der Geothermobarometrie aus (Ga-Rand-/anгрz. -Mineral)-Analysenpaaren um die Weiterentwicklung von Gesteinen nach dem Metamorphosehöhepunkt erfolgreich zu modellieren. Petrakakis (1986a) versucht auf dem selben Weg und unter Verwendung ähnlicher Daten, im weiteren kurz als "Abkühlungsdaten" bezeichnet, die Entwicklung der Gesteine aus dem südlichen Bereich der Bunten Serie nach der prägenden Metamorphose zu skizzieren. Dieses Vorhaben ist mit vielen Unsicherheiten verbunden, da die Abkühlungsdaten eine breite Variation in den berechneten Temperaturen und Drücken aufweisen. Es hat sich gezeigt, daß die Abkühlungsdaten der meisten der untersuchten Proben einen Überlappungsbereich aufweisen, der zwischen 530-620°C und 2-4.5 kbar liegt (Abb. 2). Sollte dieser P, T-Bereich geologisch sinnvoll sein, stellt sich die Frage über die genaue Bedeutung dieser Werte. Prinzipiell gibt es zwei mögliche Antworten:

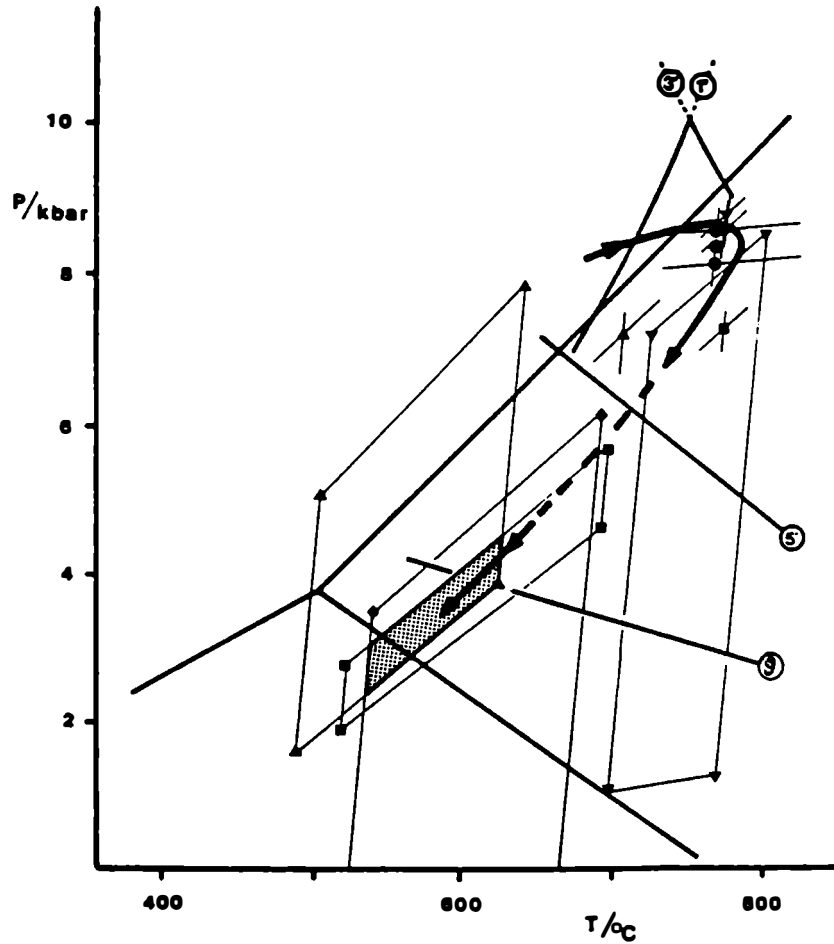


Abb. 2: P,T-Diagramm zur Darstellung der metamorphen Entwicklung von Gesteinen aus der südlichen Bunten Serie. Die dünn ausgezogenen Vierecke entsprechen der Variation der "Abkühlungsdaten" (siehe Text). Der Überlappungsbereich dieser Vierecke entspricht möglicherweise den Bedingungen des jüngeren metamorphen Ereignisses. Die Kurven 1', 3' und 5 wie in der Abb. 1, Kurve 9 aus Lonker (1981), Tripelpunkt nach Holdaway (1971).

1. Dieser Bereich entspricht den Schließungsbedingungen der Mineralsysteme nach einer "langsamen" Gleichgewichts-Abkühlung und -Hebung der Gesteine.
2. Dieser Bereich entspricht einer Wiederaufwärmung und Rehydratisierung der Gesteine unter niedrigeren Drücken und Temperaturen.

Wird von der Annahme ausgegangen, daß es nach der prägenden Metamorphose zu einer partiellen Rehydratisierung der Gesteine kommt, wie das durch die Neuspaltung von Hellglimmer und Chlorit im Dünnschliff bzw. durch die Glimmerschieferzone in der Natur dokumentiert wird, dann ergeben sich folgende Möglichkeiten:

Zum Fall 1. Eine langsame Gleichgewichts-Abkühlung und -Hebung der Gesteine

hätte zwangsläufig die Neusprossung von Cordierit gemeinsam mit dem Hellglimmer und dem Chlorit zur Folge. Die meisten der untersuchten Proben und besonders die Alumosilikat-führenden, sind aufgrund ihrer Zusammensetzung (Petraakis, 1986a) potentielle Träger einer Cordierit-führenden Paragenese. Eine Cordierit-Neusprossung wurde aber in den untersuchten Proben nicht beobachtet.

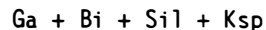
Für den 2. Fall sprechen sowohl die Beobachtungen aus dieser Untersuchung als auch Literaturdaten. Zunächst die Tatsache, daß sowohl die blastomylonitischen als auch die symplektitischen textuellen Beziehungen in manchen Proben auf eine "plötzliche" Hebung der Gesteine hinweisen. Dies ist nicht mit einer langsamen Gleichgewichts-Abkühlung und -Hebung der Gesteine vereinbar. Zweitens, die eingangs erwähnten Abkühlungsalter der Biotite in den Granuliten. Drittens, die Tatsache, daß die Resorption diskordant das Abkühlungsmuster der Granatränder schneidet. Dies bedeutet, daß die Resorption, zumindest in ihrer letzten Phase, einen bereits abgekühlten Granat erfaßt hat. Viertens sprechen Hödl (1985) und Högelsberger (1987) von einer retrograden Wiederaufwärmung ihrer untersuchten Proben, die aus der Bunten Serie und der Gföhler Einheit stammen. Fünftens betrachtet Fuchs (1976) die Glimmerschieferzone als retrograd überprägtes Moldanubikum.

Unter diesen Aspekten entspricht der Überlappungsbereich den Bedingungen einer retrograden Überprägung, die nicht als Endphase der prägenden Metamorphose verstanden werden kann, sondern als jüngerer metamorphes Ereignis. Dies erfaßte die H₂O-armen, granulitfaziell geprägten Gesteine der südlichen Bunten Serie und verursachte durch lokal begünstigte H₂O-Infiltration eine partielle Rekrystallisation und die Neusprossung von Hellglimmer und Chlorit. Diese Prozesse fanden unter P,T,a_{H₂O}-Bedingungen statt, die nicht zur Cordieritbildung führten. Der Überlappungsbereich der Abkühlungsdaten aus den untersuchten Proben erfüllt diese Bedingungen, da er größtenteils unterhalb der untersten Stabilitätsgrenze des Cordierits liegt.

Schlußfolgerungen

Die oben präsentierten Daten (siehe auch Petraakis, 1986a u. b) werden hier zusammengefaßt:

Zunächst konnte auf ein altes metamorphes Ereignis hingewiesen werden, welches durch die Ca-reichen Kerne in manchen der untersuchten Granate manifestiert wird. Dieses Ereignis ist älter als die prägende Metamorphose der untersuchten Gesteine. Letztere wird durch den Faziestyp



gekennzeichnet. Sie verursachte eine weitgehende Homogenisierung der Granate. Die Bildung der Granate erfolgte während eines prograden Ereignisses, welches über den Zerfall der Paragenese Mu+Q nach der Reaktion



zur charakteristischen Paragenese führte. Dieser prograde Weg läßt sich in dem Bereich 700–770°C und 6–9 kbar bei $P_{\text{H}_2\text{O}} \ll P_{\text{tot}}$ lokalisieren. Diese Angaben stützen sich einerseits auf die textuelle und paragenetische Analyse und andererseits auf die geothermobarometrische Untersuchung der Gesteine. Letztere grenzen sogar diesen Bereich zwischen 720 bis 770°C und 7–9 kbar ein. Diese Bedingungen lassen die Metamorphose als granulitfaziell einstufen und diese mit der Metamorphose in der Gföhler Einheit korrelieren. Die durch diese Bedingungen entstandenen Mineralparagenesen wurden den Abkühlungsphänomenen unterworfen. Diese werden besonders deutlich durch das Abkühlungsmuster der Granatränder und die Änderungen im Chemismus der angrenzenden Minerale.

Die textuelle Analyse von marginal gelegenen Gesteinen aus der südlichen Bunten Serie weist darauf hin, daß während oder "kurz" nach dem Metamorphosehöhepunkt eine "plötzliche" Dekompression, die in Verbindung mit einem großtektonischen Akt gebracht werden kann, diese erfaßt hat.

Die Abkühlungsdaten sowie Beobachtungen aus dieser Untersuchung und Angaben aus der Literatur sprechen dafür, daß der südliche Bereich der Bunten Serie durch ein jüngeres Ereignis teilweise rekristallisiert und rehydratisiert wurde. Dieses Ereignis kann mit der variszischen Wiederaufwärmung parallelisiert werden. Trotz der breiten Variation der Abkühlungsdaten, die deswegen mit einer größeren Unsicherheit behaftet sind, läßt sich der P,T-Bereich dieses jüngeren Ereignisses mit etwa 530–620°C und 2–4.5 kbar angeben. Diese Bedingungen stehen im Einklang mit der Tatsache, daß in den untersuchten Gesteinen keine Neuspaltung von Cordierit beobachtet wurde.

Ein wichtiger Aspekt dieser Untersuchung betrifft die Grenze zwischen der Bunten Serie und der Gföhler Einheit. Im zweiten Kapitel wurden kurz die Gründe lithologischer und paragenetischer Natur erwähnt, die zu der Trennung beider Serien führten. Matura (1976, S. 68) erwähnt, daß die "tektonische Grenze stellenweise willkürlich zu setzen" sei. Da offensichtlich deutliche tektonische Kriterien fehlen, wäre ein nachweisbarer metamorpher Hiatus ein wichtiges Argument für die Abgrenzung beider Serien. Betrachtet man aber die Ergebnisse dieser Untersuchung und die Angaben von Scharbert & Kurat (1974) über die Metamorphosebedingungen der Granulite, wird der vermutete Metamorphosesprung stark in Frage gestellt. Högelsberger konnte neuerdings u.a. feststellen, daß es keinen wesentlichen Unterschied im Metamorphosegrad zwischen Marmoren und Kalksilikatgesteinen aus dem Hangenden der Bunten Serie und dem Liegenden der Gföhler Einheit gibt. Petrakakis (1986b) äußert die Vermutung, daß der Unterschied zwischen beiden Serien nicht so sehr in Druck und Temperatur sondern in P_{H_2O} liegt. Diese Hypothese muß durch weitere Vergleichsuntersuchungen an Gesteinen aus der Bunten Serie sowie den Rahmgesteinen der Granulite und besonders am Gföhler Gneis getestet werden.

Danksagung

Der Verfasser bedankt sich beim Kollegen, Herrn W. Strasser, für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Literatur

- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H.G. (1973): Rb-Sr Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. SMPM, 53, 61–78.
- BHATTACHARYA, A. & SEN, S. K. (1985): Energetics of hydration of cordierite and water barometry in cordierite-granulites. Contr. Min. Petr., 89, 370–378.
- BRAWN, M. & EARLE, M. (1983): Cordierite bearing schists and gneisses from Timor, eastern Indonesia: P-T conditions of metamorphism and tectonic implications. Journ. Metamorphic Geology, 1, 183–203.
- FERRY, J. M. & SPEAR, F. S. (1978). Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contr. Min. and Petr. 66, 113–117.
- FUCHS, G. (1971): Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (NÖ). Verh. Geol. B-A H 3: 424–440 (1976) Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. Jb. Geol B-A 119: 45–61.

- 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, 41-49.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der Südlichen Böhmisches Masse. Jb. Geol. B.-A., 119, 1-43.
- FUCHS, G. & SCHARBERT, H. G. (1979): Kleinere Granulitvorkommen im Niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. Verh. Geol. B.-A., V. 2, 29-49.
- GANGULY, J. & SAXENA, S. K. (1984): Mixing properties of aluminosilicate garnets: Constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. Am. Min., 69, 88-97.
- GHENT, E. D. (1976): Plagioclase-garnet Al_2SiO_5 -quartz: A potential geobarometer. Am. Min., 61, 710-714.
- HODGES, K. V. & SPEAR, F. S. (1982): Geothermometry, geobarometry and Al_2SiO_5 triple point at Moosilake, New Hampshire. Am. Min., 67, 1118-1134.
- HÖDL, M. (1985): Petrologie und Geochemie des Rehberger Amphibolites im Niederösterreichischen Moldanubikum. Unveröff. Diss., Inst. f. Petrologie, Univ. Wien.
- HÖGELSBERGER, H. (1987): Petrologie der Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie (Niederösterreichisches Moldanubikum). Unveröff. Diss., Inst. f. Petrologie, Univ. Wien.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. Am. Journ. Sci., 271, 97-131.
- HOLDAWAY, M. J. & LEE, S. M. (1977): Fe-Mg Cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. Contr. Min. Petr., 63, 175-198.
- LONKER, S. W. (1981): The P-T-X relations of the cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium. Am. Journ. Sci., 281, 1056-1090.
- 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.
- NEWTON, R. C. & HASELTON, H. T. (1981): Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. In: Thermodynamics of minerals and melts (ed. Newton, R.C., Navrotsky, A. & Wood, B.J.), Springer Verlag, New York.
- NEWTON, R. C. & PERKINS, D. III. (1982): Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblage garnet-plagioclase-orthopyroxene-(clinopyroxene)-quartz. Am. Min., 67, 203-222.
- OHMOTO, H. & KERRICK, D. (1977): Devolatilization equilibria in graphitic systems. Am. Journ. Sci., 277, 1013-1044.
- PETRAKAKIS, K. (1986a): Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria, with particular reference to the garnets. J. 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. (1988): Hydrobarometry in gneisses from the southern Bunte Series, Moldanubian Zone, Austria. In preparation.
- SCHARBERT, H. G. (1963): Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums, I. Neues Jb. Min. Abh., 100, 59-86.
- SCHARBERT, H. G. (1964): Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums, II. Neues Jb. Min. Abh., 101, 27-66.
- SCHARBERT, H. G. & FUCHS, G. (1981): Metamorphen Serien im Moldanubikum Niederösterreichs. Fortschr. Min., 59, Bh. 2, 129-152.
- SCHARBERT, H. G. & KURAT, G. (1974): Distribution of some elements between coexisting ferromagnesian minerals in Moldanubian Granulite Facies Rocks, Lower Austria. TPM, 21, 110-143.
- THIELE, O. (1976): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel. Jb. der Geologischen B-A., 119, 75-81.
- THOMPSON, A. B. (1976a): Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. Am. Jour. Sci., 276, 401-424.
- THOMPSON, A. B. (1976b): Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. Am. Jour. Sci., 276, 425-454.
- THOMPSON, A. B. (1982): Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O undersaturated granitic liquids. Am. Jour. Sci., 282, 1567-1595.
- TRACY, R. J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. Miner. Soc. Am., Reviews in Mineralogy, 10, 355-397.
- TRACY, R. J. & ROBINSON, P. (1980): Evolution of metamorphic belts: Information from detailed petrologic studies. In: The Calidones in the U.S.A., (ed. Wones, D.R.), Virginia Polytechnic Institute & State University Memoir, 2, 189-195.
- TRACY, R. J., ROBINSON, P. & THOMPSON, A. B. (1976): Garnet compositions and zoning in determination of temperature and pressure of metamorphism, Central Massachusetts. Am. Min., 61, 762-775.
- WONES, D. R. & GILBERT, M. C. (1969): The fayalite-magnetite-quartz-assembly between 600 and 800°C. Am. Jour. Sci., 267A, 480-488.
- ZAYDAN, A. & SCHARBERT, H. G. (1983): Petrologie und Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raume Persenbeug (südliches Waldviertel). Jb. Geol. B-A., 126, 181-199.