

Druckabschätzungen in Metabasiten und Metapeliten mittels des Pyropanteiles in Granaten

ANDREAS ERTL

Inhalt: Es werden Formeln angegeben, mit denen sich Mindestdrucke (bei bekannter oder abgeschätzter Temperatur und bekannter chemischer Zusammensetzung der Granate) der unterschiedlichsten Lithologien berechnen lassen. Diese Methode läßt sich auch dann anwenden, wenn von Hochdruckparagenesen nur mehr Granatkernrelikte vorliegen.

Da diese Berechnungen, die mit der Pyrop-Komponente vorgenommen werden, nur für eine grobe Druckabschätzung geeignet sind (pers. Mitt. H.-J. Massonne, 2000), wird für eine genaue Druckbestimmung auf Berechnungen mit Hilfe thermodynamischer Daten verwiesen.

Wien, 2000

Druckabschätzungen in Metabasiten und Metapeliten mittels des Pyropanteiles in Granaten

ANDREAS ERTL

*Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Althanstraße 14,
A-1090 Wien, Austria*

Summary

Correlations of P-T estimates and maximum pyrope contents of garnets from metabasites and metapelites of recent publications show a relationship between maximum pyrope contents, pressures and temperatures during crystallization of garnet crystals.

Consequently every pyrope content (in mol.-%) is assigned to a minimum pressure (for a given temperature) for the garnet crystallization during formation/metamorphism of these rocks.

Zusammenfassung

Anhand von Korrelationen der Druck- und Temperaturangaben von Metabasiten und Metapeliten rezenter Publikationen mit den maximalen Pyropanteilen der Granate aus diesen Gesteinen, wird ein Zusammenhang zwischen den maximalen Pyropanteilen und den herrschenden P-T Bedingungen während der Kristallisation der Granatkristalle abgeleitet. Somit wird jedem Pyropanteil (in Mol.-%) ein Mindestdruck (für eine bestimmte Temperatur) für die Granatkristallisation während der Bildung bzw. Metamorphose des Gesteins zugeordnet.

Einleitung

Bereits COLEMAN et al. (1965) geben eine Zuordnung des Pyropanteiles von Granatmischkristallen in Amphiboliten, Charnockiten, Granuliten und verschiedenen Eklogiten (Gneisgebiete, Kimberlitgänge, Dunite, Peridotite) an. Sie schlagen vor, Eklogite in drei Gruppen zu unterteilen: Gruppe A (Einschlüsse in Kimberliten, Basalten und Ultrabasiten), Gruppe B (Eklogitbänder und Linsen in migmatitischen Gneisen) und Gruppe C (Eklogite in alpinotypen Metamorphiten). Als Parameter zur Differenzierung werden vor allem die Pyropanteile der Granate (A: > 55 Mol.-% Prp; B: 30-55 Mol.-% Prp; C: < 30 Mol.-% Prp) und der Jadeitanteil der Pyroxene (Jd: A > B > C) herangezogen. COLEMAN et al. (1965) geben die Pyropanteile von Granatkristallen für Amphibolite (ca. 10-20 Mol.-%), Charnockite und Granulite (ca. 10-40 Mol.-%), Eklogite: Gneisgebiete (ca. 35-50 Mol.-%), Eklogite: Kimberlite (ca. 60-75 Mol.-%) und Eklogite: Dunite und Peridotite (ca. 65-75 Mol.-%) an.

SOBOLEV (1972) gibt die Grenzen der Granatfelder von Eklogiten und Granuliten innerhalb des Granatdreieckes (mit den Eckpunkten: Almandin + Spessartin, Grossular + Andradit, Pyrop) an. Von MOTTANA et al. (1990) wird beschrieben, daß die Zuordnung der Assoziationen Granat + Kyanit + Phengit und Granat + Biotit + Phengit als hochgradig eklogitfaziell nur dann gelingt, wenn Coesit und/oder Diamant nachgewiesen werden kann und ein hoher Pyropanteil zu beobachten ist. Dieser Pyropanteil wurde von MOTTANA et al. (1990) allerdings nicht quantifiziert.

SOBOLEV (1972) gibt die Pyropanteile für das Granatfeld in Granuliten (bis ca. 50 Mol.-%) und für das Granatfeld in Eklogiten (bis ca. 80 Mol.-%) an.

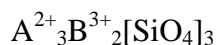
Bei Drucken ab ca. 30 kbar bis über 80 kbar kann das Knorringit-Granatendglied (Mg-Cr-Granat) einen zunehmenden Anteil in Pyrop-reichen Granaten sein (höchste bekannte Knorringitanteile bis 45 Mol.-%; Granateinschlüsse in Diamanten von Jakutien, Rußland; FEHR et al., 1995). Bei noch höheren Drucken (Übergangszone des Erdmantels, Unterer Erdmantel) könnte auch das Majorit-Granatendglied (Mg-Fe²⁺-Granat) eine zunehmende Komponente in Pyrop-reichen Granaten sein (HEINEMANN et al., 1994).

Als Datengrundlage werden für die nachfolgende Korrelation von Metabasiten und Metapeliten verschiedener Lokalitäten, die P-T Bedingungen (beim Druckhöhepunkt) und der maximal auftretende Pyropanteil in Granaten verschiedener Publikationen angeführt (siehe Appendix).

Obwohl dem Autor bewußt ist, dass für dieses Barometer keine chemische sowie thermodynamische Grundlage beschrieben wird, sondern nur kristallchemischen Argumente vorgebracht werden, könnte doch auch diese Möglichkeit in Betracht gezogen werden. Außerdem zeigte es sich bei der Korrelation und bei deren Überprüfung mittels Anwendung der Formeln (1) und (2), dass überraschenderweise die koexistierende Mineralparagenese keinen erkennbaren Einfluß auf die Gültigkeit der Berechnungen erkennen läßt. Natürlich werden noch weitere Überprüfungen dieser postulierten Hypothese durchgeführt werden müssen, um die Anwendbarkeit dieses Barometers bzw. die Grenzen des Einsatzes festzustellen.

Ergebnisse

Für Granat lautet die allgemeine kristallchemische Formel:



An der A-Position wird oft Mg, Ca, Mn und Fe eingebaut und in natürlichen Vorkommen findet man meist nur eine Variation besagter Elemente an dieser Position. Die Besetzung der A-Position ist einerseits vom Stoffangebot (Mg, Ca, Mn, Fe), andererseits auch von den P-T Bedingungen während der Kristallisation der Granate abhängig. Bei ansteigendem Druck wird die Wahrscheinlichkeit des Einbaues von Ionen mit kleinerem Radius in die Granatstruktur größer (\Rightarrow kleinere Elementarzelle). ZEMANN (1966) und SHANNON (1976) geben die effektiven Radien für Ionen an, welche an der A-Position eingebaut werden können. Für die folgenden Druckabschätzungen wird nun das kleinste Ion (Mg²⁺) herangezogen, welches an der A-Position eingebaut werden kann.

Um den Zusammenhang zwischen den P-T Bedingungen während der Kristallisation der Granate und der gemittelten Anzahl der Mg²⁺-Ionen (an der A-Position) pro Formeleinheit verifizieren zu können, wurden die maximalen Pyropanteile (Mg-Al-Granatendglied) von Granaten (aus Metabasiten und Metapeliten) mit den angegebenen P-T Bedingungen (beim Druckhöhepunkt) der Literatur korreliert (siehe Appendix).

Durch empirische Korrelation der angegebenen P-T Bedingungen in Abhängigkeit vom maximalen Pyropanteil der Mischgranate aus Metabasiten und Metapeliten (es konnte bei der Korrelation kein Unterschied zwischen Metabasiten und Metapeliten festgestellt werden), wurde näherungsweise als Funktion eine lineare Gleichung ermittelt, die mittels folgender Formel ausgedrückt werden kann:

$$P = C_{(x)} * T \quad C_{(x)} = \frac{2 * X_{prp} * \ln(0.05 * X_{prp} + 1.5) * (0.05 * X_{prp} + 1.5)^{-0.9}}{10 * X_{prp} + 470} \quad (1)$$

$$P_E = \frac{(T + T_E) * 2 * (X_{prp} + 1) * \ln[0.05 * (X_{prp} + 1) + 1.5] * [0.05 * (X_{prp} + 1) + 1.5]^{-0.9}}{10 * (X_{prp} + 1) + 470} - P \quad (2)$$

X_{prp} = maximaler Pyropanteil der Granate [Mol.-%]...gerundet auf ganze Zahlen

T = Temperatur [°C] beim Druckhöhepunkt (während der Granatkristallisation)

T_E = ± Fehler der Temperatur [°C]

P = Mindestdruck [kbar]

P_E = ± Fehler des Druckes [kbar]

$C_{(x)}$ = Funktion von X_{prp} abhängig

Empirisch konnte ermittelt werden, daß der maximale Pyropanteil in Granaten mit steigendem Druck (bei konstanter Temperatur) zunimmt und mit steigender Temperatur (bei konstantem Druck) abnimmt.

Die Druckangaben der angegebenen Formel (1) beziehen sich auf Mindestdrucke (siehe unter Diskussion). Der maximale Fehler der errechneten Mindestdrucke (P_E) errechnet sich mit der Formel (2). Bei der Fehlerberechnung wird für den Pyropanteil (X_{prp}) ein maximaler Fehler von 1 Mol.-% angenommen. Dieser Fehler setzt sich aus dem Rundungsfehler (0.5 Mol.-%) und dem Meßfehler der EMS-Messung (Annahme: 0.5 Mol.-%) zusammen.

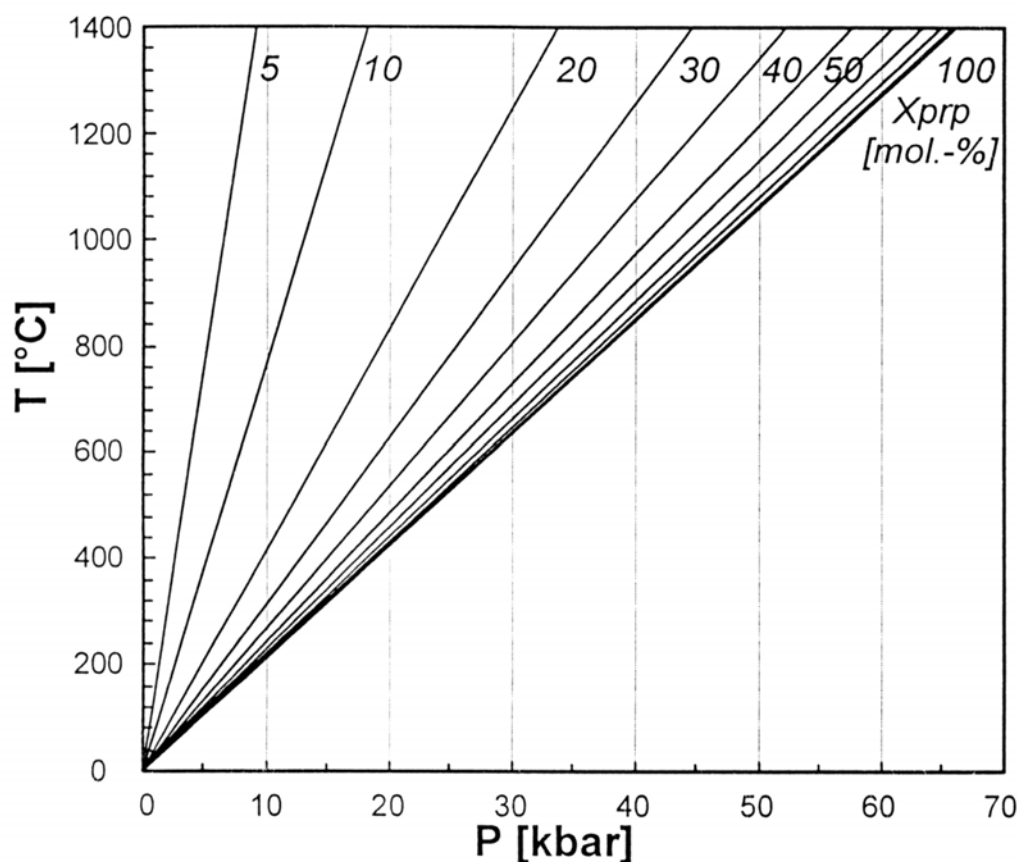


Abb. 1

Zusammenhang zwischen den maximalen Pyropanteilen (X_{prp}) in Granaten (aus Metabasiten und Metapeliten) und den P-T Bedingungen der Metamorphose.

Theoretische Überlegungen über den Zusammenhang zwischen P-T Bedingungen und dem Volumen von Elementarzellen verschiedener Mineralphasen

Bei einer Zunahme von Druck und Temperatur werden die Elementarzellen der einzelnen Mineralphasen in einer lithologischen Einheit bestrebt sein, ihr Volumen zu verkleinern. Wenn eine fluide Phase verfügbar ist, können sich auch tatsächlich neue chemische Gleichgewichte einstellen. Für die wichtigsten Mineralphasen (von Metabasiten und Metapeliten), die Mg in relevanten Mengen einbauen können, wurde errechnet, wie sich der Mg-Anteil bei einer Volumensabnahme der Elementarzelle verhält. Dazu wurde aus den Gitterkonstanten der Elementarzellen das Zellvolumen berechnet, und der Mg-Anteil der jeweils angegebenen chemischen Zusammensetzung der Mineralphasen (siehe Tab. 1) mit dem Zellvolumen korreliert. Für die wichtigsten Mineralphasen (die Mg in relevanten Mengen einbauen können) werden in Tab. 2 die vereinfachten stöchiometrischen Formeln angegeben. Zusätzlich ist zu den einzelnen Mineralphasen die jeweils definierte Formel für den maximalen Mg-Anteil (100 Mol.-% des Mg-Endgliedes) angegeben.

Mineralname bzw. Mineralgruppe	stöchiometrische Formel	Formel des hypothetischen Mg-Endgliedes
“Pyroxene”	$(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Al,Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$	$(\text{Ca,Na})\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
“Amphibole”	$(\text{Ca,Na})_2(\text{Mg,Fe,Al})_5[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_7\text{O}_{22}]$	$(\text{Ca,Na})\text{Mg}_5[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_7\text{O}_{22}]$
“Granate”	$(\text{Fe}^{+2},\text{Mg,Ca,Mn}^{+2})_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	$\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$
Almandin	$\text{Fe}^{+2}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	
Grossular	$\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	
Spessartin	$\text{Mn}^{+2}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	
Pyrop	$\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	
“Biotite”	$(\text{K,Na})(\text{Mg,Fe,Al})_3[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$	$(\text{K,Na})\text{Mg}_3[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$
Muskovit	$(\text{K,Na})(\text{Al,Mg,Fe})_2[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$	$(\text{K,Na})\text{Mg}_2[(\text{OH})_2/\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$

Tab. 1

Vereinfachte stöchiometrische Formeln von verschiedenen Mineralphasen (Mineralgruppen) und zugehörige hypothetische Formeln für das hypothetische Mg-Endglied (Anmerkung: bei der hypothetischen Mg-Endgliedformel für Muskovit ist eine Ladungsbilanz nicht gegeben).

In Tab. 2 wird zu verschiedenen Mineralphasen der Anteil des hypothetischen Mg-Endgliedes und das Volumen der Elementarzelle angegeben, um einen möglichen Zusammenhang zwischen Volumen und Mg-Anteil herauszufinden.

Mineralname bzw. Mineralgruppe	Anteil des Mg-Endglieds	Volumen der Elementarzelle [\AA^3]	Literatur
“Pyroxen” (Jadeit)	0.00	400.7	FRONDEL & KLEIN (1965)
“Pyroxen” (Jadeit)	0.01	401.2	PREWITT & BURNHAM (1966)
“Pyroxen”	0.01	403.0	ICDD 22-1338
“Pyroxen”	0.26	414.9	ICDD 42-568
“Pyroxen”	0.66	438.1	ICDD 41-1370
“Pyroxen” (Diopsid)	1.0	439.1	CLARK et al. (1962)
“Pyroxen” (Diopsid)	1.0	440.8	ROBERTS et al. (1990)
“Amphibol”	0.0	935.9	GUHA et al. (1987)
“Amphibol”	0.2	931.6	ICDD 29-1258
“Amphibol”	0.41	921.3	ICDD 21-149
“Amphibol”	0.63	914.7	OBERTI et al. (1995)
“Amphibol”	0.63	908.4	KARANOVIC et al. (1990)
“Amphibol”	0.69	910.7	MAKINO & TOMITA (1989)
Almandin	0.00	1531.2 (a=11.526 \AA)	ROBERTS et al. (1990)
Grossular	0.00	1664.4 (a=11.851 \AA)	ROBERTS et al. (1990)
Spessartin	0.00	1569.4 (a=11.621 \AA)	ROBERTS et al. (1990)
Pyrop	1.00	1504.7 (a=11.459 \AA)	ROBERTS et al. (1990)
“Biotit” (Ferri-Annit)	0.00	1039.8	ICDD 16-169
“Biotit” (Annit)	0.25	995.4	ICDD 42-1437
“Biotit” (Annit)	0.33	979.4	ICDD 33-1016
“Biotit” (Annit)	0.36	997.0	ICDD 42-1413
“Biotit” (Biotit)	0.50	997.4	BRIGATTI & DAVOLI (1990)
“Biotit” (Biotit)	0.56	985.0	ICDD 42-1339
“Biotit” (Phlogopit)	1.00	974.2	ICDD 16-344
Muskovit	0.0	ca. 930	GUIDOTTI et al. (1989)
Muskovit (Si: 3.02 <i>p.f.u.</i>)	0.03	932.6	GÜVEN (1971), ERNST (1963)
Muskovit (Phengit, Si: 3.11 <i>p.f.u.</i>)	0.05	934.4	GÜVEN & BURNHAM (1967), AXELROD & GRIMALDI (1949)
Muskovit (Phengit, Si: 3.39 <i>p.f.u.</i>)	0.25	934.8	GÜVEN (1971), ERNST (1963)
Muskovit (Phengit, Si: 3.79 <i>p.f.u.</i>)	0.29	927.4	ICDD 21-993

Tab. 2

Mineralphasen (Mineralgruppen) mit Angabe des Anteiles des hypothetischen Mg-Endgliedes, des Volumens der Elementarzelle und der Literatur (manche Daten sind der ICDD-Datei, ehemals JCPDS-Datei, entnommen). Volumen der Elementarzellen der Glimmer für $2M_1$ -Zellen angegeben (bei $1M$ -Zellen wurde das Zellvolumen verdoppelt, um die gleiche Anzahl der Atome zu erhalten, wie in den $2M_1$ -Zellen).

Wie aus Tab. 2 ersichtlich ist, nimmt in Pyroxenen der Mg-Anteil bei Volumensverkleinerung der Elementarzelle ab. In Amphibolen nimmt der Mg-Anteil bei Volumensverkleinerung der Elementarzelle zu. In der Granatmischkristallreihe (Almandin-Pyrop-Grossular-Spessartin) wird das Volumen der Elementarzelle verkleinert, wenn sich der Mg-Anteil vergrößert. Das heißt, wenn Mg verfügbar ist, wird umso mehr Mg in die Granat-Struktur (Elementarzelle) eingebaut, je höher die Druckbedingungen (bei konstanter Temperatur) sind:

> P (bei konst. T) \Rightarrow > Mg-Anteil \Rightarrow > Pyropanteil (einschl. Knorringit- und Majoritanteil)

In Mineralphasen der Biotit-Reihe nimmt der Mg-Anteil bei Volumensverkleinerung zu. In Muskoviten (und Phengiten) ist keine eindeutige Volumensänderung, weder bei Veränderung vom Mg-Anteil noch bei unterschiedlichen Si-Gehalten (noch zwischen $2M_1$ - und $3T$ -Muskoviten, SASSI et al., 1994) erkennbar.

Konsequenzen für Metabasite

Metabasite haben oftmals folgende Hauptphasen: Amphibol, Pyroxen, Granat, Quarz, Zoisit (Klinozoisit), (\pm Rutil). Bei prograden P-T Bedingungen wird beim Zerfall von Amphibolen Mg frei, welches dann in neu entstehenden Granat und in Pyroxenen eingebaut wird. Bei weiter steigenden P-T Bedingungen wird der Mg-Einbau in Pyroxenen abnehmen (bzw. der Jadeit-Anteil zunehmen, Elementarzelle wird kleiner). Im Granat wird der Mg-Einbau (Pyropanteil) weiter zunehmen, da dadurch das Volumen seiner Elementarzelle ebenfalls kleiner wird. Nachdem die meisten Amphibole zerfallen sind, werden sie erst wieder retrograd gebildet. [Eine Gegenüberstellung von sechsfach koordiniertem Al zu Al in Tetraederposition von Amphibolen als P-T Indikator wird von DROOP et al. (1990) angegeben.] Die restlichen Mineralphasen bauen praktisch kein Mg in ihre Struktur ein, und Muskovit (Phengit) ist in Metabasiten nur untergeordnet vertreten. Bei retrograder P-T Entwicklung werden Mg-arme Pyroxene in Mg-reiche Pyroxene (Diopsid) mit größerer Elementarzelle (+ Plagioklas) umkristallisieren. Im Granat und im Amphibol wird der Mg-Anteil abnehmen.

Konsequenzen für Metapelite

In Metapeliten sind oft folgende Hauptphasen vertreten: Muskovit, Quarz, Biotit, Granat, Feldspat, Staurolith, Chloritoid, Chlorit. Bei druckbetonter prograder P-T Entwicklung (und verfügbarem Al; MOTTANA et al., 1990) wird sich eher Muskovit (bzw. Phengit) als Biotit bilden, da Muskovit eine kleinere Elementarzelle hat. Bereits GROCHAU (1996) beschreibt eine Zunahme von Al^{VI} ("Muskovit-Substitution") in Biotit bei zunehmendem Druck.

Mit ansteigenden P-T Bedingungen werden Chlorit, Staurolith, Biotit und Chloritoid zerfallen, und bei Zerfall jeder Mineralphase wird Mg frei, welches dann bis zu einem bestimmten Anteil im Granat eingebaut werden kann. Bereits BALLÈVRE et al. (1989) beschreiben, dass bei mittleren Druckbedingungen $Mg_{\text{Staurolith}} > Mg_{\text{Granat}}$ und bei hohen (eklogitfaziellen) Druckbedingungen $Mg_{\text{Granat}} > Mg_{\text{Staurolith}}$. Der maximale Pyropanteil der in Granatkristallen eingebaut werden kann, richtet sich nach den gerade herrschenden P-T Bedingungen [siehe Formel (1)]. Ob er auch tatsächlich erreicht wird, hängt vom Mg-Gehalt der jeweiligen Lithologie ab. Ist kein Mg vorhanden, kann natürlich auch keines im Granat eingebaut werden. Es gilt für Granat hier das gleiche, wie bereits für Metabasite beschrieben - der Pyropanteil wird bei prograder P-T Entwicklung zunehmen.

Bei retrograder P-T Entwicklung wird Mg-armer Glimmer (Muskovit, bzw. Phengit) und Granat wahrscheinlich in Mg-reichen Biotit (+ Albit) umkristallisieren, welcher durchschnittlich ein größeres Zellvolumen besitzt, als Muskovit (siehe Tab. 2).

Abb. 2 zeigt graphisch den Zusammenhang zwischen dem Mg-Anteil verschiedener Mineralphasen und dem Volumen der Elementarzellen. Um die Änderung der Volumen der Elementarzellen bei Veränderung des Mg-Anteiles besser zu veranschaulichen, wird in Abb. 2 die Volumensdifferenz (ΔV) angegeben.

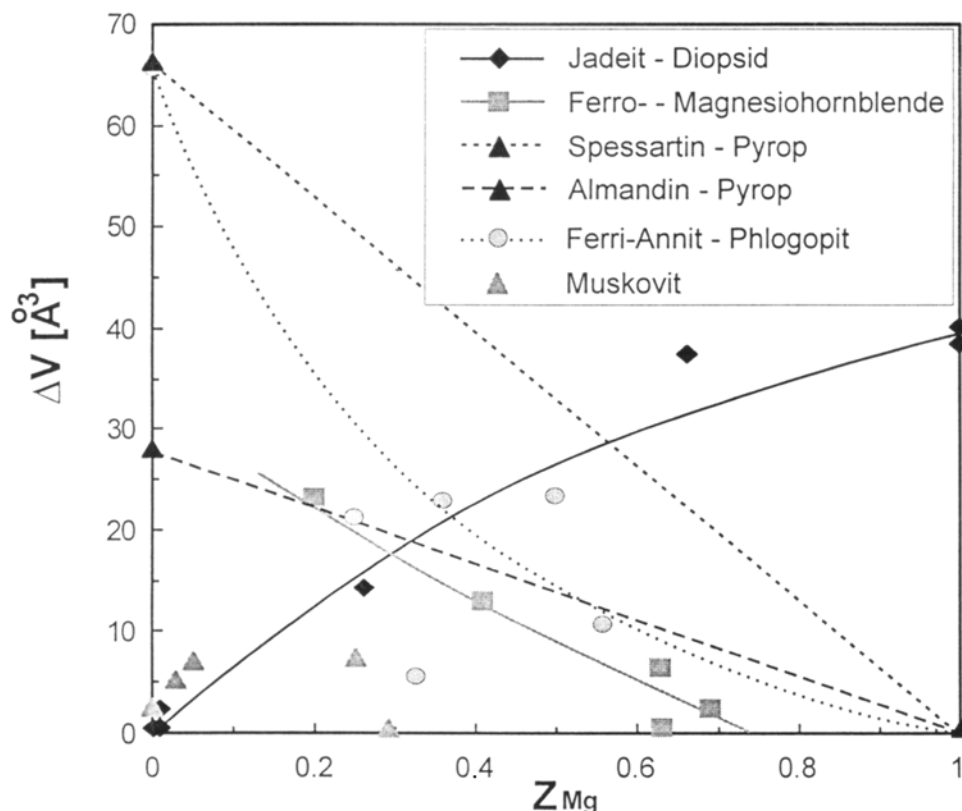


Abb. 2

Zusammenhang zwischen dem Mg-Anteil (Anteil des hypothetischen Mg-Endgliedes) verschiedener Minerale und dem Δ -Volumen der Elementarzellen.

Um die Druckbedingungen während der Granatkristallisation möglichst genau zu bestimmen, wird empfohlen von möglichst vielen Granatkristallen (mindestens aber von ca. 10 Granatkristallen), aus möglichst verschiedenen Proben der selben lithologischen Einheit, EMS-Analysen (Profil bzw. Kern und Rand) durchzuführen. Der maximale Pyropanteil (X_{prp}) und die experimentell bestimmte (oder abgeschätzte) Temperatur (T) während des Druckhöhepunktes wird in die oben angegebene Formel (1) eingesetzt.

Die Mindestdruckangaben (P) geben den Druck während der Kristallisation der Granate, bzw. daher auch die Druckbedingungen bei der Bildung des Gesteines oder von einer nachfolgenden Metamorphose an. Natürlich nähert sich der errechnete Mindestdruck (P) dem Wert während des Druckhöhepunktes umso genauer an, je mehr Granatkristalle analysiert werden. Im Idealfall (große Anzahl von Granatanalysen aus verschiedenen Proben der selben lithologischen Einheit und Verfügbarkeit von Mg in der Lithologie), wenn der tatsächlich auftretende maximale Pyropanteil der Granatkristalle, sowie die Temperatur beim Druckhöhepunkt (T) genau erfaßt werden, und die Granate auch tatsächlich beim Druckhöhepunkt kristallisiert sind, ist es möglich, dass sich die errechneten Druckbedingungen an die Druckobergrenze der Metamorphose annähern. Knorringit- oder/und Majoritanteile in Pyrop-reichen Granaten deuten auf noch höhere Drucke als die errechneten Mindestdrucke der angegebenen Formel (1) hin.

Es scheint somit auch möglich zu sein, bei magmatisch gebildeten Granatkristallen (z.B. in Pegmatiten) die Intrusionstiefe von den errechneten Druckbedingungen abzuleiten.

Anwendungsbeispiele

Für die folgenden Berechnungen [Formeln (1) und (2)] der Druckbedingungen (Tab. 3) in den verschiedenen Lithologien werden in der Regel die Durchschnittswerte der publizierten Temperaturwerte verwendet. Bei der Angabe mehrerer Literaturzitate werden auch die Temperaturwerte der jüngsten Literaturangaben für die Druckberechnungen herangezogen. Wenn besondere Temperaturwerte verwendet werden, wird dies näher beschrieben.

Literatur	Lithologie, Lokalität	maximaler Pyropanteil [Mol.-%]	P-T Bedingungen der Literatur	Mindestdrucke mittels der Formeln (1) und (2) berechnet
MELCHER (1994)	Gondite, Nord-Ghana, Westafrika	5	2-3 kbar, 450-480°C	3.0 ± 0.8 kbar bei 465 ± 15°C
AIGNER-TORRES & KOLLER (1994)	Quarzdiorit, Szarvaskő Komplex, Ungarn	8	≤6 kbar, 350-400°C	4.2 ± 0.5 kbar bei 375 ± 25°C
HÖCK & LEICHMANN (1994)	Metapelite, Pernegger Formation, Thayakuppel	10	6-8 kbar, 580-600°C	7.7 ± 0.9 kbar bei 590 ± 10°C
HOSCHEK (1998)	Hornblendeschiefer, Hohe Tauern, Ostalpen	11	ca. 9 kbar, 610°C	8.7 ± 1.1 kbar bei 610 ± 20°C
LÓPEZ SÁNCHEZ-VIZCAÍNO et al. (1997)	Karbonatgesteine, Cordilleras Béticas, Spanien	12	9.5 ± 1 kbar, 560°C	8.7 ± 1 kbar bei 560 ± 20°C
NEMEC (1968) PERTOLDOVA (1986)	Glimmerschiefer, Svatka Kristallin, Böhmisches Masse, Tschechien	14	10 kbar, 450-590°C 9 kbar, 600°C	10.5 ± 1 kbar bei 590 ± 20°C
OH & LIOU (1990)	Eklogite, Franciscan Formation, U.S.A.	15	>10-11 kbar, 480-540°C	9.7 ± 1.1 kbar bei 510 ± 30°C
GREGUREK et al. (1997)	Glimmerschiefer, Plankogel, Koralpe	15	10-11 kbar, 560-580°C	10.8 ± 0.8 kbar bei 570 ± 10°C
DRAGANITS (1996) DEMÉNY et al. (1997) TÖRÖK (1998)	Glimmerschiefer, Sopron Serie, Burgenland Glimmerschiefer, Orthogneis, Sopron Serie Orthogneis, Sopron Serie, Ungarn	17	9.5 ± 1.5 kbar, 550°C ca. 13 kbar, 560 ± 30°C 13-14 kbar, 450-550°C	11.6 ± 1.1 kbar bei 550 ± 30°C
MARKL & BUCHER (1997)	Eklogit, Lofoten Inseln, Norwegen	19	>14 kbar, 720°C	16.6 ± 1.4 kbar bei 720 ± 30°C
JANÁK et al. (1996)	Amphibolite, Tarra Mountains, Karpaten	20	>15-16 kbar, 650-750°C	16.8 ± 1.9 kbar bei 700 ± 50°C
KALT et al. (1994)	Eklogit, Schwarzwald, Deutschland	20	>16 kbar, 670-750°C	17.0 ± 1.4 kbar bei 710 ± 40°C
MILLER (1985) HABLER & THÖNI (1998)	Disthenflaser-Gneis, Saualpe	22	ca. 13 kbar, 640°C 13 ± 1.5 kbar, 600 ± 20°C	15.5 ± 1.6 kbar bei 600 ± 40°C
TEIML (1996)	Eklogite, Millstätter Serie	23	>13.6-15.5 kbar, 600-660°C	16.8 ± 1.3 kbar bei 630 ± 30°C
MILLER & THÖNI (1997)	Glimmerschiefer, Koralpe	25	18-20 kbar, 600-650°C	17.7 ± 1.2 kbar bei 625 ± 25°C
THÖNI & MILLER (1996)	Glimmerschiefer, Saualpe	26	20.4 kbar, 685°C	19.9 ± 1.4 kbar bei 685 ± 30°C
MILLER & THÖNI (1997)	Eklogite (Typ-3), Koralpe	30	18.3-20.8 kbar, 600-620°C	19.7 ± 0.4 kbar bei 610 ± 10°C
STÜWE & POWELL (1995)	mylonit. Gneis (Plattengneis), Koralpe	31	≥18 kbar, 590-650°C	20.1 ± 1.4 kbar bei 620 ± 30°C

Literatur	Lithologie, Lokalität	maximaler Pyropanteil [Mol.-%]	P-T Bedingungen der Literatur	Mindestdrucke mittels der Formeln (1) und (2) berechnet
STÜWE & POWELL (1995)	mylonit. Gneis (Plattengneis), Koralpe	31	≥18 kbar, 590-650°C	20.1 ± 1.4 kbar bei 620 ± 30°C
CHOPIN et al. (1991)	Eklogite (ohne Coesit), Dora-Maira Massiv, Westalpen, Italien	32	>14 kbar, 500-550°C	17.4 ± 1.1 kbar bei 525 ± 25°C
NUSSBAUM et al. (1998)	Eklogit, Suretta, Ostalpen, Schweiz	32	≥20 kbar, 700°C	23.2 ± 2.1 kbar bei 700 ± 50°C
STÖCKHERT et al. (1997) DACHS (1986)	Metapelite, Zentrales Tauernfenster	35	25 kbar, 600°C 21 kbar, 600°C	20.9 ± 1.4 kbar bei 600 ± 30°C
REINECKE (1998)	Schiefer, Zermatt-Saas Zone, Westalpen	36	27-29 kbar, 600-630°C	21.8 ± 0.8 kbar bei 615 ± 15°C
KLEMD (1994)	Gneise, Münchberger Gneisgebiet, Bayern	40	20-26 kbar, 680°C	25.4 ± 1.4 kbar bei 680 ± 30°C
SCHMÄDICKE et al. (1992)	Eklogite, Zentrales Erzgebirge, Sachsen	40	>29 kbar, 850°C	31.7 ± 1.9 kbar bei 850 ± 40°C
ENAMI et al. (1993)	Eklogite, Jiangsu, China	40	>26-28 kbar, ca. 700°C	26.1 ± 2.2 kbar bei 700 ± 50°C
CHOPIN et al. (1991) NAKAMURA & BANNO (1997)	Eklogite und Metapelite (mit Coesit), Dora-Maira Massiv, Westalpen, Italien	41	30 kbar, 700-750°C 33-36 kbar, ca. 750°C	28.3 ± 2.2 kbar bei 750 ± 50°C
ZHANG et al. (1995)	Eklogite und Meta-sedimente, südl. Su-Lu Region, China	45	>28-30 kbar, ca. 750°C	29.5 ± 1.5 kbar bei 750 ± 30°C
MILLER & THÖNI (1995)	Eklogite (mit Kyanit), Ötztal, Tirol	47	26.7-27.9 kbar, 710-750°C	29.2 ± 1.1 kbar bei 730 ± 20°C
MILLER (1990), HEEDE (1997)	Eklogite, Sau- und Koralpe ^{A)}	50-52 ^{A)}	-	28.8-29.2 ± 2.2 kbar bei 700 ± 50°C ^{A)}
ZHANG & LIOU (1994) WANG et al. (1999)	Eklogite, Dabie mountains, Zentral China	53	ca. 31 kbar, ca. 620°C ca. 34 kbar, 800-900°C	33.5 ± 4.5 kbar bei 800 ± 100°C
JERDE et al. (1993)	Eklogite, Udachnaya, Yakutia, Sibirien	65	40-60 kbar, 1000-1300°C	51.2 ± 6.7 kbar bei 1150 ± 150°C
SCHMÄDICKE & EVANS (1997)	Peridotit, Zentrales Erzgebirge, Sachsen	68	36 ± 1 kbar, ca. 850-900°C	36.9 ± 2.3 kbar bei 820 ± 50°C ^{B)}
ZHANG et al. (1994)	Eklogite, Su-Lu Region, China	69	36-41 kbar, 820-900°C	38.8 ± 1.9 kbar bei 860 ± 40°C
BREY et al. (1986), SCHMIDT et al. (1994), SCHMÄDICKE & EVANS (1997)	Pyroxenite, Zentrales Erzgebirge, Sachsen	70	35-37 ± 1 kbar, ca. 850-900°C	37.1 ± 2.4 kbar bei 820 ± 50°C ^{B)}
DOBRZHINETSKAYA et al. (1996)	Peridotit, Alpe Arami, Tessin, Schweiz	71	40-50 kbar, 930-1030°C	44.5 ± 2.4 kbar bei 980 ± 50°C
CARSWELL (1990), KOURIMSKÝ (1995), pers. Mitt. ZANG (1998)	Xenolith (mit Diamanten), Böhmisches Mittelgebirge, Tschechien	72	>43 kbar bei ca. 1000°C	45.5 ± 4.7 kbar bei 1000 ± 100°C
SOBOLEV et al. (1997)	Diamanteneinschlüsse - Kimberlitpipes, Yakutia, Sibirien	72	50-60 kbar, 940-1200°C	50.1 ± 4.7 kbar bei 1100 ± 100°C
FRANZ et al. (1996)	lherzolitischer Xenolith, Gibeon Kimberlite Province, Namibia	74	46 kbar, 1150°C	52.6 ± 4.7 kbar bei 1150 ± 100°C

Literatur	Lithologie, Lokalität	maximaler Pyropanteil [Mol.-%]	P-T Bedingungen der Literatur	Mindestdrucke mittels der Formeln (1) und (2) berechnet
MEDARIS et al. (1990)	Peridotit, Nove Dvory, Böhmisches Masse	75	55 ± 2 kbar, ca. 1200°C	55.0 ± 4.7 kbar bei 1200 ± 100°C
STACHEL & HARRIS (1997)	peridotitische Diamanteneinschlüsse, Ghana, Westafrika	88	50-67 kbar, 1100-1400°C	58.5 ± 7 kbar bei 1250 ± 150°C
CHOPIN (1984, 1986), CHOPIN et al. (1991), C)	Quarzit, Dora Maira Massiv, Westalpen, Italien	98	27-36 kbar, 700-800°C	35.4 ± 2.3 kbar bei 750 ± 50°C

Tab. 3

Lithologien verschiedener Lokalitäten mit Angabe der P-T Bedingungen, des maximalen Pyropanteiles der Mischgranate, der Literaturangaben und der Druckbedingungen mittels Anwendung der Formeln (1) und (2).

Anhang zu Tab. 3:

A) MILLER (1990) gibt für den Kyanit-Eklogit Kupplerbrunn, Saualpe, den Pyropanteil mit maximal 50 Mol.-% an; HEEDE (1997) gibt für den Eklogit Jurkikogel-Beilstein, Saualpe, den Pyropanteil mit maximal 44 Mol.-% an; MILLER (1990) gibt für den Kyanit-Eklogit Hohl, Koralpe, den Pyropanteil mit maximal 52 Mol.-% an, sowie für den Eklogit Kirchberg, Saualpe, den Pyropanteil mit maximal 41 Mol.-% an.

Diesen Pyropanteilen werden für die Eklogite der Sau- und Koralpe Druckbedingungen von 28.8 (Saualpe)-29.2 (Koralpe) ± 2.2 kbar für eine Temperatur von 700 ± 50°C zugeordnet (GREGUREK et al., 1997, geben für die eklogitfazielle Überprägung von Eklogiten der Koralpe die Temperatur mit ca. 700°C an). Dieser P-T Bereich liegt innerhalb des Coesit-Stabilitätsfeldes (MIRWALD & MASSONNE, 1980). Dies würde mit den bis jetzt beobachteten fraglichen Quarz-Coesit-Paramorphosen in Granat, Omphacit und Kyanit (BEHRMANN et al., 1990; HEEDE, 1997; pers. Mitt. MILLER, 1998; pers. Mitt. NEUBAUER, 1998) in Übereinstimmung stehen. Damit würden sich ähnlich hohe Druckbedingungen wie in einigen Eklogiten des Ötztalkristallins (MILLER & THÖNI, 1995) ergeben.

B) Die Temperatur beim Druckhöhepunkt wird von SCHMÄDICKE & EVANS (1997) mit 850-900°C angegeben. Spinell-Einschlüsse in Granat und in Klinopyroxen-Relikten im Granat-Pyroxenit deuten nach SCHMÄDICKE et al. (1992) darauf hin, daß der Protolith anfänglich bei höheren Temperaturen und/oder niedrigeren Druckbedingungen gebildet wurde. Daraus folgten sie, daß die Ursache für die Transformation vom Spinell-Peridotit in Granat-Peridotit eine isobare Abkühlung gewesen sein könnte. Dies würde auch die zu hohen berechneten Druckwerte von ca. 41 kbar beim Einsetzen einer Temperatur von 900°C in die Formel (1) erklären. Beim Rückrechnen (1) der Temperatur ergibt sich bei Druckbedingungen von 37 kbar eine Temperatur von ca. 820°C während der Granatkristallisation bzw. für die Transformation vom Spinell-Peridotit in Granat-Peridotit.

C) Literatur, Fortsetzung: KIENAST et al., 1991; SCHERTL et al., 1991; SHARP et al., 1993; SIMON et al., 1997; NAKAMURA & BANNO, 1997.

Es gibt aber auch Beispiele, in denen die Druckbedingungen der Lithologien nicht so einfach zu berechnen sind:

CARSWELL & O'BRIEN (1991, 1993) geben die P-T Bedingungen (beim Druckhöhepunkt) für Moldanubische Granulite, Niederösterreich, mit 16-20 kbar/1000°C an (Granatrelikte bei Korund- und Spinellrelikten mit maximal ca. 26 Mol.-% Pyropanteil; PETRAKAKIS & JAWECKY, 1995. Granate in granulitfaziell überprägten Gesteinen mit maximal 28 Mol.-% Pyropanteil; O'BRIEN & VRANA, 1994). Für die nachfolgende Hauptmetamorphose geben PETRAKAKIS & JAWECKY (1995) die P-T Bedingungen mit 10.7 kbar/770°C an. NASR & RICHTER (1998) geben die granulitfazielle Hauptmetamorphose für Gesteine des

Moldanubikums (Raabser Serie) mit 8 kbar/ca. 730°C an. Für die Hochdruckphase dieser Gesteine geben sie die P-T Bedingungen mit ca. 15 kbar/ca. 960°C an.

CARSWELL (1991) gibt die P-T Bedingungen für Peridotite im Granulit-Komplex der Gföhler Einheit, Böhmisches Masse, Niederösterreich mit 31 ± 3 kbar/ 1050 ± 20 °C an. BECKER (1997) beschreibt für diese Granat-Peridotite im Granulitkomplex die P-T Bedingungen der Hochdruckequilibrierung mit 30-35 kbar/ca. 1100°C. Für Pyroxenite aus dieser Einheit gibt BECKER (1997) noch höhere Temperaturen bei der Equilibrierung an - bis zu 1400°C. Er nimmt an, das die Schmelzen aus einer Minimumtiefe von 180-200 km (55-60 kbar) stammen könnten.

Bei der Annahme, daß die Granate (mit den maximalen Pyropanteilen) bei einer Temperatur von ca. 1000°C kristallisiert sind und unter Verwendung des angeführten maximalen Pyropanteiles (28 Mol.-%) in Granaten von Moldanubischen Granuliten würden sich bei 1000 ± 50 °C Druckbedingungen von 30.5 ± 2.2 kbar ergeben. In diesem Fall würden diese Druckbedingungen eine ähnliche Metamorphosegeschichte der Granulite und der verschiedenen Peridotite in der Böhmisches Masse anzeigen. Bereits BECKER (1997) beschreibt, daß einer isobaren Abkühlung eine nahezu isotherme Druckentlastung von 30-35 kbar auf 15-20 kbar bei 1000-1200°C folgt.

Es wäre aber auch möglich, daß die Granatkristallisation erst während einer möglichen isobaren Abkühlung stattgefunden hat, da auch Korund- und Spinellrelikte eingeschlossen werden (PETRAKAKIS & JAWECKY, 1995). Bei einer angenommenen Temperatur von 800 ± 50 °C (während der Granatkristallisation) ergeben die berechneten Druckbedingungen 24.4 ± 2.1 kbar. Parallelen zu dieser P-T Entwicklung gäbe es dann zu partiell re-equilibrierten Mineralvergesellschaftungen von Granuliten des Zentralen Erzgebirges. NEWTON & HASELTON (1981) geben für diese Granulite ähnliche Druckbedingungen von 18-21 kbar bei 800°C an.

In Tab. 4 werden die berechneten Druckbedingungen zu den verschiedenen Feldereinteilungen nach COLEMAN et al. (1965) im Granatdreieck angegeben.

Lithologie	Pyropanteile in Mischgranaten COLEMAN et al. (1965)	Druckberechnungen mittels der Formeln (1) und (2)
Amphibolite	ca. 10-20 Mol.-%	ca. $8-14 \pm 3$ kbar bei 600 ± 100 °C
Granulite	ca. 10-40 Mol.-%	ca. $12-34 \pm 4$ kbar bei 900 ± 100 °C
Eklogite: Gneisgebiete	ca. 35-50 Mol.-%	ca. $24-29 \pm 5$ kbar bei 700 ± 100 °C
Eklogite: Dunite, Peridotite, Kimberlitgänge	ca. 60-75 Mol.-%	ca. $44-46 \pm 10$ kbar bei 1000 ± 200 °C

Tab. 4

Verschiedene Lithologien mit Angabe der Pyropanteile in Granaten nach COLEMAN et al. (1965) und Berechnungen der zugehörigen Druckbedingungen mittels Formeln (1) und (2).

Die berechneten Druckbedingungen (Tab. 5) für Amphibolite befinden sich im Bereich oftmals angegebener amphibolitfazialer Überprägungen.

Auch die errechneten Werte der Druckbedingungen für Granulite befinden im Bereich von publizierten Angaben. Bei Temperaturen von 800-1000°C (und einem Pyropanteil von 40 Mol.-%) ergeben sich rechnerisch maximale Werte von ca. 30-38 kbar. Doch auch diese hohen Druckbedingungen sind schon für Granulite bestimmt worden. SCHMÄDICKE et al. (1992) geben für die Granulite des Zentralen Erzgebirges die P-T Bedingungen mit >29 kbar/850°C an. Die Autoren beschreiben polykristalline Quarz-Aggregate und symplektitische Verwachsungen von Na-Augit und Plagioklas in granulitischen Lagen welche sich in direktem Kontakt zu den Eklogiten befinden.

Für Eklogite in Gneisgebieten ergeben sich je nach Temperatur beim Druckhöhepunkt (und vom maximalen Pyropanteil abhängig) Drucke von ca. 19-34 kbar. Diese Werte stimmen mit den von MASSONNE (1991) angegebenen Druckbedingungen von P-T-Feldern für etwa 40 phengitführende Eklogite überein.

Für Dunite, Peridotite und Kimberlitgänge werden (abhängig von der Temperatur beim Druckhöhepunkt und vom maximalen Pyropanteil) Druckbedingungen von ca. 34-56 kbar errechnet. Die bereits publizierten Werte für diese lithologischen Einheiten liegen meistens innerhalb dieses Bereiches (siehe auch Tab. 3).

Diskussion

In Mg-armen Gesteinen wird sich bei gleichen P-T Bedingungen kein so hoher Pyropanteil in Granatkristallen bilden können, wie bei höherem Mg-Angebot. Allerdings bauen Granate auch in Mg-reichen Gesteinen das Mg wahrscheinlich nur bis zu einem bestimmten maximalen Anteil in ihre Struktur ein. Der maximale Pyropanteil richtet sich nach dem Mg-Angebot sowie nach den P-T Bedingungen [siehe Formel (1)].

Unabhängig vom Mg-Gehalt des jeweiligen Gesteines (bzw. vom Gesteinschemismus) ist die Mindestdruckzuordnung mittels der angegebenen Formel (1) dennoch immer anwendbar. Die tatsächlichen Druckbedingungen können allerdings, vor allem in Mg-armen Gesteinen, höher sein. Oftmals treten in Einheiten, die sowohl aus Metapeliten als auch aus Metabasiten bestehen, welche eine identische Metamorphosegeschichte erlebt haben, die gleichen maximalen Pyropanteile [in Mol.-%] in den Granaten auf (vgl. Daten aus KLEMD, 1994; ZHANG et al., 1995; CHOPIN et al., 1991; TEIML, 1996), obwohl das Fe/Mg-Verhältnis unterschiedlich ist (dies ist nur feststellbar bei einer genügend großen Anzahl von Granatanalysen). Dies deutet darauf hin, dass ein unterschiedlicher Gesteinschemismus von Ausgangsgesteinen verschiedener Lithologien, die eine identische Metamorphosegeschichte erlebt haben, nicht zwangsläufig zur Ausbildung unterschiedlicher maximaler Pyropanteile in Granaten führen muß.

Bei Auftreten von Granaten mit Pyropanteilen >50 Mol.-% (einschließlich Knorringitanteil) kann möglicherweise mit dem Vorkommen von (Mikro-) Diamanten gerechnet werden.

Oftmals ist es nicht einfach, anhand der Mineralvergesellschaftungen in den verschiedenen Gesteinen den wirklichen Druckhöhepunkt zu erfassen, da meistens mehr oder weniger starke retrograde Mineralumwandlungen stattgefunden haben. Da aber Granatkristalle während einer retrograden Überprägung nicht immer vollständig re-equilibrieren, ist manchmal noch reliktsch der höhere Pyropanteil, der sich (ungefähr) während des Druckhöhepunktes der Metamorphose gebildet hat, zu beobachten. Somit ist es mit dieser Druckbestimmung unter Verwendung des maximalen Pyropanteiles prinzipiell möglich, die Druckbedingungen beim Druckhöhepunkt ungefähr abzuschätzen, ohne dass equilibrierte Mineralvergesellschaftungen vorliegen müssen.

Mögliche Einschränkungen des Anwendungsbereiches dieser Methode der Druckabschätzung mittels maximalen Pyropanteil sind nicht auszuschließen. Eine gewisse Unsicherheit ergibt sich bei der Druckabschätzung von Granuliten (und insbesondere Pegmatiten), aufgrund von unzureichend in die Korrelation einbezogener P-T Daten.

Abschließend wird nochmals darauf hingewiesen, dass die errechneten metamorphen Drucke beim Druckhöhepunkt einer Metamorphose höher gewesen sein können, wenn zu wenige Granate analysiert werden, oder wenn die analysierten Granate nicht beim Druckhöhepunkt, sondern prograd oder retrograd (oder auch magmatisch) kristallisiert sind.

Danksagung

Der Autor bedankt sich recht herzlich bei Univ.-Prof. Dr. M. THÖNI, Dr. R. SCHUSTER, Mag. K. SCHMIDT, Dr. W. POSTL für zahlreiche Diskussionen, Anregungen und Literaturunterlagen. Besonderen Dank bei Univ.-Prof. Dr. C. CHOPIN, Univ.-Prof. Dr. E.S. GREW, Dr. Mag. D. GREGUREK, Dr. H.-U. HEEDE, Univ.-Prof. Dr. F. NEUBAUER, Univ.-Prof. Dr. K. STÜWE und Mag. X. TEIML für Literaturunterlagen.

Appendix - Literaturdaten

MELCHER (1994) gibt die Bildungsbedingungen von metamorphen Mangansilikatgesteinen (Gonditen) aus Nord-Ghana, Westafrika, mit 450-480°C und 2-3 kbar an. Der Pyropanteil der Granate (58-86 Mol.-% Spessartin) wird in dieser Arbeit mit maximal 5 Mol.-% angegeben.

AIGNER-TORRES & KOLLER (1994) geben für den Szarvaskő Komplex, Bükk Gebirge, Ungarn, eine niedriggradige metamorphe Überprägung im Prehnit-Pumpellyit-Fazies Bereich an. Der Pyropanteil der Granate des Quarzdiorites (Probe TOB5B) wird in dieser Arbeit mit 8 Mol.-% angegeben. Nach YARDLEY (1989) liegen die P-T Bedingungen der Prehnit-Pumpellyit-Quarz-Fazies bei ≤ 6 kbar/350-400°C.

HÖCK & LEICHMANN (1994) geben die P-T Bedingungen der moravischen Metamorphose der Metapelite der Pernegger Formation im Bereich der Thayakuppel mit 6-8 kbar/580-600°C an. Der Pyropanteil der Almandin-reichen Granate wird mit maximal 10 Mol.-% angegeben.

HOSCHEK (1998) gibt die maximalen P-T Bedingungen von Hornblende-Garbenschiefer aus den Hohen Tauern, Ostalpen, mit ca. 9 kbar/610°C an. Der Pyropanteil der Almandin-reichen Granate wird mit maximal 11 Mol.-% angegeben.

LÓPEZ SÁNCHEZ-VIZCAÍNO et al. (1997) beschreiben die P-T Bedingungen der Metamorphose von Karbonatgesteinen (Granate mit maximal 12 Mol.-% Pyropanteil) vom Nevado-Filábride Komplex, Cordilleras Béticas, Spanien, mit 9.5 ± 1 kbar/560°C.

NEMEC (1968) beschreibt die P-T Bedingungen der Glimmerschiefer des Svratka Kristallins, Hlinsko Region, Böhmisches Masse, mit 10 kbar/450-590°C. PERTOLDOVA (1986) beschreibt für die gleiche Einheit die P-T Bedingungen mit maximal 9 kbar/600°C. Der Pyropanteil der Granate wird mit maximal 14 Mol.-% angegeben.

OH & LIOU (1990) geben für Eklogite aus der Franciscan Formation, Kalifornien, U.S.A., die P-T Bedingungen mit $>10-11$ kbar/ 480-540°C an. Für den Druckhöhepunkt gibt MASSONNE (1991) die P-T Bedingungen für Eklogite aus der Franciscan Formation (Granate mit maximal 15 Mol.-% Pyropanteil) mit ca. 18 kbar/ca. 650°C an.

GREGUREK et al. (1997) geben für die Glimmerschiefer der Plankogeleinheit, Koralpe, die P-T Bedingungen mit 10-11 kbar/580°C an (Granate vom Granat-Glimmerschiefer Jankitzkogel mit maximal 15 Mol.-% Pyropanteil; GREGUREK, pers. Mitt. 1998).

DRAGANITS (1996) gibt die P-T Bedingungen der Alpinen Metamorphose eines Granatglimmerschiefers der Sopron-Serie des südlichen Ödenburger Gebirges (Granate mit maximal 17 Mol.-% Pyropanteil), Burgenland, Österreich, mit 9.5 ± 1.5 kbar/550°C an.

Für den Orthogneis - Glimmerschiefer Komplex der Sopron-Serie, Ungarn, geben DEMÉNY et al. (1997) die P-T Bedingungen mit ca. 13 kbar/560 \pm 30°C an. TÖRÖK (1998) gibt für Orthogneis der Sopron-Serie, Ostalpen, Ungarn, die P-T Bedingungen mit 13-14 kbar/450-550°C an.

MARKL & BUCHER (1997) geben die Bildungsbedingungen für einen Eklogit (Probe GM 342, Granate mit maximal 19 Mol.-% Pyropanteil) von den Lofoten Inseln, Norwegen, mit >14 kbar/720°C an.

JANÁK et al. (1996) geben die P-T Bedingungen von Granat-Klinopyroxen Amphiboliten (Granate mit maximal 20 Mol.-% Pyropanteil) von den Tarra Mountains, westliche Karpaten, mit $>15-16$ kbar/ca. 700°C an.

KALT et al. (1994) geben für einen Eklogit (Probe Lo-1, Granate mit maximal 20 Mol.-% Pyropanteil) aus dem Schwarzwald, die P-T Bedingungen mit >16 kbar/670-750°C an.

MILLER (1985) gibt für den Disthenflaser-Gneis, Saualpe, die P-T Bedingungen mit ca. 13 kbar/640°C an (Granate mit maximal 22 Mol.-% Pyropanteil). HABLER & THÖNI (1998) geben für den Disthenflaser-Gneis die P-T Bedingungen mit 13 ± 1.5 kbar/600 \pm 20°C an. Für Granat-Hellglimmer-Schiefer aus der Saualpe geben sie die P-T Bedingungen mit 19 ± 1.5 kbar/690 \pm 20°C an.

TEIML (1996) gibt für das eklogitfazielle Stadium der alpidischen Metamorphose von Eklogiten der Millstätter Serie die P-T Bedingungen mit $13.6-15.5 \pm 0.6$ kbar/600-660°C an. Diese Ergebnisse wurden aufgrund des Fehlens von Plagioklas als Mindestdrucke interpretiert. Für die Druckabschätzungen wurden Omphaciteinschlüsse (Jad_{~40}) in Granat verwendet. Der maximale Pyropanteil in Granaten beträgt 23 Mol.-% (Probe X05 Grt II).

MILLER & THÖNI (1997) geben die P-T Bedingungen für die Metapelite der Koralpe mit 18-20 kbar/600-650°C (Granate mit maximal 25 Mol.-% Pyropanteil) an.

THÖNI & MILLER (1996) geben die P-T Bedingungen für einen Glimmerschiefer (Granate mit maximal 26 Mol.-% Pyropanteil) vom Kupplerbrunn, Saualpe (Probe 90T132), mit 20.4 kbar/685°C an.

MILLER & THÖNI (1997) geben für den Eklogit Mauthnereck (Typ-3), Koralpe, die P-T Bedingungen mit 18.3 kbar/620°C an (Granate mit maximal 26 Mol.-% Pyropanteil). Für den Eklogit Hohl (Typ-3), Koralpe, geben MILLER & THÖNI (1997) die P-T Bedingungen mit 20.8 kbar/ca. 600°C an (Granate mit maximal 30 Mol.-% Pyropanteil).

Von STÜWE & POWELL (1995) werden für den Plattengneis, Koralpe, die P-T Bedingungen mit ≥ 18 kbar/ca. 590-650°C angegeben (Granate mit maximal 31 Mol.-% Pyropanteil; THÖNI & MILLER, 1996).

NUSSBAUM et al. (1998) beschreiben die pre-Alpine Hochdruckmetamorphose eines amphibolitisierten Eklogites (Diagramm: Granate mit maximal ca. 32 Mol.-% Pyropanteil) von Suretta, Ostalpen, Schweiz, mit ≥ 20 kbar/700°C.

FRANK et al. (1987) beschreiben Mineralparagenesen von eklogitfaziellen Metapeliten aus dem Zentralen Tauernfenster, Ostalpen, mit Pyropanteilen in Granaten von maximal 35 Mol.-%. STÖCKHERT et al. (1997) geben die P-T Bedingungen für eklogitfazielle Metapelite aus dem Tauernfenster mit 25 kbar/600°C an. DACHS (1986) gibt die P-T Bedingungen für die eklogitfazielle Metamorphose der Metasedimente südlich des Grossvenedigers, Tauernfenster mit 21 kbar/600°C an.

REINECKE (1998) beschreibt die Ultrahochdruckmetamorphose eines Piemontit-Granat-Phengit-Talk-Quarz-Schiefers (Coesit und Granate mit maximal 36 Mol.-% Pyropanteil) aus Lago di Cignana, Zermatt-Saas Zone, Westalpen, mit 27-29 kbar/600-630°C.

KLEMD (1994) beschreibt für das Stadium der Hochdruckmetamorphose von eklogitfaziellen Metasedimenten des Münchberger Gneisgebietes der saxothuringischen Zone, Bayern, Bedingungen von 20-26 kbar und 600-680°C. In dieser Arbeit wird der maximale Pyropanteil der Granate (54-76 Mol.-% Almandin) mit 40 Mol.-% angegeben.

SCHMÄDICKE et al. (1992) beschreiben die P-T Bedingungen der Hochdruckmetamorphose von Eklogiten (Granate mit maximal 40 Mol.-% Pyropanteil) aus dem Zentralen Bereich des Sächsischen Erzgebirges, Deutschland, mit >29 kbar/850°C.

ENAMI et al. (1993) geben die Druckbedingungen von Eklogiten (mit Coesit-Pseudomorphosen und Granate mit maximal 40 Mol.-% Pyropanteil) aus Jiangsu, Shandong Provinz, China, mit $>26-28$ kbar/ca. 700°C an.

CHOPIN et al. (1991) geben die P-T Bedingungen für Coesit und Kyanit führende Eklogite (Granate mit maximal 41 Mol.-% Pyropanteil) aus Brossasco, Dora-Maira Massiv, Westalpen, Italien, mit 30 kbar/700-750°C an (für weniger stark überprägte Eklogiteinheiten ohne Coesit wird der maximale Pyropanteil mit 32 Mol.-% angegeben. Die P-T Bedingungen werden für diese Eklogite mit >14 kbar/500-550°C angegeben). NAKAMURA & BANNO (1997) geben für die Eklogite aus dem Dora-Maira Massiv die P-T Bedingungen mit 33-36 kbar/ca. 750°C an.

ZHANG et al. (1995) geben die P-T Bedingungen für Eklogite und Metasedimente (in beiden Einheiten Granate mit maximal 45 Mol.-% Pyropanteil) aus der südlichen Su-Lu Region, China, mit $>28-30$ kbar/ca. 750°C an.

MILLER & THÖNI (1995) beschreiben die P-T Bedingungen für die Bildung der Kyanit-Eklogite (Probe CM88/48, Mischgranate mit maximal 44 Mol.-% Pyropanteil; Probe OE 520, Granate mit maximal 47 Mol.-% Pyropanteil) aus dem Ötztal-Altkristallin, Tirol mit 26.7-27.9 kbar/710-750°C.

ZHANG & LIOU (1994) beschreiben aus den Dabie Shan Eklogiten, Zentral China, Coesit, Granate mit maximal 53 Mol.-% Pyropanteil und Mikrodiamanten (Einschlüsse im Granat). Die obengenannten Autoren geben die P-T-Bedingungen mit ca. 31 kbar/620°C an.

WANG et al. (1999) geben die P-T Bedingungen für Eklogite aus den Dabie mountains, Zentral China, mit ca. 34 kbar/800-900°C an.

Für die Entstehung von Diamanten muß, nach dem Druck-Temperaturfeld in CARSWELL (1990), der Druck >38 kbar (bei 800°C) gewesen sein.

JERDE et al. (1993) geben für Eklogite (mit Diamantvorkommen) von Udachnaya, Yakutia, Sibirien, Russland, die P-T Bedingungen mit 40-60 kbar/1000-1300°C an. Für die Granate wird der maximale Pyropanteil mit 65 Mol.-% angegeben.

SCHMÄDICKE & EVANS (1997) geben für einen Granat-Peridotit (Granate mit maximal 68 Mol.-% Pyropanteil) aus Oberlochmühle, Erzgebirge, die P-T Bedingungen mit 36 ± 1 kbar/860°C an.

TAUCHER et al. (1996) nehmen die Herkunft eines Granat-führenden (mit 69 Mol.-% Pyropanteil) Xenolithes von Kapfenstein, Steiermark, aus dem Bereich des oberen Erdmantels an.

Von ZHANG et al. (1994) werden für Eklogite der Su-Lu Region, China, (Granate mit maximal 69 Mol.-% Pyropanteil) die P-T Bedingungen mit 36-41 kbar/820-900°C angegeben.

Von SCHMIDT et al. (1994) wird der maximale Druck für einen Granat-Pyroxenit (Granate mit maximal 70 Mol.-% Pyropanteil) aus dem Saxothuringikum mit 37 kbar angegeben. SCHMÄDICKE & EVANS (1997) geben für einen Granat-Pyroxenit (Granate mit maximal 70 Mol.-% Pyropanteil) aus Anspung, Erzgebirge, die Druckbedingungen mit 35 ± 1 kbar an. BREY et al. (1986) geben die Druckbedingungen eines Granat-Pyroxenites aus dem Zentralen Erzgebirge mit 37 kbar an.

DOBRZHINETSKAYA et al. (1996) geben die P-T Bedingungen eines Peridotit-Massivs (Granate mit maximal 71 Mol.-% Pyropanteil) von der Alpe Arami, Tessin, Schweiz, mit 40-50 kbar/1200-1300K (930-1030°C) an.

KOURIMSKÝ (1995) beschreibt Granate (Granate mit bis 72 Mol.-% Pyropanteil, pers. Mitt. Joachim ZANG, 1998) aus Diamant- und Kyanit-führenden Xenolithen vom Böhmischem Mittelgebirge. Nach dem Druck-Temperaturfeld in CARSWELL (1990) ergeben sich bei ca. 1000°C Druckbedingungen >43 kbar für die Diamantenbildung.

Für Granateinschlüsse in Diamanten aus Kimberlitpipen von den Sputnik Pipes, Yakutia (SOBOLEV et al., 1997), mit maximal 72 Mol.-% Pyropanteil werden die P-T Bedingungen mit 50-60 kbar/940-1200°C angegeben.

FRANZ et al. (1996) geben die P-T Bedingungen eines lherzolitischen Xenoliths (Probe KGG 70) aus der Gibeon Kimberlite Province, Namibia (Granate mit maximal 74 Mol.-% Pyropanteil), mit 46 kbar/1150°C an.

MEDARIS et al. (1990) geben die maximalen P-T Bedingungen eines Granat-Peridotits des Moldanubikums von Nove Dvory, Böhmisches Masse (Granate mit maximal 75 Mol.-% Pyropanteil), mit 55 ± 2 kbar/ca. 1200°C an.

Von STACHEL & HARRIS (1997) werden anhand von Granat- und Klinopyroxeneinschlüssen 4 peridotitischer Diamanten aus dem Birim Feld, Ghana, Westafrika die P-T Bedingungen mit 50-67 kbar/1100-1400°C angegeben. Der maximale Pyropanteil der Granateinschlüsse wird mit 88 Mol.-% angegeben.

Von CHOPIN (1984, 1986), CHOPIN et al. (1991) und SIMON et al. (1997) werden aus einem Pyrop-Quarzit vom Dora-Maira Massiv, Westalpen, Italien, Granatkristalle mit Einschlüssen der Hochdruckminerale Coesit, Ellenbergerit, Magnesiodumortierit und Magnesiochloritoid beschrieben (maximaler Pyropanteil: 98 Mol.-%; CHOPIN, 1984). Die P-T Bedingungen werden mit 27-36 kbar/700-800°C angegeben (CHOPIN et al., 1991; KIENAST et al., 1991; SCHERTL et al., 1991; SHARP et al., 1993; SIMON et al., 1997; NAKAMURA & BANNO, 1997).

Literatur

- AIGNER-TORRES, M., KOLLER, F. (1994): Erste Ergebnisse über ultrabasische, basische und saure Magmatitabfolgen des Szarvaskő Komplexes, Bükk Gebirge, NE-Ungarn. - Mitt. Österr. Miner. Ges., 139, 266-268.
- AXELROD, J.M., GRIMALDI, F.S. (1949): Muscovite with small optic axial angle. - Amer. Mineral., 34, 559-572.
- BALLÈVRE, M., PINARDON, J.-L., KIENAST, J.-R., VUICHARD, J.-P. (1989): Reversal of Fe-Mg partitioning between garnet and staurolite in eclogite-facies metapelites from the Champtoceaux Nappe (Brittany, France). - J. Petrol., 30, 1321-1349.
- BEHRMANN, J., BROSINSKY, D., KNECHT, S. (1990): Coesit in den Eklogiten der Saualpe? - Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie III, 14-15.
- BECKER, H. (1997): Petrological constraints on the cooling history of high-temperature garnet peridotite massifs in lower Austria. - Contrib. Mineral. Petrol., 128, 272-286.
- BREY, G.P., NICKEL, K.G., KOGARKO, L. (1986): Garnet-pyroxene equilibria in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CMAS): prospects for simplified ('T-independent') lherzolite barometry and an eclogite-barometer. - Contrib. Mineral. Petrol., 92, 448-455.
- BRIGATTI, M.F., DAVOLI, P. (1990): Crystal structure refinement of 1M plutonic biotites. - Amer. Mineral., 75, 305-313.
- CARSWELL, D.A. (1990): Eclogites and the eclogite facies: definitions and classifications. - In: CARSWELL, D.A.: Eclogite facies rocks, 1-13. - Blackie, Glasgow .
- CARSWELL, D.A. (1991): Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. - Eur. J. Mineral., 3, 323-342.
- CARSWELL, D.A., O'BRIEN, P.J. (1991): High pressure granulites in the Moldanubian Zone, Lower Austria. - Terra Abstr., 3, 93.
- CARSWELL, D.A., O'BRIEN, P.J. (1993): Thermobarometry and Geotectonic significance of High-Pressure Granulite Examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. - J. Petrol., 34, 427-459.
- CHOPIN, C. (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.
- CHOPIN, C. (1986): Phase relationships of ellenbergerite, a new high-pressure Mg-Al-Ti-silicate in pyrope-coesite-quartzite from the Western Alps. - Geol. Soc. Am. Mem., 164, 31-42.
- CHOPIN, C., HENRY, C., MICHARD, A. (1991): Geology and petrology of the coesit-bearing terrain, Dora Maira Massif, Western Alps. - Eur. J. Mineral., 3, 263-291.
- CARK, S.P.Jr., SCHAIRER, I.F., DE NEUFVILLE, N. (1962): Phase relations in the system CaMgSi₂O₆-CaAl₂SiO₆-SiO₂ at low and high pressure. - Carnegie Inst. Wash. Year Book, 61, 59-68.
- COLEMAN, R.G., LEE, D.E., BEATTY, L.B., BRANNOCK, W.W. (1965): Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. - Bull. geol. Soc. Amer., 76, 483-508.
- DACHS, E. (1986): High-pressure mineral assemblages and the breakdown-products in metasediments south of the Grossvenediger, Tauern Window, Austria. - J. metamorphic Geol., 8, 217-230.
- DOBRZHINETSKAYA, L., GREEN, H.W.II, WANS, S. (1996): Alpe Arami: a peridotite massif from depths of more than 300 kilometers. - Science, 271, 1841-1845.
- DEMÉNY, A., SHARP, Z.D., PFEIFFER, H.-R. (1997): Mg-metasomatism and formation conditions of Mg-chlorite-muscovite-quartzphyllites (leucophyllites) of the Eastern Alps (W. Hungary) and their relations to Alpine whiteschists. - Contrib. Mineral. Petrol., 128, 247-260.
- DRAGANITS, E. (1996): Kristallingeologische Neubearbeitung des südlichen Ödenburger Gebirges, Burgenland (Österreich). - Diplomarbeit, Universität Wien, Wien.
- DROOP, G.T.R., LOMBARDO, B., POGNANTE, U. (1990): Formation and distribution of eclogite facies rocks. - In: CARSWELL, D.A.: Eclogite facies rocks, 225-259. - Blackie, Glasgow .
- ENAMI, M., ZANG, Q., YIN, Y. (1993): High-pressure eclogites in northern Jiangsu - southern Shandong province, eastern China. - J. metamorphic Geol., 11, 589-603.
- ERNST, W.G. (1963): Significance of phengitic micas from low-grade schists. - Amer. Mineral., 48, 1357-1373.
- FEHR, T., GLAS, M., ZANG, J. (1995): Das Extra-Lapis-Granatwörterbuch. - Extra-Lapis, 9, 2-18.
- FRANK, W., HÖCK, V., MILLER, CH. (1987): Metamorphic and tectonic history of the central Tauern Window. - In: FLÜGEL, H.W., FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern Alps, 34-54. - Deuticke, Wien.
- FRANZ, L., BREY, G.P., OKRUSCH, M. (1996): Steady state geotherm, thermal disturbances, and tectonic development of the lower lithosphere underneath the Gibeon Kimberlite Province, Namibia. - Contrib. Mineral. Petrol., 126, 181-198.

- FRONDEL, C., KLEIN, C.Jr. (1965): Ureyite, $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$: A new meteoritic pyroxene. - *Science*, 149, 742-744.
- GREGUREK, D., ABART, R., HOINKES, G. (1997): Contrasting Eoalpine P-T evolutions in the southern Koralpe, Eastern Alps. - *Min. Petr.*, 60, 61-80.
- GROCHAU, B. (1996): Al^{VI} in Biotit - ein neues Geothermometer für peraluminische Kristallingesteine? - *Mitt. Österr. Min. Ges.*, 141, 102-103.
- GUHA, R., NAG, D.K., IYENGAR, S.V.P. (1987): Structure of an amphibole from Simlipal granite, India. - *Indian Mineral.*, 41, 32-41.
- GÜVEN, N. (1971): The crystal structure of 2M_1 phengite and 2M_1 muscovite. - *Zeit. Krist.*, 134, 196-212.
- GÜVEN, N. & BURNHAM, C.W. (1967): The crystal structure of 3T muscovite. - *Zeit. Krist.*, 125, 163-183.
- GUIDOTTI, C.V., SASSI, F.P., BLENCOE, J.G. (1989): Compositional controls on the a and b cell dimensions of 2M_1 muscovite. - *Eur. J. Mineral.*, 1, 71-84.
- HABLER, G., THÖNI, M. (1998): Alpine Metamorphose- und Strukturentwicklung der Gneisgruppe der NW Saualpe (Arbeitsgebiet N Knappenberg/Kärnten). - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 143, 287-290.
- HEEDE, H.-U. (1997): Isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des ostalpinen Saualpenkristallins, Kärnten - Österreich. - *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 81, 168 S., Münster.
- HEINEMANN, S., SHARP, T.G., RUBIE, D.C., SEIFERT, F. (1994): Symmetrieänderungen und Phasenübergänge in Majorit-Granat. - Bayerisches Forschungsinstitut für Experimentelle Geochemie und Geophysik, Universität Bayreuth, Jahresbericht 1994, 36-37.
- HÖCK, V., LEICHMANN, J. (1994): Exkursion C: Das Moravikum der Thayakuppel. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 139, 407-427.
- HOSCHEK, G. (1998): Phase equilibria of Hornblende Garbenschists from Hohe Tauern, Eastern Alps. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 173, 155-187.
- JANÁK, M., O'BRIEN, P.J., HURAI, V., REUTEL, C. (1996): Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphibolites from the Tarra Mountains, Western Carpathians. - *Lithos*, 39, 57-79.
- JERDE, E.A., TAYLOR, L.A., CROZAZ, G., SOBOLEV, N.V., SOBOLEV, V.N. (1993): Diamondiferous eclogites from Yakutia, Siberia: evidence for a diversity of protoliths. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 114, 189-202.
- KALT, A., HANEL, M., SCHLEICHER, H., KRAMM, U. (1994): Petrology and geochronology of eclogites from the Variscan Schwarzwald (F.R.G.). - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115, 287-302.
- KARANOVIC, L., KRSTANOVIC, I., UNGARETTI, L. (1990): Crystal structure and cation distribution in hornblendes. - *Bull., Acad. Serbe Sciences Arts, Scienc. Nat.*, 21-28.
- KIENAST, J.R., LOMBARDO, B., BIINO, G., PINARDON, J.L. (1991): Petrology of very high pressure eclogitic rocks from the Brossasco-Isasca Complex, Dora-Maira Massif, Italian Western Alps. - *J. Metamorphic Geol.*, 9, 19-34.
- KLEMD, R. (1994): Petrologie und Thermobarometrie an eklogitfaziellen Metasedimenten der Münchberger Gneismasse (NE-Bayern). - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 139, 237-263.
- KOURIMSKÝ, J. (1995): Fundstellen, Eigenschaften, Geschichte und Bedeutung der böhmischen Pyrope. - *Extra-Lapis*, 9, 76-83.
- LÓPEZ SÁNCHEZ-VIZCAÍNO, V., CONNOLLY, J.A.D., GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T. (1997): Metamorphism and phase relations in carbonate rocks from the Nevado-Filábride Complex (Cordilleras Béticas, Spain): application of the $\text{Ttn} + \text{Rt} + \text{Cal} + \text{Qtz} + \text{Gr}$ buffer. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 126, 292-302.
- MAKINO, K., TOMITA, K. (1989): Cation distribution in the octahedral sites of hornblendes. - *Amer. Mineral.*, 74, 1097-1105.
- MASSONNE, H.-J. (1991): Druck-Temperatur-Entwicklung phengitführender Eklogite. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 136, 55-77.
- MARKL, G., BUCHER, K. (1997): Proterozoic eclogites from the Lofoten islands, northern Norway. - *Lithos*, 42, 15-35.
- MEDARIS, L.G.Jr., WANG, H.F., MÍŠAR, Z., JELÍNEK, E. (1990): Thermobarometry, diffusion modelling and cooling rates of crustal garnet peridotites: Two examples from the Moldanubian zone of the Bohemian Massiv. - *Lithos*, 25, 189-202.
- MELCHER, F. (1994): Mineralogie und Ablagerungsbedingungen altproterozoischer chemischer Sedimente in Ghana, Westafrika. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 139, 203-216.
- MILLER, Ch. (1985): Metagabbros and eclogites in the Kor- and Saualpe, Austria. - *Second International Eclogite Conference (SIEC) Excursion Guide Book*, 49 S., Wien.
- MILLER, Ch. (1990): Petrology of the type locality eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps), Austria. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 70, 287-300.
- MILLER, Ch., THÖNI, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. - *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 122, 199-225.

- MILLER, Ch., THÖNI, M. (1997): Eo-Alpine eclogitisation of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): new geochronological, geochemical and petrological data. - *Chem. Geol.*, 137, 283-310.
- MIRWALD, P.W., MASSONNE, H.-J. (1980): The low-high quartz and quartz-coesite transition to 40 kbar between 600°C and 1600°C and some reconnaissance data on the effect of NaAlO₂ component on the low quartz-coesite transition. - *J. Geophys. Res.*, 85, B12, 6983-6990, Washington.
- MOTTANA, A., CARSWELL, D.A., CHOPIN, C., OBERHÄNSLI, R. (1990): Eclogite facies mineral parageneses. - In: CARSWELL, D.A.: *Eclogite facies rocks*, 14-52. - Blackie, Glasgow.
- NAKAMURA, D., BANNO, S. (1997): Thermodynamic modelling of sodic pyroxene solid-solution and its application in a garnet-omphacite-kyanite-coesite geothermobarometer for UHP metamorphic rocks. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 130, 93-102.
- NASR, T.Y., RICHTER, W. (1998): Raabser Serie: Petrologie und Geochemie der Amphibolite und Orthogneise. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 143, 349-350.
- NEMEC, K. (1968): Die Metamorphose des NE-Randes des Kernes der Böhmisches Masse. - *Verh. Geol. Bundesanstalt*, 1/2, 189-203.
- NEWTON, R.C., HASELTON, H.T. (1981): Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. - In: NEWTON, R.C., NAVROTSKY, A., WOOD, B.J.: *Thermodynamics of minerals and melts*. Springer, New York Berlin Heidelberg Tokyo, 131-145.
- NUSSBAUM, C., MARQUER, D., BIINO, G.G. (1998): Two subduction events in a polycyclic basement: Alpine and pre-Alpine high pressure metamorphism in the Suretta nappe, Swiss-Eastern Alps. - *J. metamorphic Geol.*, 16, 591-605.
- OBERTI, R., UNGARETTI, L., CANNILLO, E., HAWTHORNE, F.C., MEMMI, I. (1995): Temperature-dependent Al order-disorder in the tetrahedral double chain of C2/m amphiboles. - *Eur. J. Mineral.*, 7, 1049-1063.
- O'BRIEN, P.J., VRÁNA, S. (1994): Eclogites within the Monotonous Series of the Bohemian Massif: Examples from South Bohemia and Lower Austria. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 139, 357-359.
- OH, C.-W., LIOU, J.G. (1990): Metamorphic evolution of two different eclogites in the Franciscan Complex, California, U.S.A. - *Lithos*, 25, 41-53.
- PERTOLDOVA, J. (1986): Podminky vzniku skarnu na loziscich Pernstejn, Zupanovice, Nove Mesto pod Smrkem. - PhD Thesis, Universita Karlova, Praha.
- PETRAKAKIS, K., JAWECKI, Ch. (1995): High-grade metamorphism and regression of Moldanubian granulites, Austria. - *Eur. J. Mineral.*, 7, 1183-1203.
- PREWITT, C.T., BURNHAM, C.W. (1966): The crystal structure of Jadeite, NaAlSi₂O₆. - *Amer. Mineral.*, 51, 956-975.
- REINECKE, T. (1998): Prograde high- to ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of oceanic sediments at Lago di Cignana, Zermatt-Saas Zone, western Alps. - *Lithos*, 42, 147-189.
- ROBERTS, W.L., CAMPBELL, T.J., RAPP, G.R.Jr., (1990): *Encyclopedia of minerals*. - 979 S., second edition, Van Nostrand Reinhold, New York.
- SASSI, F.P., GUIDOTTI, C.V., RIEDER, M., DE PIERI, R. (1994): On the occurrence of metamorphic 2M₁ phengites: some thoughts on polytypism and crystallization conditions of 3T phengites. - *Eur. J. Mineral.*, 6, 151-160.
- SCHERTL, H.-P., SCHREYER, W., CHOPIN, C. (1991): The pyrope-coesite rocks and their country rocks at Parigi, Dora Maira Massif, Western Alps: detailed petrography, mineral chemistry and PT-path. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, 1-21.
- SCHMÄDICKE, E., OKRUSCH, M., SCHMIDT W. (1992): Eclogite-facies rocks in the Saxonian Erzgebirge, Germany: high pressure metamorphism under contrasting P-T conditions. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 226-241.
- SCHMÄDICKE, E., EVANS, B.W., (1997): Garnet-bearing ultramafic rocks from the Erzgebirge, and their relation to other settings in the Bohemian Massif. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 127, 57-74.
- SCHMIDT, W., WERNER, C.-D., PILOT, J. (1994): Eklogite und Granulite im Saxothuringikum. - *Beih. z. Eur. J. Mineral.*, 6/2, 1-19.
- SHANNON, R.D. (1976): Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. - *Acta Cryst.*, A32, 751-767.
- SHARP, Z.D., ESSENE, E.J., HUNZIKER, J.C. (1993): Stable isotope geochemistry and phase equilibria of coesite-bearing whiteschists, Dora Maira Massif, Western Alps. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 114, 1-12.
- SIMON, G., CHOPIN, C., SCHENK, V. (1997): Near-end-member magnesiochloritoid in prograde-zoned pyrope, Dora-Maira Massif, western Alps. - *Lithos*, 41, 37-57.
- SOBOLEV, N.V., KAMINSKY, F.V., GRIFFIN, W.L., YEFIMOVA, E.S., WIN, T.T., RYAN, C.G., BOTKUNOV, A.I. (1997): Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia. - *Lithos*, 39, 135-157.
- SOBOLEV, V.S. (1972): *The facies of metamorphism*. - Translation, A.C.T., Canberra.

- STACHEL, T., HARRIS, J.W. (1997): Syngenetic inclusions in diamond from the Birim field (Ghana) - a deep peridotite profile with a history of depletion and re-enrichment. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 127, 336-352.
- STÖCKHERT, B., MASSONNE, H.-J., NOWLAN, E.U. (1997): Low differential stress during high-pressure metamorphism: The microstructural record of a metapelite from the eclogite Zone, Tauern Window, Eastern Alps. - *Lithos*, 41, 103-118.
- STÜWE, K., POWELL, R. (1995): PT Paths from modal proportions: application to the Koralm Complex, Eastern Alps. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119, 83-93.
- TAUCHER, J., WALTER, F., ETTINGER, K. (1996): Ein Pyrop-reicher Granat aus einem Xenolith von Kapfenstein, Steiermark, Österreich. - *Mitt. Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum* 60/61, 87-88. - Graz.
- TEIML, X. (1996): Die Gesteine der Millstätter Serie - petrologische und geothermobarometrische Untersuchungen. - Diplomarbeit Univ. Graz, 199 S.
- THÖNI, M., MILLER, Ch. (1996): Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history. - *J. metamorphic Geol.*, 14, 453-466.
- TÖRÖK, K. (1998): Magmatic and high-pressure metamorphic development of orthogneiss in the Sopron area, Eastern Alps (W-Hungary). - *N. Jb. Miner. Abh.*, 173, 1, 63-91.
- WANG, X., NEUBAUER, F., GENSER, J., DACHS, E., PROYER, A. (1999): P-T-d path and exhumation of the UHP unit in eastern Dabie mountains, China. - *Geology* in press.
- WINKLER, H.G.F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine. 2. Auflage, Springer Verlag. - Berlin.
- YARDLEY, B.W.D. (1989): An introduction to metamorphic petrology. - 248 S., Longman Scientific & Technical.
- ZEMANN, J. (1966): Kristallchemie. Sammlung GÖSCHEN, Bd. 1220/1220a. - W. de Gruyter & Co., Berlin.
- ZHANG, R.Y., LIOU, J.G. (1994): Coesite-bearing eclogite in Henan Province, central China: detailed petrography, claucofane stability and PT-path. - *Eur. J. Mineral.*, 6, 217-233.
- ZHANG, R.Y., LIOU, J.G., CONG, B. (1994): Petrogenesis of garnet-bearing ultramafic rocks and associated eclogites in the Su-Lu ultrahigh-p metamorphic terrane, eastern China. - *J. metamorphic Geol.*, 12, 169-186.
- ZHANG, R.Y., HIRAJIMA, T., BANNO, S., CONG, B., LIOU, J.G. (1995): Petrology of ultrahigh-pressure rocks from the southern Su-Lu region, eastern China. - *J. metamorphic Geol.*, 13, 659-675.