

6. Geothermobarometrie

6.1 Grundlagen und Methodik der Geothermobarometrie

Die einfachste Möglichkeit zur Abschätzung von Druck-Temperatur-Bedingungen für ein Gestein besteht im Nachweis bestimmter Indikatorminerale. Polymorphe Phasenübergänge, wie die der Alumosilikate oder die Phasenübergänge Quarz - Coesit und Graphit - Diamant ermöglichen eine schnelle Bestimmung von Mindestdrücken allein durch polarisationsmikroskopische Beobachtung.

Die polymorphen Phasenübergänge gehören zu den diskontinuierlichen Reaktionen, die durch einen Freiheitsgrad von 1 gekennzeichnet sind. Diese univarianten Reaktionen sind im P-T-Raum durch eine Gerade charakterisiert. Ein klassisches Beispiel ist die Reaktion Albit = Jadeit + Quarz.

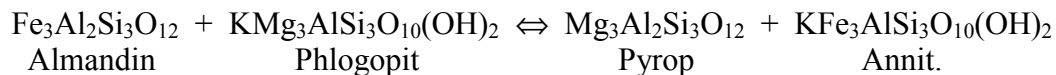
Die zweite wichtige Gruppe von Reaktionen sind die kontinuierlichen Reaktionen mit einem Freiheitsgrad von 2 oder mehr, die im P-T-Raum einen Bereich belegen. Es gibt zwei wichtige Typen dieser bivarianten oder multivarianten Reaktionen, die Austauschreaktionen und die Netto-Transfer-Reaktionen. Austauschreaktionen beinhalten den Austausch von Elementen zwischen zwei weiter existierenden Mineralphasen, z. B. der Fe^{2+} -Mg-Austausch zwischen Granat und Klinopyroxen. Bei den Netto-Transfer-Reaktionen kommt es zum Abbau und Aufbau von Mineralphasen (Spear 1993).

Aufgrund der Multivarianz diskontinuierlicher Reaktionen können Mineralvergesellschaftungen über einen weiten P-T-Bereich stabil sein.

Grundlagen der Austauschthermometrie

Die Mehrzahl der heute verwendeten Geothermometer beruhen auf sogenannten Austauschreaktionen. Nach Spear (1993) handelt es sich bei einer Austauschreaktion um eine heterogene Reaktion (Reaktion zwischen mindestens zwei Phasen), die durch Vereinfachung lediglich durch einen Austauschvektor ausgedrückt werden kann.

Die Granat-Biotit-Thermometrie z. B. basiert auf dem Gleichgewicht



Durch Subtraktion kann die Reaktion auf den Austauschvektor $\text{FeMg}_{-1}^{\text{Grt}} = \text{FeMg}_{-1}^{\text{Bt}}$ reduziert werden (Spear 1993).

Insbesondere der Fe^{2+} /Mg-Austausch zwischen Granat und Biotit als auch Granat und Klinopyroxen sowie Granat und Amphibol aber auch zahlreiche weitere Austauschpaare werden zur thermometrischen Berechnung von Metamorphosetemperaturen verwendet. Diese Austauschgleichgewichte zwischen zwei koexistierenden Phasen eignen sich aufgrund der im Vergleich zur Volumenänderung ΔV großen Entropieänderung ΔS gut zur Verwendung als Geothermometer mit nur geringer Druckabhängigkeit, da dP/dT gemäß folgender Gleichung große Werte annehmen muß.

$$\frac{\Delta S}{\Delta V} = \frac{dP}{dT}$$

Die Verteilung beispielsweise von Fe^{2+} und Mg auf ein Mineralpaar wird durch den Verteilungskoeffizienten K_D ausgedrückt:

$$K_D = \frac{X_{\text{Mg}}^A \cdot X_{\text{Fe}}^B}{X_{\text{Fe}}^A \cdot X_{\text{Mg}}^B} \quad \text{wobei:} \quad \begin{array}{ll} X_{\text{Mg}} & \text{Molenbrüche} \\ A, B & \text{Phasen A und B} \end{array}$$

Stehen die beteiligten Phasen im Gleichgewicht miteinander, so ist die freie Enthalpie gleich Null:

$$\Delta G = 0 = \Delta H - T\Delta S + (P-1) \Delta V + RT \ln K$$

wobei:	H	Enthalpie	S	Entropie	T	Temperatur
	V	Molvolumen	R	Gaskonstante		
	P	Druck	K	Gleichgewichtskonstante		

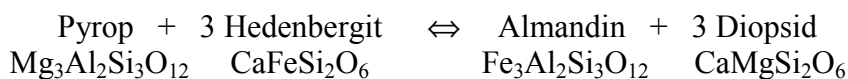
Die Gleichgewichtskonstante K setzt sich aus dem Produkt des Verteilungskoeffizienten und des Aktivitätskoeffizienten zusammen:

$$K = K_D \cdot K_\gamma = \frac{(X_{Mg}^A)^a \cdot (X_{Fe}^B)^b \cdot (\gamma_{Mg}^A)^a \cdot (\gamma_{Fe}^B)^b}{(X_{Fe}^A)^a \cdot (X_{Mg}^B)^b \cdot (\gamma_{Fe}^A)^a \cdot (\gamma_{Mg}^B)^b} \quad \text{wobei } a, b \text{ stöchiometrische Koeffizienten}$$

Bei idealer Mischbarkeit zwischen den Fe^{2+} - und Mg-Endgliedern einer Phase sind die Aktivitätskoeffizienten 1 und die Gleichgewichtskonstante K entspricht dem Verteilungskoeffizient K_D .

Granat-Klinopyroxen-Austauschthermometrie

Das temperaturabhängige Fe^{2+} -Mg-Austauschgleichgewicht



bildet die Grundlage zahlreicher Kalibrationen dieser für viele Metamorphite wichtigen Temperaturbestimmungsmethode.

Den ersten Ansatz zur Verknüpfung von $K_D = (Fe^{2+}/Mg)^{Grt}/(Fe^{2+}/Mg)^{Cpx}$ mit der Gleichgewichtstemperatur und dem Druck setzten Råheim & Green (1974) nach experimentellen Arbeiten in eine Geothermometer-Formel um. Das am häufigsten verwandte Thermometer von Ellis & Green (1979) quantifizierte erstmals den Einfluß des Ca-Gehaltes des Granats auf den K_D , ein Anstieg von ca. 100°C pro 10 Mol-% Grossular-Komponente wurde in die Berechnung mit einbezogen. Der Quotient Temperatur/Druck beträgt nach der Kalibration von Ellis & Green (1979) 5.5°C/kbar. Eine Überarbeitung der experimentellen Arbeiten mit modernen mathematischen Regressionsmethoden führte zur Kalibration von Powell (1985). Krogh (1988) ersetzte die einfach lineare Beziehung des $\ln K_D$ zum X_{Ca} des Granats durch eine exponentielle Beziehung. Einen Einfluß der Mg-Zahl ($100 \cdot Mg/(Fe^{2+}+Mg)$) des Granats auf den K_D ermittelten in einer experimentellen Arbeit Pattison & Newton (1989). Die Anpassung ihrer Ergebnisse an eine Polynomgleichung dritter Ordnung führte zu einer weiteren Thermometergleichung, die für den Bereich der Granat Mg-Zahlen 12.5 bis 60 gültig ist und den Einfluß von X_{Ca} des Granats durch unterschiedliche Korrektorkoeffizienten berücksichtigt. Ai (1994) integrierte nach eigenen umfangreichen Experimenten beide einwirkenden Einflüsse (Mg-Zahl Granat und X_{Ca} des Granats) in einer konventionellen Thermometerformel. Die Überprüfung bestehender Kalibrationen durch neue Experimente ergab insbesondere für das häufig verwandte Ellis-Green Thermometer zu hohe Gleichgewichtstemperaturen für den Bereich niedriger Temperaturen (Green & Adam 1991).

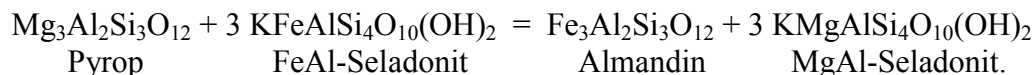
Grundlegende Probleme der Austauschthermometrie gelten auch für das Granat-Klinopyroxen Thermometer: die Experimente erfolgten im Temperaturbereich von 600-1500°C, zumeist aber oberhalb von 900°C, was Extrapolationen zu niedrigen Temperaturen bedingt. Zudem ist der Einfluß einer möglichen späteren diffusiven Überprägung mikrotextruell nicht zu

erkennen, was insbesondere bei hochgradigen Metamorphiten (Granuliten) zu falschen Ergebnissen führen kann (Bucher & Frey 1994).

Auch der Einfluß verschiedener Komponenten im Klinopyroxen, die ja im Fall der Omphazite von Eklogiten beträchtlich sind, wurden in den klassischen Kalibrationen der Granat-Klinopyroxen Fe^{2+} -Mg-Austauschthermometrie quantitativ nicht erfaßt. Koons (1984) und Heinrich (1986) beschreiben bei konstanten Temperaturen einen Trend zu niedrigeren K_D mit steigendem X_{Jd} in Omphazit, was aber erst oberhalb von X_{Jd} 0.6 von Bedeutung gewinnt. Pattison & Newton (1989) geben lediglich ein temperaturunabhängiges Verhalten von Klinopyroxenen bis 2.2 Gew.% Na_2O an, schließen aber einen Einfluß auf Omphazite mit $X_{Jd} \sim 50$ nicht aus. Grundsätzlich gilt die Kalibration von Pattison & Newton (1989) nur für C2/c-Pyroxene, nicht für geordnete P2/n-Pyroxene niedrigerer Symmetrie. Einflüsse der Ca- und Al-Komponenten in den Klinopyroxenen sind in den Thermometerformulierungen ebenfalls nicht enthalten.

Granat-Phengit-Thermometrie

Dieses Fe-Mg-Austauschthermometer wurde von Krogh & Råheim (1978) sowie Green & Hellman (1982) experimentell und unter Einbeziehung natürlicher Phengite kalibriert. Grundlage ist das Austauschgleichgewicht



Beide Autoren stellten eine Abhängigkeit vom X_{Ca} des Granats fest, Green & Hellman (1982) darüberhinaus einen Einfluß der Mg-Zahl der Gesamtchemie.

Die berechneter Thermometerausdrücke lauten

$$1. \text{ nach Krogh \& R\aaheim (1978)} \quad T[^\circ\text{K}] = \frac{3685 + 77.1 \cdot P[\text{kbar}]}{\ln K_D + 3.52}$$

2. nach Green & Hellman (1982)

A) Pelitsysteme mit $\text{CaO} \leq 2$ Gew.%

$$\text{für mg} \sim 67 \quad T[^\circ\text{K}] = \frac{5560 + 0.036 \cdot P[\text{kbar}]}{\ln K_D + 4.65}$$

$$\text{für mg} \sim 20-30 \quad T[^\circ\text{K}] = \frac{5680 + 0.036 \cdot P[\text{kbar}]}{\ln K_D + 4.48}$$

B) Basaltische Systeme mit höherem CaO

$$\text{und mg} \sim 67 \quad T[^\circ\text{K}] = \frac{5170 + 0.036 \cdot P[\text{kbar}]}{\ln K_D + 4.17}$$

Beide Modelle gehen von einer idealen Mischbarkeit sowohl der Granat- als auch der Phengitkomponenten aus. In den Thermometern von Green & Hellman (1982) soll dies durch die Verwendung getrennter Formeln für "low" und "high" Ca-Systeme korrigiert werden, ebenso ist eine Korrektur für die Mg-Zahl des Gesamtgesteins enthalten.

Die Anwendung des Krogh & Råheim (1978) Thermometers auf Metapelite ist aufgrund deren höheren Fe^{3+} -Gehaltes, insbesondere auch der Phengite, fraglich. Da insbesondere im Phengit Fe^{3+} auftritt, ist der berechnete K_D zu niedrig und die resultierende Temperatur nur als Maximalwert anzusetzen. Aufgrund der mangelnden Korrektur für die Mg-Zahl, sollte das Thermometer nur auf basaltische Systeme mit CaO-Gehalten von ~ 10 Gew.% angewandt

werden. Aber auch das Thermometer von Green & Hellman (1982) beinhaltet keine Korrektur für die oft erheblichen Mn-Gehalte der Granate in Metapeliten.

Im Vergleich zu diesen klassischen Thermometern sollen mit PTAX (s.u.) und den thermodynamischen Daten nach Massonne & Szpurka (1997) sowie dem Mischungsmodell nach Massonne (1997) berechnete Temperaturen gegenübergestellt werden.

Granat-Biotit-Thermometrie

Die Granat-Biotit-Thermometrie basiert auf dem Fe^{2+} -Mg-Austausch zwischen Granat und Biotit (vgl. S. 192). Grundsätzliche Probleme der Granat-Biotit-Thermometrie ergeben sich durch die Anfälligkeit des Austauschsystems gegenüber einer Überprägung durch Mg- und Fe^{2+} -Kationendiffusion. Insbesondere der intrakristalline diffusive Fe-Mg-Austausch in Biotit erfolgt relativ rasch, so daß die Gefahr besteht, lediglich Schließungstemperaturen des Diffusionssystems zu ermitteln. Weitere Probleme ergeben sich durch den Einbau von Fe^{3+} in Biotit. Die Strukturformel-Berechnungen weisen zwar keinen Fe^{3+} -Gehalt aus, aber geringe Gehalte an Fe^{3+} -Komponente, die nicht unwahrscheinlich sind, würden zu niedrigeren Temperaturen führen (Essene 1982). Insbesondere höhergradige Biotite bauen verstärkt Al^{VI} und Ti ein, was ebenso Korrekturen verlangt, wie der Einbau von Ca und Mn in Granat.

In den Gesteinen der Silvrettadecke wird die Auswahl von Gleichgewichtspaaren durch die polymetamorphe Überprägung weiter erschwert, die alpidische thermische Überprägung könnte die Fe^{2+} -Mg-Verteilung verändert haben (vgl. Amann 1985). Auch die Messung von Kontaktpaaren führt nicht unbedingt zu einheitlichen Resultaten (s. u.).

Nach ersten Kalibrationen anhand von Feldbeobachtungen sowie gegen Temperaturen aus der Quarz-Magnetit-Sauerstoff-Isotopenthermometrie, erfolgte die erste experimentelle Kalibration durch Ferry & Spear (1978) im Temperaturbereich 550-800°C bei 2.07 kbar. Aufgrund der Vernachlässigung weiterer Komponenten empfehlen Ferry & Spear (1978) die Anwendung auf Ca- und Mn-arme Granate ($(\text{Ca}+\text{Mn})/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca}) < 0.2$) und Al^{VI} - und Ti-arme Biotite ($(\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Ti})/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Ti}) < 0.15$). Perchuk & Lavrent'eva (1983) kalibrierten den Granat-Biotit-Austausch erneut und setzten dazu natürliche Minerale als Startmaterialien ein, zudem erweiterten sie den Bereich des $\text{Fe}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ -Verhältnisses. Hodges & Spear (1982) korrigieren die Kalibration von Ferry & Spear (1978), die ideale Mischbarkeit des Granat annahmen, durch die Einführung eines Margules-Parameters W_{CaMg} . Alle weiteren Margules-Parameter werden in diesem Modell, das auf einem symmetrischen Vierkomponenten-Mischungsmodell nach Ganguly & Kennedy (1974) beruht, gleich Null gesetzt. Indares & Martignole (1985) korrigieren darüberhinaus auch für die nichtideale Mischung von Al^{VI} und Ti durch entsprechende Margules-Parameter. Hoinkes (1986) korrigiert die Thermometer-Formulierung von Ferry & Spear (1978) durch einen empirisch an Gesteinen des Ötztals ermittelten Korrekturfaktoren für das X_{Ca} in Granat.

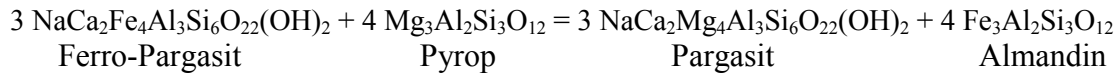
Kleemann & Reinhardt (1994) führten unter Verwendung von Al^{VI} und Ti in Biotit eine Neubearbeitung des Granat-Biotit-Thermometers durch. Dabei kam das Granat-Mischungsmodell von Berman (1990) und ein neu entwickeltes Biotit-Aktivitätsmodell zum Einsatz. Dabei wurde für den Fe-Mg-Austausch Idealität angenommen, für den Fe,Mg-Al- bzw. Fe,Mg-Ti-Austausch eine Nichtidealität festgestellt, die zu den Margules-Parametern $W_{\text{H,MgAl}}-W_{\text{H,FeAl}} = -77785 \text{ J/mol}$ und $W_{\text{H,MgTi}}-W_{\text{H,FeTi}} = 18138 \text{ J/mol}$ führt. Das neue Aktivitätsmodell ergibt ebenso eine starke Temperaturabhängigkeit der Nichtidealität. Die gute Statistik im Vergleich zu den 11 untersuchten Kalibrationen hinsichtlich der Übereinstimmung der berechneten Temperaturen mit den experimentell bestimmten, sowie die erfolgreiche Anwendung auf bereits gut untersuchte natürliche Gesteine, lassen auf einen Einfluß von Al^{VI} und Ti in Biotit schließen.

Die mit PTAX unter Verwendung des Granat-Mischungsmodelles nach Massonne (1992a, 1995) sowie einem einfachen symmetrischen Mischungsmodell für Biotit (vgl. Multigleichgewichtsberechnungen) berechneten Metamorphosetemperaturen sollten durch konventionelle

Granat-Biotit-Thermometrie überprüft werden. Dabei kamen die oben genannten Kalibrationen zum Einsatz. Die Berechnung erfolgte z. T. mit dem Basic-Programm Therbaro 3.0 von Kleemann mit Veränderungen in PowerBasic nach Brenker & Reinhardt sowie mit Hilfe des Tabellenkalkulationsprogrammes Excel.

Granat-Hornblende Thermometrie nach Graham & Powell (1984)

Das experimentell kalibrierte Thermometer basiert auf dem Austauschgleichgewicht



Die Thermometerformel lautet

wobei

$$T[^\circ\text{C}] = \frac{(2880 + 3280 \cdot X_{Ca}^{Gt})}{\ln K_D + 2,426} - 273,15 \quad K_D = \frac{X_{Fe}^{Gt} \cdot X_{Mg}^{Hbl}}{X_{Mg}^{Gt} \cdot X_{Fe}^{Hbl}}$$

Graham & Powell (1984) empfehlen die Anwendung für Temperaturen kleiner als 850°C und bei geringen $f \text{ O}_2$ für das Gesamtgestein (Bedeutung für $\text{Fe}^{2+/3+}$ -Verhältnis im Amphibol) sowie die Verwendung von Granatanalysen mit $X_{Mn} < 0,1$. Erfahrungen an natürlichen Gesteinen belegen häufig die mangelnde Gleichgewichtseinstellung zwischen Granat und Hornblende und daraus resultierende überhöhte Temperaturen.

Die Thermometerformel wurde durch eine Anpassung gegen Granat-Klinopyroxen-Temperaturen, die nach dem Modell von Ellis & Green (1979) berechnet wurden, ermittelt. Die mangelnde Idealität des Fe-Mg-Austausches sowohl von Granat und von Amphibol soll durch einen Korrekturfaktor für X_{Ca} in Granat ausgeglichen werden. Zur Kalibration wurden natürliche Granat-Klinopyroxen-Amphibol-Paragenesen aus amphibolit- bis granulitfaziellen Metamorphiten als auch aus HP-HT-Versuchen an basaltischen Zusammensetzungen synthetisierte Granat-Amphibol-Paare verwendet. Korrekturen nach Powell (1985) führen zu etwas niedrigeren Temperaturen.

Das Thermometer ist aufgrund der Verwendung des Fe^{2+}/Mg -Verhältnisses empfindlicher gegenüber den Unsicherheiten, die mit der Berechnung des Amphibols im Zusammenhang stehen, als etwa die Amphibol-Plagioklas-Thermometer nach Holland & Blundy (1994). Fraglich bleibt in vielen eindeutig als Eklogit-Derivate zu identifizierenden Granat-Amphiboliten, wie bereits oben erwähnt, die Gleichgewichtseinstellung zwischen Granat und Amphibol, zumal Granat in diversen Fällen von Amphibol verdrängt wird. Die an den Silvretta-Amphiboliten gewonnenen Ergebnisse und die niedrigen Mg-Gehalte der Amphibolit-Granate, lassen aber auf eine weitgehende Reequilibrierung schließen (s. u.).

Granat-Ilmenit-Thermometrie

In verschiedenen Metasedimenten wurde versucht, Granat-Biotit-Temperaturen mit Granat-Ilmenit-Daten, die auf der Kalibration des Fe^{2+} -Mg-Austausch von Granat und Ilmenit nach Pownceby et al. (1987) beruhen, zu vergleichen.

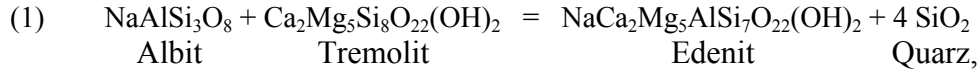
Die Ergebnisse führten allerdings bei fast allen untersuchten Proben zu stark streuenden und deutlich überhöhten Werten, so daß von einer ausführlichen Darstellung abgesehen werden soll.

Granat-Stauroolith-Thermometrie

Temperaturen aus der Fe-Mg-Verteilung zwischen Granat und Stauroolith wurden nach der experimentellen Kalibration nach Koch-Müller (1997) bestimmt. Die Daten nach Koch-Müller (1997) wurden mit einem von der Autorin zur Verfügung gestellten Programm berechnet.

Hornblende-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994)

Das Hornblende-Plagioklas-Thermometer von Holland & Blundy (1994) ist eine Erweiterung der Arbeit von Blundy & Holland (1990), die auch die Einbeziehung Al-reicherer Amphibole, wie sie in Granat-Amphiboliten auftreten, erlaubt. Grundlage bilden der Edenit-Austausch ($\text{NaAl}_{-1}\text{Si}_{-1}$) und der Plagioklas-Austausch ($\text{NaSiCa}_{-1}\text{Al}_{-1}$) zwischen Hornblende und Plagioklas.



Gleichgewicht 2 bietet gegenüber Gleichgewicht 1 den Vorteil, auch für Gesteine mit SiO_2 -Untersättigung Gültigkeit zu besitzen. Die Anwesenheit von Anorthit ist aufgrund des Auftretens der Peristeritlücke problematisch. Zudem treten durch die geringen Anorthit-Gehalte in den nahezu reinen Albiten grünschieferfazieller Metabasite große Unsicherheiten in der Aktivität des Anorthits auf. Deshalb sollte das Thermometer vor allem in höher temperierten Gesteinen angewendet werden. Das auf Gleichung 1 basierende Thermometer wurde durch die Einbeziehung der Nichtidealität in Amphibol gegenüber der Version von Blundy & Holland (1990) korrigiert.

Die beiden Thermometerformulierungen lauten:

1. Edenit-Tremolit-Thermometer (mit Quarz)

$$T_A = \frac{-76.95 + 0.79 \cdot P + Y_{Ab} + 39.4 \cdot X_{Na}^A + 22.4 \cdot X_K^A + (41.5 - 2.89 \cdot P) \cdot X_{Al}^{M2}}{-0.0650 - R \cdot \ln \left(\frac{27 \cdot X_O^A \cdot X_{Si}^{T1} \cdot X_{Ab}^{Plag}}{256 \cdot X_{Na}^A \cdot X_{Al}^{T1}} \right)}$$

wobei Y_{Ab} für $X_{Ab} > 0.5 \Rightarrow Y_{Ab} = 0$

$$X_{Ab} < 0.5 \Rightarrow Y_{Ab} = 12.0 (1 - X_{ab})^2 - 3.0 \text{ kJ}$$

$$R = 8.3144 \text{ J/K}$$

$$T = ^\circ K$$

$$P = \text{kbar}$$

2. Edenit-Richterit-Thermometer (ohne Quarz)

$$T_B = \frac{78.44 + Y_{Ab-An} - 33.6 \cdot X_{Na}^{M4} - (66.8 - 2.92 \cdot P) \cdot X_{Al}^{M2} + 78.5 \cdot X_{Al}^{T1} + 9.4 \cdot X_{Na}^A}{0.0721 - R \cdot \ln \left(\frac{27 \cdot X_{Na}^{M4} \cdot X_{Si}^{T1} \cdot X_{An}^{Plag}}{64 \cdot X_{Ca}^{M4} \cdot X_{Al}^{T1} \cdot X_{Ab}^{Plag}} \right)}$$

wobei Y_{Ab-An} für $X_{Ab} > 0.5 \Rightarrow Y_{Ab-An} = 3.0 \text{ kJ}$

$$X_{Ab} < 0.5 \Rightarrow Y_{Ab-An} = 12.0 (2X_{ab} - 1)^2 + 3.0 \text{ kJ}$$

Der typische Fehler liegt bei $\pm 35\text{-}40^\circ\text{C}$, kann aber bei Fe-reichen Amphibolen vom Kalibrations-Datensatz durch stark abweichende Oxidationsstufen deutlich ansteigen. Als Temperaturbereich empfehlen Holland & Blundy (1994) $400\text{-}900^\circ\text{C}$, Amphibol-Zusammensetzungen mit $\text{Na}^A > 0.02 \text{ p.f.u.}$, $\text{Al}^{\text{VI}} < 1.8 \text{ p.f.u.}$ und Si im Bereich 6.0 bis 7.7 p.f.u. sowie Plagioklase mit $X_{An} < 0.90$.

Das Thermometer wurde anhand eines Datensatzes SiO₂-gesättigter bzw. -reicher Ausgangsmaterialien kalibriert. Zusätzlich wurde der umfangreiche Datensatz natürlicher Granat-Amphibolite nach Kohn & Spear (1990) in die Kalibration einbezogen. Dies führte im Gegensatz zum idealen Mischungsmodell für Amphibol von Blundy & Holland (1990) zu starker Nichtidealität der Amphibole, der in einem symmetrischen Mischungsmodell beschrieben wird. Die Nichtidealität des Plagioklases wird durch den quadratischen Ansatz von Darken modelliert.

Netto-Transfer-Reaktionen

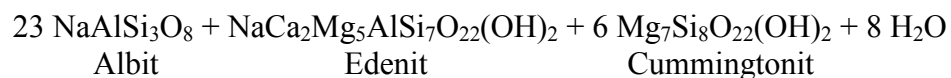
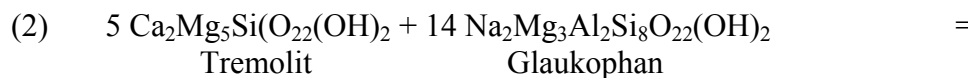
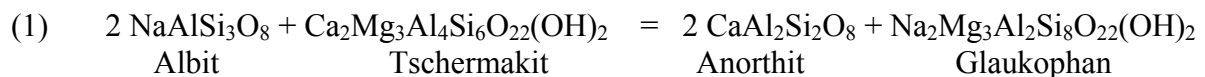
Bei den Netto-Transfer-Reaktionen handelt es sich um kontinuierliche Reaktionen, bei denen es zum Abbau und Aufbau von Mineralphasen kommt (Spear 1993).

Für die Amphibolite wurden folgende auf Netto-Transfer- wie auch Austauschreaktionen beruhende Geothermobarometer verwendet:

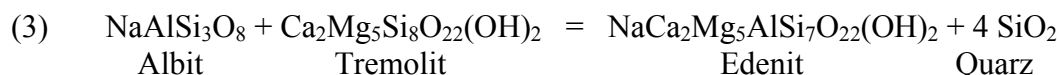
Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Spear (1980)

Ein empirisches an natürlichen Amphiboliten kalibriertes Amphibol-Plagioklas-Thermometer stellte Spear (1980) vor. Es basiert auf dem NaSi ↔ CaAl-Austausch zwischen Amphibol und Plagioklas.

Grundlage des Thermometers bilden folgende Austauschgleichgewichte, die den Übergang der Amphibol-Plagioklas-Chemie von der Grünschieferfazies in die Amphibolitfazies beschreiben:



Bei Eintritt von Quarz (SiO₂) in die Paragenese wird Gleichgewicht (2) zu



reduziert. Gleichgewicht (1) stellt den Austausch entlang des Vektors NaSiCa₁Al₁ dar. Die Reaktionen (2) und (3) sind dagegen Netto-Transfer-Reaktionen, die die Albit-Komponente des Plagioklases und Endgliedkomponenten des Amphibols beinhalten.

Die Ergebnisse der Kalibrierung stellt Spear (1980) in einem Diagramm (Abb. 153A) in $(\text{Ca}_{M4}/\text{Na}_{M4})_{\text{Amphibol}}$ gegen $\ln(X_{An}/X_{Ab})_{\text{Plagioklas}}$ dar. Die Isograden des Diagramms beruhen im intermediären Temperatur-Bereich auf den natürlichen Amphibol-Plagioklas-Paaren nach Spear (1980), im oberen auf Amphibol-Plagioklas-Daten nach Engel & Engel (1962), im unteren Temperaturbereich dagegen auf der Topologie von Phasendiagrammen.

Geothermometrie ist nach Spear (1980) im Temperaturbereich von 450-750°C mit einem Fehler von ± 50°C möglich. Allerdings verhalten sich sowohl Plagioklas als auch Amphibol nicht ideal entlang des Austauschvektors NaSiCa₁Al₁. Die Verteilung ist stark von der Zusammensetzung abhängig. Der Verteilungskoeffizient weist eine mäßige Abhängigkeit von der Temperatur und eine schwache in Bezug auf den Druck auf, die allerdings beide durch Einflüsse der Gesamtzusammensetzung maskiert werden können (Spear 1980).

Daher ist das Diagramm nach Spear (1980) nur als vorläufig anzusehen. Ein Vorteil gegenüber der Arbeit von Plyusnina (1982) ist allerdings die nicht notwendige Abschätzung des Fe^{3+} -Gehaltes im Amphibol.

Geothermobarometrie an Plagioklas-Hornblende führenden Gesteinen nach Plyusnina (1982)

Mit dem Ansatz von Plyusnina (1982) erfolgt die geothermobarometrische Einordnung von Plagioklas- und Hornblende-führenden Paragenesen mittels der Anorthit-Komponente im Plagioklas und des $\Sigma\text{Al}_{\text{Hbl}}$. Das Diagramm $\Sigma\text{Al}_{\text{Hbl}}$ gegen Ca_{Plg} (Abb. 153B) basiert auf der experimentellen Untersuchung des Gleichgewichts



bei Drücken von 2-8 kbar, Temperaturen von 450-650°C und einem p_{CO_2} von 0.1. Die Temperatur ist nach Plyusnina (1982) nur vom Anorthit-Gehalt des Plagioklases abhängig.

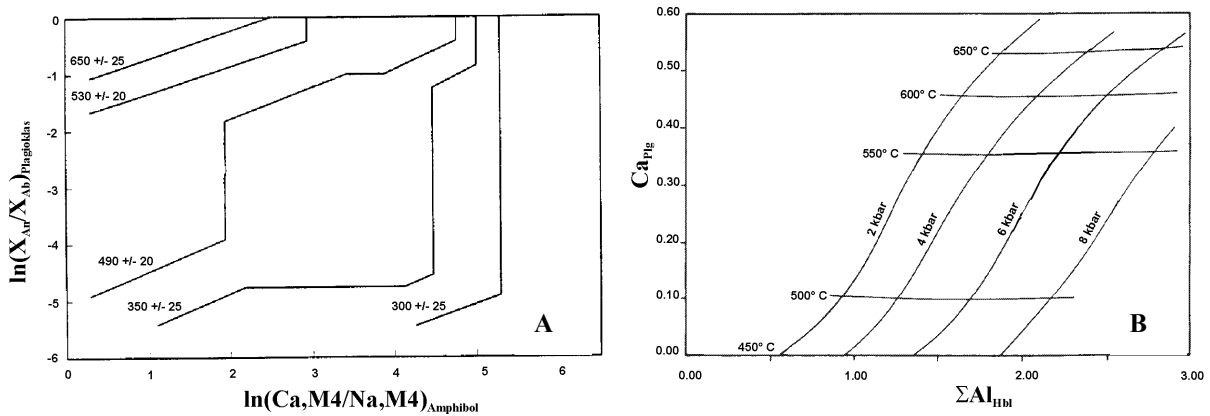
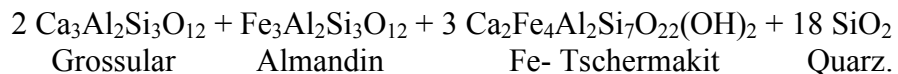
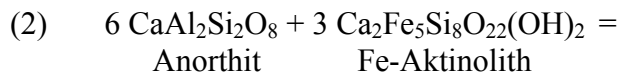
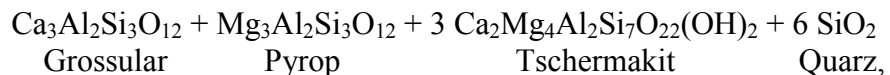
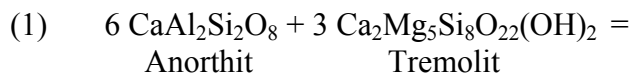


Abbildung 153 Amphibol-Plagioklas Geothermobarometrie bzw. Geothermometrie nach Spear (1980) und Plyusnina (1982); A Diagramm $\ln(\text{Ca},\text{M4}/\text{Na},\text{M4})_{\text{Amphibol}}$ gegen $\ln(\text{X}_{\text{An}}/\text{X}_{\text{Ab}})_{\text{Plagioklas}}$ nach Spear (1980); B Diagramm $\Sigma\text{Al}_{\text{Hbl}}$ gegen Ca_{Plg} nach Plyusnina (1982).

Granat-Amphibol-Plagioklas-Quarz Barometrie nach Kohn & Spear (1990)

Die Basis für dieses Geobarometer in der Mineralvergesellschaftung Granat + Hornblende + Plagioklas + Quarz bilden die Netto-Transfer-Reaktionen



Daten von 37 natürlichen Gesteinen mit P-T-Bedingungen im Bereich 2.5-13 kbar und 500-800°C wurden mit einem least-square-Verfahren an eine Gleichung angepaßt. Der Fehler soll

nach Kohn & Spear (1990) bei ± 0.5 kbar liegen. Aufgrund der geringen Steigung der Isoplethen von $\ln K_{eq}$ (-2 bis +3 für Mg, +1 bis +8 für Fe), reagiert das Barometer unempfindlich auf Fehler der Temperaturabschätzung.

Die ermittelten Barometer-Gleichungen lauten für die entsprechenden Reaktionen:

$$(1) \quad P[\text{bar}] = [79507 + T [^\circ\text{K}] (29.14 + 8.3144 \ln K_{eq})] / 10.988,$$

$$(2) \quad P[\text{bar}] = [35327 + T [^\circ\text{K}] (56.09 + 8.3144 \ln K_{eq})] / 11.906.$$

Die Gleichgewichtskonstante K_{eq} nimmt dabei folgende Formen an:

$$(1) \quad K_{eq} = \frac{(a_{Grs})^2 (a_{Pyr})(a_{Tsch})^3 (a_{Qz})^6}{(a_{An})^6 (a_{Tr})^3} \quad \text{und} \quad (2) \quad K_{eq} = \frac{(a_{Grs})^2 (a_{Alm})(a_{Fe-Tsch})^3 (a_{Qz})^6}{(a_{An})^6 (a_{Fe-Akt})^3}$$

Zur Berechnung wurden für die Anorthit-Aktivität das Modell nach Hodges & Royden (1984), für Granat das Modell nach Hodges & Spear (1982) und für Amphibol ein Aktivitätsmodell, das lokalen Ladungsausgleich annimmt, verwendet.

Kohn & Spear (1990) leiten einen Gesamtfehler von ± 0.4 kbar ab, der sich aus Fehlern der $\text{Fe}^{2+/3+}$ -Berechnung im Amphibol, dem Fehler in der Zählstatistik der Mikrosonde und einer Unsicherheit in der Temperaturabschätzung von $\pm 25^\circ \text{C}$ ergibt.

Der Anwendungsbereich sollte in den folgenden mineralchemischen Grenzen liegen:

Amphibol (23 O, in a.p.f.u.)	Al	1.9 - 3.75
	Ti	< 0.275
	Ca	> 1.5
	Na	0.3 - 0.6
	K	< 0.4
	Fe/(Fe+Mg)	0.4 - 0.6
Granat	Mn	< 0.45 (berechnet auf 12 O)
Plagioklas	Ca	> 0.15, < 0.70

An Metasedimenten wurden folgende Gleichgewichte von Netto-Transfer-Reaktionen mit dem Programm PTAX (vgl. Multigleichgewichtsberechnungen) berechnet, die zu von der Phengit-Barometrie unabhängigen Metamorphosedrücken führen:

GRAIL-Barometrie

Die Barometrie mit den Phasen Granat, Rutil, Alumosilikat, Ilmenit und Quarz (GRAIL) wurde von Bohlen et al. (1983) im Temperaturbereich $750-1100^\circ\text{C}$ reversibel kalibriert. Das Gleichgewicht lautet



Das GRAIL-Barometer eignet sich für amphibolit- und granulitfazielle Metapelite (Bucher & Frey 1994) und ist aufgrund seiner flachen Steigung nahezu temperaturunabhängig. Da nur Granat und Ilmenit Mischkristalle darstellen und für Ilmenit ein ideales Mischungsmodell angewendet werden kann, sind die Unsicherheiten geringer als beim GRIPS- oder GASP-Barometer.

GRIPS-Barometrie

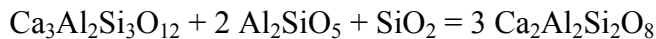
Bohlen & Liotta (1986) verwenden das Gleichgewicht



zur Kalibration eines Barometers für Granat-Amphibolite und Granat-Granulite. Die Voraussetzung für die Anwendung ist, wie auch bei der GRAIL-Barometrie, eine Gleichgewichtseinstellung der beiden Ti-Phasen Rutil und Ilmenit. Zwar ist das gemeinsame Auftreten der beiden Ti-Phasen auch in den Amphiboliten der Silvrettadecke weitverbreitet, es liegen allerdings klare mikrotexturelle Belege auf eine zeitliche Abfolge von frühem Rutil, der wahrscheinlich relikthisch aus der Eklogitfazies erhalten ist, und spätem Ilmenit, der den Rutil ummantelt, vor. Das Fehlen von paragenetischem Rutil erlaubt daher nur die Berechnung von Minimaldrücken.

GASP-Barometrie

Die Barometrie mit den Phasen Granat, Alumosilikat, Plagioklas und Quarz ist aufgrund des Auftretens der Paragenese über einen weiten P-T-Bereich in amphibolit- und granulitfaziellen Paragenesen weitverbreitet. Zahlreiche Autoren haben das Gleichgewicht



experimentell bearbeitet, die letzte Arbeit stammt von Koziol & Newton (1988). Aufgrund der hohen experimentellen Temperatur von 900-1400°C sind allerdings weite Extrapolationen notwendig, was zu großen Unsicherheiten bei der Anwendung des Barometers führt (Bucher & Frey 1994). Die zumeist niedrigen Grossular-Gehalte der Granate führen wiederum zu hohen Fehlern in den Messungen sowie großen Unsicherheiten in der Grossular-Aktivitäten bei hohen Verdünnungen.

Multigleichgewichtsberechnungen

Die klassische Thermobarometrie leitet Druck-Temperatur-Daten aus dem Schnittpunkt zweier, zumeist experimentell oder empirisch kalibrierter Gleichgewichte ab. In jüngerer Zeit wurden Computer-Programme entwickelt, die die simultane Berechnung vieler Gleichgewichte in Bezug zu einer vorgegebenen Mineralvergesellschaftung im P-T-Raum ermöglichen. Häufig angewandte Programme sind GeO-Calc von Brown et al. (1988) mit dem Unterprogramm PTAX sowie der Nachfolgeversion TWEEQU (Berman 1991) und das Programm THERMOCALC von Holland & Powell (1988). Die Programme verwenden dabei thermodynamische Standard-Parameter von Mineralendgliedern, die intern konsistent sind d. Solche intern konsistenten Datensätze ermittelten Berman (1988) und Holland & Powell (1990). Die thermodynamischen Größen wurden mit mathematischen Methoden z. B. aus experimentellen Daten ermittelt (z. B. Berman 1988, Gottschalk 1997). Für die Berechnung der Aktivitäten der Mineralendglieder sind darüberhinaus Mischungsmodelle notwendig, die mit den thermodynamischen Datensätzen kompatibel sein müssen.

Der Schnittpunkte der P-T-Kurven von Gleichgewichten koexistierender Phasen müssen im Idealfall in einem invarianten P-T-Punkt zusammenfallen, der den zugehörigen Metamorphosebedingungen entspricht. Dieser Idealfall setzt natürlich das tatsächliche Erreichen eines Gleichgewichtszustandes in der Gesteinsprobe voraus. Weiterhin erfordert dies die detaillierte Aufklärung der Mineralchemie der koexistierenden Minerale der Probe z. B. durch Elementverteilungsbilder und umfangreiche Linienprofil-Messungen und Mikrosonden-Vollanalysen. Ungenauigkeiten bei den Mikrosonden-Messungen, den Mischungsmodellen oder der thermodynamischen Daten bedingen allerdings oft eine Streuung der Schnittpunkte.

Zur Berechnung multivarianter Paragenesen wurden vorwiegend die im Programmpaket Ge0-Calc von Brown et al. (1988) enthaltenen Programme PTAX und SOLN eingesetzt. Als thermodynamische Grundlage diente der intern konsistente Datensatz von Berman (1988), der zusätzlich mit Daten nach Massonne (1991, 1992a) ergänzt wurde.

Thermodynamische Grundlagen der Multigleichgewichtsberechnungen

Die Computer-Programme zur Multigleichgewichtsberechnung basieren auf dem physikalischen Gesetz, daß beim Vorliegen des Gleichgewichtszustandes eines chemischen Systems die freie Enthalpie oder Gibbs-Energie, die sich aus der Differenz der freien Enthalpien von Edukt und Produkt ergibt, gleich Null ist.

Für die chemische Reaktion der Form



mit A, B, C und $D =$ Reaktanden
 a, b, c und $d =$ stöchiometrische Koeffizienten

gilt im Falle des thermodynamische Gleichgewichtszustandes

$$\Delta G_{Re} = 0 = cG_C + dG_D - (aG_A + bG_B) \quad \text{Gleichung 2}$$

mit $\Delta G =$ freie Enthalpie (Gibbs-Energie) der Reaktion
 $G_A, \text{ etc.} =$ freie Reaktionsenthalpie der Phase A

Unter Einbeziehung der Zustandsvariablen Druck P und Temperatur T gilt für eine Reaktion Re folgende Abhängigkeit der freien Enthalpie von P und T

$$0 = \Delta G_{Re, P, T} = \Delta H_{Re, P, T} - T \cdot \Delta S_{Re, P, T} \quad \text{Gleichung 3}$$

mit $\Delta H_{Re} =$ Reaktionsenthalpie $T =$ Temperatur [$^{\circ}$ K]
 $\Delta S_{Re} =$ Reaktionsentropie

Aufgrund der Druck-Temperatur-Abhängigkeit der freien Enthalpie sowie der Verwendung von Standardgrößen, ergibt sich

$$\Delta G_{Re, P, T}^0 = 0 = \Delta H_{Re, 1bar, 298, 15K}^0 + \int_{298, 15K}^T \Delta c_{P, Re} dT - T \cdot (\Delta S_{Re, 1bar, 298, 15K}^0 + \int_{298, 15K}^T \frac{\Delta c_{P, Re}}{T} dT) + \int_{1bar}^P \Delta V_{Re}^0 dP$$

mit $c_P =$ Wärmekapazität bei konstantem Druck
 $\Delta V =$ Reaktionsvolumen Gleichung 4

Standardbedingungen: $P = 1 \text{ bar}$
 $T = 298, 15^{\circ} \text{ K (} 25^{\circ} \text{ C)}$

Die Standardbildungsenthalpie ΔH_f^0 , Standardentropie S^0 und Wärmekapazität c_P kann durch kalorimetrische Methoden oder aber durch Auswertung von Gleichgewichtsversuchen ermittelt werden (Rosenbleck 1996). Fehlen kalorimetrische Daten für die Wärmekapazität, so können diese nach Berman & Brown (1985) abgeschätzt werden. Gleiches gilt für die Abhängigkeit des Reaktionsvolumens von P und T nach Holland (1989, vgl. Brandelik 1998). Die Erweiterung der Reaktion von reinen Phasen auf Mischkristalle bedingt die Berücksichtigung der Aktivität der entsprechenden Komponente in der Mischkristallphase, bzw. der

Gleichgewichtskonstante. Der Zusammenhang zwischen der Aktivität a und der Gibbsenergie der reinen Phasen ist unter Annahme einer idealen Mischbarkeit der Komponenten durch die folgende Beziehung gegeben:

$$\Delta G = \Delta G_{\text{Re,P,T, reinePhasen}}^0 + RT \ln K \quad \text{wobei} \quad K = \frac{a_C^c \cdot a_D^d}{a_A^a \cdot a_B^b} \quad \text{Gleichung 5}$$

Aktivitätsmodelle

Die Mehrzahl der in der Natur auftretenden gesteinsbildenden Minerale sind Mischkristallphasen, nur vereinzelt treten Phasen wie Quarz, Rutil oder Alumosilikate auf, die als ideal zusammengesetzt betrachtet werden können, mit einer Aktivität gleich eins. Die Berechnung der idealen Aktivitäten einer Mischkristallphase aus den Molenbrüche der Komponenten erfolgt über Aktivitätsmodelle.

Das chemische Potential einer Mischkristallphase addiert sich aus dem druck- und temperaturabhängigen chemischen Standardpotential μ^0 und dem Restpotential (vgl. Rosenbleck 1996). Letzteres ist auch von der Konzentration der Komponente im Mischkristall abhängig. Für ideale Mischkristalle ist das Restpotential identisch mit dem Ausdruck $R \cdot T \cdot \ln a_{\text{ideal}}$. In der Natur auftretende Mischkristallphasen weisen allerdings häufig ein Abweichen von der idealen Mischbarkeit auf. Das konzentrationsabhängige Restpotential einer Phase entspricht dann $R \cdot T \cdot \ln a_{\text{ideal}} \cdot \gamma$. Die Abweichung wird durch die Einführung eines sogenannten Aktivitätskoeffizienten γ beschrieben.

Die Nichtidealität der Mischung läßt sich durch eine Exzeß-Größe, die sogenannte Exzeß-Gibbs-Energie, beschreiben, in der beispielsweise Margules-Parameter W_{AB} und W_{BA} die Abweichung von der Nichtidealität beschreiben. Für eine binäre, asymmetrische Mischung der Endglieder A und B lautet die Gleichung:

$$G^{Ex} = x_A \cdot x_B \cdot [x_B \cdot W_{AB} + x_A \cdot W_{BA}] \quad \text{Gleichung 6}$$

Für ein System mit n Komponenten gilt die allgemeine Form

$$G^{Ex} = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=2}^n x_i x_j (x_i W_{ji} + x_j W_{ij}) + \sum_{i=1}^{n-2} \sum_{j=2}^{n-1} \sum_{k=3}^n x_i x_j x_k W_{ijk} \quad \text{Gleichung 7}$$

mit x_i, x_j, x_k = Molenbrüche $(i < j < k)$
 W_{ij}, W_{ijk} = Margules-Parameter

Die Margules-Parameter beruhen auf empirischen Modellfunktionen (Margules 1895), die über Taylor-Reihen angenähert werden (Rosenbleck 1996).

Ist $W_{AB} = W_{BA}$, wird die Mischung als symmetrisch bezeichnet.

Für ternäre Mischungen mit einem ternären Margules-Parameter W_{ABC} , soll dieser sich annähernd aus der Summe der einzelnen Margules-Parameter berechnen lassen:

$$W_{ABC} = W_{AB} + W_{BA} + W_{AC} + W_{CA} + W_{BC} + W_{CB} \quad \text{Gleichung 8}$$

Auch die Exzeß-Größen sind druck- und temperaturabhängig, was durch die folgende Gleichung ausgedrückt wird:

$$W = W^H - TW^S + PW^J \quad \text{Gleichung 9}$$

Die in den Multigleichgewichtsberechnungen verwendeten Aktivitätsmodelle für die Mineralphasen Granat, Klinopyroxen und Phengit lauten:

Granat	$a_{Ko} = X_M^3 \cdot \gamma_M \cdot X_{Al}^2$	$M = Mg, Fe, Mn, Ca$
Klinopyroxen	$a_{Ko} = X_{Ko} \cdot \gamma_{Ko}$	$Ko = \text{Komponenten, s. u.}$
Phengit	$a_{Ko} = X_{Ko} \cdot \gamma_{Ko} \cdot X_{OH}$	

Für die Berechnungen an Metasedimenten wurden darüberhinaus einfache Aktivitätsmodelle für die Phasen Biotit, Feldspat und Staurolith (Massonne 1992b) verwendet.

Biotit	$a_{Bt} = X_{Mg}^3 \cdot \gamma \cdot X_K \cdot X_{OH}$
Feldspat	$a_{An} = [Na / (Na + K + Ca + Ba)] \cdot [Al / (Al + Fe^{3+})]$
Staurolith	$a_{Stau} = (Si - 7)^2$

Verwendete Mischungsmodelle

Für die Berechnungen an den Eklogiten, Orthogneisen und Metasedimenten der Silvretta-decke wurden die von Massonne (1992a, 1995, 1997) entwickelten Mischungsmodelle für Granat, Klinopyroxen (P2/n bzw. C2/c) und Hellglimmer verwandt. Eine Zusammenstellung der Margules-Parameter gibt Massonne (1995).

Das Mischungsmodell für Granat umfaßt die vier Komponenten der Al-Granate Almandin, Pyrop, Spessartin und Grossular. Die verwendeten Margules-Parameter gehen überwiegend auf das Modell von Berman (1990) zurück, Änderungen erfolgten an den Margules-Parametern für die Pyrop-Spessartin- und Almandin-Spessartin-Mischungen, die beide als symmetrisch angenommen werden (Massonne 1995). Die Parameter für die Grossular-Pyrop-Mischung wurden zusammen mit Daten für die Exzeß-Größen der Klinopyroxene von Massonne (1992a) neu angepaßt und daraus neue ternäre Margules-Parameter W_{ijk} gewonnen. Die Mischung von Al^{VI} - Fe^{3+} wie Al^{VI} - Cr^{3+} auf der Oktaederposition wird als ideal angesetzt.

Das nichtideale Mischungsverhalten der Klinopyroxene ist aus verschiedenen Untersuchungen bekannt (vgl. auch Mineralchemie Omphazit, Jadeit-Barometrie). Das Mischungsmodell nach Massonne (1992a) beinhaltet die Endgliedkomponenten Diopsid, Hedenbergit, Jadeit, Orthopyroxen, die Tschermak-Komponente CaTs ($CaAl_2SiO_6$) sowie eine Rest-Komponente, die untergeordnete Komponenten (Fe^{3+} , Ti, Mn, Cr) zusammenfaßt, wobei Fe^{3+} in LT (low temperature = Niedertemperatur) -Eklogiten eine höhere Konzentration erreichen kann und in diesem Fall den dominierenden Anteil stellt. Die binäre Mischreihe Jadeit-Rest (Akmit) wird beispielsweise als ideal angenommen, für Rest-Diopsid und Rest-Hedenbergit niedrige Margules-Parameter angesetzt (Massonne 1995). Aus verschiedenen Literaturquellen wurden nach Transformation von Redlich-Kister Formulierungen auch die Margules-Parameter für alle anderen Mischreihen übernommen oder abgeleitet, die ternären Parameter häufig abgeschätzt. Für Hedenbergit wurden aus den Daten von Ellis & Green (1979) und Pattison & Newton (1989) neue thermodynamische Daten abgeleitet (Massonne 1992a).

Das Mischungsmodell für die Hellglimmer (Phengite) umfaßt die Endglied-Komponenten Muskowit, MgAl-Seladonit, FeAl-Seladonit, Paragonit, trioktaedrischer Glimmer und wie bei den Klinopyroxenen eine Rest-Komponente, die Ferri-, Chrom und Titano-Muskowit sowie die Sprödglimmer. Die Margules-Parameter für den wichtigen Muskowit-MgAl-Seladonit-Austausch sowie thermodynamische Daten für MgAl-Seladonit wurden von Massonne (1992a, 1995) nach Daten von Massonne & Schreyer (1986, 1987, 1989) und unveröffentlichten Daten aus Experimenten abgeleitet. Thermodynamische Daten sowie Margules-Parameter für das Mischungsverhalten des FeAl-Seladonit geben Massonne & Spzurka (1997) und Massonne (1997). Beim Phengit-Modell nach Massonne (1992a, 1995) sind die ternären

Margules-Parameter gleich Null gesetzt, das Modell nach Massonne (1997) führt ternäre Parameter ein.

Vergleichend zu den Druck-Temperatur-Daten, die mit den Mischungsmodellen nach Massonne berechnet wurden, kamen für Granat auch das unveränderte Mischungsmodell nach Berman (1990) und das Modell nach Saxena & Ganguly (1984) zum Einsatz. Ferner wurde eine ideale Mischbarkeit angenommen ($a_{Grs} = X_{Grs}^3$, etc).

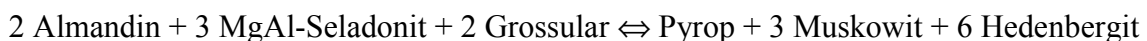
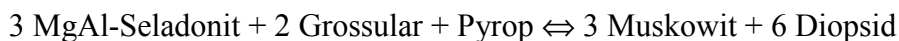
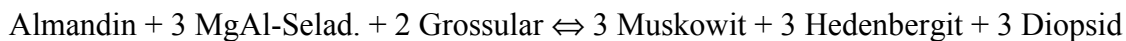
Für die Berechnungen an den Metasedimenten wurde parallel zum idealen Aktivitätsmodell das Mischungsmodell nach Fuhrman & Lindsley (1988) verwandt.

PTAX-Berechnungen

A. PTAX-Berechnungen an Eklogiten

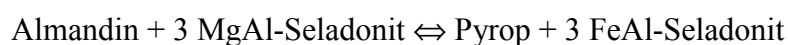
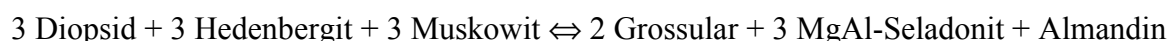
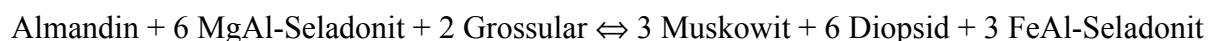
Method A1

Die Auswahl des chemischen Modellsystems und der Mineralphasen erfolgte nach Massonne (1991b, 1992a, 1995). Im System KCFMASH ermöglichen die Granat-Komponenten Almandin, Pyrop, Spessartin und Grossular, die Omphazit-Komponenten Diopsid und Hedenbergit sowie die Phengit-Komponenten Muskowit und MgAl-Seladonit die Berechnung von vier Gleichgewichten, die sich in einem invarianten Punkt schneiden (Abb. 154A).



Method A2

Die Hinzunahme der zusätzlichen Phengit-Komponente FeAl-Seladonit ermöglicht die Berechnung zusätzlicher weiterer Gleichgewichte:



Die FeAl-Seladonit-Komponente ermöglicht die Berechnung zweier Thermometer zusätzlich zum Granat-Klinopyroxen Fe-Mg-Austausch. Im Idealfall einer perfekten Gleichgewichtseinstellung sollten die Granat-Phengit- und Klinopyroxen-Phengit-Thermometer eine übereinstimmende Temperatur wie das Granat-Klinopyroxen-Thermometer ergeben, wie dies im Beispiel (Abb. 154B) nahezu der Fall ist. Häufig ist jedoch eine Abweichung der Temperaturen festzustellen, was auf mangelnde Gleichgewichtsparagenesen oder den Einfluß des analytischen Fehlers hindeutet (s. u.).

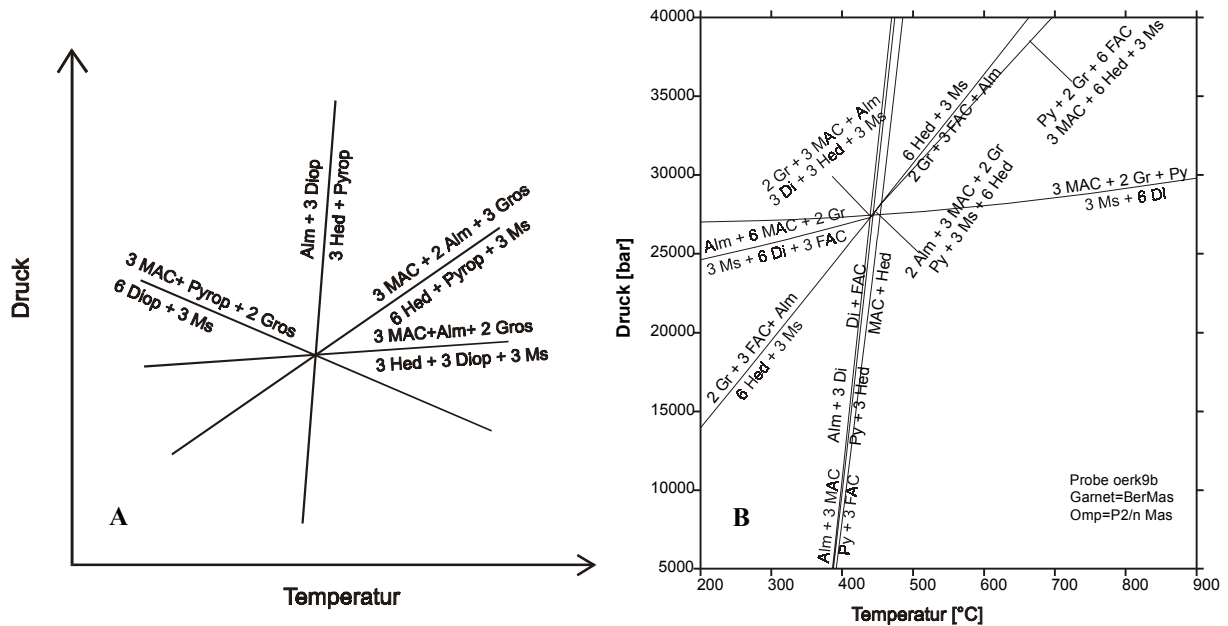
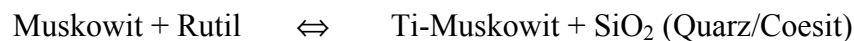


Abbildung 154 A Schematisches Druck-Temperatur-Diagramm der Gleichgewichte für die Endglieder Almandin, Pyrop, Grossular, Diopsid, Hedenbergit, Muskowit und MgAl-Seladonit (MAC). B Beispiel einer PTAX-Berechnung mit zusätzlicher FeAl-Seladonit-Komponente (FAC).

B. Ti-Barometrie an Kalihellglimmern (Methode B)

Als Geobarometer wird hier der Ti-Einbau in Kalihellglimmern (Phengiten) verwendet (Massonne et al. 1993). Die grundlegende Gleichung für die Berechnung von P-T-Gleichgewichten lautet:



dabei: Ti-Muskowit $\text{KAl}_3\text{Ti}_2\text{SiO}_{10}(\text{OH})_2$

Die thermodynamischen Daten entstammen im Falle von Quarz und Rutil dem Datensatz von Berman (1988), im Falle der anderen Komponenten Muskowit, Coesit und weiteren Hellglimmern Massonne (1992a). Die thermodynamischen Daten für das theoretische Hellglimmerendglied Ti-Muskowit wurden mit einer "least-squares"-Methode berechnet. Dabei kam ein asymmetrisches Mischungsmodell (Gleichung 7) zum Einsatz.

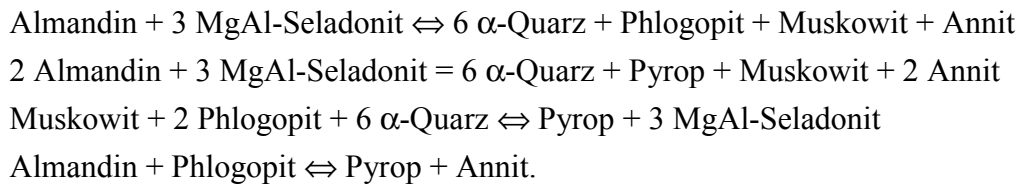
Der Titan-Einbau ist an Muskowit-Gehalt des Hellglimmers gekoppelt, er nimmt mit steigendem MgAl-Seladonit-Gehalt ab. Das Gleichgewicht eignet sich zur Bestätigung zuvor ermittelten Drücke, besitzt allerdings eine deutliche Temperaturabhängigkeit. Die Hellglimmer sollten zudem Paragonit-arm sein, da hohe Gehalte zu deutlichen Abweichungen führen. Hellglimmer aus Metapeliten erweisen sich in vielen Fällen als ungeeignet (s. u.), die Anwendung auf Eklogite führte aber zumeist zu übereinstimmenden Resultaten (± 2 kbar) mit den Berechnungen des invarianten Punktes.

C. PTAX-Berechnungen an Orthogneisen und Metasedimenten

Methode C1

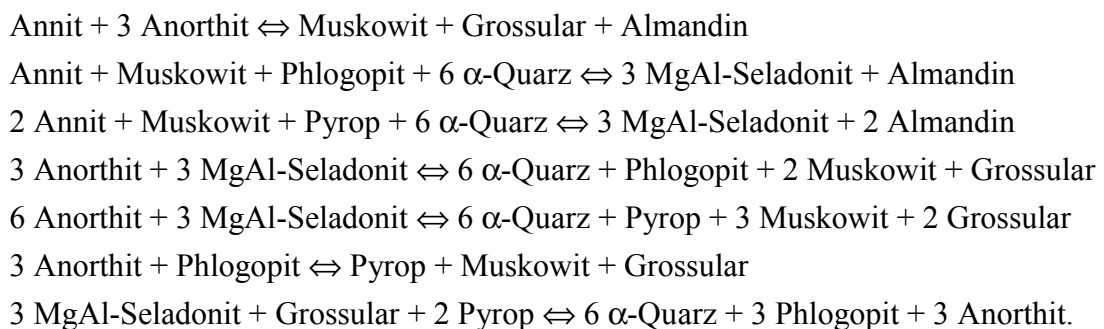
Die Berechnungen erfolgen im chemischen System KFMASH und führen in Analogie zu Berechnungen an den Eklogiten zu einem invarianten Punkt als Schnittpunkt von vier Gleichgewichten. Es werden die Komponenten Almandin und Pyrop des Granats, Muskowit

und MgAl-Seladonit des Hellglimmers sowie Annit und Phlogopit des Biotits und α -Quarz verwendet. Die Gleichgewichte beinhalten kein H₂O, sie sind daher unabhängig von der Wasseraktivität a_{H_2O} . Die berechneten Gleichgewichte lauten:



Methode C2

Eine Erweiterung des Systems um das Ca ermöglicht die Hinzunahme des Anorthit in die Berechnungen, was die Zahl der verwendeten Gleichgewichte ebenfalls erhöht:



Die Gleichgewichtseinstellung und Mineralanalytik bestimmt wiederum die Güte des Schnittpunktes. In den Berechnungen wurde sowohl das Feldspat-Mischungsmodell von Fuhrman & Lindsley (1988), bei niedrigen X_{An} in Plagioklas aber auch ideale Mischungen, erfolgreich eingesetzt.

Bei den Metapeliten wurden je nach Paragenese auch noch Fe- und Mg-Staurolith wie auch Disthen mit in die Berechnungen einbezogen. Ergebnisse und Gleichgewichte dazu werden in den Abschnitten der entsprechenden Proben (ÖV.VI.3, ÖV.Ma 3, ÖM.3.1c, SPi.1a) dargestellt.

D. TWEEQU-Berechnungen an Amphiboliten

Trotz des weitverbreiteten Auftretens von Amphibolen in Gesteinen unterschiedlicher Gesamtchemie und Metamorphosegrades, sind Multigleichgewichtsberechnungen von Gleichgewichten mit Amphibol schwierig durchzuführen, da die notwendigen Mischungsmodelle und thermodynamischen Daten für die meisten Amphibol-Endglieder fehlen. Dies ist eine Folge der komplexen Kristallchemie der Amphibole mit unterschiedlichen Kationenpositionen und der Möglichkeit von Leerstellen.

An Granat-Amphiboliten wurden Berechnungen mit dem Programm TWEEQU (Version 2.02b) durchgeführt. Als Datengrundlage dazu dienten die auf der Basis des Datensatzes von Berman (1988, 1990) gewonnenen Mischungsparameter und thermodynamischen Daten (Datensatz Jun92gsc.dat) für die Amphibol-Endglieder Tschermakit, Ferro-Tschermakit, Pargasit, Ferro-Pargasit und Ferro-Tremolit nach Mäder & Berman (1992). Insbesondere die thermodynamischen Daten der Fe-Endglieder der Amphibole sind durch keine Experimente belegt und daher ungenau.

Als Mischungsmodell für Granat kamen die Daten von Berman (1990) zum Einsatz. Aussagekräftige Ergebnisse sind nur bei Verwendung der Amphibol Strukturformel- und Endglied-Berechnung nach Mäder & Berman (1992) zu erhalten. Deshalb wurden die Kationenplätze

des Amphibols nach Mäder & Berman (1992) neu berechnet. Dazu wurden das Programm "cmp.exe" aus TWQ 2.02b verwendet, welches entsprechende Strukturformel-Dateien erzeugt.

Die Anorthit-Komponente des Plagioklas wurde unter Verwendung des Feldspat-Mischungsmodelles von Fuhrman & Lindsley (1988) mit einbezogen. Die Phasen Quarz (α -Quarz) und Rutil wurden mit einer Aktivität von eins berücksichtigt, für den zumeist Endglied-nahen Ilmenit wurde eine ideale Mischung ($a_{Ilm} = X_{Ilm}$) angenommen.

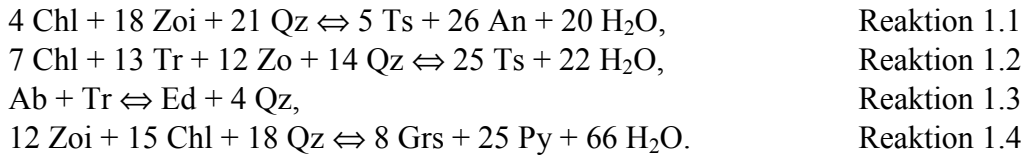
Die Druck-Temperatur-Daten des Schnittpunktes wurden mit dem TWQ-Programm "intersx.exe" berechnet, wobei zuvor weit außerhalb des Schnittpunkts liegende Gleichgewichtskurven aus der "plot.dat" (ASCII-Daten der Gleichgewichtskurven) entfernt wurden. Das Programm "intersx.exe" liest die Ergebnis-Datei aus TWQ ein und berechnet einen durchschnittlichen P-T-Punkt aus allen Schnittpunkten von Gleichgewichtskurven. Es erfolgt dabei eine Gewichtung nach höchstem ΔS , ΔV und kleinstem $\ln K$ sowie einem möglichst orthogonalen Schnittpunkt der Gleichgewichtskurven.

6.2 Druck-Temperatur-Abschätzungen mittels Mineralstabilitäten

Experimentelle Arbeiten zur Stabilität von Amphiboliten -

Mineralstabilitäten von Amphibolen, Epidot, Chlorit, Klinopyroxen, Granat und Plagioklas

Mit dem Übergang von der Grünschiefer- zur Amphibolitfazies haben sich u. a. Liou (1973), Liou et al. (1974) und Apter & Liou (1983) beschäftigt. Er ist durch zwei bedeutende Veränderungen charakterisiert, die beispielsweise bei 5 kbar bei Temperaturen von ca. 500°C ablaufen (Bucher & Frey 1994). Bei den Feldspäten wird Albit durch einen Ca-haltigen Plagioklas (zuerst Oligoklas) ersetzt und bei den Amphibolen Aktinolith durch Aufnahme von Al und Alkalien in eine Hornblende umgewandelt. Aufgrund der Peristeritlücke (Mischungslücke zwischen Albit und Oligoklas) springt die Plagioklaszusammensetzung von An₃ auf An₁₇, der Amphibolübergang erfolgt eher kontinuierlich, obwohl auch hier Mischungslücken vorliegen. Die Hauptprozesse für die Hornblende-Bildung sind der Tschermak-Austausch $MgSi = Al^{IV}Al^{VI}$ sowie der Edenit-Austausch $NaAl^{IV} = \square Si$. Chlorit und Epidot sind trotz der Stabilität der Paragenese Hornblende + Plagioklas im Bereich der Amphibolitfazies vorhanden, werden aber bei erhöhter Temperatur abgebaut. Maßgebliche Reaktionen für den Übergang von der Grünschiefer- zur Amphibolitfazies geben Bucher & Frey (1994):



Innerhalb der Amphibolitfazies nimmt der Modalgehalt von Chlorit und Epidot mit zunehmenden Temperaturen ab, entlang einer Ky-Geotherme reagieren Chlorit bei 550°C und Epidot bei ca. 600°C aus der Paragenese heraus. Spear (1993) gibt verschiedene Chlorit- und Epidot-out Kurven für unterschiedliche fO_2 -Puffersysteme an. Bei etwas höheren Drücken

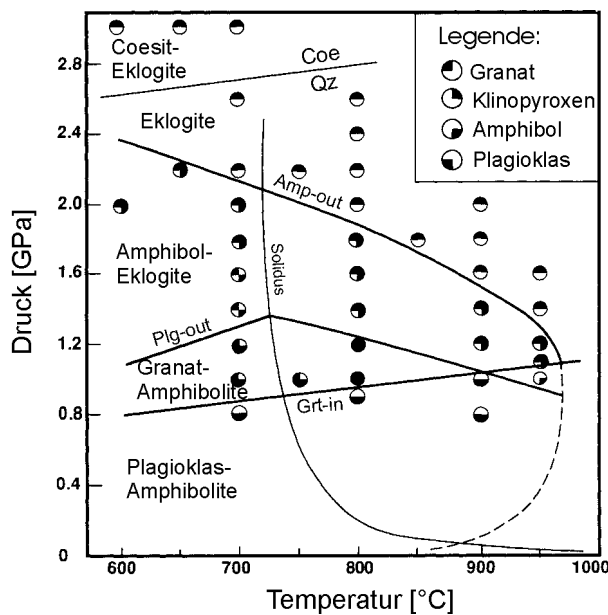


Abbildung 155 Experimentelle Ergebnisse an einem Olivin-normativen Basalt-H₂O-System für den Übergang von der Amphibolit- zur Eklogitfazies nach Liu et al. (1996). Plagioklas, Amphibol, Klinopyroxen und Granat treten auf. Die Symbole für die Mineralphasen geben deren Stabilität im P-T-Feld an.

bleibt Epidot allerdings auch bei höheren Temperaturen stabil (z.B. Epidot-out bei 7 kbar und 690°C nach Apter & Liou 1983). Die Chlorit-out Reaktionen besitzen dagegen alle steil positive Steigungen, da es sich dabei um Dehydrationsreaktionen handelt. In Mg-reichen Gesamtzusammensetzungen ist Chlorit bis in die Amphibolitfazies hinein stabil.

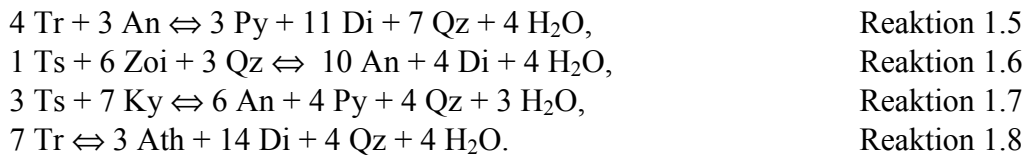
Die Abgrenzung der Amphibolitfazies zur Epidot-Amphibolitfazies erfolgt über die Epidot-out Reaktion, deren Lage im PT-Diagramm bei intermediären Drücken allerdings zur Definition der Epidot-Amphibolitfazies zwingt. In Metabasiten mit durchschnittlicher MORB-Zusammensetzung tritt Epidot allerdings trotz seiner möglichen Stabilität nicht mehr auf, da der relativ An-reiche Plagioklas durch seine Ca-Aufnahme das Auftreten des Epidots verhindert.

Kontinuierliche Reaktionen treten aber auch in den beiden Hauptkomponenten der Amphibolitfazies, Hornblende und

Plagioklas auf. Der Austausch $\text{NaSi} \leftrightarrow \text{CaAl}$ zwischen Hornblende und Plagioklas bildet die Grundlage zahlreicher Arbeiten über die geothermometrische Verwertbarkeit dieser Paragenese. Als Geothermometer wird es in den Arbeiten von Spear (1980), Blundy & Holland (1990) und Holland & Blundy (1994) verwendet.

Mit zunehmender Temperatur können Granat und Klinopyroxen noch in der Amphibolitfazies bedeutende Gemengteile werden. Bereits der Zoisit + Chlorit-Abbau führt zur Bildung von Grossular- und Pyrop-Komponente, Granat ist also bereits in der beginnenden Amphibolitfazies stabil (Bucher & Frey 1994). In den Experimenten mit basaltischer Gesamtzusammensetzung von Liu et al. (1996) liegt die Granat-in Reaktion bei niedrigeren Drücken als die Plagioklas-out Reaktion (vgl. Abb. 155). Granat-Amphibolite werden demnach durch das PT-Feld charakterisiert, das durch diese beiden Reaktionen begrenzt wird. Die Granat-in Reaktion besitzt einen flach positiven Verlauf, bei 600°C sind ca. 8 kbar erforderlich.

Für das Auftreten von Klinopyroxen der Diopsid-Hedenbergit-Reihe sind entlang der Ky-Geotherme 650°C erforderlich (Bucher & Frey 1994). Typische Granat- und Klinopyroxen-bildende Reaktionen sind:



In der oberen Amphibolitfazies wird bereits Amphibol-Komponente abgebaut. Die fortgesetzte Produktion von Anorthit-Komponente führte zu immer An-reicheren Plagioklasen (Andesin / Labradorit in der oberen Amphibolitfazies). Durch das erste Auftreten von Klinopyroxen wird der Beginn der oberen Amphibolitfazies markiert.

In den Amphiboliten der Silvretta konnte Klinopyroxen nur in wenigen Proben festgestellt werden, wobei dieser weniger im Kontakt mit Hornblende auftritt, sondern vielmehr mit Epidot und aktinolithischem Amphibol. Es scheint vielmehr eine Kontrolle durch die Gesamtchemie als über die PT-Bedingungen vorzuliegen, da er nur in sehr Ca-reichen Lagen auftritt. In allen Fällen (SP.11, ÖS.9.1m) handelt es sich dabei um einen nahezu reinen Diopsid.

Die experimentellen Befunde von Liu et al. (1996) zum Auftreten von Granat bei Drücken oberhalb 8 kbar wird durch verschiedene Geobarometer bestätigt. Die Anwendung der Al^{tot} -in-Hornblende Geobarometer ergibt deutlich höhere Bildungsdrücke von 9-11 kbar für die Granat-Amphibolite als für die Plagioklas-Amphibolite der Silvretta vgl. Geothermobarometrie Amphibolite).

Die verbreitet auftretenden Epidot-Amphibolite sind deuten auf eine Gleichgewichtseinstellung bei Temperaturen unter 600°C. Sie belegen eine Reequilibrierung auf dem retrograden P-T-Pfad unter Bedingungen der unteren Epidot-Amphibolitfazies.

Titan-Phasen

Spear (1993) nennt Titanit als charakteristisch für die Grünschieferfazies und Ilmenit als dominierende Ti-Phase der Amphibolite. In nahezu allen Proben der Silvretta-Metabasite ist allerdings Titanit als typische Phase der amphibolitfaziellen Überprägung festzustellen, während Ilmenit teilweise zusammen mit Rutil in der Eklogiten auftritt und in den Granat-Amphiboliten dominiert. Die Stabilität von Titanit ist nach Spear (1980) ebenfalls stark von der Sauerstoff fugazität f_{O_2} abhängig, der Häm-Mgt-Puffer verschiebt die Lage der Titanit-out Kurve gegenüber dem Qz-Fayalit-Mgt-Puffer deutlich hin zu höheren Temperaturen. Weiterhin wird die Titanit-Stabilität durch den Al-Einbau kontrolliert, was auch seinen Niederschlag in verschiedenen Ansätzen zur geothermobarometrischen Verwendung dieser Substitution hatte.

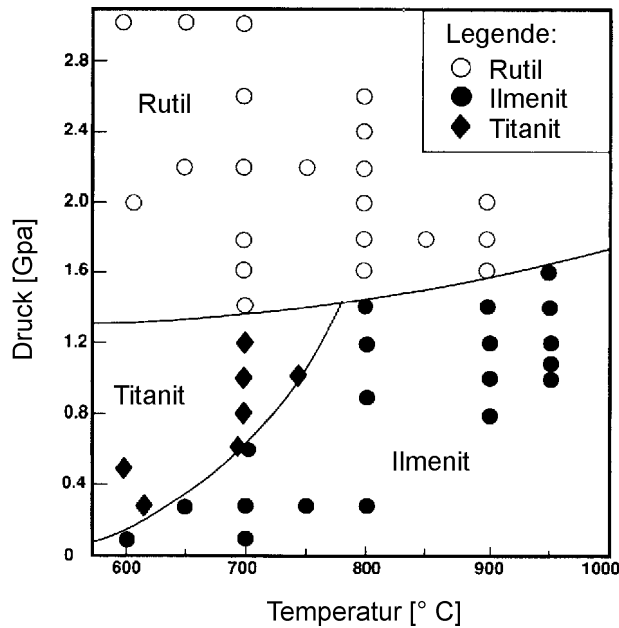


Abbildung 156 Synthesergebnisse und Stabilitätsbeziehungen der Ti-Mineralen Rutil, Ilmenit und Titanit an einem MOR-Basalt-System nach Ernst & Liu (1998).

Nach Liu et al. (1996) und Ernst & Liu (1998) sind die Stabilitätsbeziehungen der Ti-Phasen Rutil, Ilmenit und Titanit in einer MOR-basaltischen Gesamtchemie wie in Abb. 156 angeordnet.

Schichtsilikate - Kalihellglimmer

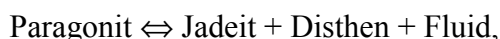
Kalihellglimmer ist neben barroisitischem Amphibol, Mineralen der Epidot-Gruppe, insbesondere Zoisit, Paragonit und bei entsprechender Gesamtchemie auch Talk, der wichtigste Träger von Wasser in der ozeanischen Kruste in einer Subduktionszone. Seine obere Druckstabilität bestimmt demnach auch wesentlich das Entwässerungsverhalten der subduzierten ozeanischen Kruste und auch die Schmelzbildung im überlagernden Mantelkeil.

Die obere Druckstabilität für MOR-basaltische und andesitische Zusammensetzungen wurde von Schmidt (1996) sowie von Domanik & Holloway (1994) an Al-gesättigten sedimentären Gesamtchemien auf ca. 100 kbar bestimmt. Der Muskowit-Anteil geht in $KAlSi_3O_8$ mit K-Hollandit-Struktur über. Die obere Temperaturstabilität des Kalihellglimmers wird durch den Einbau von Mg- und Fe-Seladonit-Komponente zu höheren Temperaturen hin stark erweitert. Massonne (1995) ermittelte bei einem Druck von 30 kbar Temperaturen $> 1000^\circ\text{C}$. In den experimentellen Arbeiten von Schmidt (1996) blieb Phengit bei Erhöhung der Temperatur bei konstantem Druck bis zum Basaltsolidus stabil.

Paragonit

Paragonit läßt sich phasenpetrologisch als Teil des Systems NASH ausdrücken. Mit H_2O und SiO_2 im Überschuß berechneten Guiraud et al. (1990) mit dem thermodynamischen Datensatz von Holland & Powell (1990) die Phasenbeziehungen in einem petrogenetischen Netz. Generell kann dabei belegt werden, daß die obere Stabilitätsgrenze im Hinblick auf den Druck nicht den Bereich der Ultrahochdruckmetamorphose erreicht und der endgültige Abbau des Paragonits zwischen 24 und 25 kbar erfolgt. Im Falle der Paragonit-Einschlüsse in Omphazit ist dabei unter Vernachlässigung des Ca-Gehaltes die Reaktion Paragonit = Jadeit + Disthen von Interesse. Sie besitzt im PT-Feld einen flachen Verlauf mit einer schwachen negativen Steigung. Die wichtigsten die Eklogite der Silvrettas betreffenden Reaktionen des Systems NMASH wurden mit dem Programm PTAX (vgl. Multigleichgewichtsberechnungen) und dem Datensatz von Berman (1990) berechnet (Abb. 157A).

Paragonit ist in Verbindung mit Quarz über einen weiten PT-Bereich bei Temperaturen $< 800^\circ\text{C}$ und Drucken bis zu 26 kbar stabil (vgl. Abb. 157A). Die Stabilität der Paragenese Paragonit + Quarz wird durch folgende Reaktionen definiert (Harley & Carswell 1990):



Reaktion 3.1



Reaktion 3.2

Die beiden Reaktionen schneiden sich in einem metastabilen invarianten Punkt auf der Reaktionskurve von Albit = Jadeit + Quarz bei 22 kbar und 800°C, vgl. Abb. 157A). Unter wassergesättigten Bedingungen ist dieser Punkt im Hinblick auf eine Aufschmelzung metastabil, da die Solidi für Albit und Jadeit + Quarz bei Anwesenheit reinen Wassers zwischen 600 und 700°C liegen (Bohlen et al. 1982). Holland (1979) hat die Reaktion $Jd + Ky + V = Pg$ bei Temperaturen zwischen 550 und 700°C reversibel untersucht und ermittelte eine negative dP/dT -Steigung. Unter wassergesättigten Bedingungen ist die Paragenese $Jd + Ky$ auf sehr hohe Drücke > 22 kbar beschränkt. Die Paragenese $Pg + Omp + Ky$ selbst ist ein nützliches Barometer oder a_{H_2O} -Indikator, da Paragonit gewöhnlich nahezu rein auftritt und die a - X -Beziehungen von Omphazit bei 600°C oder mehr hinreichend genau definiert sind (Harley & Carswell 1990).

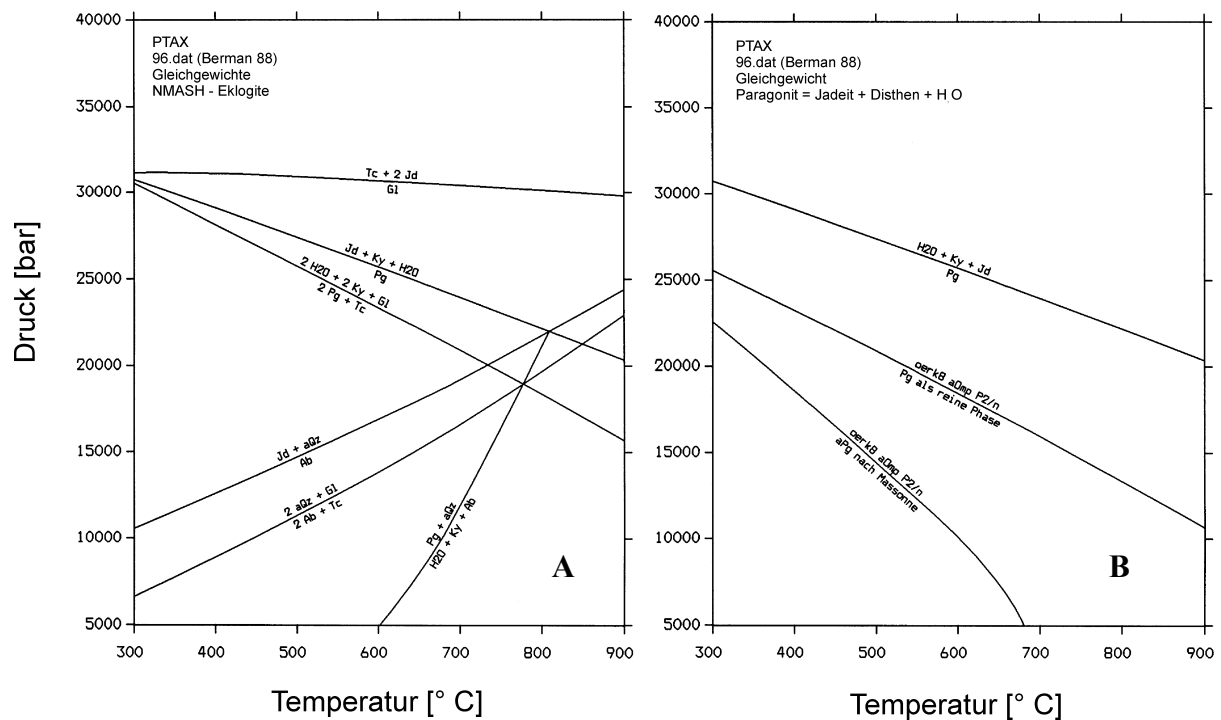


Abbildung 157 A Für Eklogite wichtige Reaktionen des Systems NMASH berechnet mit PTAX und dem Datensatz von Berman (1988). **B** Paragonit-Zerfallsreaktion berechnet mit PTAX und dem Datensatz von Berman (1988) sowie Mischungsmodellen für Klinopyroxen und Hellglimmer nach Massonne (1992a).

Einige univariante Reaktionen des NFMASH-Netzes von Guiraud et al. (1990) zeigen bedeutende Verschiebungen nach der Berücksichtigung von Ca oder K in dem Modellsystem (Massonne 1995). Die meisten dieser PT-Verschiebungen sind dabei schwer quantitativ vorherzusagen, da solche Elemente, insbesondere Ca, in verschiedene NFMASH-Mineralen wie Granat oder Glaukophan oder Jadeit eingebaut werden können. Die obere Druckstabilität des Paragonits, der in Disthen + Jadeit + H_2O abgebaut wird, wird z.B. durch den Einbau von K_2O hin zu höheren Drücken verschoben. Die Hinzugabe von Ca in das System, was zur Bildung von Omphazit führt, bewirkt den gegenteiligen Effekt.

Berechnungen für die Paragonit-Einschlüsse in Omphazit 10 der Probe ÖRK.8 ergeben gegenüber der Gleichgewichtskurve für reine Phasen deutlich niedrigere Drücke. Unter Verwendung des Mischungsmodelles für Pyroxene nach Massonne (1992a) und reinem Paragonit ergeben sich bei angenommenen 500°C auf dem prograden Ast des P-T-Pfades ca. 21 kbar. Verwendet man auch das Mischungsmodell für die Hellglimmer (Massonne 1992a), ergeben sich sogar lediglich 14.5 kbar.

Paragonit kann in keinem der Atollgranate aus SP.5 nachgewiesen werden, ebensowenig die Erhaltung von Disthen oder Albit. Für die symplektitisch überprägte Probe SP.1 konnte ein Paragonit in Koexistenz mit einem Epidot/Klinozoisit in einem Granatkern nachgewiesen werden. Bei Fluidzufuhr entsteht Paragonit bei 20 kbar bis zu Temperaturen von 750° C, zu höheren Drücken ist die Blastese durch die Abbaureaktion Paragonit \leftrightarrow Jadeit (Omphazit) + Disthen + Quarz + H₂O begrenzt. In Eklogit SP.5 wächst in den Atoll-Lagunen als wasserhaltige Phase allerdings ausschließlich Phengit, dessen Kalium über eine Fluidphase von außen herantransportiert werden muß, was ebenso für das Natrium des Paragonits angenommen werden könnte.

Die Stabilität der Paragenese Disthen + Omphazit in Probe ÖRK.4 während einer frühen Metamorphosephase spricht für das Überschreiten des Gleichgewichts Paragonit \leftrightarrow Jadeit (Omphazit) + Disthen + Quarz + H₂O, allerdings könnte auch der Mangel einer Fluidphase die Bildung von Paragonit behindert haben.

Muskowit-Paragonit-Mischglieder

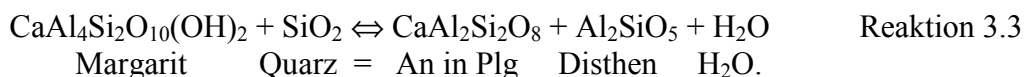
Zahlreiche Versuche wurden unternommen, eine quantitative Muskowit-Paragonit-Solvusthermometrie zu etablieren. Die theoretischen Solvusberechnungen von Eugster et al. (1972) und Chatterjee & Froese (1975) leiden allerdings unter dem mangelhaften Aktivitätsmodell für Hellglimmer, welches den Einfluß des Seladonit-Einbaues noch außer Betracht ließ (Guidotti 1984). Die jüngste und detaillierteste experimentelle Arbeit stammt von Flux & Chatterjee (1986), der daraus berechnete Solvus weist eine deutliche Druckabhängigkeit auf (Chatterjee & Flux 1986). Deshalb eignet sich die Muskowit-Paragonit-Solvusthermometrie nur als qualitatives Geothermometer, quantitative Thermometrie führt zu keinen sinnvollen Resultaten (Guidotti & Sassi 1976). Der Muskowit-Schenkel des Solvus von Chatterjee & Flux (1986) kann unter den Bedingungen eines unabhängig bekannten Metamorphosedruckes und einer Hellglimmerchemie nahe einer reinen Muskowit-Paragonit-Mischung mit $X_{Si} < 3.05$ p.f.u. für vorläufige Temperaturabschätzungen verwendet werden (Bucher & Frey 1994).

Der Versuch von Bollin (1994), aus den Paragonit-Gehalten der Hellglimmer Temperaturen nach Lambert (1959) und Yoder & Eugster (1955) abzuleiten (525-550°C), ist daher kritisch zu bewerten.

Ein Vergleich mit eigenen Hellglimmeranalysen aus Metapeliten läßt in verschiedenen Proben noch deutlich höhere Paragonit-Komponenten erkennen. Die Gleichgewichtstemperaturen müßten dementsprechend bei Paragonit-Gehalten bis nahezu 30 Mol % erheblich höher gelegen haben. Ein durchschnittlicher Metapelit-Hellglimmer aus Probe ÖV.VI.3 enthält ca. 20 Mol % Paragonit und ca. 70 Mol % Muskowit, die Seladonit-Komponenten sind generell niedrig (vgl. Abb. 136A).

Margarit (inklusive Quarz)

Das Gleichgewicht



wurde für verschiedene Analysen und Mischungsmodelle mit PTAX berechnet (vgl. Thermobarometrie). Dazu wurde für Margarit ein molekulares Mischungsmodell mit $X_{Ca} = a_{Ca}$ gewählt und für den Plagioklas ein ideales, molekulares mit $X_{Ca} = a_{Ca}$ sowie das ternäre Mischungsmodell nach Fuhrman & Lindsley (1988 = F&L '88). Im Vergleich dazu wurde die Gleichgewichtskurve für reine Phasen geplottet (Abb. 158, ganz rechts). Die Mineralkombinationen entsprechend den Signaturen der Gleichgewichtskurven lauten:

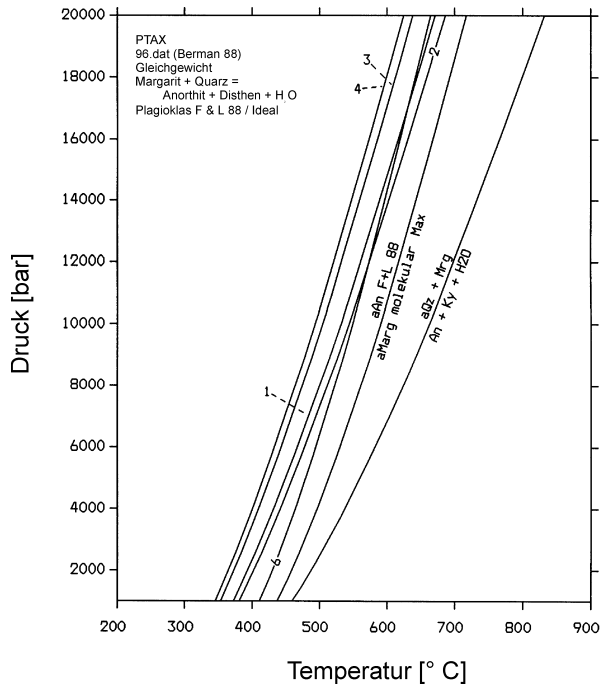


Abbildung 158 Variation des Gleichgewichts $Qz + Mrg = An + Ky + H_2O$ unter Verwendung reiner Phasen, idealer und realer Mischungsmodelle für Plagioklas sowie verschiedener Analysen in ÖV.Vz 2.

meter-Daten liegen aufgrund des Abbaues primären Biotits und K-Na-Hellglimmers nicht vor. Daher läßt sich kein gesicherter Druck aus dem Gleichgewicht ableiten. Die Margarit-Blastese um Disthen erfolgte während der retrograden Abkühlung des Metapelits. Die obere Druckstabilität für Margarit wurde nicht betrachtet. Die Gleichgewichte wurden für $a_{H_2O} = 1$ berechnet, geringere a_{H_2O} führen zu einer weiteren Verschiebung zu niedrigeren Temperaturen.

Kalihellglimmer können nur in sehr geringem Umfang Margarit-Komponente einbauen. Die meisten Hellglimmer aller Gesteinstypen der Silvrettedecke sind daher CaO-frei. Nur in wenigen Analysen der Eklogit-Probe ÖRK.8 kann als scheinbare Komponente in Hellglimmer-Einschlußmineralen eine Margarit-Komponente festgestellt werden. Sie wird retrograden Zerfallsprozessen zugeschrieben.

Talk

Petrogenetische Netze des Systems MASH mit den Überschußphasen SiO_2 und H_2O , die mit dem modifizierten thermodynamischen Datensatz von Berman (1988) berechnet wurden (Massonne 1995), ergeben für Talk eine nahezu druckunabhängige Temperaturstabilität von ca. $800^\circ C$. Bei höheren Temperaturen wird er in Enstatit + Disthen bzw. Enstatit + Pyrop abgebaut. Thermobarometrisch verwendbar ist der Al-Gehalt p.f.u. im Talk. Isoplethen dazu gibt Massonne (1995, S. 53). Im Stabilitätsfeld von Talk + Disthen (+ SiO_2 + H_2O) stellen sie aufgrund des hohen dP/dT -Werts eher ein Thermometer dar, im P-T-Bereich oberhalb der thermischen Stabilität von Talk + Disthen aufgrund der flachen Steigung ein fast reines Barometer. Der Al-Gehalt steigt mit zunehmender Temperatur, im Bereich ohne Disthen nimmt er mit steigendem Druck ab. Das Stabilitätsfeld von Talk + Disthen ist zwischen 20 und 30 kbar bei etwa $550^\circ C$ gegen Karpholith begrenzt, die obere Druckstabilität zwischen 630 und $700^\circ C$ liegt ca. 43 kbar. Zwischen $700^\circ C/44$ kbar und $800^\circ C/28$ kbar erfolgt der Abbau in Pyrop, zu hohen Temperaturen stimmt er mit der Temperaturstabilität reinen Talks überein.

1. X_{Ca} in Plg und Mrg maximal,
2. X_{Ca} in Plg maximal, in Mrg minimal,
3. X_{Ca} in Plg und Mrg minimal,
4. X_{Ca} in Plg minimal, in Mrg maximal,
5. X_{Ca} in Plg maximal, a_{An} nach F&L '88, X_{Ca} in Mrg maximal, mit Beschrift.,
6. X_{Ca} in Plg minimal, a_{An} nach F&L '88, X_{Ca} in Mrg maximal.

Das Gleichgewicht besitzt einen hohen dP/dT -Wert und eignet sich daher als Geothermometer. Bei den idealen, molekularen Mischungsmodellen und den geringsten Aktivitäten für Anorthit in Plagioklas ist die stärkste Verschiebung zu niedrigeren Temperaturen festzustellen. Alle an realen Mischkristallen aus ÖV.Vz 2 berechneten Gleichgewichte plotten bei niedrigeren Temperaturen als die mit reinen Phasen berechnete Gleichgewichtskurve. Bei gleicher Temperatur ergeben sich deutlich höhere Drücke. Unabhängige Thermo-

Eine Aussage für die Eklogite des Rauhen Kopfes ist damit allerdings kaum möglich. Eine sichere Koexistenz ist nur für die Minerale Quarz und Barroisit gegeben. Eine Gleichgewichtseinstellung mit Disthen ist aus textuellen Gründen abzulehnen. Thermodynamische Daten zur Stabilität zusammen mit Barroisit oder anderen Amphibolen fehlen. Die Stabilität der Paragenese Talk + SiO₂ reicht bis zu Drücken der Ultrahochdruckmetamorphose.

Eine weitere Möglichkeit bietet die Verwendung des Al-Gehaltes in Talk, der allerdings im niedrigen P-T-Bereich nur als reines Thermometer verwendet werden kann. Unklar ist allerdings die zu verwendende Paragenese, die in das Modellsystem MASH paßt. Die Talk-Analysen der Probe ÖRK.1 ergeben insgesamt niedrige Al-Gehalte zwischen 0.015 und 0.048 p.f.u., die auf eine sehr niedrig temperierte Bildung von ca. 400°C bei Drücken unterhalb 20 kbar hindeuten. Noch niedriger liegen die Messungen des Al^{tot}-Gehaltes in der Probe ÖRK.4b, sie erreichen 0.0105 bis 0.0219, was zu noch niedrigeren Temperaturen führen würde.

Biotit

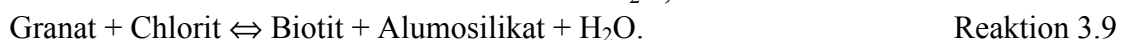
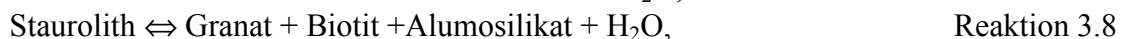
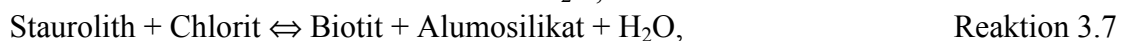
Biotit ist stabiler Gemengteil fast aller Metasedimente, tritt im textuellen Gleichgewicht mit Amphibol und Plagioklas in den Amphiboliten und als symplektitisches Abbauprodukt des Phengits in Eklogiten und deren metasedimentären Begleitgesteinen auf.

Die Anwesenheit von Biotit in den Metasedimenten erlaubt im reinen System FASH die Abschätzung einer Minimaltemperatur mittels der Gleichgewichte



Ersteres Gleichgewicht liefert die untere Temperaturstabilität für Biotit bei mittleren Drücken. Bucher & Frey (1994) geben für pelitische Gesteine ca. 400°C bei 6 kbar an, Spear (1993) 300-400°C in Al-armen Metapeliten. Die Mischreihe mit Phlogopit führt zu etwas höheren Temperaturen. Die obere Temperaturstabilität liegt mit ca. 1000°C weit oberhalb des realistischen Temperaturbereichs für die Gesteine der Silvrettadecke.

Im System KFMASH treten nach Bucher & Frey (1994) folgende weitere Biotit-bildende diskontinuierliche Reaktionen auf:



Das Verschwinden von Granat + Chlorit und das Auftreten Staurolith + Biotit markiert den Beginn der mittleren Amphibolitfazies. Bucher & Frey (1994) geben für diese klassische Gelände-Isograde, die in Al-armen Metapeliten auch das erste Auftreten von Staurolith markiert, ca. 600°C an, Spear (1993) nach dem petrogenetischen Netz von Spear & Cheney (1989) ca. 560 bis 590°C bei 5 bzw. 9.5 kbar, wobei sich die Temperaturen durch den Mn-Einbau in Granat um ca. 10 bis 20°C erhöhen können. Die Reaktion führt zum Abbau von Granat, der daher auch in vielen Metapeliten der mittleren Amphibolitfazies resorbiert erscheint.

Die Reaktion von Staurolith + Chlorit nach Disthen + Biotit (Sillimanit) bei ca. 600°C (Spear 1993) ergibt neben Biotit das erste Auftreten von Disthen in Al-armen Metapeliten. Disthen und Staurolith sind in diesen Gesteinen oft miteinander verwachsen, Disthen ist oft mikrotextuell als späte Phase zu erkennen.

Biotit entsteht ebenfalls durch den endgültigen Staurolith-Abbau (Reaktion 3.8), die den Beginn der oberen Amphibolitfazies markiert.

Die Reaktion 3.9 bildet die obere Temperaturstabilität der Paragenese Granat + Chlorit. Sie liegt etwas oberhalb der Reaktion 3.7.

Zoisit / Klinozoisit / Epidot

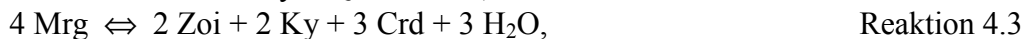
Schmidt & Poli (1994) und Poli & Schmidt (1998) untersuchten im System CASH die obere Druckstabilität von Zoisit gemäß der Abbaureaktion



und ermittelten eine obere Druckstabilität von 50 kbar bei 700°C und 66 kbar bei 950°C. Diese liegt 25 kbar oberhalb der mit den thermodynamischen Datensätzen von Berman (1988) und Holland & Powell (1990) errechenbaren Kurve.

Das häufige gemeinsame Auftreten mit Disthen spricht ebenso für eine hohe Druckstabilität wie das Auftreten in Coesit-führenden Eklogiten, allerdings ist eine textuelles Gleichgewicht zwischen Zoisit und Coesit oft fraglich. Als Wirtsmineral für Coesit-Einschlüsse tritt Zoisit nach Chopin & Sobolev (1995) nicht auf. Der Fe^{3+} -Einbau in Zoisit nimmt mit ansteigender Sauerstoffugazität f_{O_2} zu. Die Eklogite des Rauhen Kopfes weisen einen Fe^{3+} -Gehalt von 1.0-2.5 Gew.% Fe_2O_3 auf.

Folgende für Eklogit-Paragenesen relevante Gleichgewichte mit Zoisit können nach (Harley & Carswell 1990) aufgestellt werden:



Experimentelle Untersuchungen im System CASH von Chatterjee et al. (1984) führten für Reaktion 4.2 zur Anpassung der Gleichgewichtskurve an die Beziehung

$$P [\text{kbar}] = -23,37 + 0,0784 * T [^\circ\text{C}]$$

Zusammen mit den berechneten Maximaltemperaturen für die Eklogite des Rauhen Kopfes von 650°C ergibt sich ein Druck von 27.6 kbar, was genau mit den Maximaldrücken mit der Phengit-Barometrie (vgl. 6.4 Geothermobarometrie an Eklogiten) korreliert. Zoisit könnte also bei den Peak-Bedingungen stabil gewesen sein, darüberhinaus wäre bei $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ allerdings Lawsonit die stabile Phase.

Die thermische Stabilität von Zoisit + H_2O liegt bei ca. 1050°C, die von trockenem Zoisit zwischen 1100 und 1200°C (Harley & Carswell 1990).

Der Phasenübergang von Zoisit zu Klinzoisit läßt sich mit den Programmen PTAX/TWQ von Berman (1988, 1990) bzw. Thermocalc von Holland & Powell (1990) berechnen. Ausgehend von einer Equilibrierung beider Phasen in Eklogiten, wurde das Gleichgewicht verschiedentlich bereits als Geothermometer eingesetzt. Mikrotextuell tritt Klinzoisit und auch echter Epidot (zur Unterscheidung vgl. Mineralchemie) generell als frühe Phase in der eklogitischen Foliation zusammen mit Omphazit ± Phengit auf. Zoisit kristallisiert dagegen in den Eklogiten des Rauhen Kopfes und des schweizer Silvrettaanteiles erst in der späten Blastese phase unter Zufuhr wäßriger Fluide. Durch den erheblichen Einbau von Pistazit-Komponente in den Klinzoisit, ist die Anwendung eines Mischungsmodelles für die Mischreihe Klinzoisit-Pistazit $\text{Ca}(\text{Al},\text{Fe}^{3+})\text{Al}_2[\text{O}|\text{OH}|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7]$ erforderlich. Unter Annahme einer idealen Mischbarkeit mit $a_{\text{Czo}} = \text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$, und der Verwendung realer Zoisit- und Klinzoisit-Zusammensetzungen, wie sie z. B. in SP.23 gemeinsam auftreten, ergibt sich eine Abflachung

der Gleichgewichtskurve für den Phasenübergang Klinozoisit \Leftrightarrow Zoisit bei unrealistisch niedrigen Druck-Temperatur-Bedingungen < 12 kbar und 350°C . Aufgrund der unsicheren thermodynamischen Datenbasis für Klinozoisit-Epidot-Zoisit wurden diese Minerale nicht in die Multigleichgewichtsberechnungen einbezogen.

Korund

Korund tritt in den Eklogiten des Rauhen Kopfes nur als Abbauprodukt von Disthen auf und ist dementsprechend nur in Al_2O_3 -reichen Protolithen vertreten. Der Disthen wird dabei von einem extrem feinkörnigen Geflecht von Korundnadeln ersetzt, die ca. $1\ \mu\text{m}$ breit sowie $20\text{-}50\ \mu\text{m}$ lang sind und der in einer Matrix aus Plagioklas wachsen. Ein direkter Nachweis erhaltenen Disthens im Kernbereich solcher Korund-Plagioklas-Aggregate gelang jedoch nicht. Ähnliche Korund-Plagioklas Abbauprodukte von Disthen beschreibt O'Brien (1993) aus den Eklogiten der Münchberger Gneismasse. Als mögliche Reaktionen für das Korund-Wachstum werden angenommen:

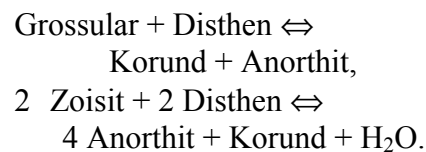
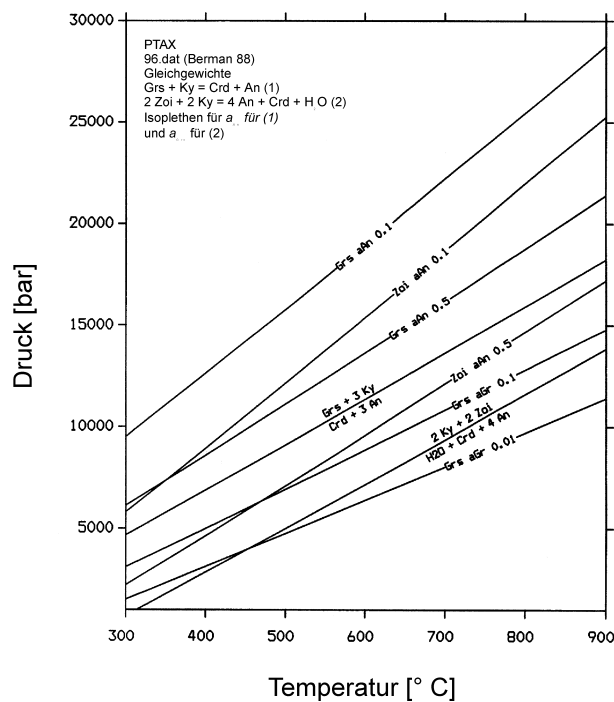
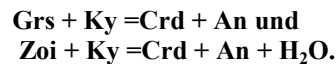


Abbildung 159 PTAX-Berechnungen zu den Korund-produzierenden Disthen-Abbaureaktionen



Für die Grossular (Grs) und Zoisit (Zoi) beinhaltenden Reaktionen sind jeweils die Entwicklungen mit der Variation der Anorthit- oder Grossular-Aktivität angegeben.

Mit dem Programm Thermocalc (Holland & Powell 1988) berechnete Gleichgewichtskurven ergeben nach O'Brien (1993) für die Grossularreaktion 8.3 kbar bei 500°C und 13.2 kbar bei 700°C . Für die Zoisitreaktion werden bei den gleichen Temperaturen und einer Wasseraktivität $a_{\text{H}_2\text{O}}$ von 1 Drücke von 6.4 bzw. 12.6 kbar erzielt. Die Reduktion der Wasseraktivität führt zur leichten Verschiebung der Reaktion hin zu höheren Drücken (0.5 kbar). Eine Neuberechnung mit dem Programm PTAX (Abb. 159) bestätigt die Grossular + Disthen-Reaktion weitgehend (ca. 0.5 kbar höhere Drücke, bei 650°C 12.5 kbar), für die Zoisit + Disthen-Reaktion ergeben sich allerdings deutlich niedrigere Drücke von 8.5 kbar bei 660°C und 5.9 kbar bei 540°C . Diese Diskrepanz verringert sich deutlich bei der Verwendung der Mineralchemie angepaßter Aktivitäten für Anorthit und Grossular. Das Grossular-Gleichgewicht liegt bei ca. 13.9 kbar / 650°C für eine Anorthit-Aktivität von 0.3 und einer Grossular-Aktivität von 0.1 . Das Zoisit-Gleichgewicht erreicht für die gleiche Anorthit-Aktivität von 0.3 bei 650°C 12.9 kbar. Ein Problem stellt allerdings die korrekte Messung des Plagioklases dar, da die Bereiche zwischen den Korund-Leisten nur Größen im Bereich von $< 1\ \mu\text{m}$ bis ca. $3\ \mu\text{m}$ erreichen. Die Wasseraktivität führt nur zu geringfügigen Änderungen des Bildungsdruckes.

Trotz der Anwesenheit von Korund besitzt das Gesamtgestein eine Sättigung im Hinblick auf SiO₂. Eine durchgehende Gleichgewichtseinstellung hat also nicht stattgefunden, es kann sich nur um lokale Gleichgewichte handeln. Dabei muß es zum Transport von Na an den Reaktionsort gekommen sein (Albit-Komponente des Plagioklases) eine fluide Phase muß anwesend gewesen sein. Einziger Na-Lieferant ist der überall häufige Omphazit, es könnte allerdings auch die Paragonit-Komponente des Phengits (in Probe ÖRK.4 häufig) darin eingehen. O'Brien (1993) schlägt als Erklärung für den SiO₂-Mangel während des Korund-Wachstums eine gleichzeitige SiO₂-verbrauchende Reaktion vor. Von den Abbaureaktionen kommt dafür insbesondere die Symplektitisierung des Omphazits in Frage.

Chloritoid

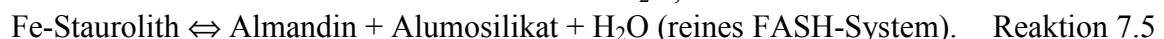
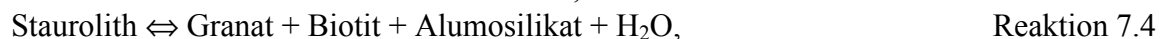
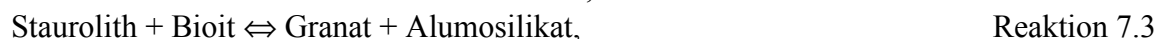
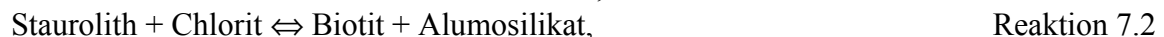
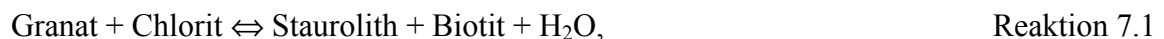
Da in den Metapeliten des Silvretta-Altkristallins Chloritoid nur lokal am Nordrand des Verwalls als Einschlußphase in Granat auftritt, ist für die Matrix-Mineralvergesellschaftung ein Überschreiten der Reaktion (6.1) anzunehmen, die Metapelite sind also mindestens der unteren Amphibolitfazies angehörig.



Nach Bucher & Frey (1994) liegt die Reaktion (6.1) nur wenige °C oberhalb der Chloritoid + Quarz-Stabilität im reinen FASH-System bei ca. 550°C.

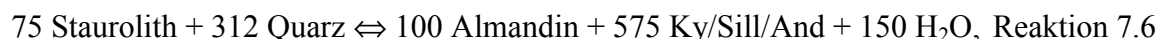
Staurolith

Staurolith ist ein typisches Indexmineral der Amphibolitfazies in Metapeliten, die entlang der Kyanit-Geotherme eine Mitteldruck-Metamorphose erfahren haben (Bucher & Frey 1994). Staurolith ist namensgebend für die erste Barrow-Zone in der niedrig temperierten Amphibolitfazies. Staurolith entsteht im System FASH überwiegend durch Abbau des Chloritoids (Reaktion 6.1). Spear (1993) und Bucher & Frey (1994) benennen für das System KFMASH folgende weitere wichtige diskontinuierliche Reaktionen zur Staurolith-Blastese bzw. zu dessen Abbau:



Das Auftreten von Staurolith + Biotit markiert nach Bucher & Frey (1994) bei ca. 600°C den Beginn der mittleren Amphibolitfazies in natürlichen Metapeliten. Der Abbau von Staurolith und das Auftreten der Paragenese Granat + Biotit + Disthen / Sillimanit markiert den Beginn der oberen Amphibolitfazies in Quarz-gesättigten Metapeliten.

Die oberen thermischen Stabilitäten des Stauroliths für Quarz-gesättigte respektive Quarz-freie Zusammensetzungen im System FASH ist durch folgende Reaktionen gegeben:



Die thermische Stabilität des Stauroliths in Quarz-freien Paragenesen liegt ca 30-50°C höher als für Staurolith + Quarz (Bucher & Frey 1994).

Staurolith tritt im Kristallin der Silvrettadecke in Paragenese mit Biotit und Disthen auf, was auf eine Equilibrierung in der mittleren Amphibolitfazies hindeutet. Hoernes (1971) beschreibt Staurolith aus der gesamten Silvrettadecke in Berührungsparagenesen mit Biotit,

Hellglimmer, Quarz, Plagioklas, Erz, Granat, Disthen, seltener auch mit Sillimanit. Staurolith soll nach Hoernes (1971) postkinematisch gewachsen sein, da Einschlußmuster keine Ablenkung oder Rotation der internen Foliation gegenüber der externen erkennen lassen. Eigene Beobachtungen stimmen damit überein, ebenso wie der Fund von Granat-Einschlüssen (z. T. resorbiert) in Staurolith. Prospert & Biino (1996) beschreiben dagegen aus dem Gebiet des Pischahorns Staurolith mit zwei verschiedenen Intern-Foliationen. Die ältere durch Quarz-Einschlüsse gebildete Foliation weist einen deutlichen Winkel zur zweiten Intern-Foliation auf, die aus Graphit und fibrolithischem Sillimanit aufgebaut wird und parallel zur Extern-Foliation verläuft.

Prospert & Biino (1996) führen zur Ableitung der Metamorphosebedingungen der Metapelite des Pischahorn Gebietes NE Davos eine komplexe Argumentationskette, in der sie neben der Stabilität von Staurolith auch die Alumosilikatstabilitäten und verschiedene Aktivitäten für Staurolith und H_2O mit einbeziehen. Für reine Phasen und eine Wasseraktivität von eins ergeben sich nach PTAX-Berechnungen am Datensatz von Berman (jan.92) $665^\circ C$ und 7.2 kbar für den Schnitt des Gleichgewichts (7.6) mit dem Alumosilikatgleichgewicht Disthen \leftrightarrow Sillimanit. Für $a_{H_2O} = 0.5$ dagegen nur $570^\circ C$ / 5.1 kbar (Prospert & Biino 1996).

Alumosilikate (Disthen / Sillimanit / Andalusit)

In der Silvrettadecke treten alle drei Polymorphen der Alumosilikate Al_2SiO_5 auf (Schweinehage 1995, Prospert & Biino 1996), die bereits frühzeitig (Hoernes 1971) zu Isograden-Kartierungen herangezogen wurden. Entlang des Pfades einer Barrow-Typ-Metamorphose und während einer HP-Metamorphose ist Disthen die stabile Al_2SiO_5 -Modifikation. Sillimanit und Andalusit treten bei relativ niedrigen Drücken. Die Lage des invarianten Punktes wurde von verschiedenen Autoren (Richardson et al. 1969, Holdaway 1971, Bohlen et al. 1991, Holdaway & Mukhopadhyay 1993, vgl. auch Kerrick 1990) experimentell ermittelt. Die neuesten Daten hierzu sind $530 \pm 20^\circ C$ / 4.2 ± 0.3 kbar (Bohlen et al. 1991) und $504 \pm 20^\circ C$ / 3.75 ± 0.25 kbar (Holdaway & Mukhopadhyay 1993).

Die Anwesenheit und die Einregelung von Disthen in die Foliation zahlreicher Metapelite belegt seine Stabilität während der Deformation. Die überwiegende Mehrzahl der Metasedimente kann in ihrer prograden Entwicklung aufgrund der erhaltenen Mineralvergesellschaftungen einer Barrow-Typ-Metamorphose zugeordnet werden. Hoernes (1971) beschreibt mehrere Generationen Disthen, nämlich neben der synkinematischen auch eine postkinematische, die zusammen auftreten können.

Sillimanit entsteht nur als postkinematische Phase und ersetzt zumeist Biotit fibrolithisch (Hoernes 1971, Bollin 1994). Prospert & Biino (1996) beschreiben an den Metapeliten des Pischahorn-Gebietes auch gröber kristallinen Sillimanit, der in den Kernen von Fibrolith-Aggregaten sproßt.

Die Eigenfunde von Sillimanit beschränken sich auf den Bereich der eigentlichen Silvretta-gruppe im hinteren Jamtal und im Fimbatal. Sillimanit tritt dort lediglich fibrolithisch auf und ersetzt Biotit. Staurolith wird nicht in Sillimanit abgebaut, nur randlich tritt eine Chloritisierung auf, so daß die Reaktion Staurolith + Biotit \leftrightarrow Granat + Alumosilikat unrealistisch erscheint, zumal Granat ebenfalls abgebaut wird.

Die Quarz- bzw. Quarz-Andalusit-Segregate der Silvretta (Bearth 1933, Schweinehage 1995) wurden von Prospert & Biino (1996) aufgrund der geometrischen Beziehungen zum Nebengestein in drei Gruppen eingeteilt, wobei die erste, foliationsparallele und z.T. isoklinal verfaltete nur Quarz enthält. Weiterhin trennen diese Autoren eine weitere Gruppe von Quarz-Andalusit-Muskowit-Aggregaten ab. Die Quarz-Andalusit-Segregate enthalten nach Prospert & Biino (1996) als weitere Mineralphasen Oligoklas, Muskowit, Chlorit sowie Fibrolith und Sillimanit als überwachsene späte Phase. Disthen tritt in den Quarz-Andalusit-Segregaten des Pischahorn Gebietes demnach nicht auf, ist aber in den Segregaten aus dem Gebiet der Verwallgruppe (Wildebene, zentrale Verwallgruppe, vgl. Schweinehage 1995) weit verarbeitet.

Prospert & Biino (1996) korrelieren die Alumosilikat-Entwicklung in den Segregaten des Pische-Gebietes mit der aus den Alumosilikaten der Gesteinsmatrix. Zusammen mit Mineralstabilitätsbetrachtungen und Fluideinschluß-Daten leiteten sie daraus einen gegen den Uhrzeigersinn verlaufenden P-T-Pfad ab.

6.3 Thermobarometrie der Eklogite

PTAX-Berechnungen

Die PTAX-Berechnungen wurden für eine Reihe verschiedener Phengit-führender Eklogit-Proben des Rauhen Kopfes bei Ischgl (ÖRK) sowie für zwei Proben der Eklogite des Val Puntota (SP) durchgeführt (Tab. 14).

In den Proben ÖRK.8, ÖRK.9 sowie SP.5 erlauben Einschlüsse von Omphazit und Phengit in Granat die Berechnung prograder Metamorphosestadien. Die im Kern positionierten Analysen der Einschlüsse werden dazu mit zumeist Mg-armen Granat-Kernanalysen kombiniert. Für den Mg-reichen Granat-Rand wurde zusammen mit Omphazit-Rändern sowie Phengit der Matrix ein weiterer P-T-Punkt für den metamorphen Höhepunkt berechnet. Die Phengit-führenden Eklogite des Rauhen Kopfes erlauben keine sichere Berechnung der retrograden Entwicklung während der eklogitfaziellen Geschichte, da für die Phengite der Matrix nur in Einzelfällen eine Zonierung nachgewiesen werden konnte. Diese weist auf eine isotherme Druckentlastung hin.

Für die beiden Proben aus dem Val Puntota konnten im Bezug auf die Hauptdeformation und Anlage der Deformation posttektonische eklogitfazielle Stadien berechnet werden. In SP.5 wurden dazu nicht in die Foliation einbezogene Phengite verwendet, in SP.23 tritt Phengit zusammen mit Omphazit in Quarz-Scherbändern auf. In beiden Fällen wurden für die Berechnungen Mg-reiche Granat-Randanalysen als die wahrscheinlichsten im Gleichgewicht stehenden Kombinationen herangezogen.

Tabelle 14 Zusammenfassung der PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen an den Eklogiten der Silvrettadecke. ÖRK = Eklogite Rauher Kopf, SP = Eklogite Val Puntota, Standard-Eklogit-Methode A1.

Probe	Metamorphes Stadium	Druck [kbar]	Temperatur [°C]
ÖRK.1	prograd	27	540
ÖRK.1	Höhepunkt	25	630
ÖRK.4	prograd (?)	29	490
ÖRK.4	Höhepunkt	25	620
ÖRK.8	prograd	23	560
ÖRK.8	Höhepunkt	26-28	660-670
ÖRK.9	prograd	27	490
ÖRK.25	prograd	24	530
ÖRK.25	Höhepunkt	23	630
SP.5	Höhepunkt	25-27	400-500
SP.5	spätes Stadium	20	490
SP.23	späte Quarzsegregation	21 - 23	540 - 550

Rauher Kopf / Ischgl

Für die Eklogite des Rauhen Kopfes ergibt sich für Probe ÖRK.9 ein progrades P-T-Datum von 27 kbar bei 490°C. Der daraus resultierende Geotherm von ca. 5°C / km ist ein deutliches Indiz für eine subduktionsbezogene schnelle Versenkung einer ozeanischen Platte.

Die Probe ÖRK.8 liefert dagegen mit ihren mit 23 kbar / 560°C deutlich niedrigere Drücke bei etwas höheren Temperaturen. Dies steht mit der gleichzeitigen Beobachtung von Paragonit als Einschlußphase in Omphazit und in Granat im Einklang (vgl. Mineralstabilitäten). Die Granate der Probe ÖRK.8 entstammen wahrscheinlich einem etwas späteren Equilibriationsstadium, da sie keine Mg-armen Kerne aufweisen und über eine insgesamt relativ homogene Granatchemie besitzen. Weitere prograde P-T-Daten liefern die Proben ÖRK.4 und ÖRK.25, wobei ersteres aufgrund der unsicheren Stellung des Phengits fraglich erscheint. Mit 29 kbar /

490°C liegt es allerdings im Bereich von ÖRK.9, damit allerdings auch deutlich innerhalb des Stabilitätsfeldes von Coesit. Für die Existenz von Coesit konnten aber weder durch Fund von Relikten, noch durch Quarz-Pseudomorphosen mit radialen Rissen in Granat, Belege erbracht werden. Es ist daher davon auszugehen, daß die Eklogite den Bereich der Ultrahochdruck-Metamorphose nicht erreicht haben.

Der Eklogit ÖRK.25, der im Bereich von einem Zentimeter den Übergang von frischem Eklogit in den vollständig symplektitisch-umgewandelten Plagioklas-Amphibolit aufzeigt, ergibt deutlich niedrigere P-T-Daten. Für eine Granat-Kernzusammensetzung ergeben sich mit foliiertem, aber unzoniertem Phengit der Matrix sowie Omphazit, der ebenfalls keine systematische Zonierung erkennen läßt, ca. 24 kbar / 530°C.

Die Rand-Rand-Zusammensetzungen für Granat-Omphazit resultieren zusammen mit Phengit der Matrix in Drücken, die zwischen 23 und 28 kbar sowie Temperaturen, die von 620 bis 670°C variieren. Die höchsten Temperaturen werden in den hydratisierten Eklogit ÖRK.8 berechnet, der zudem keine Mg-armen Granat-Kerne aufweist. Für den ebenfalls hydratisierten Amp-Zoi-Phe-Eklogit ÖRK.4 werden dagegen nur 620°C erzielt, obwohl die Granate ebenfalls sehr hohe Mg-Gehalte besitzen. Berechnungen zur frühen retrograden Entwicklung der Eklogite sind aufgrund mangelnder Zonierungen in den Matrix-Phengiten aus ÖRK.1, ÖRK.4, ÖRK.8 und ÖRK.25 nicht möglich. Die Phengite erweisen sich als überwiegend homogen, randliche Abweichungen sind durch die zunehmende Degradation im Zusammenhang mit einer beginnenden Symplektitisierung zu sehen. In der Probe ÖRK.10 konnten allerdings Zonierungen in Phengiten nachgewiesen werden. Im Kern ist ein Seladonit-Maximum festzustellen, nach außen erfolgt eine Zunahme der Muskowit-Komponente. Diese Entwicklung in einem foliierten Phengit läßt auf eine Druckentlastung während der Deformation rückschließen.

Die Proben ÖRK.1, ÖRK.4 und ÖRK.25 ergeben übereinstimmend einen eng umgrenzten P-T-Bereich von 23 – 25 kbar / 620 – 630°C.

Val Puntota / Brail, Zernez

Die Ergebnisse an den Phengit-führenden Eklogiten SP.5 und SP.23 des Val Puntota ergeben ein vergleichbares Druckniveau für den prograden Teil des P-T-Pfades, den metamorphen Höhepunkt wie auch den frühen retrograden Verlauf des eklogitfaziellen P-T-Pfades, allerdings bei ca. 150°C niedrigeren Temperaturen.

Für die extrem Mg-armen Granat-Kerne aus SP.5 resultieren unrealistisch niedrige Temperaturen im Bereich von 350°C. Für die verbreitete Entwicklung von Atoll-Granaten in diesem Gesteinstyp wird daher eine Herauslösung des Kernes aufgrund der mangelnden Stabilität der Granat-Kerne unter eklogitfaziellen Bedingungen angesehen. Die Kerne der Granate müssen daher einer präeklogitischen metamorphen Phase entstammen. Diese könnten der von Maggetti & Galetti (1988) aufgrund von Amphibol-Einschlüssen postulierten abgetrennten früheren amphibolitfaziellen Phase zugehören oder etwa einer direkt vorausgehenden blauschieferfaziellen Phase zuzuordnen sein.

Für Eklogite sinnvolle Temperaturen ergeben sich nur mit den Mg-reicheren Randzusammensetzungen der Granate bzw. den Atollbarrieren.

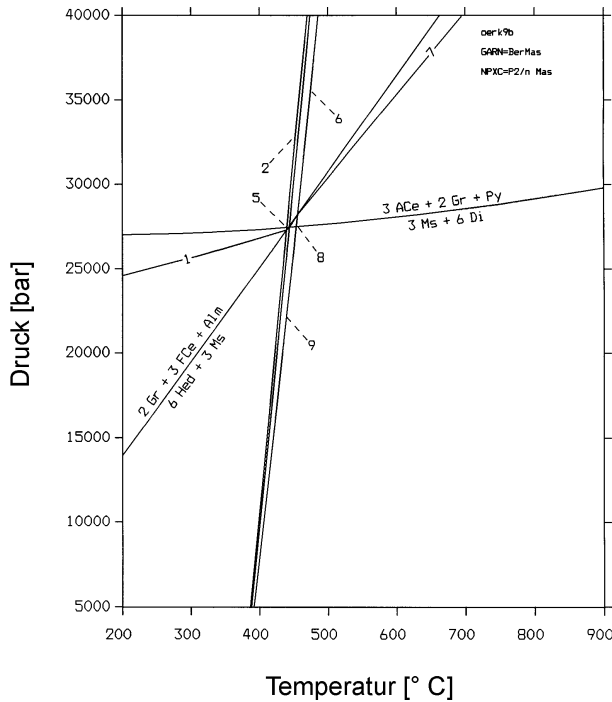
Für zwei nicht eingeregelt Phengite, die zusammen mit Quarz Segregat-artig in Probe SP.5 auftreten, ergeben sich deutlich niedrigere Drücke von 20 kbar bei 490°C.

In Probe SP.23 tritt eine späte, vorwiegend durch Quarz aufgebaute Scherzone auf, die den eklogitischen Lagenbau schneidet (vgl. Petrographie Eklogite). Die eklogitfazielle Entstehung wird durch das Vorkommen von Omphazit und Phengit in der Scherzone bewiesen. Zusammen mit einem Granatrand aus dem Rand zum eigentlichen Eklogit ergeben der Omphazit und verschiedene Phengite einen Druckbereich von 20.6 bis 23.0 kbar bei 540 bis 550°C.

PTAX-Berechnung mit der FeAl-Seladonit-Komponente des Kalihellglimmers

Die Verwendung der FeAl-Seladonit-Komponente des Kali-Hellglimmers führt nur in wenigen Mineral-Kombinationen, die in den meisten Fällen durch eine gut definierte Einschluß-Mineralvergesellschaftung dargestellt werden, zu einem eng beieinanderliegenden Schnittpunkt der Gleichgewichtskurven.

Für die Quarz-reiche Probe ÖRK.9 aus dem Eklogit des Rauhen Kopfes wird an einem Omphazit-Phengit-Einschlußpaar in einem Mg-armen Granat-Kern (vgl. Abb. 160) das beste Ergebnis erzielt. Ein weiteres sehr gut übereinstimmendes Ergebnis ergab sich an der Mineral-Kombinationen sp5b2, die aus der Verknüpfung eines Außenrandes eines Atollgranates mit



Omphazit und Phengit der Lagune resultiert. Befriedigende Resultate wurden an der Probe ÖRK.25 mit foliierten Phengiten erzielt (Mineral-Kombination ork25j). Alle anderen Berechnungen ergaben gegenüber den Granat-Klinopyroxen-Temperaturen stets deutlich überhöhte Granat-Phengit-Werte (vgl. Granat-Phengit-Thermometrie). Die Abweichungen der ermittelten Granat-Phengit-Temperaturen sind im Kapitel Granat-Phengit-Thermometrie ausführlich dargestellt.

Abbildung 160 PTAX-Multigleichgewichtsbe-rechnung an Eklogit ÖRK.9 des Rauhen Kopfes bei Ischgl unter Berücksichtigung der FeAl-Seladonit-Komponente.

PTAX-Barometrie mit Disthen

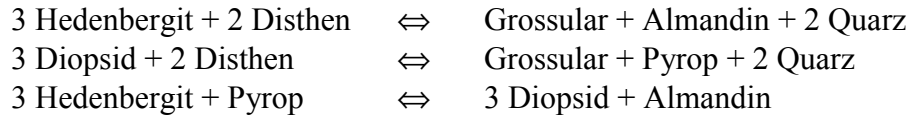
Zusätzlich zu den Berechnungen mit den Kali-Hellglimmer-Komponenten, wurden für den Disthen-führenden Eklogit ÖRK.4a/b/c Multigleichgewichts-Berechnungen mit den Komponenten Almandin, Pyrop, Grossular, Diopsid, Hedenbergit und Disthen durchgeführt, die ebenfalls zu einem invarianten Punkt führen. Diese führen zu überwiegend deutlich abweichenden Drücken bei stark streuenden Werten (Tab. 15).

Tabelle 15 Zusammenfassung der PTAX-Ergebnisse am Disthen-führenden Eklogit ÖRK.4 mit den Komponenten Almandin, Pyrop und Grossular aus Granat, Diopsid und Hedenbergit aus Omphazit sowie Disthen (mit $a_{Ky} = 1$).

Mineralkombination	Metamorphes Stadium	Druck [kbar]	Temperatur [°C]
ork4ba	T-Maximum	17.0	590
ork4bc	prograd	22.5	560
ork4ca	T-Maximum	28.0	600
ork4cb	prograd	42.8	527

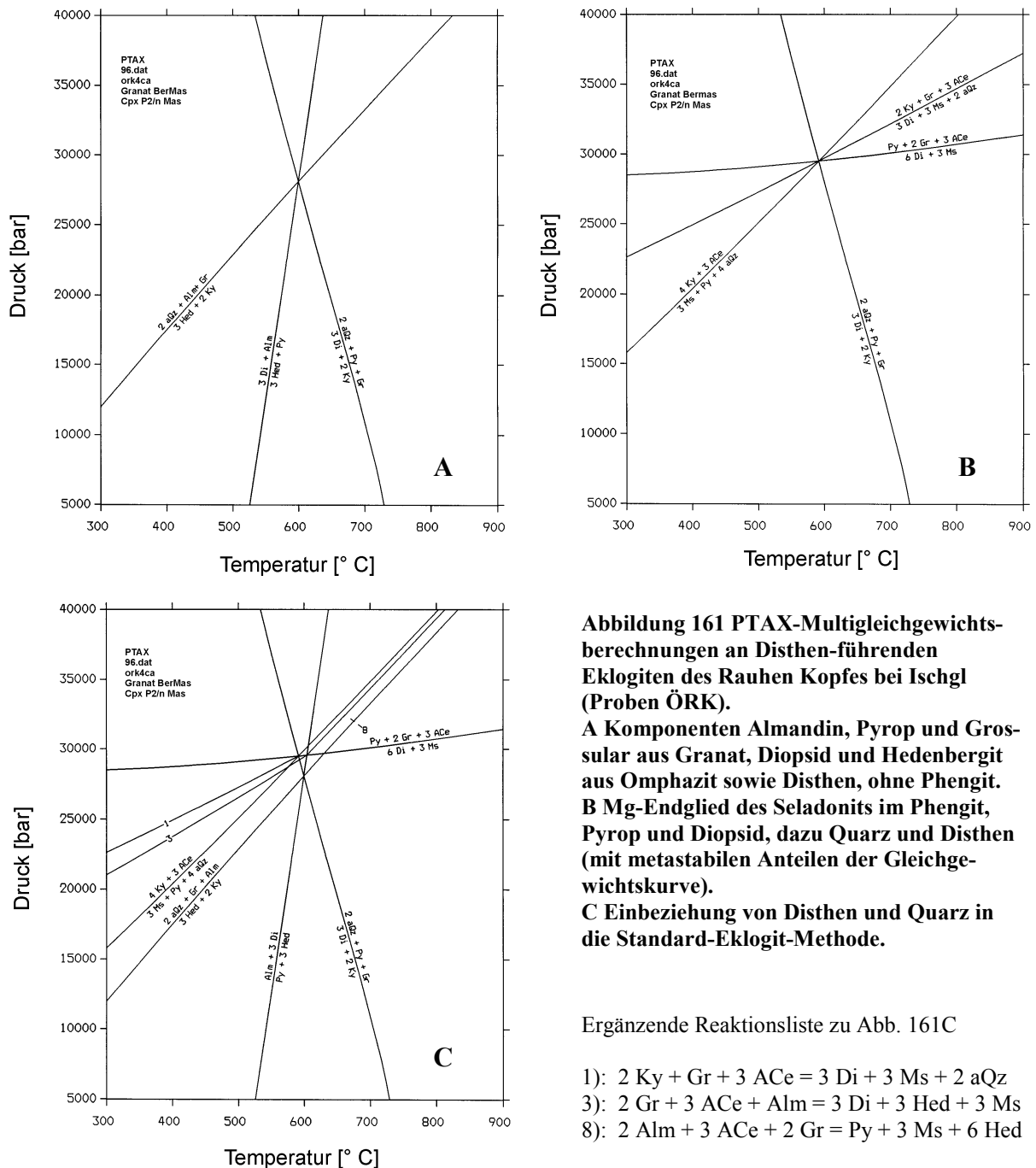
Der invariante Punkt wird bei der Berechnung ohne Phengit-Komponenten von zwei Disthen-beinhaltenenden drucksensitiven Gleichgewichten bestimmt, die Temperatur wird von dem fast druckunabhängigen Granat-Klinopyroxen Fe-Mg-Austauschgleichgewicht kontrolliert.

Die Gleichgewichte lauten:



Die Steigungen dP/dT der beiden drucksensitiven Reaktionen sind für reine Barometer zu hoch (vgl. Abb. 161A), der resultierende invariante Punkt weist ein hohes Fehlerpotential auf. Die temperaturunabhängigeren Phengit-Komponenten beinhaltenden Gleichgewichte der Standard-Eklogit-Methode A1 ergeben einen erheblich besser definierten Druck und sind daher vorzuziehen.

Die Einbeziehung von Disthen in die Standard-Eklogit-Methode führt ebenfalls nur in Einzelfällen zu einem eng beieinanderliegendem Schnittpunkt. Nur die bereits zuvor gut überein-



stimmende Zusammensetzungs-Datei ork4ca liefert ein zufriedenstellendes Ergebnis. Für Disthen- und Quarz-führende Eklogite ist eine weitere PTAX-Berechnungsvariante mit den Komponenten MgAl-Seladonit und Muskowit aus Phengit, Pyrop und Grossular aus Granat, Diopsid aus Omphazit sowie Disthen und Quarz möglich, bei der vier Gleichgewichte ebenfalls zu einem univarianten Punkt führen (vgl. Abb. 161B). Die Gleichgewichte lauten:

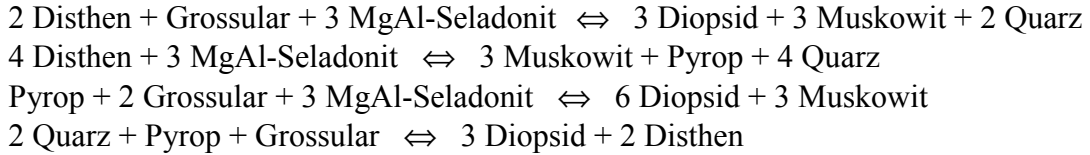


Tabelle 16 Zusammenfassung der PTAX-Ergebnisse am Disthen-führenden Eklogit ÖRK.4 mit den Komponenten Pyrop und Grossular aus Granat, Diopsid aus Omphazit, MgAl-Seladonit und Muskowit aus Phengit sowie Disthen und Quarz (mit $a_{Ky} = 1$, $a_{Qz} = 1$).

Mineralkombination	Metamorphes Stadium	Druck [kbar]	Temperatur [°C]
ork4ba	T-Maximum	25.4	549
ork4bc	prograd	25.4	545
ork4ca	T-Maximum	29.5	592
ork4cb	prograd	30.3	595

Die Ergebnisse dieser zweiten Methode für Disthen-führende Eklogite sind erheblich konstanter und weichen nur geringfügig gegenüber den Werten der Eklogit-Standard-Methode ab (vgl. Tab. 14 und 16). Sie erfordern allerdings die Anwesenheit von Phengit und Quarz. Die ermittelten Drücke liegen abermals im Stabilitätsbereich von Coesit. Das Druckmaximum liegt im Bereich der mit der selben Methode, allerdings einem veränderten Granat-Aktivitätsmodell, berechneten Eklogite des Erzgebirges (Schmädicke 1994), die Temperaturen liegen demgegenüber ca. 50°C niedriger.

Die Anwendung auf die analog zu berechnenden Fe-Endglieder der Mineralphasen (Almandin, Hedenbergit und FeAl-Seladonit) führt zu keinem invarianten Punkt, die vier parallel verlaufenden Gleichgewichte grenzen lediglich einen P-T-Korridor ein.

Die kombinierte Anwendung der Fe- und Mg-Endglieder der Mineralphasen mit Ausnahme des FeAl-Seladonits zusammen mit Grossular, Disthen und Quarz (Eklogit-Standard-Methode + Disthen / Quarz) führt nur im Fall ork4ca (Abb. 161C) zu einem guten Schnittpunkt im Bereich der zuvor ermittelten Werte. Für alle anderen Zusammensetzungsdateien kommt es zu einer mehr oder weniger starken Streuung der Gleichgewichtskurven.

Die Anwendung der FeAl-Seladonit-Komponente des Phengits in Verbindung mit Disthen und Quarz ergibt ebenfalls eine starke Streuung der Gleichgewichtskurven.

Ti-Barometrie an Kalihellglimmern der Eklogite

SiO₂- und Phengit-führende Eklogite besitzen aufgrund ihres steten Rutil-Gehaltes die Voraussetzungen für die Anwendung der Ti-Barometrie an Kalihellglimmern nach Massonne et al. (1993). Einige Eklogite enthalten allerdings keinen freien Quarz, in anderen erscheint Quarz nur in vereinzelt Segregat-Lagen, eine lokale Gleichgewichtseinstellung, die eine freie SiO₂-Phase beinhaltet, erscheint fraglich.

Die Ergebnisse an den Quarz-führenden Eklogiten bestätigen insgesamt die zuvor mit PTAX ermittelten invarianten Punkte. Bei den zuvor ermittelten Granat-Omphazit-Temperaturen weichen die korrespondierenden Drücke zumeist nur um 1 – 4 kbar ab (Tab. 17). Die SiO₂-gesättigte Probe ÖRK.1 weist einen großen Phengit-Kristall auf, der aufgrund seiner Korngröße mikrotexturell der späteklogitfaziellen Blastese von Amphibol (Barroisit), Zoisit

Tabelle 17 Zusammenfassung der Ergebnisse der Ti-Barometrie an Kalihellglimmern nach Massonne et al. (1993) für die Eklogite der Silvrettaecke.

Probe	Hellglimmer	Metam. Stadium	P _{Standard} [kbar]	T _{Standard} [°C]	P _{Ti} [kbar]
ÖRK.1	10784/2 Ti-Minimum	Höhepunkt	25	630	29.4
ÖRK.1	10784/6 Ti-Maximum	Höhepunkt	25	630	27.4
ÖRK.4	10972/28+37	prograd (?)	29	490	24 - 25
ÖRK.4	verschied. Matrixhgl.	T-Höhepunkt	25	620	27 - 29.5
ÖRK.8	10908/35 Si-Maximum	prograd	23	560	21.8
ÖRK.8	verschied. Matrixhgl.	T-Höhepunkt	26-28	660-670	29 - 30
ÖRK.9	10825/3 Ti-Minimum	prograd	27	490	27.8
ÖRK.25	11170/6	prograd	24	530	22.7
ÖRK.25	11170/4 Ti-Maximum	T-Höhepunkt	23	630	23.3
SP.5	10952/36 + /44 Ti-Min.	Höhepunkt	25-27	400-500	24.1 - 30.1
SP.5	10952/10 + /17 + /25	retrograd	20	490	16.6 - 21.9
SP.23	11176/24 Si-Maximum	retrograd	23	550	22.0
SP.23	11176/22 Ti-Maximum	retrograd	20.5	540	17.9

und Talk zuzuordnen ist. Eine Zonierung ist abgesehen von der randlichen, durch den symplektitischen Abbau in Biotit und Plagioklas bedingten Degradation, nicht zu erkennen. Auch der TiO₂-Gehalt schwankt konstant um 0.25 Gew.% und liegt nur in einer Einzelanalyse mit 0.15 Gew.% deutlich niedriger. Für eine durchschnittliche Analyse wird bei der zuvor ermittelten Granat-Omphazit-Temperatur von 630°C ein Druck von ca. 27 kbar ermittelt. Für das Ti-Minimum resultieren 29 kbar. Diese Drücke liegen damit 2 bzw. 4 kbar oberhalb der mit der Eklogit-Standard-Methode erzielten Ergebnisse und im Bereich der Coesit-Stabilität.

Für den Quarz- und Disthen-führenden Eklogit ÖRK.4a/b/c ergeben sich für die Matrix-Phengite ebenfalls erhöhte Drücke im Bereich 27 - 29.5 kbar. Ein als prograd gedeuteter Phengit-Omphazit-Einschluß in Granat ergab mit dem Granat-Kern mit der Standard-Eklogit-Methode 29 kbar / 490°C. Mit der Ti-Barometrie ergeben sich dagegen nur 24 kbar bei den zuvor ermittelten Temperatur-Bedingungen.

In Probe ÖRK.8 (Quarz-frei bzw. nur in Segregaten) werden die höchsten Drücke mit Werten von 29 – 30 kbar bei 650°C ermittelt. Für die zusammen mit Paragonit auftretenden Si-ärmeren Einschluß-Phengite in Granat und Omphazit ergeben sich bei höherem TiO₂-Gehalt der Hellglimmer niedrigere Drücke von ca. 22 kbar bei 560°C, was sehr gut mit dem PTAX-Ergebnis übereinstimmt.

Der Quarz-reiche Eklogit ÖRK.9 enthält Phengit nur als Einschluß-Phase in Granat. Die Kontaktpaarung Phengit- und Omphazit-Einschluß in Granat-Kern ergab bei den PTAX-Berechnungen auch unter Einbeziehung der FeAl-Seladonit-Komponente ein sehr gut definiertes P-T-Datum, welches auch durch das Ergebnis der Ti-Barometrie von 27.8 kbar / 490°C bestätigt wird.

Für die Probe ÖRK.25 ergeben sich zwei mit 24 bzw. 23 kbar nur geringfügig abweichende Drücke für ein progrades Metamorphosestadium und das Temperatur-Maximum.

Auch die Eklogite aus dem Val Puntota bestätigen die Ergebnisse der PTAX-Berechnungen mit der Standard-Methode. Für Probe SP.5 ist die Streuung mit 24.1 - 30.1 kbar gegenüber 25 - 27 kbar aus der Standard-Methode etwas größer. Für die nicht eingeregelteten Phengite einer retrograden, späteklogitfaziellen Bildungsphase läßt sich ein Druckbereich von 16.6 - 21.9 kbar berechnen.

Die Phengite aus der ebenfalls späteklogitfaziellen Quarz-reichen Scherzone in Probe SP.23 ergeben auch niedrigere Drücke zwischen 17.9 und 22.0 kbar. Sie liegen 1.6 bzw. 1.0 kbar niedriger als die aus der Standard-Methode hervorgehenden Drücke.

Alternativmodell zur Entstehung von Zonierungen in Eklogitgranaten

Im Gegensatz zur Annahme einer rein P-T-kontrollierten Wachstumszonierung des Granats, muß die Möglichkeit einer durch Reaktionsbeziehungen und Reaktionskinetik beeinflussten Entwicklung der Zonierungen in Betracht gezogen werden, die zur Ausbildung rein lokaler Gleichgewichtseinstellungen führen können.

Nach diesem Modell wächst Granat durch die erheblich niedrigeren Diffusionsraten für Ca gegenüber Fe und Mg unter fluidfreien Verhältnissen bevorzugt in den Plagioklas-Arealen der Protolith (Cuthbert & Carswell 1990) bzw. umwächst diesen koronaartig entlang der Korngrenzen Plagioklas zu Mafit, wie in den Metagabbro-Proben SVS.3 aus dem Val Sarsura zu beobachten. Das Modell erklärt die hohen Grossular-Gehalte in den Granat-Kernen und kann auch zur Erklärung der Entstehung von Atollgranaten bzw. Einschlüssen in Granat herangezogen werden. Die Andradit-Komponente wird gemäß der Reaktion $\text{Andradit} \rightleftharpoons \text{Grossular} + \text{Disthen} + \text{Quarz}$ in Granat umgewandelt. Es resultieren Einschlüsse des verbleibenden Disthens und Quarz sowie des verbleibenden Albits aus der Plagioklas-Komponente. Dieses Modell kann grundsätzlich nur auf grobkörnige Gesteine angewandt werden und wurde daher an Koronagabbros und an den eklogitfaziell überprägten Granuliten Norwegens entwickelt. Bei Fluidzufuhr wird $\text{Albit} + \text{Disthen} + \text{Quarz} + \text{H}_2\text{O}$ in Paragonit umgewandelt. Bei mangelnder Anwesenheit von Fluiden kann dagegen Albit stabil als Einschuß innerhalb von Eklogiten auftreten.

Da dieses Modell die Präexistenz grobkörniger Minerale voraussetzt, kann es nicht auf Basalte angewandt werden. Für die Silvrettadecke ist einerseits ein erhaltener Gabbro belegt, für die Mehrzahl der Eklogite kann aber eine MORB-Zusammensetzung nachgewiesen werden (vgl. Geochemie). Allerdings weisen zahlreiche Proben die Beteiligung einer Kumulatkomponente auf, so daß mit einer erheblichen Beteiligung von gabbroiden Ausgangsgesteinen auch für die Silvrettadecke zu rechnen ist.

Variationen im Fe/Mg-Verhältnis im Granat sind auch nach diesem Modell durch P-T-Variation zu erklären. Die z.T. abrupte Grossular-Abnahme zum Rand (vgl. Mineralchemie Granat Abb. 83C, 85B+C) ist demnach Folge des Verlassens des Kristallisationsortes aus dem ehemaligen Plagioklas-Bereich. Der starke Abfall des Fe/Mg-Verhältnisses läßt sich aufgrund der ähnlichen Diffusionsraten aber nur einer Temperaturzunahme zuordnen.

Eine abweichende Erklärungsmöglichkeit zur Entstehung von Fe/Mg-Zonierungen in Granat geben Cuthbert & Carswell (1990). Ausgehend von Gesteinen der Western Gneiss Region WGR in Westnorwegen, beschreiben Cuthbert & Carswell (1990) Zonierungen mit deutlicher Abnahme des Fe/Mg-Verhältnisses vom Kern zum Rand. Die Abnahme wird in Zusammenhang mit der Transformation eines Amphibolits in einen Eklogit durch starke Druckzunahme bei gleichbleibenden Temperaturen gedeutet. Das hohe Fe/Mg-Verhältnis im Granatkern ist danach die Folge des niedrigeren $K_D^{\text{Fe-Mg}}$ für Granat-Amphibol-Paare gegenüber Granat-Klinopyroxen-Paaren bei gleicher Temperatur. Die Abkunft der Eklogite der Western Gneiss Region Norwegens aus Amphiboliten ist nach Cuthbert & Carswell (1990) durch zahlreiche primäre Amphibol-Einschlüsse in Granatkernen belegt.

Für die Silvrettadecke kann kein Beweis für die Herkunft aus Amphiboliten erbracht werden. Beobachtungen von primären Amphibol-Einschlüssen in Granatkernen von Maggetti & Galetti (1988) konnten an den eigenen Proben nicht bestätigt werden. Daher wurden die Zonierungen der Mineralphasen der Silvretta-Eklogite als wachstumsbedingt interpretiert.

P-T-Eingrenzung durch Mineralstabilitäten

Stabilitäten von Lawsonit

Als weitere mögliche HP-LT-Mineralphase sollte Lawsonit auf dem prograden Teil des berechneten P-T-Pfades stabil gewesen sein. Lawsonit kann in den Eklogiten der Silvrettadecke allerdings weder als Matrix-Phase noch als Einschuß in Granat oder Omphazit nachge-

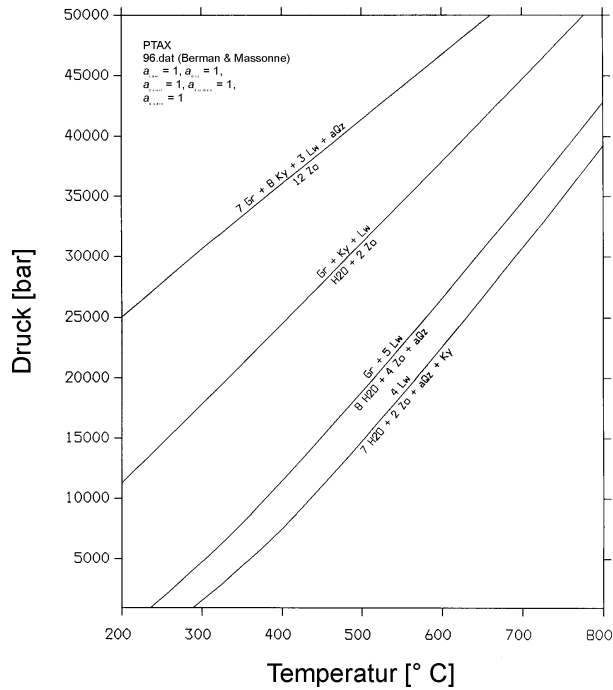
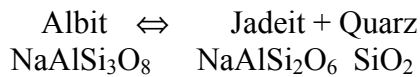


Abbildung 162 P-T-Stabilität von Lawsonit nach PTAX-Berechnungen mit dem Datensatz von Berman (1988).

wiesen werden. Der Abbau zu höheren Temperaturen erfolgt nach dem Gleichgewicht $4 \text{ Lawsonit} \leftrightarrow 2 \text{ Zoisit} + \text{Disthen} + \text{Quarz} + 7 \text{ H}_2\text{O}$, das nach PTAX-Berechnung mit dem Datensatz von Berman (1988) bei 15 kbar / 500°C und 25 kbar / 630°C liegt. Neuere Untersuchungen dieses Gleichgewichts, das auch die Stabilität des Zoisits limitiert (vgl. Mineralstabilitäten), stammen von Poli & Schmidt (1998). Unter Einbeziehung der Grossular-Komponente des Granats ist die Berechnung weiterer Gleichgewichte möglich, die die Stabilität zu noch höheren Drücken erweitern (vgl. Abb. 162). Ebenso wie beim Paragonit, ist beim Lawsonit die Anwesenheit von H₂O notwendig und wahrscheinlich der limitierende Faktor bei der Blastese.

Jadeit-Barometrie

Die Druckabschätzung von Eklogiten beruhte lange Zeit (vgl. Zusammenfassungen zur Thermobarometrie von Eklogiten wie Carswell & Harley, 1989) aufgrund der häufig rein bimineralischen Paragenese Granat + Omphazit auf der Jadeit-Barometrie. Diese basiert auf dem einfachen Gleichgewicht



Eine der häufigst gebrauchten Kalibrationen des Gleichgewichts stammt von Holland (1980, 1983). Sie lautet $P \text{ [kbar]} = 0.35 + 0.0265 T \text{ [}^\circ\text{C]} \pm 50^\circ\text{C}$. Gasparik & Lindsley (1980) faßten Daten von Holland (1980) und Kushiro (1969) zu einem Isoplethendiagramm der obigen Reaktion zusammen. Eine Neuberechnung des Gleichgewichts mit dem Programm PTAX und dem thermodynamischen Datensatz von Berman (1988) ergibt das Isoplethendiagramm der Jadeitaktivitäten in Abb. 163. Albit und Quarz werden als reine Phasen mit einer Aktivität von eins eingesetzt. Der Molenbruch des Jadeits entspricht bei hohen Temperaturen und idealem Mischungsverhalten auf einem Platz ungefähr der Aktivität (Harley & Carswell 1989). Holland (1983) ermittelte Aktivitäten synthetischer Pyroxene der Mischungsreihe Diopsid - Jadeit bei 600°C. Die a-X-Beziehungen von Diopsid und Jadeit lassen sich demnach mit $a_{\text{Jd}} = X_{\text{Jd}}^2 \cdot \gamma_{\text{Jd}}$ ausdrücken. Gasparik & Lindsley (1980) geben die Aktivitäten von Jadeit und Diopsid in einem a-X-Diagramm für 15 kbar und Temperaturen von 600°C, 1000°C und 1400°C an. Bis zu Jd₃₅ bleibt demnach bei 600°C das Verhalten des Jadeits nahezu ideal, erst bei größeren Jadeit-Gehalten nimmt die Nichtidealität zu.

Maggetti & Galetti (1988) bestimmten für einen vergleichbaren Omphazit mit dem maximalen Jadeit-Gehalt von 51 Mol-% nach dem Diagramm von Gasparik & Lindsley (1980) im Temperaturbereich von 550-650°C einen Druck von 14-16 kbar.

Mit dem Programm DOMINO (De Capitani 1995) lassen sich P-T-Diagramme bei einer festgelegten Gesamtchemie durch schrittweises Vorrücken im P-T-Raum berechnen. Bei

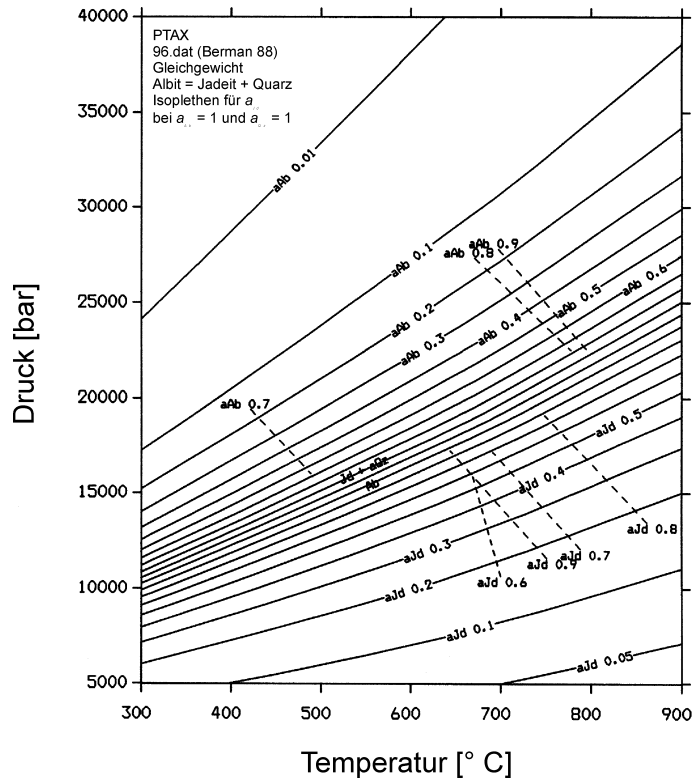


Abbildung 163 Isoplethendiagramm a_{Jadeit} und a_{Albit} für das Gleichgewicht Albit = Jadeit + Quarz berechnet mit PTAX und dem Datensatz von Berman (1988); $a_{\text{Quarz}} = 1$, es wurde jeweils nur die Aktivität einer Phase (Jadeit oder Albit) variiert.

(Jd_{51} in SLas.1a) sind bei 550°C Drücke von ca. 24 kbar abzuleiten.

Für die Eklogite des Rauhen Kopfes mit ihren deutlich Jadeit-ärmeren Omphaziten (ca. Jd_{34}) könnte nach den geochemischen Untersuchungen eher ein gabbroides Ausgangsgestein herangezogen werden. Die Jadeit-Isoplethen verschieben sich in einem gabbroiden chemischen System (Inselbogen-Gabbro) in Richtung höherer P-T-Werte (Biino & de Capitani 1995). Bei den ermittelten Maximaltemperaturen von $620\text{--}670^\circ\text{C}$ ergeben sich für diese Gesamtchemie und Jd_{34} ein Druck von 19-20 kbar.

P-T-Abschätzungen mit dem Jadeit-Gehalt der Klinopyroxene aus den Symplektiten

Für das Symplektit-Stadium geben Maggetti & Galetti (1988) aufgrund von Jadeit-Gehalten von ca. 20 Mol-% in den Symplektit-Klinopyroxenen einen nach Gasparik & Lindsley (1980) abgeleiteten Druck von 12-13 kbar bei $550\text{--}650^\circ\text{C}$ an. Bei Symplektiten handelt es sich allerdings grundsätzlich um ein Ungleichgewichtsgefüge, so daß der von Maggetti & Galetti (1988) ermittelte Druck fraglich erscheint. Die lokale Gleichgewichtszusammensetzung der Klinopyroxene innerhalb des Klinopyroxen-Plagioklas-Symplektits besitzt wahrscheinlich deutlich geringere Jadeit-Gehalte als die Maximalwerte nicht vollständig reequilrierter einzelner Analysen. Für Jadeit-Komponenten von 10 Mol-% ergeben sich im Diagramm von Gasparik & Lindsley (1980) bei 600°C lediglich noch ca. 8 kbar.

Ergebnisse der Granat-Klinopyroxen-Thermometrie an Eklogiten

Zusätzlich zu den Multigleichgewichtsberechnungen mit PTAX wurden Granat-Klinopyroxen-Temperaturen berechnet. Dazu kamen die Kalibrationen nach Råheim & Green (1974), Ellis & Green (1979), Powell (1985), Krogh (1988), Pattison & Newton (1989) und Ai (1994)

jedem P-T-Punkt wird dazu das Unterprogramm THERIAK aufgerufen, das die stabile Phasenvergesellschaftung bzw. die Zusammensetzung von Mischphasen mittels des Ansatzes der Minimierung der Freien Gibbs Energie berechnet. Insgesamt lassen sich so für eine gegebene Gesamtchemie Isoplethendiagramme für Mineralphasen berechnen. Biino & de Capitani (1995) berechneten für einen durchschnittlichen N-MORB ein Diagramm der Jadeit-Isoplethen. Daraus ergeben sich deutlich höhere Drücke als durch die Ableitung der Jadeit-Minimaldrücke aus dem Jadeit = Albit + Quarz Gleichgewicht. Für einen durchschnittlichen Omphazit der nachgewiesenen N-MORB-Charakter besitzenden Eklogite des Val Puntota mit typischer basaltischer Zusammensetzung (keine Granatkonzentration) deuten die Jadeit-Gehalte von ca. 44 Mol-% auf Bildungsdrücke von > 20 kbar. Für die Jadeit-reichsten Omphazite

zum Einsatz. Neben den in den PTAX-Berechnungen eingesetzten Granat- und Klinopyroxenanalysen wurde auch auf Literaturdaten von Eklogiten der Silvrettadecke (Thierrin 1983, Maggetti & Galetti 1988) zurückgegriffen. Alle Temperaturen wurden für einen Druck von 26 kbar berechnet.

Mit Ausnahme des Thermometers von Pattison & Newton (1989) ergeben alle Kalibrationen je nach der Mg-Zahl im Bereich $\pm 50-100^{\circ}\text{C}$ übereinstimmende Resultate, wobei die Kalibrationen nach Powell (1985) und Råheim & Green (1974) im Temperaturbereich $400-500^{\circ}\text{C}$ ca. 50°C niedrigere Werte ergeben als das häufig verwandte Ellis & Green-Thermometer. Eine starke Abweichung ergibt sich aber beim Gt-Cpx-Thermometer nach Pattison & Newton (1989), dessen Korrektur für X_{Ca} zu deutlich niedrigeren Temperaturen (ca. $100-250^{\circ}\text{C}$) insbesondere für die LT-Eklogite führt, was allerdings die mangelnde Eignung für niedrig temperierte P2/n-Klinopyroxene nur bestätigt.

Rauher Kopf/ Ischgl

In der Fe-armen und Mg-reichen Probe ÖRK.1 (1, 2 in Abb. 164) ohne Fe/Mg-Granat-Zonierungen (vgl. Mineralchemie Abb. 85D) resultieren PTAX-Temperaturen zwischen 538 und 664°C . Die ermittelten Temperaturen werden fast ausschließlich durch die $\text{Fe}^{2+/3+}$ -Berechnung des Omphazits bestimmt, die Granat-Rand- und -Kern-Chemismen sind nahezu identisch. Die beiden Thermometer mit Berücksichtigung der Mg-Zahl (Pattison & Newton 1989, Ai 1994) ergeben stark negativ abweichende Werte, aber auch die Kalibrationen von Krogh (1988) und Powell (1985) führen zu deutlich niedrigeren Ergebnissen.

Die hinsichtlich ihres Fe/Mg-Verhältnisses intermediäre Probe ÖRK.3 (3-5 in Abb. 164) ergibt z. T. gute Übereinstimmungen der Thermometrie, ausgenommen die Werte nach P&N. An Granat- und Omphazit-Kernzusammensetzungen resultieren PTAX-Werte von 468°C ($445-495^{\circ}\text{C}$), für eine Mg-reichere Granat-Mitte 571°C ($560-605^{\circ}\text{C}$). Für den Mg-reichen Granat-Rand ergeben sich allerdings abermals deutliche negative Abweichungen. Der PTAX-Wert ergibt 662°C , die anderen Kalibrationen liegen mit $563 - 656^{\circ}\text{C}$ deutlich darunter, die P&N-Daten liegen mit 421°C abermals weit außerhalb aller anderen Daten.

Für den Fe-reicheren Quarz-Eklogit ÖRK.9 weichen die Kalibrationen mit Ausnahme der P&N-Daten fast ausnahmslos positiv von den PTAX-Werten ab. Für den Granat-Kern 9 zusammen mit einem Omphazit-Einschluß ergeben sich mit PTAX 489°C bei 26 kbar, die Kalibrationen schwanken zwischen $484 - 547^{\circ}\text{C}$. Für zwei Granat-Ränder ergeben sich zusammen mit einem Omphazit-Rand deutlich ansteigende Temperaturen von 587 und 665°C (PTAX). Die Kalibrationen variieren in diesem Fall zwischen 583 und 630°C bzw. 666 und 705°C .

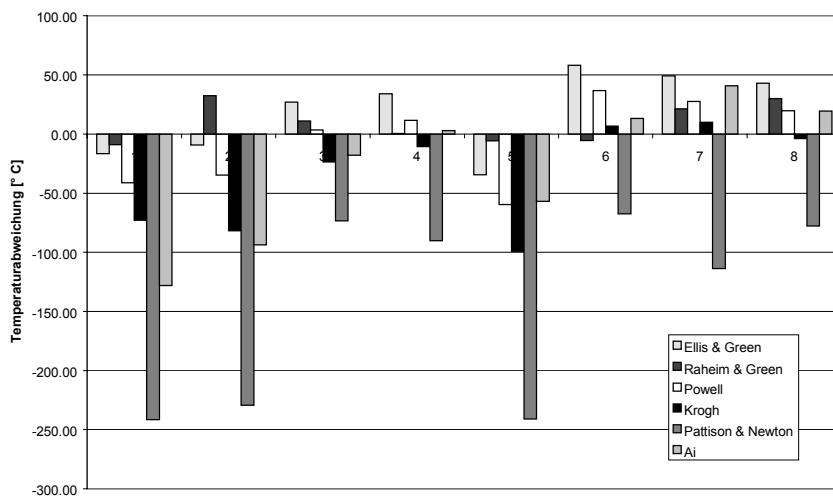


Abbildung 164 Vergleich der PTAX-Thermometrie (Omphazit mit P2/n) gegenüber verschiedenen Fe-Mg Granat-Klinopyroxen-Austauschthermometern.

- 1, 2** Grt-Cpx aus ÖRK.1
- 3-5** Grt-Cpx aus ÖRK.3
- 6-8** Grt-Cpx aus ÖRK.9

Tabelle 18 Zusammenfassung der Granat-Klinopyroxen Fe-Mg-Austauschthermometrie an den Eklogiten des Rauhen Kopfes bei Ischgl. Abkürzungen der Thermometer: E&G = Ellis&Green, R&G = Råheim&Green, P&N = Pattison&Newton; Temperaturangabe in °C.

Granat	Omphazit	Druck [kbar]	PTAX P2/n	PTAX C2/c	E & G '79	R & G '74	Powell '85	Krogh '88	P & N '89	Ai '94
ÖRK.1 Rauher Kopf/ Ischgl										
Grt 1 Rand 10785/1	Omp 1 Fe ²⁺ _{Min} 10786/1	26	538	-	521	529	497	465	297	410
Grt 1 Kern 10785/7	Omp 1 Fe ²⁺ _{Max} 10786/12	26	664	783	655	697	630	583	435	571
ÖRK.3 Rauher Kopf/ Ischgl										
Gr.Grt 1 Kern 10743/2	Omp 1 Kern 10745/7	26	468	534	495	479	472	445	395	450
Gr.Grt 1 Mitte 10743/10	Omp 1 Kern 10745/7	26	571	659	605	571	582	560	480	573
Gr.Grt 1 Rand 10743/16	Omp 1 Rand 10745/2	26	662	766	628	656	603	563	421	605
ÖRK.9 Rauher Kopf/ Ischgl										
Grt 9 Kern 10827/29	Omp * in Grt 9 10826/26	26	489	562	547	484	526	496	422	502
Grt 9 Rand 1 10827/2	Omp 1 Rand 10826/7	26	656	770	705	677	683	666	542	697
Grt 9 Rand 2 10827/40	Omp 1 Rand 10826/7	26	587	683	630	617	607	583	509	606

Val Puntota / Brail und Val Laschadura /NE Zernez

Die thermometrischen Untersuchungen an den Eklogiten des Val Puntota und Val Laschadura führen insgesamt zu überwiegend deutlich niedrigeren Temperaturen (Abb. 165, Tab. 19). Die Temperaturen weisen zudem eine breite Streuung, die mit den unterschiedlichen Eklogit-Typen der schweizer Silvretta verknüpft ist. Die beiden Granat-reichen, zumeist feinkörnigen und mikrotexturell equilibrierten Fe-reichen Eklogite SP.2 und SP.10 ergeben höhere Metamorphosetemperaturen als die Fe-ärmeren Eklogite SP.5 und SLas.1c.

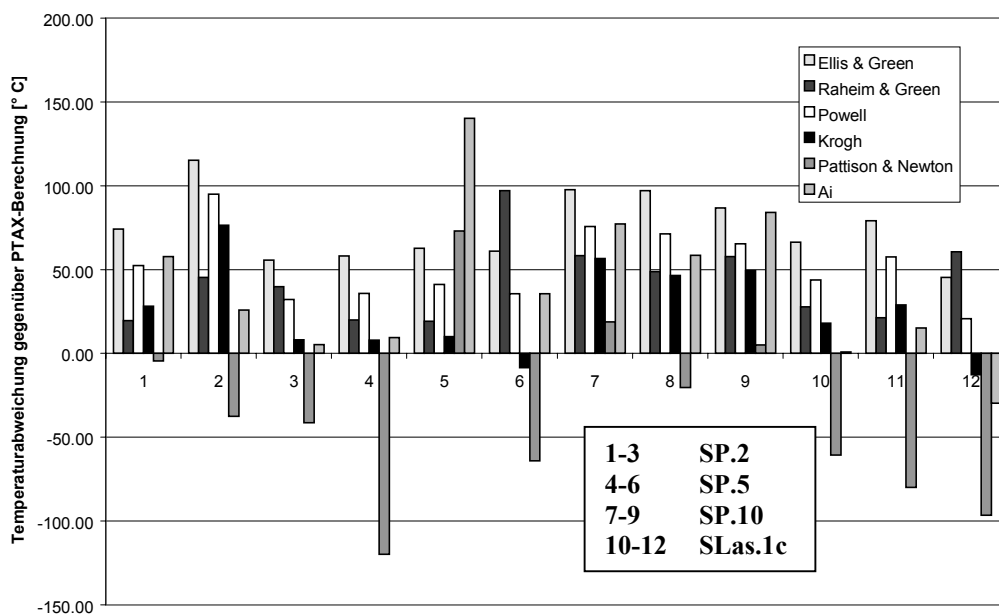


Abbildung 165 Vergleich der PTAX-Thermometrie (Omphazit mit P2/n) gegenüber verschiedenen Fe-Mg Granat-Klinopyroxen-Austauschthermometern für die Eklogite des schweizer Silvrettaanteiles.

Mit PTAX (P2/n) ergeben sich für Kernzusammensetzungen aus Granat 1 und Omphazit 1 521°C, die Kalibrationen, mit P&N, ergeben ein etwas höheres Niveau von 517 bis 595°C. Da eine systematische Zonierung des $\text{Fe}^{2+/3+}$ -Verhältnisses in Omphazit nicht festgestellt werden konnte, ergibt eine weitere Kernanalyse aus Omphazit ($\text{Fe}^{3+}_{\text{Min}}$) einen PTAX-Wert von 585°C, die Kalibrationen schwanken zwischen 611 und 701°C, die P&N-Kalibration liegt mit 548°C als einzige unter dem PTAX-Wert.

Tabelle 19 Zusammenfassung der Granat-Klinopyroxen Fe-Mg-Austauschthermometrie an den Eklogiten des schweizer Silvrettaanteiles. Abkürzungen der Thermometer vgl. Tab. 18, Temperaturangabe in °C.

Granat	Omphazit	Druck [kbar]	PTAX P2/n	PTAX C2/c	E & G '79	R & G '74	Powell '85	Krogh '88	P & N '89	Ai '94
SP.2 Val Puntota / Brail, feinkörniger, Granat-reicher Eklogit im mikrotexturellen Gleichgewicht										
Grt 1 Kern 10785/58	Omp 1 Kern 10786/121	26	521	-	595	541	574	549	517	579
Grt 1 Kern 10785/58	Omp 1 $\text{Fe}^{3+}_{\text{Min}}$ 10786/112	26	585	-	701	631	680	662	548	611
Grt 1 Rand 10785/68	Omp 1 Rand 10786/109	26	549	-	605	589	581	557	508	554
SP.5 Val Puntota / Brail, Phengit-führender Eklogit mit Atoll-Granat										
Grt 1 Kern 10748/28	Omp * 1 10749/65	26	368	403	431	387	409	378	441	509
Grt 1 Kern 10748/38	Omp * 1 10749/65	26	426	471	484	447	462	434	307	436
Grt 1 Rand 10748/58	Omp 1 $\text{Fe}^{2+}_{\text{Max}}$ 10749/67	26	551	618	612	648	586	542	486	586
SP.10 Val Puntota / Brail, Granat-reicher Eklogit										
Grt 5 Kern 10824/82	Omp * in Grt 5 10826/162	26	472	-	569	521	543	518	451	530
Grt 5 Kern 10824/101	Omp * in Grt 5 10826/163	26	562	-	659	620	637	618	580	639
Grt 6 Mg_{Max} 10824/116	Omp 4 Rand 10826/161	26	641	-	728	699	706	690	646	725
SLas.1c Val Laschadura / NE Zernez, Eklogit mit Atoll-Granat										
Grt 2 Rand 11448/14	Omp 2 Rand 11450/17	26	466	517	533	494	510	485	406	467
Atoll-Grt 4a 11448/116	Atoll-Omp 4 11450/33	26	467	504	546	489	525	496	387	482
Atoll-Grt 4a 11448/124	Atoll-Omp 4 11450/33	26	556	615	601	616	576	543	459	526

Für die Ränder aus Granat und Omphazit 1 ergeben sich wiederum niedrigere Werte von 549°C (PTAX) bzw. 554 - 605°C (Kalibrationen ohne P&N).

Der Phengit-führende Typ SP.5 zeichnet sich durch einen höheren Modalanteil an Omphazit sowie eine komplexe mikrotexturelle Entwicklung aus. PTAX-Berechnungen mit den Mg-armen Granat-Kernen und Omphazit-Einschlüssen führen zu teilweise extrem niedrigen Temperaturen von < 400°C (368°C mit PTAX). An diesen Granat-Omphazit-Paaren ergeben die Kalibrationen von Ai (1994) und Pattison & Newton (1989) diesmal deutlich höhere Werte von 509 bzw. 441°C. Die Verwendung intermediärer Granat-Analysen aus dem äußeren Kernbereich ergibt etwas höhere Temperaturen von 426°C (PTAX) und 434 - 484°C (Kalibrationen ohne P&N). Ein Fe^{2+} -reicher Omphazit ergibt zusammen mit dem Mg-reicheren Granat-Rand eine Maximaltemperatur von 551°C (PTAX) und 542 - 612°C (Kalibrationen ohne P&N).

Parallel zu der vergleichbaren Probe SP.2, ergibt der Granat-reiche Eklogit SP.10 ein höheres Temperatur-Niveau. Für den Granat-Kern 5 mit Omphazit-Einschlüssen ergeben sich mit PTAX 472 und 562°C (Streuung der Fe^{2+/3+}-Verteilung in Omphazit). Die Kalibrationen ohne P&N ergeben sogar 518 - 569°C bzw. 618 - 659°C. Für das Mg-Maximum im Granat-Rand sowie einer Omphazit-Randanalyse ergeben sich sogar 641°C (PTAX) und 690 - 728°C. Die P&N-Werte liegen zumeist im Bereich der PTAX-Daten.

Die Eklogit-Probe SLas.1c aus dem Val Puntota, die sich durch ihren Reichtum an Atoll-Granaten auszeichnet, erreicht ein erheblich niedrigeres Temperaturniveau. Für Ränder aus Granat und Omphazit 2 werden lediglich 466°C (PTAX) bzw. 467 - 533°C nach den Kalibrationen (ohne P&N). Ein Omphazit aus der Atoll-Lagune ergibt zusammen mit dem inneren Rand der Granat-Barriere ebenfalls 467°C (482 - 546°C Kalibrationen), selbiger Omphazit zusammen mit dem Mg-reicheren Außenrand der Granat-Barriere führt zu 556°C (526 - 616°C Kalibrationen).

Die Fe-dominierte Gesamtchemie der Eklogite führt zu einer Unterschätzung der Temperaturen durch die PTAX-Methode verglichen mit den Standard-Kalibrationen.

Ergebnisse früherer Autoren

Für die Eklogite aus der schweizer Silvretta konnten die Temperaturdaten oben genannter Autoren mit den von ihnen angeführten Analysen nur z. T. bestätigt werden. Anstatt Temperaturen um 730°C bei 25 kbar (Thierrin 1983) wurden mit den verschiedenen Kalibrationen sowie PTAX nur Temperaturen zwischen 490 und 610°C ermittelt, ohne das P&N-Thermometer 540-610°C (vgl. Tab. 20). Das E&G-Thermometer ergibt mit 611°C die Maximaltemperatur. Die Diskrepanz zu den Angaben von Thierrin (1983) läßt sich durch die Vernachlässigung des Fe³⁺-Gehaltes erklären. Übereinstimmende Resultate werden erzielt, indem der gesamte Fe-Gehalt der Klinopyroxene auf Fe²⁺ berechnet wird. Da aber insbesondere die Omphazite der schweizer Eklogite nennenswerte Gehalte an Ägirin-Komponente aufweisen, ist dies nicht gerechtfertigt.

Tabelle 20 Zusammenfassung der Granat-Klinopyroxen Fe-Mg-Austauschthermometrie an den Eklogiten des schweizer Silvrettaanteiles nach Literaturdaten aus Maggetti & Galetti (1988) sowie Thierrin (1983). Abkürzungen der Thermometer vgl. Text, Temperaturangabe in °C.

Granat	Omphazit	Druck [kbar]	PTAX P2/n	PTAX C2/c	E & G '79	R & G '74	Powell '85	Krogh '88	P & N '89	Ai '94
Ma 94 (aus Maggetti & Galetti 1988)										
Grt 4 Rand	Omp x	26	623 -	705 -	681 -	710 -	657 -	617 -	561 -	610 -
Anal. # 5	Anal. # 1-3		664	760	735	760	711	675	630	673
Ma 127 (aus Maggetti & Galetti 1988)										
Grt x	Omp x	26	654 -	770 -	702 -	688 -	679 -	658 -	525 -	622 -
Anal. # 6	Anal. # 4a/b		675	792	737	720	715	697	565	663
Ma 132 (aus Maggetti & Galetti 1988)										
Grt x	Omp x	26	538 -	617 -	688 -	627 -	667 -	649 -	599 -	637 -
Anal. # 7	Anal. # 5-7		575	652	695	633	674	656	607	645
Datensatz Thierrin (1983), Durchschnittsgehalte aller Omphazitanalysen										
Grt	Omp	26	551	626	611	598	588	564	492	544
x = 13	x = 20									

Die Temperatur-Angaben nach Maggetti & Galetti (1988) von 550-650°C beruhen nur z. T. auf Fe-Mg-Austauschthermometrie, weiterhin werden Annahmen zu Maximaltemperaturen der Erhaltung von Zonierungen in Granat, die nach Tracy (1982) bei 650-700°C liegen sollen, herangezogen. Maggetti & Galetti (1988) stellten an Kontaktpaaren eines Eklogittyps eine breitgefächerte Variation der Granat-Klinopyroxen Fe-Mg-Gleichgewichtskonstanten K_D (12-45) fest, ein anderer Typ ergab dagegen einen weniger stark streuenden K_D (14-30). Für

letztere ergeben sich mit dem E&G-Thermometer Temperaturen von 540-630°C. Für den ersten Eklogit-Typ, der sich nach Maggetti & Galetti (1988) auch durch mikrotexturelle Ungleichgewichtsgefüge auszeichnet, ergeben sich z. T. unrealistisch niedrige Temperaturen bis zu < 400°C.

Die mineralchemischen Daten nach Maggetti & Galetti (1988) führen allerdings nach einer Neuberechnung der Strukturformeln, auch mit einer $\text{Fe}^{2+/3+}$ -Berechnung, zu deutlich höheren Temperaturen (vgl. Tab. 20). Für das E&G-Thermometer ergeben sich für die drei Proben Ma 94, Ma 127 und Ma 132 680-740°C. Die Werte liegen damit erheblich über den Angaben von Maggetti & Galetti (1988) und im Bereich der Temperaturen, die an den textuell equilibrierten, Granat-reichen Eklogiten des eigenen Probensatz ermittelt wurden.

Zusammenfassung

Die Granat-Klinopyroxen-Thermometrie läßt an den Eklogiten des Rauhen Kopfes eine prograde metamorphe Entwicklung von den Granat-Kernen, die zusammen mit Omphazit-Einschlüssen mit ca. 490°C einen Temperatur-Wert auf dem prograden Ast des P-T-Pfades liefern, zum Mg-reichen Granat-Rand, der zusammen mit Matrix-Omphaziten maximale Metamorphosetemperaturen von 650 - 670°C ergibt, erkennen.

Die Eklogite des schweizer Silvrettaanteils lassen sich hinsichtlich ihrer thermischen Gleichgewichtseinstellung in zwei Gruppen gliedern. Die Fe-reichen, zumeist feinkörnigen und Granat-reichen Eklogite weisen auf dem prograden Ast des P-T-Pfades Temperaturen von 470 bis 585°C auf (Granat-Kerne), der thermische Höhepunkt wurde bei 550-650°C, nach den Daten von Maggetti & Galetti (1988) sogar bei ca. 670°C erreicht.

Die zweite Gruppe der schweizer Eklogite erreicht deutlich niedrigere Maximaltemperaturen. Der Phengit-führende Typ SP.5 erreicht lediglich 430°C auf dem prograden Ast und 550°C als Maximaltemperatur des P-T-Pfades. Auch für SLas.1c ergeben sich Maximaltemperaturen von ca. 550°C, an vielen anderen Randzusammensetzungen sogar nur 460 - 470°C.

Die Aussagekraft der Fe-Mg-Thermometrie wird durch die unsystematische Variation des $\text{Fe}^{2+/3+}$ -Verhältnisses im Klinopyroxen deutlich geschwächt. Die PTAX-Berechnung mit dem Granat-Mischungsmodell und dem P2/n-Klinopyroxen-Mischungsmodell nach Massonne (1992, 1995) führt zu Temperaturen, die überwiegend im Streubereich anderer Kalibrationen liegen. Es ist ein klarer Einfluß der Gesamtgesteinschemie auf die Temperatur-Ergebnisse zu erkennen.

Nach dem häufigst verwandten Thermometer nach Ellis & Green (1979) liegen die Temperaturen, insbesondere in den Fe-reichen Proben, 60-120°C höher und erreichen 700-730°C für die Fe-Eklogite SP.2 und SP.10.

Durch den Vergleich der verschiedenen Berechnungsmethoden mit den PTAX-Temperaturen (vgl. Multigleichgewichtsberechnungen) werden unterschiedliche Trends deutlich. Mit Sicherheit ist ein Einfluß der Gesamtgesteinschemie zu erkennen. Während Fe-arme Proben starke Abweichungen der Pattison & Newton Formulierung in Richtung zu niedriger Temperaturen ergaben, liegen Fe-reiche Proben durchaus im Bereich der PTAX-Berechnungen und anderen Kalibrationen. Umgekehrt verhält sich die Ellis & Green-Kalibration. Bei niedrigen Fe-Gehalten liegt sie im Bereich der PTAX-Berechnung, bei hohen Gehalten ergibt sie dagegen deutlich überhöhte Temperaturen.

Die Druckabhängigkeit des PTAX-Thermometers beträgt der bei Verwendung der Raumgruppen P2/n als auch C2/c 2.6 bis 3.5°C/kbar. Die Temperaturen für die geordnete Kristallstruktur stimmen deutlich besser mit den experimentellen Kalibrationen überein. Dies wird auch durch die ermittelten Gleichgewichtstemperaturen von ca. 450 bis 700°C nahegelegt. Probleme ergeben sich allerdings mit der kristallstrukturellen Einstufung der Omphazite der Eklogite des Rauhen Kopfes. Durch ihren niedrigen Na_2O -/Jadeit-Gehalt sollten sie nach den Diagrammen von Carpenter (1980) in die Felder gemischter Kristallstruktur fallen. In den PTAX-Berechnungen wurden die P2/n Daten verwendet.

Ergebnisse der Granat-Phengit-Thermometrie an Eklogiten

Die Granat-Phengit-Temperaturen für die Eklogite der Silvrettadecke lassen sich nur z. T. mit den Ergebnissen der Granat-Klinopyroxen-Thermometrie in Einklang bringen. Nur für gut defirmierte Mineralvergesellschaftungen, wie Phengit-Einschlüssen in Granat, werden gute Übereinstimmungen der Temperaturen erzielt. Für eine solche Einschlußkombination aus ÖRK.9 (vgl. Phototaf. 1 Bild 5) werden mit der Grt-Cpx-Thermometrie 480°C, mit der Grt-Phe-Thermometrie dagegen 463°C erzielt. Die G&H-Kalibration liefert dagegen 547°C, die von K&R 527°C. Ein weiteres Paar mit guter Übereinstimmung liefert der Phengit-Einschluß 12 in Granat 1 aus Eklogit SP.5 (sp5b2). Einer Grt-Cpx-Temperatur von 437°C stehen hier 448°C gegenüber. Die G&H- bzw. K&R-Werte erreichen hier 572 und 544°C.

Tabelle 21 Zusammenfassung der Granat-Phengit-Austauschthermometrie an den Eklogiten der Silvrettadecke. Die Temperaturen wurden jeweils für die mittels Multigleichgewichtsberechnung festgestellten Drücke berechnet. Vergleichend dazu erfolgte eine Berechnung nach den Kalibrationen von Green & Hellman (G & H, 1982) und Krogh & Råheim (Kr & Rå, 1978).

Datensatz	Granat- / Phengit-Analyse	Druck [kbar]	Grt-Cpx-T [°C]	Grt-Phe-T [°C]	G & H '82 [°C]	Kr & Rå '78 [°C]
ÖRK.1 Amp-Zoi-Eklogit, Rauher Kopf						
oerk1a	Grt 10785/1, Phe 10784/1	27	541	860	727	684
oerk1b	Grt 10785/7, Phe 10784/7	25	627	865	753	719
ÖRK.4b/c Amp-Zoi-Eklogit, Rauher Kopf						
ork4ba	Grt 10954/14, Phe 10956/18	25.3	619	782	767	729
ork4bb	Grt 10954/14, Phe 10956/19	18.3	597	900	739	752
ork4ca	Grt 10970/27, Phe 10972/28	29.5	604	750	761	699
ÖRK.8 Amp-Zoi-Eklogit, Rauher Kopf						
oerk8	Grt 10743/176, Phe 10908/35	23.3	560	656	611	604
oerk8b	Grt 10743/176, Phe 10909/22	27.9	663	798	782	726
oerk8i	Grt 10743/134, Phe 10909/9	23	668	859	711	695
ÖRK.9 Quarz-Eklogit, Rauher Kopf						
oerk9b	Grt 10827/29 Phe 10825/3	27	480	463	547	527
ÖRK.25 Eklogit, Rauher Kopf						
ork25a	Grt 11166/11, Phe 11170/1	24.3	530	653	589	591
ork25b	Grt 11166/4, Phe 11170/1	23.2	626	852	682	668
ork25j	Grt 11166/11, Phe 11170/6	25.1	573	630	680	653
SP.5 Phengit-führender Eklogit, Val Puntota						
sp5b2	Grt 10748/38, Phe 10952/37	28	437	448	572	544
sp5d	Grt 10748/82, Phe 10952/47	28.5	372	689	639	600
sp5e	Grt 10748/85, Phe 10952/47	25	449	708	655	633
SP.23 Quarz-Mobilisat mit Phengit+Omphazit+Zoisit+Klinozoisit in Eklogit, Val Puntota						
sp23a	Grt 11174/19, Phe 11176/24	23	547	676	666	655
sp23b	Grt 11174/19, Phe 11176/22	20.6	540	652	599	610

Für die Phengite der Matrix ergeben sich zusammen mit den Mg-reichen Randanalysen der Granate allerdings sehr oft deutlich überhöhte Temperaturen. Für ÖRK.1 werden ca. 860°C ermittelt, für ÖRK.4b/c schwanken die Ergebnisse zwischen 750 und 900°C, für ÖRK.8 zwischen 650 und 860°C. Sie liegen damit 100 bis 240°C über den Werten der Granat-Klinopyroxen-Thermometrie. Es ist eine mangelnde Einstellung eines Gleichgewichts von Granat und Phengit anzunehmen.

Eine etwas bessere Übereinstimmung ergibt sich für den Granat-Kern aus Granat 1 der Probe ÖRK.25 zusammen mit dem Kern eines Matrix-Phengits. Die positive Abweichung beträgt

bei 630°C gegenüber 573°C nur 57°C. Für die Rand-Rand-Paarungen (ork25b in Tab. 21) ergeben sich abermals Abweichungen > 200°C.

Ein Vergleich mit den Ergebnissen der Kalibrationen nach Green & Hellman (1982) und Krogh & Råheim (1978) weist für diese eine weniger breite Streuung und ein insgesamt niedrigeres Temperaturniveau auf. Für einen weiteren Phengit-Einschluß in Granat aus ÖRK.8 werden 611 bzw. 604°C gegenüber einer Grt-Cpx-Temperatur von 560°C ermittelt.

Für die Matrix-Phengite der Eklogite des Rauhen Kopfes (ÖRK.1, ÖRK.4b/c, ÖRK.8, ÖRK.25) ergeben sich nach G&H 682 bis 782°C, nach K&R 668 bis 752°C. Auch diese Temperaturen liegen damit bis ca. 100°C über der PTAX- wie auch konventioneller Grt-Cpx-Thermometrie.

Für den Eklogit SP.5 aus dem Val Puntota ergeben sich für die Granat-Ränder mit PTAX (708°C), wie auch den konventionellen Kalibrationen (G&H 655°C, K&R 633°C), erheblich gegenüber den Grt-Cpx-Temperaturen (449°C) nach oben abweichende Temperaturen. Weniger stark sind die Abweichungen der Grt-Phe-Thermometer für die späten Quarzsegregationen aus SP.23. Einer Grt-Cpx-Temperatur von 540 - 550°C steht ein Wertebereich von 600 - 680°C gegenüber.

Zusammenfassung

Die Granat-Phengit-Thermometrie liefert nur die wohl definierte Einschluß-Mineralvergesellschaftungen gut mit den Granat-Klinopyroxen-Temperaturen übereinstimmende Ergebnisse. Für die Matrix-Phengite ergeben sich zusammen mit den Mg-reichen Granat-Rändern, insbesondere bei PTAX-Berechnungen, deutlich überhöhte Temperaturen (Abb. 166).

Es ist daher mit Ungleichgewichten und einer mangelnden Gleichgewichtseinstellung der, vermutlich oft in der Spätphase der Eklogit-Hydratisierung wachsenden Phengite mit den Granat-Rändern zu rechnen.

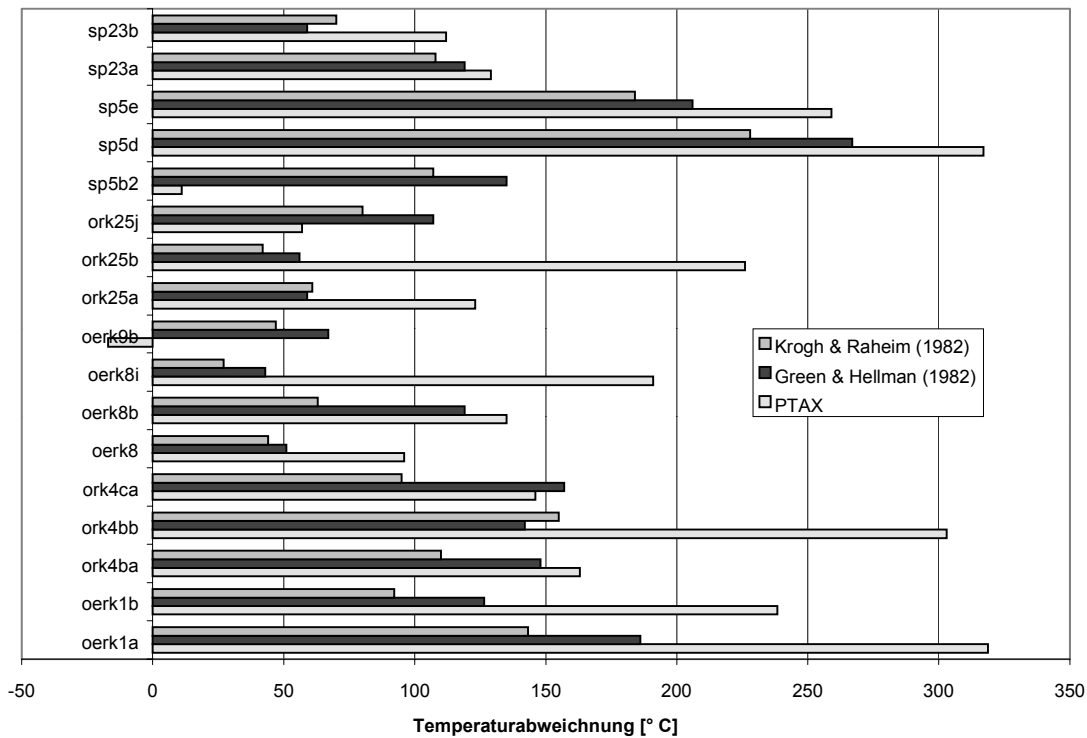


Abbildung 166 Abweichungen der Granat-Phengit-Temperaturen gegenüber den mit PTAX ermittelten Granat-Klinopyroxen-Temperaturen für die Eklogite der Silvrettadecke.

Ergebnisse der Granat-Amphibol-Thermometrie an Eklogiten

Die Anwendung des Granat-Amphibol-Thermometers auf die Eklogite der Silvrettadecke ergibt Probleme, die bereits Graham & Powell (1984) darstellen. Die Granate und Amphibole sind nicht kogenetisch, die Amphibol-Blastese erfolgt nach dem Granat-Wachstum, Granat ist häufig nur noch als Resorbitionsrelikt eingeschlossen. Die Gleichgewichtseinstellung ist demzufolge zweifelhaft, ebenso wie der Wert der ermittelten Temperaturen, zumal die Kalibration mit Hornblende-Granat-Paaren amphibolit- und granulitfazieller Gesteine erfolgte. Auch der Berechnungsmodus der Amphibole mit einer Normierung auf 13 Kationen (ohne Ca, Na, K, und Ba) erweist sich für die Na-Ca-Amphibole der Eklogite als problematisch für die Granat-Amphibol-Thermometrie, da teilweise sehr hohe $Fe^{3+/2+}$ -Verhältnisse und damit niedrige Temperaturen resultieren, die Berechnung des Amphibols sollte mit $Fe^{tot} = Fe^{2+}$ erfolgen.

Tabelle 22 Zusammenfassung der Granat-Amphibol-Thermometrie nach Graham & Powell (1984) an den Eklogiten der Silvrettadecke.

Probe	Temperatur [° C]	Kommentar
ÖRK.1	581 / 536 - 639	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$ Amphibol 1, 2 + 3 mit Granat-Rand, Mg-reich
ÖRK.3	515 / 488 - 590	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$, Granat Mg-Max
ÖRK.4b	560 / 510 - 679 425 / 308 - 549	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$, Granat-Rand Mg-Max Amp $Fe^{2+/3+}$
ÖRK.4c	508 / 445 - 631 385 / 294 - 551 618 / 558 - 762 550 / 490 - 661	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$, Granat-Rand Mg-Max Amp $Fe^{2+/3+}$, Durchschnitt / Gesamtvar.; Amp* 6 Granat-Kern Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$, Amp $Fe^{2+/3+}$
ÖRK.8	543 / 509 - 598	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$ T_{Min} im Kern, T_{Max} am Rand
SP.1	612 / 591 - 649 617 / 538 - 651	Durchschnitt / Gesamtvaria.; Matrix-Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$ Durchschnitt / Gesamtvaria.; Amp*1,2,3, Grt-Kern
SP.5	515 / 496 - 537 418 / 378 - 480 471 / 456 - 487	Durchschnitt / Gesamtvariation; $Fe^{2+} = Fe^{tot}$, Grt-Rand Durchschnitt / Gesamtvariation; Fe^{2+} / Fe^{3+} , Grt-Rand Durchschnitt / Gesamtvariation; $Fe^{2+} = Fe^{tot}$, Grt-Kern
SP.23	560 / 546 - 579	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$, Granat Mg-Max
SLas.1a	597 / 564 - 624	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$, Granat-Rand Mg-Max
SLas.1c	537 / 509 - 573	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp $Fe^{2+} = Fe^{tot}$, Granat-Rand Mg-Max

Für die Eklogite wurden jeweils die Mg-reichen Granat-Randzusammensetzungen zusammen mit der Gesamtvariation der barroisitischen bis tremolitischen Amphibole zur Ermittlung von Granat-Amphibol-Gleichgewichtstemperaturen herangezogen. Mit $Fe^{2+} = Fe^{tot}$ in Amphibol resultieren sowohl für die Eklogite des Rauhen Kopfes als auch für die des schweizer Silvrettaanteiles relativ konstant Temperaturen von 500 - 600° C, die allerdings im Falle des Rauhen Kopfes deutlich unter den Maximaltemperaturen aus der Granat-Klinopyroxen-Thermometrie liegen (Tab. 22). Innerhalb einer Probe können die Amphibole deutlich abweichende Fe/(Fe+Mg)-Verhältnisse aufweisen. So weisen ÖRK.4b/c deutlich abweichende Temperaturen auf, obwohl sie aus dem übereinstimmenden Handstück stammen. Die Zuordnung zu bestimmten Granat-Randanalysen ist allerdings kaum zuverlässig möglich, die Daten sind daher nur als semiquantitativ zu deuten.

In den Amphibolen ist durch die Zonierung (Mg-Abnahme und Fe-Zunahme zum Rand, vgl. Mineralchemie Amphibol Abb. 118A+B) bei einer konstanten Granat-Randzusammensetzung eine Temperaturzunahme vom Kern zum Rand zu erkennen. Amphibol 1 aus ÖRK.8 ergibt minimal 509° C im Kern und maximal 598° C am Rand.

Die Temperaturen bei der Amphibol-Berechnung auf 13 Kationen ohne Ca+Na+K+Ba und 46 Valenzen (Fe^{2+/3+}-Berechnung) führt zu wesentlich zu niedrigen Werten um 400° C.

Deutlich höhere Temperaturen ergeben sich bei Berechnungen mit sekundären pargasitischen oder hastingsitischen Amphibolen-Einschlüssen in Granat aus ÖRK.4c oder SP.1. Die Amphibol-Einschlüsse in Granat 6 aus ÖRK.4c besitzen eine sehr variable Zusammensetzung von Barroisiten zu Pargasiten. Die Granat-Amphibol-Temperaturen streuen zwischen 558° und 762° C, die Barroisite ergeben 558 - 637° C, die Pargasite erreichen dagegen die 762° C. Eine Berechnung von Fe^{2+/3+} erscheint für die Pargasite notwendig. In diesem Fall resultieren 660° C für die Pargasite und 490 - 538° C für die Barroisite.

Die Amphibole aus dem vollständig symplektitisierten Granat-Amphibolit SP.1 lassen sich in große Blasen der Matrix, die barroisitische Zusammensetzung aufweisen, kelyphitische Amphibole um Granat, und Einschlüsse in Granat, die pargasitische Zusammensetzungen besitzen, einteilen. Für die Matrix-Amphibole zusammen mit dem Mg-reicheren Granat-Rand ergeben sich durchschnittlich 612° C und damit höhere Temperaturen als in den Eklogiten des Rauhen Kopfes oder den schwächer überprägten Eklogiten des schweizer Silvrettaanteiles SP.5, SP.23, SLas.1a und SLas.1c, die zwischen 500 und 600° C liegen.

Die als sekundär interpretierten Einschluß-Amphibole der Granate 1, 2 und 3 aus SP.1 ergeben mit den Fe-reichen Kernzusammensetzungen der Granate ebenfalls eine durchschnittliche Temperatur von 617° C. Lediglich ein Einschluß aus Granat 1 weist deutlich niedrigere Temperaturen auf, was allerdings durch seine Lage in einem Mg-reicheren Granatbereich erklärt werden kann. Die Berechnung mit einem Mg-reicheren Granat führt ebenfalls zu Temperaturen von 590 - 650° C.

6.4 Geothermobarometrie an Amphiboliten

Die hochvariable Zusammensetzung der Amphibole regte zahlreiche Autoren zur Suche nach fazieskritischen Indikatoren an. Es wurden zahlreiche Diagramme entwickelt, um die Si-Al-Tetraeder- und / oder Oktaederbesetzungen in Aussagen über die Druck-Temperatur-Bedingungen bei der Amphibolbildung umzusetzen, wie z.B. das Al-in-Hornblende-Barometer nach Hammarstrom et al. (1986), Hollister et al. (1987), Johnson & Rutherford (1989) sowie Schmidt (1992). Diese wurden allerdings alle an intermediären Plutoniten, nämlich Granodioriten und Tonaliten kalibriert. Daher ist deren Anwendung auf tschermakitische Hornblenden metamorpher Amphibolite (z.B. Büttner & Kruhl 1997) eher ungeeignet. Auch der Ti-Gehalt von Hornblenden wurde von mehreren Autoren (Raase 1974, Apter & Liou 1983, Ernst & Liou 1998) zur semiquantitativen Abschätzung des Metamorphosegrades verwendet. Weitere Arbeiten (Laird & Albee 1981) berücksichtigen auch das Ca/Na-Verhältnis in Amphibolen. Auch die Kombination der Ca/(Ca+Na+K)-Verhältnisse in Plagioklas mit dem Al-Gehalt der Hornblende (ΣAl_{Hbl}) erlaubt nach Pluysnina (1982) die Abschätzung der Bildungsbedingungen der Paragenese Hornblende + Plagioklas + Epidot. Durch die unterschiedlichen Kationenpositionen, die Möglichkeit des Auftretens von Leerstellen als auch durch das nur unsicher zu berechnende Fe^{2+}/Fe^{3+} -Verhältnis im Amphibol, sind allerdings die Fehlermöglichkeiten sehr hoch.

Die Al-in-Hornblende Barometer

Der Einbau von Al in die Oktaederposition ermöglicht nach Raase (1974) die Abschätzung von Bildungsdrücken, wobei zur Visualisierung Al^{VI} gegen Si dargestellt wird. Einflüsse der Gesamtchemie werden hierbei vollständig vernachlässigt.

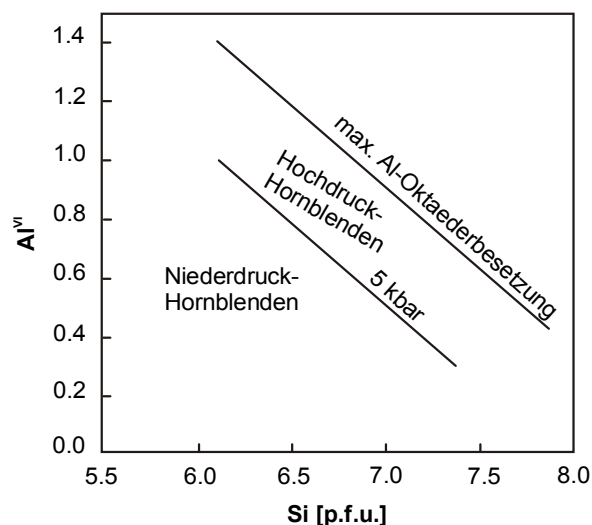


Abbildung 167 Diagramm Si gegen Al^{VI} nach Raase (1974) mit maximal möglicher Al-Oktaederbesetzung und der 5 kbar Isobare.

Die 5 kbar Isobare im Diagramm (Abb. 167) markiert die Grenze zwischen Hornblenden aus Niederdruck-Arealen und Hochdruck-Arealen (Raase 1974). Sogenannte Hochdruck-Hornblenden liegen zwischen der 5 kbar Isobare und der Geraden für die maximale Oktaederbesetzung durch Al nach Leake (1965).

Verschiedene Autoren (s.u.) ermittelten eine lineare Druckabhängigkeit des Al^{IV} - und Al^{tot} -Gehaltes von Hornblenden aus intermediären Magmatiten und formulierten nach empirischen und experimentellen Kalibrationen an kalkalkalinen Plutoniten bzw. Vulkaniten folgende Geobarometer:

Hammarstrom & Zen (1986) P [kbar, ± 3 kbar] = $-3.92 + 5.03 Al^{IV}$

Hollister et al. (1987) P [kbar, ± 1 kbar] = $-4.76 + 5.64 Al^{IV}$

Johnson & Rutherford (1989) P [kbar, ± 0.5 kbar] = $3 - 3.46(\pm 0.24) + 4.23(\pm 0.13) Al^{IV}$

Schmidt (1992) P [kbar, ± 0.6 kbar] = $-3.01 + 4.76 Al^{tot}$

Hammarstrom & Zen (1986) und Hollister et al. (1987) betonten die Beschränkung der Anwendung des Barometers auf kalkalkaline Gesteine mit der kritischen Paragenese Hornblende, Biotit, Plagioklas (An_{25-35}), Kalifeldspat, Quarz, Titanit, Magnetit/Ilmenit. Zudem sollte es nur auf Hornblenden angewandt werden, die nahe des Solidus gewachsen sind. Grundsätzlich ist die Anwendung auf den Druckbereich 2-13 kbar beschränkt. Unter 2 kbar wird der Al-Einbau temperaturabhängig, unter 1.5 kbar ist magmatische Hornblende nicht mehr stabil. Über 13 kbar verschwinden Biotit und Kalifeldspat aus der benötigten

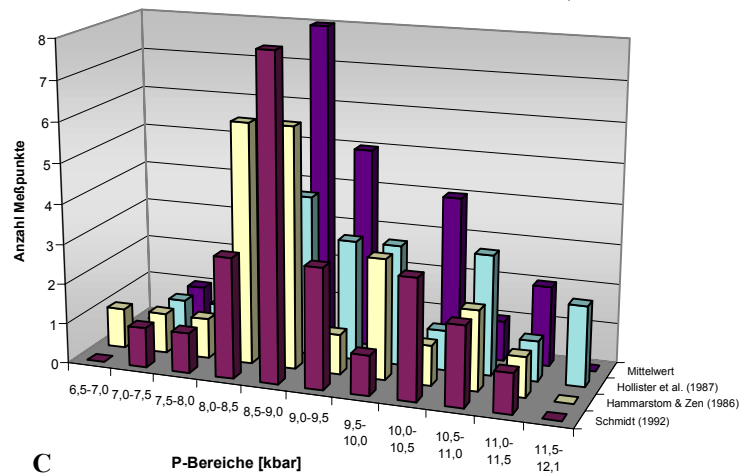
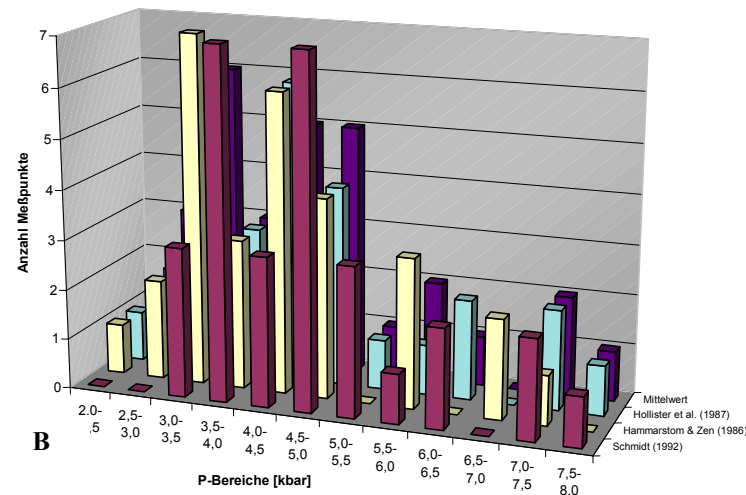
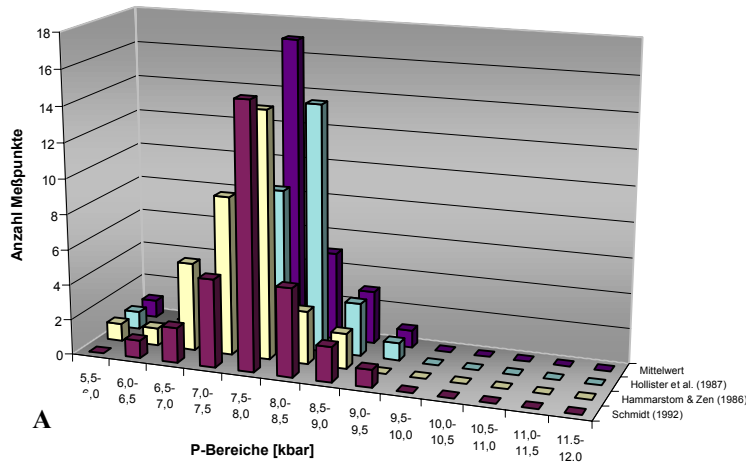


Abbildung 168 Histogrammdarstellung zur Häufigkeitsverteilung der Al^{tot} -in-Hornblende-Gehalte der Plagioklas-Amphibolite ÖV.XVII.6 (A) sowie ÖS.9.1m (B) und des Granat-Amphibolits ÖV.XVII.9 (C).

kritischen Paragenese, was die puffernden Reaktionen für den Al^{tot} -Gehalt der Hornblende verändert (Schmidt 1992).

Die Verwendung unvollständiger Paragenesen für die barometrische Auswertung des Al^{tot} -Gehalts der Hornblenden führt sowohl im Falle von Kalifeldspat (Hollister et al. 1987) als auch Quarz (Johnson & Rutherford 1989) zu systematisch höheren Drücken.

Dagegen können auch metamorphe Hornblenden retrograd in Richtung Aktinolith alteriert werden, was zu niedrigen Al^{tot} -Gehalten und damit zu niedrigeren Drücken führen würde. Hammarstrom & Zen (1986) empfehlen für magmatische Hornblenden ein Ca von ≥ 1.6 p.f.u. als Beleg für primäre Zusammensetzungen.

Die Kalibrationen von Hammarstrom & Zen (1986) und Hollister et al. (1987) beruhen auf Mikrosonden-Messungen natürlicher Hornblenden und der Korrelation mit unabhängig ermittelten Drücken aus metamorphen Nebengesteinen. Die Barometer nach Johnson & Rutherford (1989) und Schmidt (1992) wurden bei 2-8 kbar / 740-780°C bzw. 2.5-13 kbar / 655-700°C experimentell kalibriert. Das Barometer nach Johnson & Rutherford (1989) ergibt gegenüber den anderen Kalibrationen deutlich zu höheren Drücken abweichende Ergebnisse, eine Beobachtung die ebenfalls von

Büttner & Kruhl (1997) bei der Anwendung auf metamorphe tschermakitische Hornblenden gemacht wurde. Schmidt (1992) führte die von Johnson & Rutherford (1989) experimentell bestimmten höheren Drücke auf die Anwendung CO₂-führender Fluide zurück, was direkt auf eine Abhängigkeit der Amphibolchemie von der Fluidzusammensetzung hinweist. In den Mittelwerten werden in den Ergebnissen zur Silvrettadecke daher nur die drei nahe beieinander liegenden Drücke nach Hammarstrom & Zen (1986), Hollister et al. (1987) und Schmidt (1992) einbezogen.

Wie nach der Untersuchung der Amphibolchemie nicht anders zu erwarten, ergaben die stark streuenden Al₂O₃-Gehalte der Amphibole aus den verschiedenen Amphibolit-Typen der Silvretta ebenfalls stark streuende Drücke nach der Al^{tot}-in-Hornblende-Barometrie. Die aussagekräftigsten Druck-Daten sind an den granoblastischen Plagioklas-Amphiboliten mit ihren Gleichgewichtsgefügen und der relativen Homogenität der Amphibole zu erwarten. Dazu wurden die Proben ÖV.XVII.6 und ÖV.XVII.9 aus der zentralen Verwallgruppe sowie mit Einschränkungen die Probe ÖS.9.1m aus dem Klostersal / Silvretta-Gruppe herangezogen. In keiner der untersuchten Proben liess die von Hammarstrom & Zen (1986) und Hollister et al. (1987) geforderte kritische Paragenese vor, da Kalifeldspat in keiner der Proben nachgewiesen werden konnte. Bei den ermittelten Daten handelt es sich demnach um Maximaldrücke.

In einer Histogrammdarstellung der Häufigkeitsverteilung der über die Al^{tot}-in-Hornblende-Barometrie ermittelten Drücke ergeben sich für den Plagioklas-Amphibolit ÖV.XVII.6 (Abb. 168A) und den Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 (Abb. 168C) Maxima bei 7.5-8.0 kbar bzw. 8.5-9.0 kbar. Für die Granat-Amphibolite ist ein Nebenmaximum bei 10-11 kbar festzustellen. Aber bereits für die granoblastischen Amphibole der Probe ÖS.9.1m ist eine breite Streuung im Druckbereich 3.0-5.0 kbar (Abb. 168B) zu erkennen.

Weitere Berechnungen wurden an der Probe ÖS.Go 3 (Amphibolitlage in Hornblende-Gneis) durchgeführt. Hornblenden aus dem Gneis enthalten dabei durchschnittlich höhere Al-Gehalte und ergeben daher höhere Drücke als die Hornblenden in der Amphibolitlage. Für die Amphibolitlage wurden 5.0 bis 6.5 kbar, für die Gneislage 8.0 bis 8.5 kbar ermittelt. Der im textuellen Gleichgewicht stehende Granat-Hornblende-Biotit-Plagioklas-Gneis ÖV.0.1a zeigt im Histogramm zwei Maxima bei 5.0 bis 6.0 kbar und 7.5 bis 8.5 kbar.

Thermobarometrische Berechnungen an den symplektitischen Granat-Amphiboliten (z. B. ÖV.F1P, ÖM.2.4f, SP.8a/b) oder bereits vollständig symplektitisch in Plagioklas-Amphibolite abgebaute Eklogite (ÖRK.2) führen zumeist zu einem sehr ausgedehnten Druckbereich. Für die aktinolithischen Amphibole ergeben sich z. T. negative Drücke, die Maxima für die Hornblenden in den Granat-Pseudomorphose aus ÖRK.2 erreichen 8 bis 10 kbar.

Auch die in verschiedenen retrograden Eklogitamphiboliten auftretenden Cummingtonite und Ca-untersättigten Hornblenden sind für eine Anwendung der Al-in-Hornblende-Barometrie ungeeignet.

Geothermometrie mit dem Ti-Gehalt in Hornblenden

Zur Abschätzung des Metamorphosegrades wurden von verschiedenen Autoren die Ti-Gehalte von Hornblenden herangezogen (Leake 1965, Apter & Liou 1983, Raase 1974). Der Ti-Gehalt steigt mit zunehmenden Metamorphosetemperaturen. Franz (1992) verwendet zur Ermittlung des Mittelwertes der Ti-Gehalte in Mol % Histogrammdarstellungen. Aus diesen Mittelwerten lässt sich nach Raase (1974) die Zugehörigkeit zu bestimmten metamorphen Faziesbereichen ableiten. Allerdings geht hier die Gesamtgesteinschemie in keinsten Weise in die Abschätzung ein. Die Anwendung sollte daher auch nur auf basaltische Chemismen der oberen Grünschiefer- bis zur oberen Amphibolitfazies erfolgen, obwohl auch hier der TiO₂^{tot}-Gehalt starken Schwankungen unterworfen sein kann.

Die Auswertung der eigenen Amphibolanalysen lässt schnell die deutlichen Unterschiede im Ti-Gehalt der Amphibole erkennen. Die Barroisite der Eklogite des Rauhen Kopfes sind durch

sehr niedrige Ti-Gehalte gekennzeichnet, die zudem von Probe zu Proben deutlich schwanken können. So besitzen die Barroisite der Probe ÖRK.1 mit bis zu 0.01 Mol % Ti die niedrigsten Gehalte, während sie in ÖRK.9 auf über 0.02 Mol % ansteigen.

Deutlich darüber liegen die tschermakitischen Hornblenden und Tschermakite der Granat- und Plagioklas-Amphibolite. Überraschenderweise liegt das Maximum der Häufigkeit der Ti-Gehalte im Plagioklas-Amphibolit ÖV.XVII.6 (Ø 0.66 Gew.% TiO_2 , vgl. Mineralchemie Amphibol) höher als in den Granat-Amphiboliten (Ø 0.49 Gew.% TiO_2). Nach Raase (1974) sind dies typische Gehalte der unteren Amphibolitfazies, die Plagioklas-Amphibolite sollten bei etwas höheren Temperaturen equilibriert sein als die Granat-Amphibolite, wogegen aber die Amphibol-Plagioklas-Thermometrie spricht (s.u.). Die Gesamtgesteinschemie weist sehr ähnliche TiO_2 -Gehalte mit 1.86 Gew.% für den Plagioklas-Amphibolit ÖV.XVII.6 und 1.80 Gew.% TiO_2 für den Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 auf.

Der unterschiedliche Mittelwert der Analysen könnte seine Ursache allerdings auch in den unterschiedlichen Bildungsbedingungen auf dem retrograden PT-Pfad besitzen. Der Granat-Amphibolit weist noch eine Rutil-führende ältere Mineralvergesellschaftung auf. Nach Unterschreiten der unteren Druckstabilität des Rutils kommt es beim Abbau zu Ilmenit und Titanit zur Freisetzung von Ti, das durch eine Fluidphase transportiert und in den Amphibol eingebaut werden kann. Im Plagioklas-Amphibolit ist dieser Abbau zu Titanit nun wesentlich weiter fortgeschritten und daher ein höherer Einbau von Ti in Hornblende möglich. Die Möglichkeit einer Mobilisierung des als immobil geltenden HFSE-Elements Ti wird auch durch ungewöhnliche Ti-Anreicherungen im Titanit-Amphibolit ÖV.14/15 deutlich.

Hornblenden des Granat-Amphibolit ÖS.7.5a liegen mit durchschnittlich 0.60 Gew.% TiO_2 im Bereich der anderen granoblastischen Amphibolite. Diejenigen der Probe ÖS.9.1m streuen dagegen stark, insbesondere Ca-untersättigte Kernbereiche (vgl. Phototafel 3 Bild 5) weisen sehr niedrige die TiO_2 -Gehalte von 0.15-0.20 Gew.% auf, wogegen randlich bis zu 0.81 Gew.% erreicht werden. Diese TiO_2 -Gehalte deuten nach Raase (1974) ebenfalls auf Temperaturen der unteren Amphibolitfazies hin. Die Mehrzahl der Symplektit-Amphibole weist nur sehr geringe TiO_2 -Gehalte auf und ergeben nach dem semiquantitativen empirischen Ansatz von Raase (1974) lediglich grünschieferfazielle Bedingungen.

Semiquantitative Al_2O_3 - TiO_2 -Geothermobarometrie nach Ernst & Liu (1998)

Ernst & Liu (1998) stellten aufgrund von experimentellen Ergebnissen und Literaturdaten an MOR-basaltischen Gesamtgesteinschemismen ein semiquantitatives Geothermobarometer vor, das den TiO_2 -Gehalt als Thermometer und den Al_2O_3 -Gehalt als Barometer verwendet.

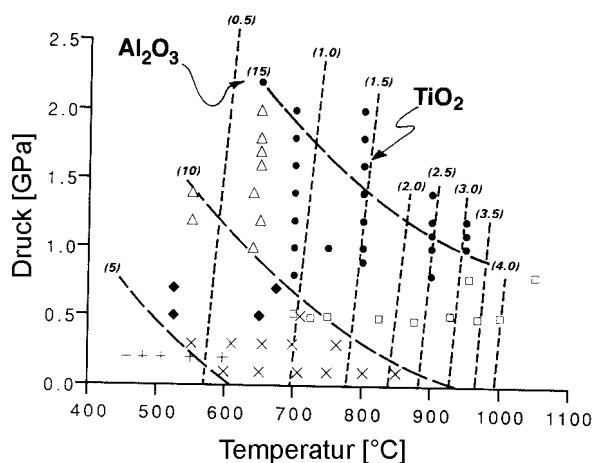


Abbildung 169 Isoplethendiagramm für Al_2O_3 und TiO_2 [Gew.-%] für Amphibole aus MOR-basaltischen Chemismen (verändert nach Ernst & Liu 1998).

Die Auflösung für die Temperatur ist im Bereich der Amphibolitfazies allerdings gering, erst im Bereich der Granulitfazies geht mit einer deutlich höheren Aufnahme für Ti in Ca-Amphibol eine verbesserte Auflösung einher (Abb. 169). Die Lage der Isoplethen für TiO_2 erscheint in Betracht der experimentellen Ergebnisse zudem z. T. fragwürdig. Für die Amphibolite der Silvretta mit ihren durchschnittlichen Gehalten von ca. 0.60 bzw. maximal 0.93 Gew.% TiO_2 können daher lediglich Temperaturen von 600 bis 700°C abgeschätzt werden, was allerdings deutlich oberhalb der Temperaturbereichsabschätzung nach Raase (1974) liegt.

Die Anwendung des Al_2O_3 -Barometers führt zu starken Abweichungen gegenüber Druckabschätzungen mit den zuvor benutzten Al^{tot} -in-Hornblende-Barometern. Die Al_2O_3 -Isoplethen nach Ernst & Liu (1998) ergeben im Schnitt mit Temperaturen nach dem TiO_2 -Gehalt für den Plagioklas-Amphibolit ÖV.XVII.6 ca. 12 bis 18 kbar und für die Granat-Amphibolite ÖV.XVII.9 und ÖS.7.5a ca. 15 bis 20 kbar. Letztere Werte liegen auch deutlich höher als die Drücke, die nach den Barometern von Kohn & Spear (1990) und TWQ-Berechnungen an Granat-führenden Paragenesen mit dem Datensatz von Mäder & Berman (1992) ermittelt wurden (s.u.).

Die unsichere Lage der Isoplethen (vgl. Ernst & Liu 1998) und die mangelnde Konsistenz mit anderen Barometern lassen den Wert dieses Barometers fraglich erscheinen.

Ergebnisse der Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Spear (1980) und Der Amphibol-Plagioklas-Thermobarometrie nach Plyusnina (1982)

Die Anwendung des Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Spear (1980) wird durch die häufig starke Alteration der Plagioklase erschwert. In den beiden granoblastischen Plagioklas- und Granat-Amphiboliten ÖV.XVII.6 und ÖV.XVII.9 der zentralen Verwallgruppe wurden daher nur wenige Amphibol-Plagioklas-Paare gemessen. Die relativ hohen Anorthit-Gehalte der Plagioklase und hohen Na-Gehalte auf der M4-Position des Amphibols führen zu Temperaturwerten um ca. 600°C für beide Proben (Abb. 170). Für den Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 wird z. T. die 650°C-Isograde erreicht. Weitere granoblastische Amphibolite aus dem österreichischen Teil der Silvrettadecke ergeben dagegen aufgrund ihrer niedrigeren X_{An} im Plagioklas und Na-Gehalte im Amphibol deutlich niedrigere Temperaturen um 490°C (Grt-Amphibolit ÖS.7.5a + ÖS.9.1m). Für den Plagioklas-Amphibolit ÖS.9.1m ist eine breite Streuung der Na-Gehalte im Amphibol für Punktlagen bis in den Temperaturbereich der unteren Grünschieferfazies verantwortlich. Plagioklase mit relativ hohen X_{An} stehen hier scheinbar mit sehr Ca-reichen Amphibolen (Ca nahe 2.0 auf M4) im Gleichgewicht.

Die Amphibolit-Lage im Hornblende-Gneis ÖS.Go 3 ergibt Temperaturen der oberen Grünschieferfazies zwischen den 490°C- und 530°C-Isothermen. Hornblende-Plagioklas-Daten aus dem Gneis führen aufgrund höherer X_{An} im Plagioklas zu etwas höheren Temperaturen. Auch der metasedimentäre Amphibolit bis Grt-Bt-Amp-Gneis ÖV.0.1a plottet im Bereich der 530°C-Isotherme.

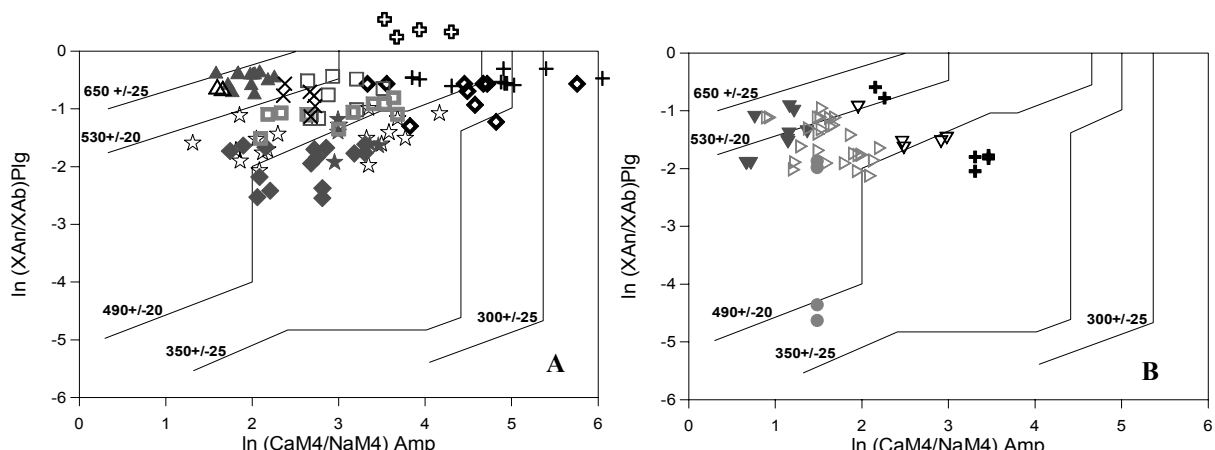


Abbildung 170 Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Spear (1980) an den Amphiboliten der österreichischen (A) und schweizer (B) Silvretta.

A Offene Dreiecke = ÖV.XVII.6, Dreiecke = ÖV.XVII.9, offene Sterne = ÖV.F1P, Sterne = ÖM.2.4f, offene Rauten = ÖS.9.1m, Rauten = ÖS.7.5a, offene Quadrate = ÖS.Go 3 Gneis, dicke offene Rauten = ÖS.Go 3 Amphi., Diagonalkreuze = ÖV.0.1a, Kreuze = ÖRK.2 Symp., offene Kreuze = ÖRK.2 Grt-Pseu.
 B Offene umgedr. Dreiecke = SP.8a, umgedrehte Dreiecke = SP.8b, offene gedrehte Dreiecke = SP.12, Kreuze = SVS.2a, Kreuze = SP.1.

Tabelle 23 Zusammenfassung Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Spear (1980).

Probe	Temperatur [°C]	Probe	Temperatur [°C]
ÖV.XVII.6	ca. 600	ÖV.0.1a	510 - 550
ÖV.XVII.9	550 - 650	ÖRK.2 Symplektit	300 - 510
ÖV.F1P	450 - 530	ÖRK.2 Grt-Pseud.	ca. 500
ÖM.2.4f	450 - 490	SP.8a	490 - 530
ÖS.7.5a	450 - 510	SP.8b	520 - 600
ÖS.9.1m	450 - 520	SP.12	500 - 600
ÖS.Go3 Hbl-Gneis	500 - 540	SVS.2a	480 - 510
ÖS.Go 3 Amphib.	490 - 520	SP.1	450 - 550

Die Abschätzung der Bildungstemperaturen der Amphibol-Plagioklas-Symplektite wurde zuerst anhand des Diagrammes von Spear (1980) versucht (Tab. 23). Dabei ergeben sich Probleme durch das Auftreten eines breiten Spektrums an Plagioklasanalysen, als auch durch das gelegentliche Vorhandensein von Klinopyroxen in den Abbauprodukten des Omphazits. Unklar bleibt, ob der Amphibol und der Klinopyroxen zeitgleich entstanden und nur das Ergebnis einer unterschiedlichen Wasseraktivität sind oder ob sie zu unterschiedlichen Zeitpunkten gewachsen sind. Da sie in unmittelbarer Nachbarschaft vorkommen, erscheint eher die zweite Möglichkeit wahrscheinlicher. Wichtig ist weiterhin das Vorhandensein von Quarz, da zur Klinopyroxen-Bildung freies SiO₂ benötigt wird. Die Messungen an den symplektitischen Granat-Amphibolite ÖV.F1P und ÖM.2.4f führen zu Temperaturen der oberen Grünschieferfazies (Abb. 170A). Für den amphibolitisierten Eklogit ÖRK.2 ergeben sich für die verschiedenen Symplektite trotz z. T. hoher Anorthit-Komponente im Plagioklas lediglich Bedingungen der unteren Grünschieferfazies. Für die An-reichsten Labradorit/Bytownit-Pseudomorphosen nach Granat ergeben sich aufgrund der hohen Ca-Gehalte der Amphibole ebenfalls nur Bedingungen der oberen Grünschieferfazies um 500°C (Verlängerung der Isothermen im Diagramm nach Spear 1980, Abb. 170A). Die Gleichgewichtseinstellung der Ca-reichen Amphibole und Plagioklase muß daher in Frage gestellt werden.

Bei den untersuchten Amphiboliten des schweizer Silvretta handelt es sich ausschließlich um symplektitische Gesteine, bei denen allerdings nur Probe SP.1 ein typisches feinkörniges Produkt der retrograden Überprägung eines Eklogits darstellt. Alle anderen Proben (SP.8a/b, SP.12, SVS.2a) weisen eine deutliche Kornvergrößerung auf und scheinen z. T. als Granat-Amphibolite textuell equilibriert zu sein. Die Gesteine weisen tendenziell niedrigere Ca-Gehalte in den Amphibolen gegenüber den österreichischen Proben auf. Aber auch X_{An} im Plagioklas ist durchschnittlich niedriger. Viele Amphibol-Plagioklas-Paare werden um die 530°C-Isotherme abgebildet, es ergibt sich allerdings ein breiter Streubereich aller Proben bis zur 490°C-Isotherme. Nur feinkörnige Symplektite aus SP.1 belegen niedrigere Temperaturen. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Anwendung des Diagramms auf die Plagioklas- und Granat-Amphibolite zu Ergebnissen führte, deren Schwerpunkte im Bereich der Isothermen $530 \pm 20^\circ\text{C}$ und $490 \pm 20^\circ\text{C}$, also dem Grenzbereich Grünschieferfazies-Amphibolitfazies, liegen.

Die Thermometrie nach Plyusnina (1982) führt zu teilweise deutlich abweichenden Resultaten (Tab. 24). Aufgrund der überwiegend nicht möglichen Zuordnung von Amphibol-Plagioklas-Paaren, wurde für die Mehrzahl der Proben ein Druckbereich aus den Minimal- und Maximalwerten der $\Sigma\text{Al}_{\text{Hbl}}$ der Hornblenden der Probe für einen Mittelwert der zuvor nach Plyusnina (1982) bestimmten Temperatur berechnet.

Aus den Messungen an den Amphiboliten des Verwall resultieren für den Plagioklas-Amphibolit ÖV.XVII.6 mit konstanten X_{An} im Plagioklas 550°C, für den Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 510-580°C, also Temperaturbereiche der unteren Amphibolitfazies. Die Amphibolite ÖS.7.5a und ÖS.9.1m weisen überwiegend Oligoklase mit ca. An₁₂₋₂₀ auf. Einzelne Analysen in ÖS.9.1m ergeben aber ebenfalls Andesine mit bis zu An₃₆. Die diesen

Anorthitgehalten zugeordneten Temperaturen liegen mit 505-520°C (An₁₂₋₂₀) bzw. 520-550°C (An₃₆) im Bereich des Übergangs der Grünschiefer- zur Amphibolitfazies.

Tabelle 24 Zusammenfassung Amphibol-Plagioklas-Thermobarometrie nach Plyusnina (1982).

Probe	Temperatur [°C]	Druck bei T _{Piv} [kbar]	Probe	Temperatur [°C]	Druck [kbar]
ÖV.XVII.6	550	5.0 - 7.0	ÖV.0.1a	525 - 550	2.5 - 7.5
ÖV.XVII.9	510 - 580	5.5 - 8.5	ÖRK.2 Symp.	550 - 590	< 2.0 - 3.0
ÖV.F1P	500 - 530	2.0 - 7.5	ÖRK.2 Grt-Ps.	> 650	< 2.0 - 5.0
ÖM.2.4f	505 - 550	2.0 - 4.0	SP.8a	490 - 530	7.5 - 9.5
ÖS.7.5a	505 - 520	7.5 - 8.5	SP.8b	505 - 530	3.5 - > 10.0
ÖS.9.1m	520 - 550	7.0 - 8.5	SP.12	500 - 530	2.0 - > 10.0
ÖS.Go3 Gneis	520 - 540	5.5 - 8.0	SVS.2a	< 505	ca. 5.5
ÖS.Go 3 Amp.	530 - 580	3.0 - 7.0	SP.1	500 - 550	2.5 - 6.5

Auch die symplektitischen Proben ÖV.F1P und ÖM.2.4f ergeben Temperaturen der Epidot-Amphibolitfazies, was ebenso für die metasedimentäre Probe ÖV.0.1a, den Hornblende-Gneis ÖS.Go 3 sowie alle Proben aus dem Bereich der schweizer Silvretta gilt. Etwas höhere Temperaturen konnten nur an der Amphibolitlage in ÖS.Go 3 und in den Symplektiten aus ÖRK.2 bestimmt werden. Die Labradorite/Bytownite der Pseudomorphosen nach Granat aus ÖRK.2 deuten nach Plyusnina (1982) auf Temperaturen > 650°C hin.

Die Abschätzung des Bildungsdruckes erfolgt nach Plyusnina (1982) über das ΣAl_{Hbl} . Die zu mittleren Temperaturen korrelierten Drücke liegen fast ausschließlich im Bereich < 10 kbar. Lediglich die Granat-Amphibolite SP.8b und SP.12 ergeben durch hohe Al₂O₃-Gehalte der Amphibole bei gleichzeitig niedrigen X_{An} in Plagioklas Drücke > 10 kbar. Das Spektrum des ΣAl_{Hbl} ist in diesen Proben allerdings weitgefächert, so daß ein Druckbereich von 3.5- > 10 für SP.8b bzw. 2.0 - > 10 kbar für SP.12 resultieren. Für die beiden texturell equilibrierten Amphibolite ÖV.XVII.6 und ÖV.XVII.9 ergeben sich mit 5.0-7.0 und 5.5-8.5 kbar etwas niedrigere Werte als nach den neueren Al-in-Hornblende-Barometern (Hammarstrom et al. 1986, etc.). Vergleichbare Drücke ergeben auch die beiden Amphibolite aus der Silvretta-gruppe s. str. ÖS.7.5a und ÖS.9.1m mit 7.5-8.5 bzw. 7.0-8.5 kbar und der Hornblende-Gneis ÖS.Go 3 mit 5.5-8.0 kbar. Auch der texturell equilibrierte Granat-Amphibolit SP.8a ergibt mit 7.5-9.5 kbar einen gut definierten Druckbereich. In den symplektitischen Gesteinen ist die Streuung des Drucks zumeist erheblich größer, die ermittelten Drücke nur sehr niedrig (vgl. Tab. 24).

Das Grundproblem bleibt die oft mangelnde Erhaltung von Maximums-Bedingungen der Metamorphose in der Plagioklas-Mineralchemie. Teilweise scheint auf dem retrograden Pfad eine Reequilibration unter Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies aufgetreten zu sein.

Ergebnisse der Hornblende-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994)

Die ermittelten Temperaturen nahezu aller Proben liegen deutlich über dem Niveau der beiden empirischen Kalibrationen von Spear (1980) und Plyusnina (1982). Die versuchsweise Anwendung des auf experimentellen Arbeiten aufbauenden Amphibol-Plagioklas-Thermometers nach Blundy & Holland (1990) führte zu noch deutlich höheren Temperaturen, was sich durch die mangelnde Anpassung an die Nichtidealität insbesondere Al-reicher Amphibole in Granat-gepufferten Paragenesen erklären läßt.

Nicht in allen Proben konnten Amphibol-Plagioklas-Kontaktpaare gemessen werden, da die Plagioklase oft stark alteriert sind und nur vereinzelte Messungen in besser erhaltenen Kristallen ermöglichten. Für diese Proben wurde daher mit einer fixen Plagioklas-Zusammensetzung die gesamte Streuung aller Amphibole berechnet. Als Temperaturen in Tab. 25 wurden neben der Durchschnittstemperatur, die Maximal- und Minimaltemperaturen

angegeben. Als Drücke wurden für Plagioklas-Amphibolite Ergebnisse der Al-in-Hornblende-Barometrie und für Granat-Amphibolite Daten nach der Methode von Kohn & Spear (1990) angesetzt.

Für die texturell equilibrierten granoblastischen Plagioklas- und Granat-Amphibolite der österreichischen Silvretta ergibt das Edenit-Tremolit-Thermometer für SiO₂-gesättigte Paragenesen fast in allen Proben deutlich (ca. 40-90°C) höhere Temperaturen als das Edenit-Richterit-Thermometer. Die Differenz scheint dabei vom Anorthit-Gehalt der Plagioklasse abhängig zu sein und nimmt mit steigendem X_{An} ab.

Tabelle 25 Zusammenfassung der Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994). Der Druck wurde aus den Al-in-Hornblende-Barometern abgeleitet. Die Temperaturen sind als Mittelwerte / Variation Minimal- bis Maximalwert angegeben. Dazu wurden die in der Kommentarspalte angegebenen Amphibol- und Plagioklas-Analysen verwendet. Ed-Tr-T = Edenit-Tremolit-Thermometer, Ed-Ri-T = Edenit-Richterit-Thermometer.

Probe	Druck [kbar]	Ed-Tr-T [°C]	Ed-Ri-T [°C]	Kommentar
ÖV.XVII.6	8	735 / 701 - 773	688 / 657 - 731	An ₃₅ , Streuung Amphibol
ÖV.XVII.9	9	731 / 620 - 756	677 / 652 - 751	An ₄₀ , Amphibol 1
ÖV.F1P	9	623 / 518 - 704	536 / 432 - 649	Amp-Plg-Paare 5, 4, 3, 2 Kontaktpaare
ÖM.2.4f	10	622 / 602 - 658	562 / 526 - 650	Amphibol 3 + Plagioklas 3 Kontaktpaare
ÖS.7.5a	10	670 / 631 - 706	591 / 563 - 633	durchschnittl. Plg mit An ₁₅ Amphibol 8 + x
ÖS.9.1m	9	632 / 524 - 688 648 / 535 - 708 616 / 512 - 668	590 / 547 - 631 623 / 584 - 664 546 / 501 - 588	durch. Plg mit An ₃₅ , Amp 2 An ₄₃ , An-Max., Amp 2 An ₂₅ , An-Min., Amp 2
ÖS.Go 3 G.	8	706 / 660 - 731	635 / 567 - 678	Amp 2 / 3 + Plg 3
ÖS.Go 3 A.	8	632 / 552 - 682	534 / 450 - 594	Amp + Plg 5 / 6
ÖV.0.1a	6	649 / 604 - 665 594 / 546 - 631	558 / 528 - 679 502 / 489 - 521	Amp 6 + 7 mit Plg* 6 An ₄₃ Amp + Plg 5 aus Gneis
ÖRK.2 Sy.	6	603 / 521 - 654 540 / 477 - 637	535 / 515 - 569 542 / 530 - 559	Symp-Amp + -Plg 4 Symp-Amp + -Plg 7
ÖRK.2 Grt	6	691 / 679 - 711	655 / 644 - 678	Amp 3 + Plg 3 Grt-Pseud.
ÖRK.26	6	762 / 715 - 803 741 / 700 - 776 701 / 688 / 673	793 / 760 - 838 768 / 733 - 811 751 / 721 / 680	Amp 1 + Plg An ₃₃ Amp 1 + Plg An ₃₉ Amp 2 + An ₃₉ / An ₃₃ / An ₂₅
SP.8a	10	706 / 685 - 762	634 / 587 - 716	Kontaktpaare
SP.8b	10	615 / 532 - 713	642 / 623 - 657	Amphibol 1b-Kontaktpaare Amp berechnet auf 13 Kat.
SP.11	10	651 653 / 601 - 741 557 / 539 - 582	647 634 / 535 - 714 463 / 442 - 491	Amphibol 2 + Plagioklas 2 Amphibol 4 + Plagioklas 4 Amphibol + Plagioklas 11
SP.12	10	604 / 602 - 606 711 / 669 - 741 649 / 586 - 681	612 / 599 - 621 652 / 578 - 690 567 / 502 - 627	Amphibol 1 + Plagioklas 1 Amphibol 3 + Plagioklas 3 Amphibol 5 + Plagioklas 5
SVS.2a	9	696 / 659 - 733	634 / 614 - 654	Amphibol 4 + Plagioklas 4
SP.1	9	680 / 635 - 715 643 / 608 - 673	690 / 625 - 732 602 / 538 - 643	Symp-Amp + Plg An ₃₅ Symp-Amp + Plg An ₁₇

Obwohl auch in den Hornblende-reichen Amphiboliten ÖV.XVII.6 und ÖV.XVII.9 vereinzelt Quarz als Gemengteil nestartig auftritt ist, erscheint seine Anwesenheit bei der lokalen Gleichgewichtseinstellung fraglich, weshalb den Werten des Quarz-freien Edenit-Richterit-Thermometers ein höheres Gewicht gegeben wird. Andere Amphibolite, wie z. B. ÖS.7.5a und insbesondere der Hornblende-Gneis ÖS.Go 3 weisen dagegen höhere Quarz-Gehalte auf, zeigen aber ähnliche Diskrepanzen zwischen den beiden Thermometer-Kalibrationen wie die Quarz-armen Gesteine.

Die beiden Proben aus der zentralen Verwallgruppe (ÖV.XVII.6/9) führen auch beim Edenit-Richterit-Thermometer zu Temperaturen von 688° bzw. 677°C der oberen Amphibolitfazies, die Minimaltemperaturen erreichen in beiden Proben ca. 650°C. Der metasedimentäre Grt-Amp-Bt-Gneis ÖV.0.1a mit Amphibolitlage aus dem Verwall ergibt deutlich niedrigere Temperaturen. Die Magnesio-Hornblende aus dem Amphibolit ÖV.0.1a resultiert zusammen mit eingeschlossenem Plagioklas (An_{43}) in durchschnittlich 558°C bzw. 649°C (Ed-Ri- und Ed-Tr-Thermometer). Die Proben aus der Silvretta-Gruppe s. str. (ÖS.7.5a, ÖS.9.1m und ÖS.Go 3) liefern mit 590-635°C deutlich niedrigere Durchschnittstemperaturen des Ed-Ri-Thermometers. Das Ed-Tr-Thermometer ergibt 630-670°C für die Amphibolite und 706°C für den Hornblende-Gneis. Die Variation der Temperaturen ist insbesondere für das Ed-Tr-Thermometer hoch (ca. 170°C für ÖS.9.1m) und kann zumindest teilweise durch das Auftreten verschiedener Generationen von Amphibol und Plagioklas und damit unterschiedlicher Reequilibrationsstadien auf dem retrograden P-T-Pfad erklärt werden.

Die an den beiden symplektitischen Granat-Amphiboliten ÖV.F1P und ÖM.2.4f gemessenen Kontaktpaare resultieren in durchschnittlich 530-560°C (Ed-Ri) bzw. 620°C (Ed-Tr). Beide Thermometer weisen eine starke Streuung (bis > 200°C für ÖV.F1P) auf, die durch unterschiedliche Blastese-Zeitpunkte der Symplektite auf dem P-T-Pfad erklärt werden können.

Symplektite ergeben allgemein niedrigere Temperaturen, als die durch Sammelkristallisation entstandenen granoblastischen Plagioklas- und Granat-Amphibolite. Auch der aus dem Eklogit des Rauhen Kopfes bei Ischgl entstandene symplektitische Granat-Amphibolit ÖRK.2 weist niedrige Gleichgewichtstemperaturen auf, die zwischen 530-540°C (Ed-Ri) und 540-600°C (Ed-Tr) schwanken. Das Fehlen von Quarz schränkt den Temperaturbereich auf 530-540°C ein, die aus dem Ed-Ri-Thermometer abgeleiteten Temperaturen weisen zudem eine deutliche geringere Variation auf. Die Anorthit-reichen Plagioklas-Amphibol-Pseudomorphosen ergeben wie zu erwarten deutlich höhere Temperaturen der oberen Amphibolitfazies (655°C, Ed-Ri, 691°C Ed-Tr).

Die höchsten Temperaturen wurden an Probe ÖRK.26, der SiO₂-reichen Zwischenlage im Eklogit des Rauhen Kopfes gewonnen. Erstmals liegt die Ed-Ri-Temperatur mit durchschnittlich 680-793°C oberhalb der Ed-Tr-Temperatur mit 673-762°C. Beide Temperaturbereiche kommen in der oberen Amphibolitfazies bis unteren Granulitfazies zu liegen. Das Auftreten von Korund, der durch eine Plagioklas-Barriere gegen den benachbarten Quarz abgeschottet wird, deutet wie die zahlreichen Symplektite auf Ungleichgewichte und lokale Gleichgewichtseinstellungen hin. Die hohen Temperaturen resultieren aus den hohen Na-Gehalten der Amphibole, die deutlich über denen der granoblastischen Amphibolite der österreichischen Proben liegen.

Die Proben aus dem Val Puntota und Val Sarsura (Schweiz) ergeben wiederum ein Temperaturbereich der mittleren bis oberen Amphibolitfazies (630 - 650°C Ed-Ri, 600 - 700°C Ed-Tr). Im Gegensatz zu den österreichischen Proben stimmen beide Thermometer oft nahezu überein oder das Ed-Ri-Thermometer liefert sogar höhere Werte, obwohl die verwendeten Plagioklase eher niedrige X_{An} aufweisen. Der Na-Gehalt der Amphibole ist insgesamt höher als derjenige der Amphibole aus den österreichischen Amphibolit-Proben.

Nur Probe SP.8a weist deutliche Volumenanteile Quarz auf, trotzdem ist in den Kontaktpaaren dieser Probe die Abweichung zwischen beiden Thermometern am größten und auch

die Streuung der Ergebnisse spricht trotz des besten textuellen Gleichgewichtsgefüges für eine Abfolge unterschiedlicher P-T-Stadien.

Der feinkörnige, noch nicht durch Sammelkristallisation vergrößerte Symplektit aus SP.1 ergibt ebenfalls Temperaturen zwischen 600 und 700°C.

Die Temperaturen der beiden Thermometer lassen sich durch Veränderung des angenommenen Bildungsdruckes aneinander anpassen. Die an verschiedenen Granat-Amphiboliten durchgeführten Berechnungen ergaben oft eine bessere Übereinstimmung im Druckbereich 16 - 20 kbar, der allerdings bereits in der Eklogitfazies liegt.

Insgesamt erreicht die Temperaturen Bedingungen der mittleren und oberen Amphibolitfazies, vereinzelt sogar granulitfazielle Bedingungen. Die breite Fächerung wird neben Problemen der korrekten Auswahl der Gleichgewichtspartner auf die Reequilibration auf dem retrograden Ast des P-T-Pfades zurückgeführt.

Ergebnisse der Granat-Amphibol-Thermometrie nach Graham & Powell (1984)

Bei der Auswahl der Granatanalysen sollten Profile durch die Granate angefertigt werden, um die Zusammensetzung der Granat-Ränder zu ermitteln. Durch die retrograde Resorption der Granate treten oft nur reliktsche Reste auf, die Mg-arme ehemalige Kernzusammensetzungen repräsentieren können und nicht mit den Amphibolen im Gleichgewicht standen.

Im granoblastischen Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 besitzen die Granat-Ränder die Mg-reichste Zusammensetzung und ergeben bei er Thermometrie die höchsten Temperaturen (Tab. 26). Mit der Gesamtvariation der Hornblenden wurde der Streubereich der Granat-Amphibol-Temperaturen berechnet. Es resultieren unter Vernachlässigung von Ausreißeranalysen mit hohen $Fe^{3+}/^{2+}$ -Verhältnissen durchschnittlich 596°C, für etwas Mg-ärmere Granat-Zusammensetzungen 569°C. Für den Mg-armen Kern des Granats resultieren dagegen lediglich 467°C. Die Mehrzahl der Amphibol-Analysen ergibt mit dem Mg-reichsten Granat-Rand einen engen Streubereich von 590-620°C. Diese Temperatur liegt im Bereich der klassischen Thermometrie nach Spear (1980) und damit deutlich niedriger als die Temperaturen der Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994) mit 677°C.

Tabelle 26 Zusammenfassung der Granat-Amphibol-Thermometrie nach Graham & Powell (1984). Der erste Temperatur-Wert stellt jeweils den Durchschnitt aller Bestimmungen dar, das zweite Wertepaar die Gesamtvariation, das dritte den Bereich, in dem sich die Hauptmasse der Bestimmungen konzentrieren, falls dieser von der Gesamtvariation deutlich abweicht.

Probe	Temperatur [°C]	Kommentar
ÖV.XVII.9	596 / 512 - 680 / 590 - 620	Durchschnitt / Gesamtvariation / Hauptvariation; Grt Mg-Max. + Amp-Gesamt
ÖV.F1P	511 / 435 - 571	Durchschnitt / Gesamtvariation; Amp aus Amp-Plg-Paaren, Grt-Ränder mit Mg-Max.
ÖS.7.5a	521 / 467 - 667 / 480 - 550	Durchschnitt / Gesamtvariation / Hauptvariation; Grt Mg-Max. + Amp-Gesamt
ÖM.2.4f	499 / 460 - 530	Durchschnitt / Hauptvariation; Grt intermediär
	631 / 617 - 655	Durchschnitt / Variation, Grt Mg-Max. Rand, Amp 3 13 Kat., Kontaktpaare
SP.8a	640 / 610 - 694	Kontaktpaare, Durchschnitt / Gesamtvariation
SP.8b	547 / 505- 579	Amp 2 13 Kat.
	691 / 609 - 740	Amp 2 15 Kat. (Ca)
	611 / 564 - 680	Amp 4 15 Kat. (Ca)
SP.12	536 / 513 - 558	Amp 2 13 Kat.
	681 / 621 - 718	Amp 2 15 Kat. (Ca)
SVS.2a	510 -535	Amp 4 13 Kat.
	628 - 651	Amp 4 15 Kat. (Ca)

In Tab. 26 sind die Ergebnisse der Granat-Amphibol-Thermometrie nach Graham & Powell (1984) zusammenfassend dargestellt. Wenn möglich, wurden Kontaktpaare gemessen, in den Proben ÖV.XVII.9, ÖV.F1P, ÖS.7.5a und SVS.2a wurde die gesamte Bandbreite eines gemessenen Amphibolkristalls mit der zumeist Mg-reichsten Randanalyse eines benachbarten Granatkristalls kombiniert.

Die Probe ÖS.7.5a aus der Silvretta-Gruppe s. str. ergibt mit durchschnittlich 521°C in Verbindung mit der Mg-reichsten Randanalyse des Granats und einer hauptsächlichlichen Variation im Temperaturbereich 480-550°C ebenfalls Werte, die weit unter den Ergebnissen der Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994) liegen, sich aber mit den Ergebnissen nach Spear (1980) und Plyusnina (1982) decken.

Die beiden symplektitischen Granat-Amphibolite weisen deutliche Unterschiede in ihren Temperaturen auf. Während ÖM.2.4f mit durchschnittlich 631°C und einer geringen Variation von 617-655°C im Bereich der Edenit-Tremolit-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994) und damit weit oberhalb der Temperaturen nach Spear (1980) und Plyusnina (1982) liegt, zeigt ÖV.F1P mit 511°C den genau entgegengesetzten Trend bzw. liegt im Bereich des Edenit-Richterit-Thermometers nach Holland & Blundy (1994).

Problematisch erwiesen sich die Granat-Amphibolite aus dem schweizer Anteil der Silvretta aufgrund ihrer Ca-Untersättigung und der mit einer Berechnung auf 13 Kationen häufig unrealistisch hohen $Fe^{3+/2+}$ -Verhältnisse im Amphibol. Nur Amphibol aus SP.8a ergibt mit dieser Berechnungsart sinnvolle $Fe^{3+/2+}$ -Verhältnisse, die Temperaturen sind mit 640°C hoch, bleiben aber im Rahmen der Edenit-Richterit-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994). Die Streuung der der Kontaktpaare ist gering (610-694°C).

Alle anderen Proben der schweizer Silvretta wurden jeweils für Amphibol-Strukturformeln gerechnet, die 13 Kationen als auch 15 Kationen (inkl. Ca, exkl. Na) als Basis hatten. Die beiden Temperaturen bzw. Temperaturbereiche stellen Grenzwerte möglicher Temperaturen durch Minimierung bzw. Maximierung des Fe^{2+} dar. Graham & Powell (1984) empfehlen eine Berechnung der Amphibole mit $Fe^{tot} = Fe^{2+}$.

Ergebnisse der Granat-Amphibol-Plagioklas-Quarz Barometrie nach Kohn & Spear (1990)

Die Mineralchemie von Granat, Amphibol und Plagioklas verschiedener Granat-Amphibolit-Typen aus allen Teilen der Silvrettadecke wurde gemessen, um Drücke für das Granat-Amphibolit-Stadium abzuleiten. Aus dem Verwall wurden der symplektitische Granat-Amphibolit ÖV.F1P und der granoblastische Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 untersucht. Aus dem Montafon stammt der symplektitische Granat-Amphibolit ÖM.2.4f. Die Probe ÖS.7.5a entstammt der Silvretta-Gruppe s. str., die Proben SVS.2a sowie SP.8a/b und SP.12 der südlichen Silvrettadecke (Val Sarsura, Val Puntota). Die ermittelten Temperaturen wurden z. T. aus Randanalysen der Granate in Kombination mit Randanalysen der Plagioklase und Amphibole gewonnen, teilweise wurden auch Kontaktdrillinge gemessen. Die für die Druckberechnung angenommenen Temperaturen wurden aus der Hornblende-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Blundy (1994) abgeleitet, zum Vergleich wurden auch Hornblende-Plagioklas-Temperaturen nach Blundy & Holland (1990) und Granat-Hornblende-Temperaturen nach Graham & Powell (1984) ermittelt.

In Probe ÖS.7.5a sind die Amphibol-Analysen relativ homogen, der An-reichste Plagioklas wurde als syngenetisch mit Amphibol und den Granaträndern angenommen.

Der symplektitische Granat-Amphibolit ÖM.2.4f liefert für beide Kalibrationen eine weite Streuung je nach verwendeter Plagioklas-Analyse. Der Amphibol ist relativ homogen, Granat weist dagegen variable Randzusammensetzungen auf, in Tab. 27 sind die Ergebnisse mit einer Pyrop-reichen Analyse aufgeführt. Die Verwendung Pyrop-ärmerer Zusammensetzungen führt zu etwas niedrigeren Drücken. Die An-reichsten Plagioklase ergeben jeweils die niedrigsten Drücke.

Tabelle 27 Zusammenfassung der Barometrie an den Granat-Amphiboliten nach Kohn & Spear (1990). Die Drücke für die Mg- und die Fe-Kalibration wurden für die jeweils unter T angegebenen Temperaturen berechnet. Dazu wurden die in der Kommentar-Spalte aufgeführten Analysen verwendet.

Probe	T [°C]	Druck [kbar]		Kommentar
		Mg-Kalibration	Fe-Kalibration	
ÖS.7.5a	670 / 600 / 500	10.39 / 10.05 / 9.57	10.71 / 9.96 / 8.90	Ø aller Hbl, An ₂₀ in Plg
ÖV.XVII.9	700 / 650 / 600	6.31-9.61 / 6.29-9.43 / 6.26-9.25	7.34-8.76 / 7.01-8.35 / 6.68-7.94	An ₄₀ , Granat 10913/4,17,18, Pyrop-arm bis -reich, Amphibol Si-Max. und -Min.
ÖM.2.4f	650 / 600	8.33 -12.94 / 8.22 - 12.58	6.73 -10.99 / 6.43 -10.46	An ₁₂ , An ₂₃ , An ₃₆ , Py-reicher und -ärmerer Grt-Rand, durchschnittl. Amph.
SP.8a	700 / 650 / 510	10.15-13.21 / 9.69-12.47 / 9.44-11.93	9.25 - 12.32 / 8.41 - 11.13 / 7.85-10.29	Kontaktdrillinge
SP.8b	650 / 550	9.80 - 10.85 / 9.40 - 10.33	9.60 - 10.16 / 7.47 - 9.18	Kontaktpaare Amp-Plg mit Grt-Rand
SP.12	650 / 600	10.13-12.20 / 10.65-11.57	9.00-10.82 / 9.99-10.84	Amp-Plg 3 + 5 mit Grt-Rand 2a Amp-Plg 1 + Grt-Rand 4

Ergebnisse TWEEQU-Berechnungen an Amphiboliten der Silvrettadecke

Zur Quantifizierung der retrograden Druck-Temperatur-Geschichte wurde eine Auswahl der symplektitischen und granoblastischen Granat-Amphibolite aus dem österreichischen und schweizer Teil der Silvrettadecke getroffen. An ihnen wurde vergleichend mit den Methoden der klassischen Thermobarometrie, Multigleichgewichtsberechnungen mit dem Programm TWEEQU (Version TWQ 2.02b) und dem Datensatz sowie Mischungsmodell für Amphibole nach Mäder & Berman (1992) durchgeführt.

Als Komponenten wurden neben den sechs Amphibol-Endgliedern (s. o.) stets die beiden Granat-Komponenten Almandin und Pyrop eingesetzt. Durch schrittweise Hinzunahme von Grossular, Anorthit, Albit, Quarz, Rutil und Ilmenit erhöht sich zwar die Zahl der berechenbaren Gleichgewichte stark, allerdings ist in den meisten Fällen kein eindeutiger Schnittpunkt mehr erkennbar.

Als Thermometer eignen sich die drei Fe-Mg-Austauschreaktionen zwischen den Amphibol-Komponenten Tremolit, Tschermakit, Pargasit und ihren jeweiligen Fe-Äquivalenten, sowie den Granat-Komponenten Almandin und Pyrop. Aufgrund der ungenügenden Datenbasis, speziell für Fe-Amphibol-Endglieder, sind die Temperaturen aber eher als Abschätzung geeignet. Die Ergebnisse sind in Tab. 28 zusammengefaßt.

Die Amphibol-internen Gleichgewichte sind aufgrund der ungenauen Aktivitätsabschätzung und der Datenbasis ebenfalls fragwürdig. Sie ergeben drucksensitive Gleichgewichte, die für den Kontaktdrilling 3a (Messung vom unmittelbaren Kornkontakt Granat-Amphibol-Plagioklas) aus SP.8a (sp8a1.cmp) einen eigenen Schnittpunkt bei ca. 580°C / 2.8 kbar besitzen und die Amphibol-Granat-Gleichgewichte bei P-T-Bedingungen von ca. 700°C und ca. 3 kbar (Abb. 171A) schneiden.

Die besten Ergebnisse werden durch die Hinzunahme des Anorthits sowie der Grossular-Komponente des Granats erzielt. Die drucksensitiven Reaktionen ergeben für sp8a1.cmp einen relativ gut definierten Schnittpunkt mit den Thermometer-Gleichgewichten bei 12.0-12.6 kbar / 723-742°C (ermittelt mit dem Programm intersx.exe aus TWQ 2.02b). In Abb. 171B wurden die drucksensitiven Amphibol-internen Gleichgewichte aus Abb. 171A weggelassen. Als Barometer-Gleichgewichte sind auch die beiden von Kohn & Spear (1990) kalibrierten Gleichgewichte (Nr.1 und 10 der Reaktionsliste) enthalten. Aufgrund der besseren Datenlage, ist die Aussagekraft der Reaktionen der Mg-Endglieder höher zu bewerten. Die Differenz der beiden Gleichgewichte beträgt bei 730°C nur 0.7 kbar. Die Ergebnisse der TWQ-Barometrie stimmen mit denen der Kohn & Spear-Kalibrationen überein. Ein weiterer

Kontaktdrilling (sp8a2.cmp, 3b) ergibt etwas niedrige Drücke von ca. 9-11 kbar bei ebenfalls 700°C.

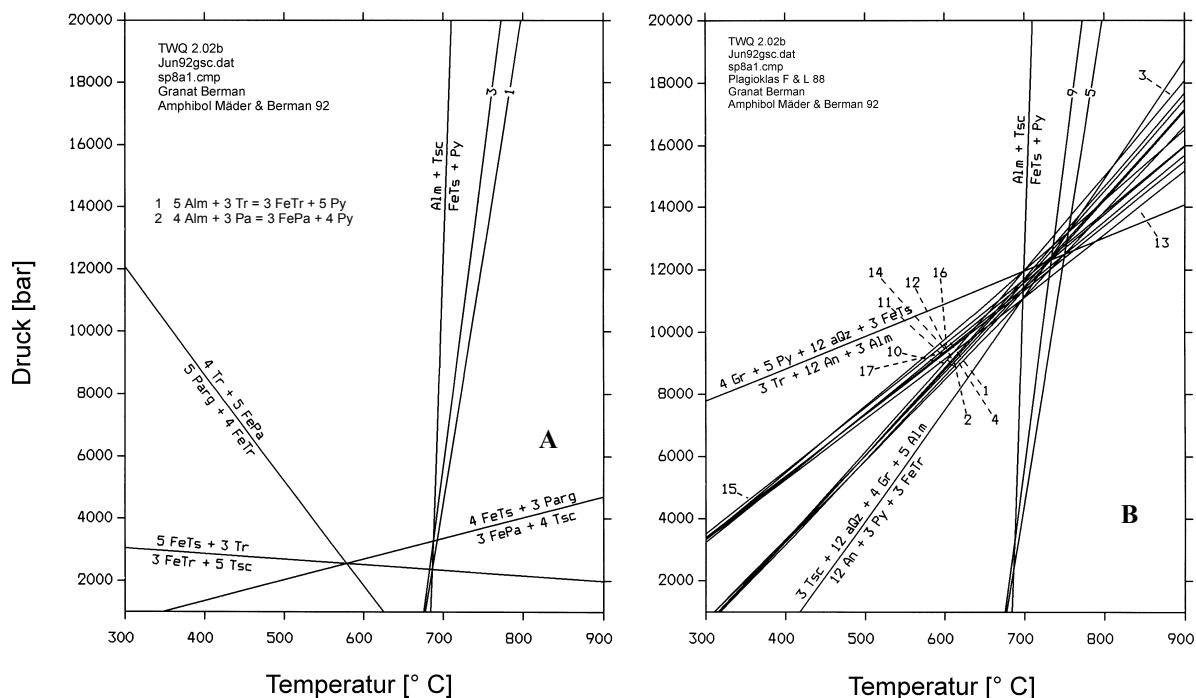


Abbildung 171 TWEEQU-Berechnungen an den Granat-Amphiboliten der Silvrettedecke.
A Ausschließlich Amphibol- und Granat-Komponenten beinhaltende Gleichgewichte.
B Komponenten aus Amphibol und Granat (inkl. Grossular) zusammen mit Anorthit und Quarz; ohne Amphibol-interne Gleichgewichte.

Reaktionsliste Abb. 171B sp8a1.cmp

Alm, Py, Grs, An, Qz, Tr, FeTr, Ts, FeTs, Pa, FePa

- | | |
|---|--|
| 1): 4 Grs + 2 Py + 12 aQz + 3 Tsc = 3 Tr + 12 An | 11): 9 FePa + 12 Tsc + 48 aQz + 16 Grs + 8 Alm = 48 An + 12 FeTr + 9 Parg |
| 2): 10 Alm + 20 Grs + 60 aQz + 15 Tsc = 6 FeTr + 9 Tr + 60 An | 12): 15 Parg + 12 FeTs + 48 aQz + 16 Grs + 8 Alm = 48 An + 12 Tr + 15 FPa |
| 3): 2 Alm + 4 Grs + 12 aQz + 5 Tsc = 2 FeTs + 3 Tr + 12 An | 13): 4 Grs + 2 Py + 12 aQz + 5 FeTs = 2 Tsc + 3 FeTr + 12 An |
| 4): 3 Parg + 6 Tsc + 24 aQz + 8 Grs + 4 Alm = 24 An + 6 Tr + 3 FePa | 14): 20 Grs + 10 Py + 60 aQz + 15 FeTs = 9 FeTr + 6 Tr + 60 An |
| 5): 3 Tr + 5 Alm = 5 Py + 3 FeTr | 15): 15 FePa + 12 Tsc + 48 aQz + 8 Py + 16 Grs = 48 An + 12 FeTr + 15 Parg |
| 6): 3 Tsc + 12 aQz + 4 Grs + 5 Alm = 12 An + 3 Py + 3 FeTr | 16): 16 Grs + 8 Py + 48 aQz + 12 FeTs + 9 Parg = 9 FePa + 12 Tr + 48 An |
| 7): Alm + Tsc = FeTs + Py | 17): 3 FePa + 6 FeTs + 24 aQz + 4 Py + 8 Grs = 24 An + 6 FeTr + 3 Parg |
| 8): 4 Grs + 5 Py + 12 aQz + 3 FeTs = 3 Tr + 12 An + 3 Alm | |
| 9): 3 Parg + 4 Alm = 4 Py + 3 FePa | |
| 10): 3 FeTs + 12 aQz + 4 Grs + 2 Alm = 12 An + 3 FeTr | |

Durch die Hinzunahme des Ti in das chemische System, wird die Berechnung von weiteren Gleichgewichten mit Rutil und Ilmenit möglich (Abb. 172A). Diese bestätigen den zuvor bestimmten P-T-Bereich um 12 kbar und 730°C. Fraglich bleibt allerdings die Stabilität des Rutils. Dieser ist zwar Teil der Mineralvergesellschaftung, wird aber durch Ilmenit verdrängt bzw. ummantelt. Für Rutil wurde $a_{Rt} = 1$ und für Ilmenit $X_{Ilm} = a_{Ilm}$ (0.97 Fe p.f.u.) gesetzt. Die Hinzunahme des Albit führt zu stark streuenden Ergebnissen, unabhängig von der Verwendung von Hoch-Albit oder Albit aus dem Datensatz. Die Temperaturen werden durch die Granat-Amphibol-Thermometer zwar weiterhin relativ gut eingegrenzt, bei den Drücken treten dagegen zumindest zwei Schwerpunkte der Schnittpunkte auf. Im Falle von sp8a1.cmp werden durch die Gleichgewichte mit Albit der zuvor mittels der Amphibol-internen Gleichgewichte ermittelte P-T-Bereich von ca. 3 kbar und 700°C bestätigt (Abb. 172B). Für einen weiteren Kontaktdrilling (sp8a2.cmp) ergibt sich dagegen eine noch stärkere Streuung.

Die Aussagekraft der Gleichgewichte mit Albit ist mit den thermodynamischen Daten der Na-Amphibole, in diesem Fall des Pargasits und Fe-Pargasits, sowie dessen Kationenplatz-Belegung, verknüpft. Aufgrund des vorläufigen Charakters der Pargasit- / Fe-Pargasit-Daten sowie der Unsicherheit der Zuordnung des Na zu den Kationenpositionen, werden diese als sehr unsicher eingestuft.

Weitere Kontaktdrillinge ergeben 14.5-15.1 kbar / 707-732°C (sp8a3.cmp), 12.2-12.8 kbar / 775-793°C (sp8a4.cmp) und 12.6-13.2 kbar / 666-682°C (sp8a5.cmp). Die deutliche Variation der Druck-Temperatur-Ergebnisse ist allein auf die starke Variation der Granat-Analysen zurückzuführen. Neben Randzusammensetzungen wurden in den Kontaktdrillungen auch nicht reequilibrierte Granat-Kernzusammensetzungen gemessen, deren niedrige Mg- und hohe Ca-Gehalte zu relativ niedrigen Temperaturen und hohen Drücken führen. Die Plagioklase besitzen relativ konstante Anorthit-Gehalte (An_{16-19}), nur sp8a2.cmp fällt mit An_{28} heraus und führt bei den Berechnungen zu relativ niedrigeren Drücken.

Aus dem Bereich der schweizer Silvretta wurden weitere Druck-Temperatur-Bereiche symplektitischer Granat-Amphibolite unter Verwendung von Anorthit- und Grossular-Komponente berechnet. Die Angabe des Streuung des P-T-Bereichs bezieht sich jeweils auf die Ergebnisse des Programms "intersx.exe" aus TWQ 2.02b. Gleichgewichte mit einer Abweichung von $> 1.5 \sigma$ vom Schnittpunkts werden nicht in die Berechnung einbezogen. Das Thermometer, das die niedrigsten Temperaturen liefert, ist das Gleichgewicht Almandin + Tschermakit \leftrightarrow Pyrop + Fe-Tschermakit, es liegt oft noch 30 - 50°C unterhalb des angegebenen Temperaturbereichs. Aus dem Val Puntota ergibt die Probe SP.8b 14.7-15.6 kbar / 673-693°C (sp8b5.cmp) und 9.14-9.25 kbar / 658-661°C (sp8b4.cmp), die Probe SP.12 14.0-15.1 kbar / 664-690°C (sp12a5.cmp), 7.96-8.80 kbar / 599-621°C (sp12a3.cmp) und 10.8-11.6 kbar / 591-610°C (sp12a1.cmp). Für SVS.2a ergeben sich 12.6-13.3 kbar / 759-782°C (svs2a4a.cmp) bzw. 12.4-13.5 kbar / 734-760°C (svs2a4b.cmp).

Für die symplektitischen Granat-Amphibolite aus dem Montafon (ÖM.2.4f) und dem Verwall (ÖV.F1P) lassen sich ähnliche P-T-Bereiche berechnen. Für ÖM.2.4f ergeben sich unter Berücksichtigung des Mg-reichsten Granat-Randes (om24f3a.cmp) 11.0-12.8 kbar / 719-765°C bzw. für einen etwas Mg-ärmeren Granat-Rand und einer anderen Amphibol-Analyse (om24f3b.cmp) 9.60-10.8 kbar / 636-666°C. Die Probe ÖV.F1P liefert für verschiedene mikrotextuell abgrenzbare Bereiche etwas variierende Werte. Für die Anorthit-reichsten Plagioklas-Analysen aus dem Bereich 3 zusammen mit Si-armem Amphibol und Mg-reichem Granat resultieren 11.8-12.3 kbar / 723-737°C (ovf1p3a.cmp). Für den ebenfalls Mg-reichen Granat-Rand 2 mit Anorthit-ärmerem Plagioklas und etwas Si-reicherem Amphibol wurden 11.5-12.4 kbar / 655-676°C (ovf1p2a.cmp) berechnet. Für den Bereich 4 wurden an Amphibol-Plagioklas-Kontaktpaaren zusammen mit einem Granat-Rand 9.9-10.9 kbar / 597-622°C und 6.5-7.6 kbar / 564-595°C (ovf1p4a/b.cmp) ermittelt. Während des erste Wertepaar auf die Kombination eines durchschnittlichen Anorthit-armen Plagioklases (An_{18}) mit einer Magnesio-Hornblende zurückgeht, erreicht der Anorthit-Gehalt in Paar 4b An_{25} .

Für die Probe des granoblastischen Granat-Amphibolits ÖV.XVII.9 aus der zentralen Verwallgruppe wurden für zwei unterschiedliche Granatzusammensetzungen Gleichgewichte berechnet. Für eine Pyrop-reiche Granat-Randzusammensetzung (xvii9a.cmp) ergibt sich mit Anorthit- und Grossular-Komponente und unter Vernachlässigung der Amphibol-internen Gleichgewichte ein Temperaturbereich von 649-656°C bei einem Druck von 8.60 bis 8.89 kbar (intersx-Daten). Für die Pyrop-ärmere Granat-Kernzusammensetzung xvii9b.cmp ergeben sich erheblich niedrigere P-T-Bedingungen von ca. 5 kbar bei 500°C. Für den Granat-Amphibolit ÖS.7.5a mit seinen reliktschen, textuell schlecht zuordnenbaren Mg-armen Granaten, resultieren für die Amphibol-Zusammensetzung os75a.cmp 8.86-9.26 kbar / 529-539°C und für os75b.cmp 8.56-8.94 kbar / 509-519°C.

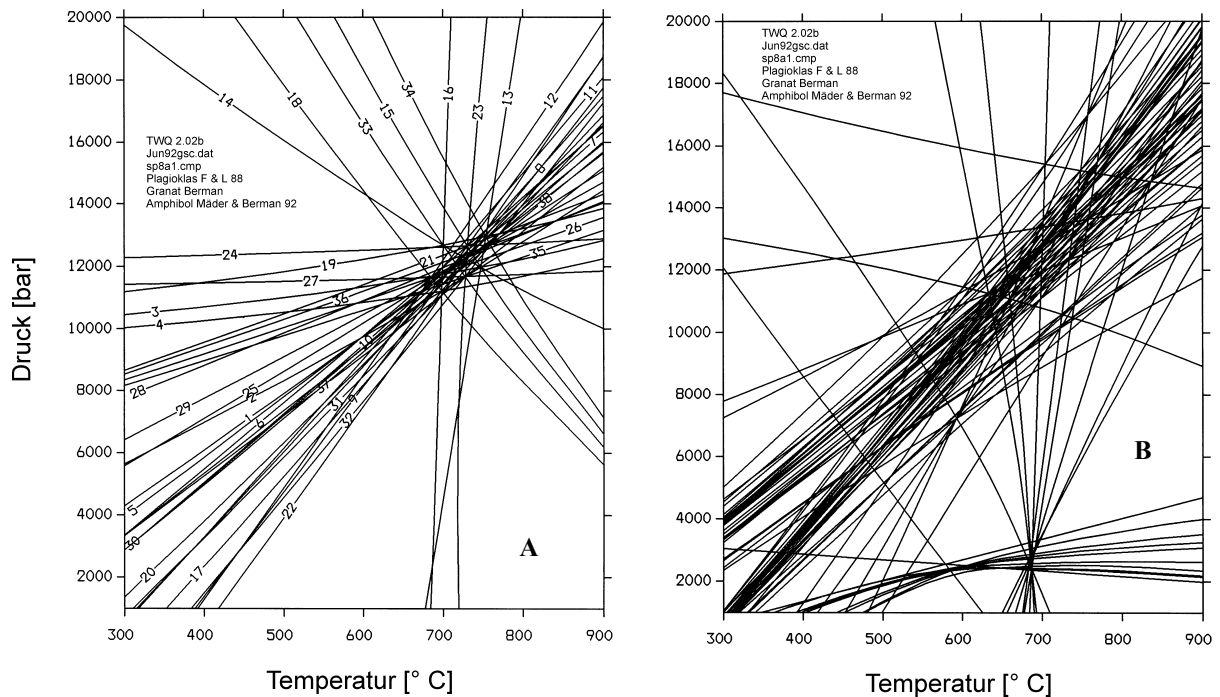


Abbildung 172 TWEEQU-Diagramme mit Amphibol- und Granat-Komponenten (inkl. Grossular) und Anorthit, Quarz, Rutil und Ilmenit (A) sowie Anorthit und Hoch-Albit. (B)

Reaktionsliste Abb. 172B sp8a2.cmp

Alm, Py, Grs, An, Qz, Rt, Ilm, Tr, FeTr, Ts, FeTS, Pa, FePa

- | | |
|--|--|
| <p>1): 2 Alm + Gr + 6 Rt = 3 aQz + 6 Ilm + 3 An
 2): 3 Tr + 24 Rt + 8 Alm = 24 Ilm + 2 Py + 24 aQz + 3 Tsc
 3): 10 Alm + 40 Rt + 3 Tr + 2 FeTr = 5 Tsc + 40 aQz + 40 Ilm
 4): 6 Alm + 24 Rt + 3 Tr + 2 FeTs = 5 Tsc + 24 aQz + 24 Ilm
 5): 3 Tsc + 24 Rt + 2 Py + 8 Gr + 8 Alm = 24 An + 24 Ilm + 3 Tr
 6): 3 Tsc + 12 aQz + 2 Py + 4 Gr = 12 An + 3 Tr
 7): 15 Tsc + 120 Rt + 40 Gr + 50 Alm = 120 An + 120 Ilm + 9 Tr + 6 FeTr
 8): 15 Tsc + 60 aQz + 20 Gr + 10 Alm = 60 An + 9 Tr + 6 FeTr
 9): 5 Tsc + 25 aQz + 10 Ilm + 5 Gr = 15 An + 10 Rt + 3 Tr + 2 FeTr
 10): 5 Tsc + 24 Rt + 8 Gr + 10 Alm = 24 An + 24 Ilm + 3 Tr + 2 FeTs
 11): 5 Tsc + 12 aQz + 4 Gr + 2 Alm = 12 An + 3 Tr + 2 FeTs
 12): 3 Gr + 6 Ilm + 15 aQz + 5 Tsc = 2 FeTs + 3 Tr + 6 Rt + 9 An
 13): 5 Alm + 3 Tr = 3 FeTr + 5 Py
 14): FeTr + 8 Rt + Py + Alm = 8 Ilm + 8 aQz + Tsc
 15): 10 Py + 40 Rt + 8 FeTr = 5 Tsc + 3 Tr + 40 aQz + 40 Ilm
 16): Alm + Tsc = FeTs + Py
 17): 11 Alm + 24 Rt + 3 Tr = 3 FeTs + 24 aQz + 5 Py + 24 Ilm
 18): 6 Py + 24 Rt + 3 Tr + 8 FeTs = 11 Tsc + 24 aQz + 24 Ilm
 19): 2 Alm + 8 Rt + FeTr = FeTs + 8 aQz + 8 Ilm</p> | <p>20): 13 Alm + 8 Gr + 24 Rt + 3 Tsc = 3 FeTr + 3 Py + 24 Ilm + 24 An
 21): 15 Tsc + 24 FeTr + 120 Rt + 50 Py + 40 Gr = 120 An + 120 Ilm + 39 Tr
 22): 5 Alm + 4 Gr + 12 aQz + 3 Tsc = 3 FeTr + 3 Py + 12 An
 23): 2 Tsc + 13 aQz + 10 Ilm + Gr = 3 An + 2 Py + 10 Rt + 2 FeTr
 24): 6 FeTr + 30 Rt + 10 Py + 5 Gr = 15 An + 30 Ilm + 15 aQz + 6 Tr
 25): 3 FeTs + 24 Rt + 5 Py + 8 Gr + 5 Alm = 24 An + 24 Ilm + 3 Tr
 26): 8 Gr + 10 Py + 24 Rt + 8 FeTs = 5 Tsc + 3 Tr + 24 Ilm + 24 An
 27): 2 FeTs + 6 Rt + 2 Py + Gr = 3 An + 6 Ilm + 3 aQz + 2 Tsc
 28): 3 FeTs + 12 aQz + 5 Py + 4 Gr = 3 Alm + 12 An + 3 Tr
 29): 11 Gr + 10 Py + 15 aQz + 18 Rt + 6 FeTs = 6 Tr + 18 Ilm + 33 An
 30): 3 FeTs + 24 Rt + 8 Gr + 10 Alm = 24 An + 24 Ilm + 3 FeTr
 31): 2 Alm + 4 Gr + 12 aQz + 3 FeTs = 3 FeTr + 12 An
 32): Gr + 2 Ilm + 5 aQz + FeTs = FeTr + 2 Rt + 3 An
 33): 2 Py + 8 Rt + FeTr + FeTs = 2 Tsc + 8 aQz + 8 Ilm
 34): 11 FeTr + 40 Rt + 10 Py = 40 Ilm + 40 aQz + 6 Tr + 5 FeTs
 35): 13 FeTs + 24 Rt + 10 Py + 8 Gr = 24 An + 24 Ilm + 3 FeTr + 10 Tsc
 36): 8 Gr + 10 Py + 24 Rt + 3 FeTr + 3 FeTs = 6 Tr + 24 Ilm + 24 An
 37): 4 Gr + 2 Py + 12 aQz + 5 FeTs = 2 Tsc + 3 FeTr + 12 An
 38): 20 Gr + 10 Py + 60 aQz + 15 FeTs = 9 FeTr + 6 Tr + 60 An</p> |
|--|--|

Der Datensatz von Mäder & Berman (1992) enthält leider keine Endglied-Kalibrationen für Edenit und Richterit, so daß eine Berechnung des Edenit-Richterit-Austauschgleichgewichts gemäß der Kalibration von Holland & Blundy (1994) nicht möglich ist. Die Berechnung aller möglichen Plagioklas-Amphibol-Gleichgewichte (inklusive Quarz aber ohne Granatkomponenten) ergibt für ÖV.XVII.9 615-627°C bei ca. 4,43 bis 4.91 kbar ("intersx"-Ergebnis). Die elf berechneten Gleichgewichte umfassen die drei Amphibol-internen Gleichgewichte sowie Reaktionen mit Pargasit, Fe-Pargasit und Albit, die aus oben genannten Gründen fraglich sind. Für andere Proben ergibt sich nur selten ein Schnittpunkt der Amphibol-internen Gleichgewichte mit den Albit-Pargasit-Gleichgewichten.

Tabelle 28 Zusammenfassung der Ergebnisse der TWEEQU-Multigleichgewichtsberechnungen an Granat-Amphiboliten der Silvrettadecke. Verwendete Komponenten: Almandin, Pyrop, Grossular, Tremolit, Fe-Tremolit, Tschermakit, Fe-Tschermakit, Pargasit, Fe-Pargasit, Anorthit und Quarz. Im Kommentar sind die Zusammensetzungs-Datei und die verwendeten Analysen angegeben.

Probe	Druck [kbar]	Temperatur [°C]	Kommentar
SP.8a	12.0 - 12.6	723 - 742	sp8a1.cmp, Kontaktdrilling 3a
	10.7 - 11.6	728 - 753	sp8a2.cmp, Kontaktdrilling 3b
	14.5 - 15.1	707 - 732	sp8a3.cmp, Kontaktdrilling 3c
	12.2 - 12.8	775 - 793	sp8a4.cmp, Kontaktdrilling 3d
	12.6 - 13.2	666 - 682	sp8a5.cmp, Kontaktdrilling 3e
SP.8b	9.14 - 9.25	658 - 661	sp8b4.cmp, Amp + Plg 4 + Grt-Rand
	14.7 - 15.6	673 - 693	sp8b5.cmp, Amp + Plg 5 + Grt-Rand
SP.12	10.8 - 11.6	591 - 610	sp12a1.cmp, Amp + Plg 1 + Grt-Rand 4
	7.96 - 8.80	599 - 621	sp12a3.cmp, Amp + Plg 3 + Grt-Rand 2a
	14.0 - 15.1	664 - 690	sp12a5.cmp, Amp + Plg 5 + Grt-Rand 2a
SVS.2a	12.6 - 13.3	759 - 782	svs2a4a.cmp, Grt + Amp + Plg 4a
	12.4 - 13.5	734 - 760	svs2a4b.cmp, Grt + Amp + Plg 4b
ÖV.XVII.9	8.60 - 8.89	649 - 656	xvii9a.cmp, Grt-Rand, Mg-reich, An ₄₀
	4.74 - 5.28	511 - 514	xvii9b.cmp, Grt-Kern, Mg-arm, An ₄₀
ÖS.7.5a	8.86 - 9.26	529 - 539	os75a.cmp,
	8.56 - 8.94	509 - 519	os75b.cmp,
ÖV.F1P	11.5 - 12.4	655 - 676	ovflp2a.cmp, Amp + Plg 2, Grt-Rand
	11.8 - 12.3	723 - 737	ovflp3a.cmp, Amp + Plg 3, Grt, Mg-reich
	9.9 - 10.9	597 - 622	ovflp4a.cmp, Amp + Plg 4a, Grt-Rand
	6.5 - 7.6	564 - 595	ovflp4b.cmp, Amp + Plg 4b, Grt-Rand
ÖM.2.4f	11.0 - 12.8	719 - 765	om24f3a.cmp, Grt-Rand, Mg-reich, Amp 3
	9.60 - 10.8	636 - 666	om24f3b.cmp, Grt-Rand, Mg interm., Am3

6.5 Thermobarometrie an Metasedimenten

Granat-Biotit-Thermometrie

Zuerst sollen die Temperaturbedingungen der Metasedimente untersucht werden. Dazu wurden Granat-Biotit-Austauschthermometer berechnet und mit PTAX-Berechnungen des Gleichgewichts $\text{Almandin} + \text{Phlogopit} \Leftrightarrow \text{Pyrop} + \text{Annit}$ (Granat-Mischungsmodell nach Massonne und einfaches Aktivitätsmodell für Biotit, vgl. S. 204) verglichen.

In Tab. 29 wurden jeweils die Mg-reichen Granat-Randzusammensetzungen mit den zumeist relativ homogenen Biotiten der Matrix korreliert. Daneben wurden z. T. Temperaturen für die Mg-ärmeren Granat-Kerne (niedrig temperierte Werte aus ÖV.0.1a und ÖV.Ma 3), aber auch Temperaturen für textuell abweichende Granat-Generationen, wie z. B. die Atollgranate aus ÖV.VI.3, berechnet. Die verwendeten Drücke orientieren sich an Ergebnissen der Multi-gleichgewichtsberechnungen oder phasenpetrologischen Betrachtungen.

Für den "Biotit-Fleckengneis" ÖM.4.3a konnte keine Granat-Zonierung ermittelt werden. Deshalb wurde mit dem Mg-Maximum und -Minimum des Granats ein Temperaturbereich abgegrenzt. Das Temperatur-Maximum erreicht laut PTAX 620°C, was durch die klassischen Granat-Biotit-Thermometer mit 573-621°C relativ gut bestätigt wird. Nur die Ferry & Spear (1978) Kalibration mit 559°C ergibt einen deutlich niedrigeren Wert, während der Wert nach Hoinkes (1986) mit 671°C deutlich zu höheren Temperaturen abweicht. Bei der Verwendung der Ca- und Mn-reichsten Granat-Analyse sinken die Temperaturen dagegen auf 548°C laut PTAX und 460-500°C nach den anderen Kalibrationen ab. Während die Hoinkes-Kalibration diesmal im Rahmen anderer Kalibrationen liegt, weicht der Ferry & Spear-Wert mit 384°C stark nach unten ab.

Am Sillimanit-führenden Gneis ÖS.Jam 6b wurden Temperaturen für die randliche retrograde Zone mit abnehmenden Mg-Gehalten sowie für das ausgeglichene Plateau der Granat-Kerne berechnet. Für den Kern ergeben sich 607-686°C, für den Saum resultieren 510-564°C, wobei das PTAX-Ergebnis im Rahmen der Kalibrationen liegt. Bei diesen Ca-armen Granaten ergibt die Ferry & Spear-Kalibration vergleichbare Temperaturen. Diese Temperaturen der oberen Amphibolitfazies stehen mit einer Sillimanit-Blastese bei den angenommenen 4 kbar in Einklang.

Gute Übereinstimmungen liefert ebenfalls die Probe SPI.1a aus der Region des Pischahorns NE Davos. Die ebenfalls Ca- und Mn-armen inneren, nicht retrograd überprägten Granat-ränder ergeben 622-717°C bei einem PTAX-Wert von 712°C. Dabei bilden die Kalibrationen von Indares & Martignole (1985), Perchuk & Lavrent'eva (1983) und Kleemann & Reinhardt (1994) eine Gruppe mit 622-637°C, alle ändern variieren zwischen 684-717°C. Für den retrograd Mn-reicheren äussersten Rand des Diffusionsprofils aus Granat 3d ergeben sich 543-608°C, wobei der PTAX-Wert das Maximum bildet. Die Blastese von Andalusit ist nach den Alumosilikat-Stabilitäten nach Holdaway (1971) bei Temperaturen von 550°C im Bereich bis ca. 3.5 kbar möglich. Das Temperatur-Maximum liegt im Bereich der oberen Amphibolitfazies, die diffusive Reequilibration erfolgte in der unteren Amphibolitfazies.

Der Granat-Staurolith(-Turmalin-Disthen)-Glimmerschiefer ÖM.3.1c liefert ebenfalls gut übereinstimmende Resultate. Granat-Rand und Matrix-Biotit ergeben allerdings mit 500-528°C nur Bedingungen der oberen Grünschieferfazies, die Kalibrationen von Ferry & Spear (1978) und Indares & Martignole (1985) liegen sogar bei nur 460 bzw. 462°C. Für einen vermutlich sekundären Biotit in Granat 7 ergibt sich ein breites Spektrum von 503-605°C, wobei der PTAX-Wert das Maximum und der F&S-Wert das Minimum bilden.

Der Granat-Staurolith-Glimmerschiefer ÖV.VI.3 erreicht für den Granat-Rand mit 536-625°C ebenfalls Temperaturen der unteren bis mittleren Amphibolitfazies. Nur die Temperatur nach Hoinkes (1986) liegt oberhalb 621°C, die aus der PTAX-Thermometrie resultieren. Für einen Atollgranat mit im Kontakt stehendem Biotit-Einschluß ergeben sich ähnliche Temperaturen bei geringerer Streuung, nämlich 563-626°C.

Tabelle 29 Zusammenfassung Granat-Biotit-Thermometrie ausgewählter Orthogneise und Metapelite nach verschiedenen Kalibrationen im Vergleich mit der PTAX-Thermometrie nach dem Granat-Mischungsmodell von Massonne und einem einfachen nichtidealen Mischungsmodell für Biotit. Erläuterungen zu den Analysen und den Ergebnissen s. Text. Abkürzungen der Kalibrationen: F&S = Ferry & Spear, H&S = Hodges & Spear, P&L = Perchuk & Lavrent'eva, I&M = Indares & Martignole, Hoin = Hoinkes, K&R = Kleemann & Reinhardt.

Granat	Biotit	P [kbar]	PTAX	F&S (78)	H&S (82)	P&L (83)	I&M (85)	Hoin (86)	K&R (94)
ÖV.XIX.7 Biotit-Hellglimmer-Orthogneis, Verwall									
10789/19	10791/32	10	506	411	450	483	497	505	484
10789/31	10791/38	11.5	533	450	481	510	527	488	508
10789/7	10791/38	11.5	550	471	504	524	505	513	528
ÖV.0.1a Granat-Biotit-Amphibol-Gneis, Verwall, Umgebung Darmstädter Hütte									
10898/27	10915/31	6	590	450	534	508	489	553	540
10898/34	10915/31	6	547	384	486	464	451	468	497
ÖV.VI.3 Granat-Stauroolith-Glimmerschiefer, Verwall (weitere Daten s. Thermobarometrie ÖV.VI.3)									
10829/1	10828/22	6	621	549	591	567	536	625	582
10829/82	19828/37	6	626	574	602	581	563	626	584
ÖV.Ma3 Granat-Stauroolith-Disthen-Glimmerschiefer, Verwall, Malfontal									
11230/38	11232/107	5.3	596	532	573	557	526	608	567
11230/47	11232/107	15	426	307	386	411	362	342	447
ÖM.3.1c Granat-Stauroolith-Turmalin-Glimmerschiefer, Montafon, Gargellen									
11230/30	11232/68	6	525	460	500	514	462	521	528
11230/33	11232/45	6	605	503	557	541	518	593	562
ÖM.4.3a "Biotit-Fleckengneis" (Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis), Montafon, St. Gallenkirch									
10963/1	10965/8	6	620	559	621	573	589	671	602
10963/15	10965/8	6	548	384	481	464	480	468	500
ÖS.Jam 6b Granat-Stauroolith-Sillimanit-Gneis, Silvrettagruppe, Jamtal									
10889/1	10891/54	4	563	531	550	556	510	564	552
10889/9	10891/54	4	670	650	667	620	611	686	607
ÖRK.7 tonalitischer Orthogneis, Rauher Kopf									
10886/1	10907/15	6	870	531	706	557	659	545	597
10886/10	10907/15	6	959	674	812	634	744	827	692
10886/16	10907/15	6	1193	878	1023	726	940	1092	795
SPi.1a Granat-Stauroolith-Andalusit-Glimmerschiefer, Pischahorn									
11171/68	11176/5	4	608	570	585	579	543	591	569
11171/9	11176/5	4	712	684	700	637	622	717	628

Vergleichbare Temperaturen der unteren Amphibolitfazies mit 526-608°C resultieren auch an Probe ÖV.Ma 3. Für den Ca-reichen Granat-Kern lassen sich zwar mit dem Matrix-Biotit Temperaturen um 400°C berechnen. Die Bedeutung erscheint allerdings aufgrund der wahrscheinlich fehlenden Gleichgewichtseinstellung sowie der unteren Temperaturstabilität des Granats fraglich. Geeignete Biotit-Einschlüsse in Granat treten nicht auf.

Der Granat-Biotit-Amphibol-Plagioklas-Gneis ÖV.0.1a ergibt einen breit streuenden Temperaturbereich der oberen grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies (450-596°C), wobei die F&S-Kalibration mit 450°C nach unten und die PTAX-Berechnung mit 596°C nach oben herausfallen. Für den Kern ergeben sich ca. 450-500°C, die F&S- sowie PTAX-Werte bilden wiederum Ausreißer nach unten bzw. oben.

Für den Zweiglimmer-Orthogneis ÖV.XIX.7 wurden Granat-Biotit-Temperaturen für den bei Multigleichgewichts-Berechnungen ermittelten Druck von ca. 11.5 kbar mit unterschiedlichen Granat-Chemismen berechnet, da keine Granat-Zonierung ermittelt werden konnte. Für eine Mn-reiche Granat-Ausreißeranalyse ergeben sich 483-506°C, die F&S- sowie H&S-Daten fallen mit 411° bzw. 450°C heraus. Für eine durchschnittliche Granatanalyse ergeben sich 481-533°C, nur F&S fällt mit 450°C abermals heraus. Für eine Mn-ärmere Analyse resultieren ähnliche Ergebnisse von ca. 500-550°C. Die Verwendung einer weiteren sehr Ca-reichen Granat-Ausreißeranalyse führt bei allen klassischen Kalibrationen zu extrem niedrigen Temperaturen < 400°C, nur die PTAX-Temperatur erreicht 474°C.

Granat-Biotit-Thermometrie an dem tonalitischen Orthogneis des Rauhen Kopfes ÖRK.7 ergibt dagegen mit PTAX stark überhöhte Temperaturen, die bis > 300°C über den Werten für die F&S-Kalibration ohne Ca-Korrektur liegen. Die Ca-reichen Granate (z. T. $X_{Ca} > X_{Fe}$)

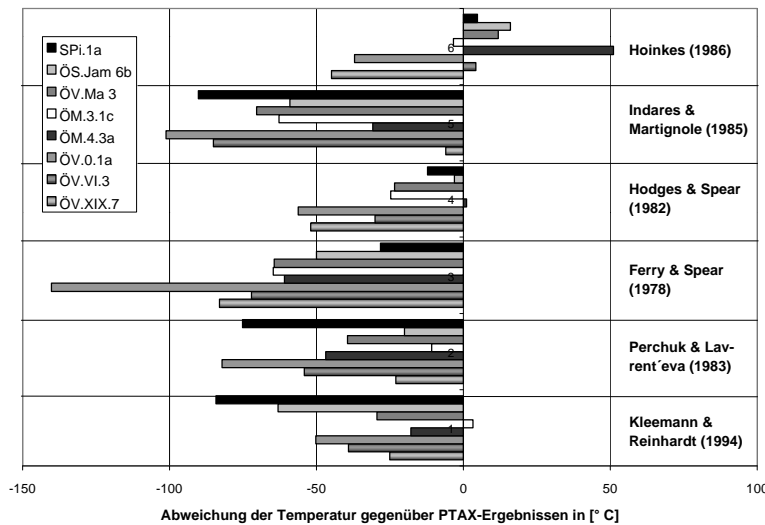


Abbildung 173 Vergleichende Darstellung der Abweichung von PTAX-Granat-Biotit-Temperaturen mit Ergebnissen verschiedener Kalibrationen.

Granat-Biotit-Temperaturen festzustellen. Die mit PTAX unter Verwendung des von Massonne (1992a) modifizierte Granat-Mischungsmodell von Berman (1990) und einem einfachen symmetrischen Mischungsmodell für Biotit berechneten Temperaturen bewegen sich in allen Proben am oberen Rand des Streubereichs der Kalibrationen (Abb. 173).

Die häufig angewandte Kalibration nach Ferry & Spear (1978) liefert bei Verwendung Ca- oder Mn-reicher Granate die mit Abstand geringsten Temperaturen. Sie liegen teilweise über 150°C niedriger als die PTAX-Berechnungen.

An der Probe SCal.3a aus dem God Carolina bei Brail (Inntal/Schweiz) wurden 12 Granat-Biotit-Kontaktpaare gemessen und die PTAX-Temperaturen mit den Werten der klassischen Kalibrationen verglichen (Tab. 30). Die Messungen erfolgten am Rand verschiedener Granate, die Abstände der Meßpunkte liegen zwischen 15 und 30 µm.

Obwohl keine textuellen Belege für retrograde Reequilibrationen festzustellen waren, weisen die ermittelten Temperaturen eine deutliche Variation auf. Die PTAX-Werte liegen abermals am oberen Ende des Streubereichs und werden nur gelegentlich von denen der Hoinkes-Kalibration übertroffen. Mit bis zu 784°C (PTAX) werden abermals sehr hohe Temperaturen erreicht.

Beide Thermometer ergeben 85-120°C voneinander abweichende Resultate, was durch die Einbeziehung eines Korrekturfaktors für X_{Ca} im Granat in der Kalibration von Hoinkes (1986) zu erklären ist.

führen auch bei den klassischen Kalibrationen mit Ca-Korrektur zu extrem hohen Werten. Unter Verwendung einer Mg-ärmeren, allerdings auch Ca-reichsten Granatanalyse resultieren bei Kalibrationen ohne Ca-Korrektur zu 526-600°C, auch der Hoinkes-Wert liegt in diesem Streubereich, während mit PTAX bereits 870°C erreicht werden. Die Mg-reicheren Granatanalysen 10886/10+16 führen zu Temperaturen, die teilweise 1000°C übersteigen, der höchste PTAX-Wert erreicht fast 1200°C.

Insgesamt ist eine starke Streuung der ermittelten

Tabelle 30 Granat-Biotit-Thermometrie an Kontaktpaaren der Probe SCal.3a Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis, God Carolina, Inntal. Abkürzungen der Kalibrationen vgl. Tab. 29.

Kontaktpaar	P [kbar]	PTAX	F&S (78)	H&S (82)	P&L (83)	I&M (85)	Hoin (86)	K&R (94)
Nr. 1	10	675	519	601	552	585	637	585
Nr. 2	10	691	532	617	560	556	655	591
Nr. 3	10	662	508	592	545	561	624	583
Nr. 7	10	798	667	738	633	673	814	667
Nr. 8	10	734	611	674	604	640	730	629
Nr. 10	10	699	567	633	580	605	681	602
Nr. 11	10	679	596	639	596	606	674	604
Nr. 13	10	721	618	670	608	634	720	619
Nr. 14	10	568	492	526	536	523	541	538
Nr. 15	10	729	625	678	612	645	727	630
Nr. 16	10	772	656	717	628	660	782	657
Nr. 20	10	784	692	740	646	684	794	663

Ein gravierendes Problem stellen die nicht systematischen Zonierungen in zahlreichen Granaten der Metapelite dar. Stark variable Mg- und Ca-Gehalte bedingen stark streuende Temperaturen, eine mikrostrukturelle Kontrolle ist in vielen Fällen nicht gegeben.

In PTAX kamen für die Granataktivität das Mischungsmodell nach Berman (1990) mit Zusätzen von Massonne (1992a) zum Einsatz, die Aktivität für Biotit wurde nach dem einfachen Aktivitätsmodell (vgl. Grundlagen und Methodik) berechnet. Die PTAX-Temperaturen liegen deutlich höher als die Ferry & Spear (1978) Temperaturen, die Hoinkes (1986) Temperaturen sind dagegen z.T. deckungsgleich, Grossular-reiche Granatanalysen bedingen allerdings ebenfalls eine deutlich höhere PTAX-Temperatur.

Zum Vergleich wurden verschiedene Granat-Mischungsmodelle in PTAX eingesetzt, um die Temperaturen mit den konventionellen Kalibrationen zu vergleichen. Das Berman-Modell ohne die Zusätze nach Massonne ergibt bereits deutlich niedrigere Temperaturen, eine weitere starke Erniedrigung ergibt sich durch die Verwendung eines idealen Granat-Mischungsmodells. Das Mischungsmodell nach Ganguly & Saxena (1984) führt dagegen zu noch erheblich höheren Temperaturen. Die zusätzliche Verwendung der Anorthit-Komponente des Plagioklasses erforderte für das reine Berman-Modell eine Anorthit-Aktivität von 0.012, die für das gemischte Berman-Massonne-Modell eine von 0.0175, was genauer mit den Plagioklas-Analysen übereinstimmt.

Vergleich zu Ergebnissen früherer Autoren

Bereits Amann (1985) beschäftigte sich mit Granat-Biotit-Thermometrie an den Gesteinen der Verwallgruppe und ermittelte daran sowohl mit der Kalibration nach Ferry & Spear (1978) als auch einer früheren Version des Thermometers von Hoinkes (1986) den Trend einer Temperatur-Abnahme von W nach E. Auf eine Zunahme nach S könnte aus den Daten aber ebenfalls geschlossen werden. Im Bereich der nördlichen Samnaungruppe muß mit einer alpidischen Überprägung gerechnet werden (Amann 1985). Die Ergebnisse schwanken zwischen 470° und 580°C (F&S) bzw. 510° und 710°C (Hoinkes). Detaillierte Messungen von Granat-Biotit-Kontaktpaaren führten ebenfalls zu deutlich streuenden Resultaten. An einem Gestein von der Roßfallalpe (Moostal) konnten Temperaturen (F&S) bis 680°C berechnet werden.

Bollin (1994) konnte an den Biotitplagioklas- und Plagioklasknotengneisen der schweizer Silvretta keine sinnvollen Granat-Biotit-Temperaturen erzielen. Danach soll der retrograde Saum der Granate, mögliche Rekristallisation des Biotit sowie eine regionale Chloritisierung des Biotits zur Verfälschung der Resultate führen. Bollin (1994) beschränkte sich daher auf die Angabe aus Granat- und Plagioklas-Zonierungen abgeleiteter Temperaturen. Diese

ergeben eine Abfolge unterschiedlicher Metamorphosestadien. Der erste variszische Metamorphosepeak soll demnach 570-600°C gelegen haben. Nach einer Abkühlung mit Druckzunahme auf 510-540°C bei 7.0-7.5 kbar, soll Biotit in einer zweiten variszischen Metamorphosephase bei maximal 650°C und 4.5-5.5 kbar ersetzt werden. Die von Flisch (1987), Maggetti et al. (1990) und Maggetti & Flisch (1993) genannten 600-680°C für den variszischen Metamorphosehöhepunkt werden nicht näher begründet.

Eigene Beobachtungen an der Probe SPi.1a aus dem Bereich des Pischahorns ergaben gut erhaltene Biotite und gut erhaltene Granat-Wachstumszonierungen mit retrogradem Saum. Die vermutlich diffusiv reequilibrierten Granat-Biotit-Paare ergaben immer noch Werte der unteren Amphibolitfazies (543-608°C, s. o.). Das Temperaturmaximum erreichte die obere Amphibolitfazies. Die nahezu perfekte Erhaltung der Granatzonierung läßt allerdings eine kurze Dauer der Temperatureinwirkung vermuten.

Thermobarometrisch wurden die Proben ÖV.0.1a, ÖV.VI.3 und ÖV.XVI.2 aus der zentralen Verwallgruppe, ÖV.Ma 3 aus dem vorderen Malfontal in der nördlichen Verwallgruppe und ÖV.Vz 2 aus dem Paznauntal bei Valzur, die Proben ÖM.3.1b/c, ÖM.4.3a, ÖM.5.1g aus dem Montafon sowie das einzige beprobte Sillimanit-führende Gestein ÖS.Jam 6b aus dem Jamtal untersucht. Aus dem Gebiet der schweizer Silvretta kamen die Proben SPi.1a aus dem Gipfelbereich des Pischahorns sowie SCal.3a aus dem God Carolina bei Brail hinzu.

Nachfolgend werden nach einer kurzen Einführung zur Mineralogie und textuellen Beziehung der Mineralphasen, die Ergebnisse jeweils zu einer Probe im einzelnen dargelegt. Neben den Daten aus den Multigleichgewichtsberechnungen, werden weitere Daten aus der Granat-Biotit-Austauschthermometrie sowie neue Daten der Granat-Hellglimmer- wie auch Granat-Staurolith-Thermometrie vorgestellt.

ÖV.VI.3 Granat-Staurolith-Glimmerschiefer

Dieser Metapelit wurde in der zentralen Verwallgruppe nördlich der Rautetürme beprobt. Im Dünnschliff fällt er durch seine großen Granate (bis ca. 5 mm), die z.T. synkinematisch gewachsen sind, auf. Neben Hell- und Dunkelglimmern, Plagioklas und Quarz, ist auch Staurolith Teil der typisch amphibolitfaziellen Mineralvergesellschaftung. Granat tritt in verschiedenen Generationen auf. Die großen Porphyroblasten sind oft siebartig, poikilitisch von Quarzeinschlüssen durchsetzt, Plagioklas, Hell- und Dunkelglimmer treten dagegen nur vereinzelt innerhalb der Granate auf. Staurolith weist dagegen zumeist nur Ilmenit und Rutil als Einschlußphasen auf. Neben dieser frühen, synkinematischen Granatgeneration treten auch späte, erheblich kleinere (0,1-0,2 mm) Granate auf, die teilweise Atollstrukturen besitzen und daher postkinematisch gewachsen sein müssen. Sie schließen Hell- und Dunkelglimmer, Plagioklas und Quarz ein und bilden damit gute Voraussetzungen zur Berechnung von P-T-Bedingungen.

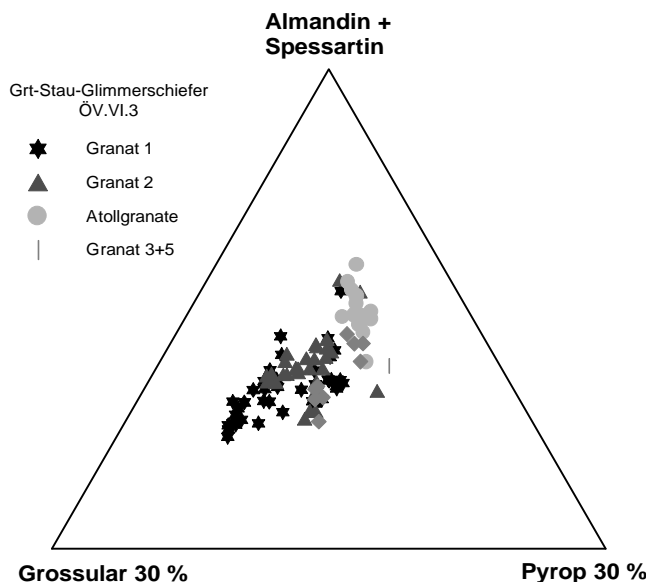


Abbildung 174 Mineralchemie der Granate aus ÖV.VI.3 Granat-Staurolith-Glimmerschiefer; C Granatdreieck für Metapelite für die verschiedenen Granattypen; schwarze Sterne Granat-Poikiloblast 1; Dreiecke Granat 2; Rauten Granat 3 und 5; hellgraue Kreise Atollgranate

Granat zeigt in allen Generationen eine Almandin-betonte Zusammensetzung mit nahezu ausgeglichenen Fe/Mg-Verhältnissen über weite Teile des Kristalls, einen leichten Abfall des Verhältnisses zum Rand hin und einen dünnen retrograden Saum mit einem sprunghaften Anstieg des Mn-Gehaltes und Abfall des Ca-Gehaltes (vgl. Mineralchemie Granat aus den Metasedimenten, Abb. 94 + 95B und Abb. 174).

Die Hellglimmer sind vorwiegend Muskowit-Paragonit-Mischkristalle mit untergeordneter Seladonit-Komponente (vgl. Mineralchemie Schichtsilikate), Biotit ist bezüglich seines Fe/Mg-Verhältnisses nahezu homogen, nur Al^{VI} weist eine deutliche Variation auf.

Thermobarometrie

Aufgrund der nur vereinzelt auftretenden Hell- und Dunkelglimmereinschlüsse im poikiloblastischen Granat konnten keine durchgehenden Temperaturdaten für alle Zonen des Granats gewonnen werden. Der Mg-arme Kern ergibt zusammen mit einem Biotiteinschluß nach Methode C1 464°C bei ca. 5 kbar. Der Druck ist allerdings aufgrund des fehlenden Hellglimmers sehr unsicher. Der einzige Hellglimmereinschluß aus dem Poikiloblasten erweist sich als extrem Seladonit-arm. Eine Berechnung eines invarianten Punktes ist nicht möglich. Die Granat + Biotit + Hellglimmer + Quarz-Berechnung für die Randzusammensetzung des Granats mit umgebenden Biotiten und Hellglimmern ergibt 4.9 - 6.0 kbar bei 616 - 621°C.

Für die Atollgranate fällt die texturale Zuordnung einzelner Analysen zu bestimmten Wachstumsphasen schwer. Auch die Hellglimmeranalysen weisen hinsichtlich ihres Seladonit-Gehaltes eine Variabilität auf, die sich in z.T. extremen Abweichungen der Drucke bei geringen Veränderungen der Hellglimmerchemie äußert. Deshalb werden für jeden Atollgranat nur P-T-Bereiche angegeben (vgl. Tab. 31).

Tabelle 31 Zusammenfassung der PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen (Methode C1) am Granat-Stauroolith-Glimmerschiefer ÖV.VI.3.

	Granat	Hellglimmer	P [kbar]	T [°C]
Atollgranat 1	Mg Minimum	Seladonit Min.	5.85	561
	Mg Minimum	Seladonit Max.	9.22	577
	Mg Maximum	Seladonit Min.	6.04	660
	Mg Maximum	Seladonit Max.	9.71	678
	intermediärer Granat	intermediärer Hgl	7.66	617
Atollgranat 2	Mg Minimum	Seladonit Min.	4.61	613
	Mg Minimum	Seladonit Max.	4.69	663
	Mg Maximum	Seladonit Min.	13.88	658
	Mg Maximum	Seladonit Max.	14.34	711
	intermediärer Granat	intermediärer Hgl	8.73	607
Atollgranat 3	Mg Minimum	Seladonit Min.	1.74	510
	Mg Minimum	Seladonit Max.	9.87	547
	Mg Maximum	Seladonit Min.	1.32	655
	Mg Maximum	Seladonit Max.	10.53	701
	intermediärer Granat	intermediärer Hgl	5.61	610

Die PTAX-Daten der Granat-Biotit-Thermometrie ergeben für hinsichtlich ihres Mg-Gehaltes intermediäre Granate 607-620°C. Für die Mg-reichsten Granate werden Temperaturen zwischen 640 und 720°C ermittelt (Tab. 32). Ein Vergleich mit den Granat-Biotit-Temperaturen der klassischen Thermometer zeigt, daß es sich dabei eher um Maximalwerte handelt. Das häufigst verwandte Thermometer nach Ferry & Spear (1978) liegt 50-60°C niedriger (s. o.).

Mit PTAX und dem Granat-Mischungsmodell nach Massonne (1992a) sowie dem Phengit-Mischungsmodell nach Massonne (1997) berechnete Granat-Phengit-Temperaturen liegen dagegen deutlich zu niedrig und sind nicht mit der Stabilität von Granat und Stauroolith kompatibel. Auch die Kalibration von Krogh & Råheim (1978) ergibt ca. 100°C niedrigere Werte als der Mittelwert der Granat- Biotit-Kalibrationen. Gut stimmen im Falle des Metape-

Tabelle 32 Temperatur-Daten zur Granat-Biotit- und Granat-Hellglimmer-Thermometrie in [°C].
Abkürzungen: 1. Granat-Biotit-Thermometrie: PTAX = PTAX-Berechnung mit Granat-Mischungsmodell nach Massonne (1992), F & S = Ferry & Spear (1978), P & L = Perchuk & Lavrent'eva (1983), K & R = Kleemann & Reinhardt (1994), H & S = Hodges & Spear (1982), I & M = Indares & Martignole (1985);
2. Granat-Phengit-Thermometrie: Kr & Rå = Krogh & Råheim (1978), G & H = Green & Hellman (1982).

Granat-Biotit-Thermometrie

		PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
Atollgranat 1	8 kbar	619	563	576	580	592	554	614
Atollgranat 2	8 kbar	636	581	586	590	612	570	634
Atollgranat 3	6 kbar	612	555	571	577	586	547	611
Granat-Poiki.	6 kbar	621	556	573	588	600	543	625

Granat-Phengit-Thermometrie

		PTAX	Kr & Rå	G & H
Atollgranat 1	8 kbar	175	445	585
Atollgranat 2	8 kbar	283	479	620
Atollgranat 3	6 kbar	299	477	621
Granat-Poiki.	6 kbar	325	487	646

lits ÖV.VI.3 allerdings die Temperaturen nach Green & Hellman (1982) mit den Granat-Biotit-Daten überein. Die Ursache für die zu niedrigen PTAX-Granat-Hellglimmer-Temperaturen liegt wahrscheinlich in der mangelnden Gleichgewichtseinstellung zwischen beiden Phasen.

Aufgrund des Fehlens von Rutil, der in dieser Probe auch keine Einschlüsse in Staurolith oder Granat bildet, sowie Disthen, konnten die klassischen Barometer GRIPS, GRAIL und GASP nicht zum Einsatz kommen.

Für Plagioklas konnten zwei völlig unterschiedliche Zusammensetzungen gemessen werden. Ein Einschluß in Granat weist sehr hohe Anorthit-Gehalte mit ca. An₄₀ auf, während Plagioklas aus dem Atollgranat nur bei An₁₆ liegt. Für den Anorthit-reichen Plagioklas konnte, unter Verwendung eines idealen Mischungsmodelles, bei der Kombination mit den Phasen aus Atollgranat 3 ein invarianter Punkt berechnet werden. Im großen Granat-Poikiloblasten fehlen die primären Glimmer, mit denen der Einschluß-Plagioklas im Gleichgewicht stand. Der im Atollgranat 3 gemessene Plagioklas besitzt allerdings deutlich niedrigere An-Gehalte (s.o.). Er kann seinerseits, ausgehend von einem idealen Mischungsmodell, mit Granat, Biotit und Hellglimmer aus Atollgranat 2 in Einklang gebracht werden (Abb. 175A). Die Verwendung des Mischungsmodell nach Fuhrman & Lindsley (1988) würde zur Erlangung eines invarianten Punktes die Verwendung etwas An-ärmerer Plagioklase erfordern.

Staurolith wurde unter Verwendung eines einfachen Aktivitätsmodelles und thermodynamischer Daten für Mg-Staurolith nach Massonne (1992b) sowie den Daten für Fe-Staurolith (Berman 1988) in die PTAX-Berechnungen einbezogen, die in Verbindung mit Atollgranat 2, dem Rand des Granat-Poikiloblasten und Matrixglimmern durchgeführt wurden. Sie erforderten jeweils geringfügige Korrekturen an den Mg-Staurolith-Aktivitäten, um zu Schnittpunkten zu gelangen (Abb. 175B). Für Atollgranat 2 wurde eine einzelne Si-reichere Analyse aus Staurolith 2 verwendet, die zu höheren Aktivitäten (ca. 0.2 für Fe-Staurolith und 0.00013 für Mg-Staurolith) führt. Zum Erreichen eines Schnittpunktes mußte nur die Aktivität für Mg-Staurolith auf 0.00018 erhöht werden. Für den Granatrand zusammen mit den Matrixglimmern wurde eine durchschnittliche Staurolith-Analyse verwendet. Eine Verbesserung des Schnittpunktes kann allerdings nur durch Erhöhung der Aktivität für Mg-Staurolith um den Faktor Zehn erreicht werden.

Die Granat-Staurolith-Thermometrie nach Koch-Müller (1997) ergibt Temperaturen, die deutlich oberhalb der Granat-Biotit-Daten liegen (Tab. 33). Für den Mg-reicheren Granat-Rand (10829/1) resultieren 742-789°C, für eine intermediäre Zusammensetzung (10829/9) 719-764°C sowie für den Mg-ärmeren Kern (10829/17) 688-732°C.

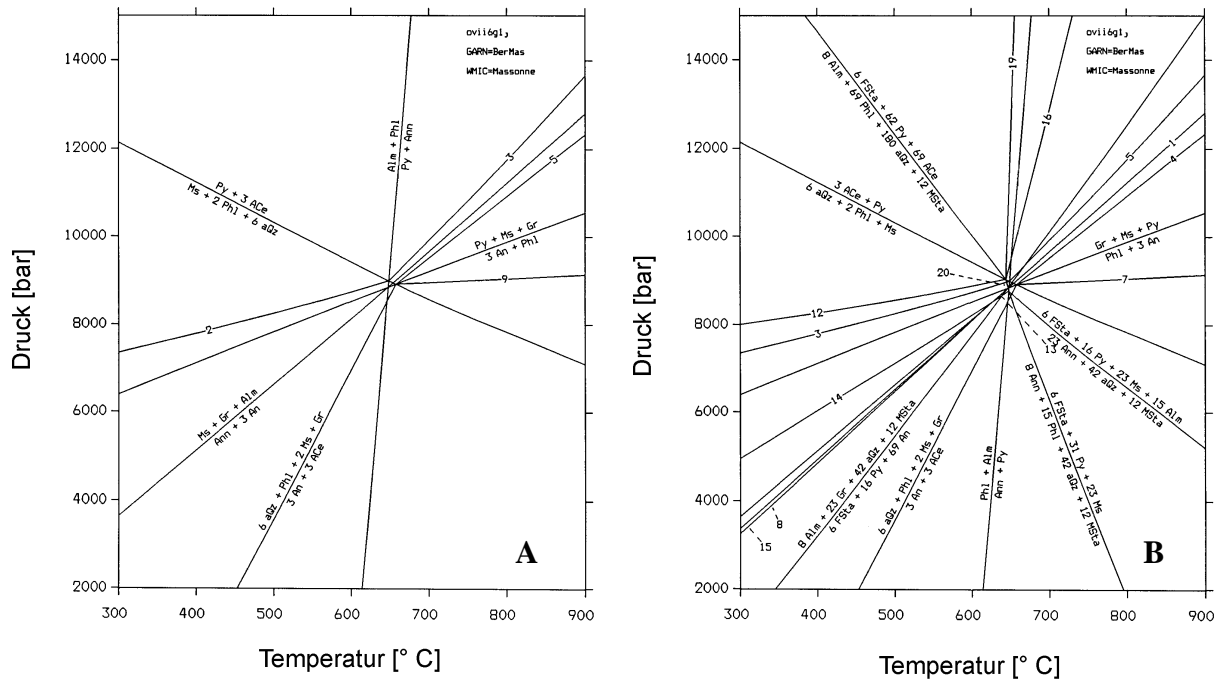


Abbildung 175 PTAX Multiegleichgewichtsberechnungen am Granat-Stauroolith-Schiefer ÖV.VI.3; A Komponenten der Phasen Granat, Biotit und Hellglimmer aus Atollgranat 3 zusammen mit Plagioklas aus Atollgranat 2 (ideales Mischungsmodell). B PTAX-Berechnung an Mineralvergesellschaftung wie in A, zusätzlich Einbeziehung der Komponenten Fe- und Mg-Stauroolith aus Stauroolith 2 (10830/4), die Aktivität für Mg-Stauroolith muß von 0.00013 auf 0.00018 angepaßt werden.

Reaktionsliste für Abb. 175B

- | | |
|--|--|
| 1): Ms + Gr + Alm = Ann + 3 An | 14): 6 FSta + 16 Phl + 23 Ms + 31 Alm = 39 Ann + 42 aQz + 12 MSta |
| 2): 6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr = 3 An + 3 ACe | 15): 8 Ann + 31 Gr + 8 Ms + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 93 An |
| 3): Alm + 3 ACe = 6 aQz + Phl + Ms + Ann | 16): 16 Alm + 69 ACe + 24 MSta = 12 FSta + 54 aQz + 55 Py + 69 Ms |
| 4): 6 aQz + Py + 3 Ms + 2 Gr = 6 An + 3 ACe | 17): 6 FSta + 16 Py + 23 Ms + 15 Alm = 23 Ann + 42 aQz + 12 MSta |
| 5): 2 Alm + 3 ACe = 6 aQz + Py + Ms + 2 Ann | 18): 6 FSta + 62 Py + 69 ACe = 8 Alm + 69 Phl + 180 aQz + 12 MSta |
| 6): Phl + Alm = Ann + Py | 19): 8 Alm + 21 ACe + 9 Phl + 12 MSta = 6 FSta + 32 Py + 30 Ms |
| 7): 2 Py + Gr + 3 ACe = 3 An + 3 Phl + 6 aQz | 20): 6 FSta + 39 Py + 23 Ms = 8 Alm + 23 Phl + 42 aQz + 12 MSta |
| 8): 16 Ann + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 69 An + 8 Alm | 21): 6 FSta + 31 Py + 23 Ms = 8 Ann + 15 Phl + 42 aQz + 12 MSta |
| 9): 8 Alm + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Py + 69 An | |
| 10): Gr + Ms + Py = Phl + 3 An | |
| 11): 3 ACe + Py = 6 aQz + 2 Phl + Ms | |
| 12): 8 Alm + 117 ACe + 12 MSta = 6 FSta + 192 aQz + 55 Phl + 62 Ms | |
| 13): 8 Alm + 39 Gr + 16 Ms + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 117 An | |

Tabelle 33 Daten zur Granat-Stauroolith-Thermometrie an ÖV.VI.3 nach Koch-Müller (1997).

Granat	Stauroolith	P [kbar]	T [°C]
Poikiloblast 10829/1 Rand	Stau 2 Mg-Min	6	789
Poikiloblast 10829/1 Rand	Stau 2 Mg-Max	6	742
Poikiloblast 10829/9 Mitte	Stau 2 Mg-Min	6	764
Poikiloblast 10829/9 Mitte	Stau 2 Mg-Max	6	719
Poikiloblast 10829/17 Kern	Stau 2 Mg-Min	6	732
Poikiloblast 10829/17 Kern	Stau 2 Mg-Max	6	688
Atollgranat 2 10829/82 Mg-Max	Stau 2 Mg-Min	8.8	784
Atollgranat 2 10829/82 Mg-Max	Stau 2 Mg-Max	8.8	739
Atollgranat 2 10829/84 Mg-Min	Stau 2 Mg-Min	8.8	765
Atollgranat 2 10829/84 Mg-Min	Stau 2 Mg-Max	8.8	720

ÖV.XVI.2 Granat-Glimmerschiefer

Die Probe ÖV.XVI.2 entstammt einer metapelitischen Einheit aus der zentralen Verwallgruppe, die zwischen granitischen Orthogneisen, Leukogranitgneisen und Plagioklas-Amphiboliten eingelagert ist. Granat besitzt nur einen modalen Gehalt von wenigen Prozent. Der Granat ist außerdem ebenso feinkörnig wie die Matrix und zumeist durch Chloritisierung bereits deutlich getrübt. Auch der Plagioklas ist zumeist serizitisch alteriert. Foliationsbildner ist überwiegend Hellglimmer, aber auch Dunkelglimmer tritt auf. Der Hellglimmer kommt darüberhinaus in einer späten Generation quer zur Foliation vor. Aufgrund der geringen Korngröße des Granats und auch wegen mangelnder Einschlüsse lassen sich keine Daten zum prograden Ast des P-T-Pfades ableiten.

Die Hellglimmer weisen die häufig beobachtete Variation der Si-Gehalte zwischen 6.12 und 6.45 p.d.f.u. bei relativ hohen $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ -Verhältnissen auf (vgl. Mineralchemie der Schichtsilikate Abb. 134A). Sie sind Muskowit-dominiert. Die Paragonit-Komponente erreicht in ihnen nur durchschnittlich 11 Mol %. Systematische Zonierungen in Profilen durch Einzelkristalle konnten für ÖV.XVI.2 nicht festgestellt werden. Auch Biotit besitzt eine anderen Metasedimenten vergleichbare Variation des Al^{VI} -Gehaltes bei konstantem F/FM-Verhältnis. Letzteres ist ebenfalls relativ hoch (vgl. Mineralchemie der Schichtsilikate, Abb. 143). Zonierungen zeigen plateauartige Bereiche erhöhter Al^{VI} -Gehalte, lassen sich aber symmetrisch der Kornform zuordnen.

Bei den typischen Almandin-betonten Metapelit-Granaten lassen sich zwei Analysengruppen unterscheiden. Eine Gruppe mit MgO-Gehalten um 2.0 Gew.% und CaO-Gehalten von 7.5 - 8.0 Gew.% sowie einer Almandin-Komponente, die zwischen 74 und 78 Mol % schwankt, steht einer anderen mit MgO um 0.7 Gew.%, CaO um 4.0 Gew.% und einem X_{Alm} von 65 - 68 gegenüber. Bei ersterer handelt es sich um die Randzusammensetzung, letztere repräsentiert die Kernzusammensetzung. Die in Granat 6 festgestellte Zonierung ist komplex und deutet auf eine Resorption und retrograde Beeinflussung eines primär wachstumszonierten Kristalls hin (vgl. Mineralchemie Granat, Abb. 101).

Der stark alterierte Plagioklas ist fast reiner Albit. Der in dieser Probe festgestellte Kalifeldspat in einem Alterationsbereich wird als retrograd interpretiert. Aufgrund der Alteration wurde Plagioklas nicht in die Multigleichgewichtsberechnungen einbezogen.

Thermobarometrie

Zur Bestimmung des metamorphen P-T-Bereichs der Equilibrierung der Glimmermatrix mit den Granaten, wurden PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen (Methode C1) mit typischen Granat- sowie einer Seladonit-armen Hellglimmeranalyse und einer Biotit-Randanalyse durchgeführt. Es resultieren bei Verwendung verschiedener Granat- und Hellglimmer-Analysen Ergebnisse, die hinsichtlich des Druckes dem Trend von Probe ÖV.VI.3 entsprechen, aber 50-80°C höhere Temperaturen aufweisen (Tab. 34). Unter Verwendung der Hellglimmer-

Tabelle 34 Zusammenfassung der Ergebnisse der PTAX-Berechnungen (Methode C1) an Grt-Glimmerschiefer ÖV.XVI.2.

	Granat	Hellglimmer	P [kbar]	T [°C]
xvi2a	Grt 3 Rand 10844/2	Phe 3 Si_{Min} 10845/48	6.00	684
xvi2b	Grt 3 Rand 10844/3	Phe 3 Si_{Min} 10845/48	6.03	744
xvi2e	Grt 3 Rand 10844/2	Phe 6 Si intermediär 10845/57	9.68	703
xvi2c	Grt 4 Kern 10844/6	Phe 2 Si intermediär 10791/33	10.54	553
xvi2f	Grt 4 Kern 10844/6	Phe 2 Si_{Max} 10845/47	13.57	565

Analyse mit der niedrigsten Seladonit-Komponente (Si-Minimum) resultieren Ergebnisse, die einen Druck von ca. 6 kbar bei Temperaturen von 680 - 750°C wahrscheinlich machen. Die Temperatur reagiert dabei sehr empfindlich auf die verschiedenen Granat-Analysen. Kleine Abweichungen der Mg-Gehalte im Granat ergeben deutliche Temperaturunterschiede.

Aus einer Mg-armen Kernzusammensetzung des Granats und den Seladonit-reichsten Hellglimmer-Analysen zusammen mit einer Biotit-Kernzusammensetzung (Biotit 2, 10791/27) sollten P-T-Werte für den prograden Ast des P-T-Pfades ermittelt werden. Für das Si-Maximum resultieren 13.6 kbar / 565°C, für eine intermediäre Hellglimmer-Analyse 10.5 kbar / 553°C. Mit einem intermediären Granat

Tabelle 35 Zusammenfassung der Granat-Biotit- und Granat-Hellglimmer-Thermometrie am Granat-Glimmerschiefer ÖV.XVI.2. Erläuterungen der Abkürzungen vgl. Tab. 32.

Granat-Biotit-Thermometrie [°C]

	PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
Ränder xvi2a 6 kbar	684	595	582	599	621	564	686
Ränder xvi2b 6 kbar	743	636	614	644	691	621	755
Kern xvi2c 10 kbar	551	404	479	510	489	448	492

Granat-Hellglimmer-Thermometrie [°C]

	PTAX	Kr & Rå	G & H
Ränder xvi2a 6 kbar	303	487	646
Ränder xvi2b 6 kbar	402	503	662
Kern xvi2c 10 kbar	234	405	529
Kern xvi2f 13 kbar	301	416	519

Granat-Biotit-Thermometrie für die Ränder und Kerne der Granate führt zu überwiegend deutlich niedrigeren Temperaturen, als sich durch die PTAX-Berechnungen ergeben. Nur mit dem Thermometer von Hoinkes (1986) werden noch höhere Temperaturen ermittelt. Für die Granat-Ränder ist ein Temperaturbereich von 600 - 650°C wahrscheinlich, für den Granat-Kern resultieren in Kombination mit einem Biotit-Kern ca. 450 - 510°C, wobei hier das Thermometer nach Ferry & Spear (1978) deutlich nach unten abweicht (Tab. 35).

Damit liegen die Werte der PTAX-Berechnungen sowohl bei den Kern- wie auch den Randzusammensetzungen um ca. 50 bis 100°C über der Mehrzahl der Granat-Biotit-Kalibrationen. Bei der Granat-Hellglimmer-Thermometrie ergibt nur die Kalibration für die Metapelite mit mg ~ 20-30 nach Green & Hellman (1982) mit den Ergebnissen der Granat-Biotit-Thermometrie vergleichbare Resultate. Für die Granat-Ränder ergeben sich Resultate um 650°C, für die Granat-Kerne von 520 - 530°C. Die PTAX-Berechnung mit dem Datensatz nach Massonne & Szpurka (1997) sowie dem Phengit-Mischungsmodell nach Massonne (1997) führt zur deutlichen Unterschätzung der Temperaturen und auch die nur an Eklogiten entwickelte Kalibration nach Krogh & Råheim (1978) ergibt zu niedrige Temperaturen (Tab. 35).

ÖV.Ma 3 Disthen-Staurolith-Granat-Glimmerschiefer

Die Probe vom Ausgang des Malfontales in das Stanzertal am Nordrand der Verwallgruppe und damit der Silvrettadecke. Die Zugehörigkeit zur Silvrettadecke s.str. bzw. zur sogenannten Phyllitgneis-Einheit ist nicht genau geklärt. Da letztere aber inzwischen ebenfalls als verschuppter Frontalteil der Silvrettadecke angesehen wird, also keine größere Deckengrenze zwischen beiden Einheiten angenommen werden kann, wird die Probe in die Bearbeitung mit einbezogen.

Das helle, glimmerreiche Gestein läßt schon im Handstück einen deutlichen Granat-Gehalt erkennen. Mikroskopisch treten darüber hinaus Disthen und Staurolith als Nebengemengteile auf. Hauptgemengteile sind Hellglimmer, Biotit, und Quarz, Plagioklas bildet lediglich vereinzelte einschlußreiche Blasten. Als Akzessorien treten Rutil und Ilmenit auf, weiterhin Turmalin, Apatit und Zirkon.

Granat weist eine einfach prograde Zonierung auf. Die Verteilungskurve des Mn-Gehalt in einem Profil besitzt die charakteristische Glockenform mit dem Maximum im geometrischen Kern, einer Abnahme zum Rand und einem Wiederanstieg zum äußersten Rand. Mg-, Ca- und Fe-Gehalte sind im Internbereich des Granates nahezu konstant, nur randlich ist ein deutlicher Anstieg des Mg-Gehaltes bei gleichzeitiger Ca-Abnahme zu erkennen (Abb. 97A).

Bei den Glimmern dominiert der Hellglimmer, weshalb eine mögliche HP-Signatur angenommen wurde und das Gestein mineralchemisch untersucht wurde. In den Hellglimmern wurden vereinzelt Phengite mit hohem MgAl-Seladonit-Gehalt und geringerem Gehalt an Paragonit-Komponente festgestellt. Insgesamt ist bezüglich ihres Si-Gehaltes ein weites Spektrum von 6.6 bis zu 6.04 Si p.d.f.u. festzustellen (Abb. 134A).

Biotit erweist sich dagegen als überwiegend homogen bezüglich des F/FM-Verhältnisses. Auch der Al^{VI}-Gehalt zeigt keine systematische Zonierung. Plagioklas wurde nur energiedispersiv mit REM-EDAX gemessen. Die in der Na-Ca-K-Ba-Summe deutlich zu niedrig (~0.85) liegenden Analysen wurden für die PTAX-Berechnungen auf die Kationensumme 1 normiert. Der Staurolith besitzt die für Metapelite typische Fe-reiche Mineralchemie. X_{Mg} liegt allerdings mit 0.20-0.22 deutlich über Werten anderer Staurolithe aus den Metapeliten ÖM.3.1c oder ÖV.VI.3.

PTAX-Berechnungen an der Paragenese Granat + Phengit + Biotit + Quarz wurden durchgeführt, um die Metamorphosebedingungen abzuschätzen. Aufgrund des Rutil-Gehalts des Metapelits wurde auch eine Druckabschätzung mit der Ti-Barometrie nach Massonne et al. (1993) durchgeführt. Trotz des breiten Spektrums an Si-Gehalten der Hellglimmer bleibt der Ti-Gehalt der Hellglimmeranalysen nahezu konstant. Dementsprechend liegen auch die Gleichgewichtskurven der Reaktion Muskowit + Rutil = Ti-Muskowit + SiO₂ nahe beieinander (Abb. 176). Der Paragonit-Einbau scheint das Barometer zu stören. Die Ergebnisse stimmen auch nicht mit den Berechnungen an der Paragenese Granat + Phengit + Biotit + Quarz überein. Für die nahezu reinen Muskowit - Paragonit Mischglieder der Hellglimmer resultieren unrealistisch hohe Drücke im Bereich von 15-20 kbar im Temperaturintervall 500-600°C.

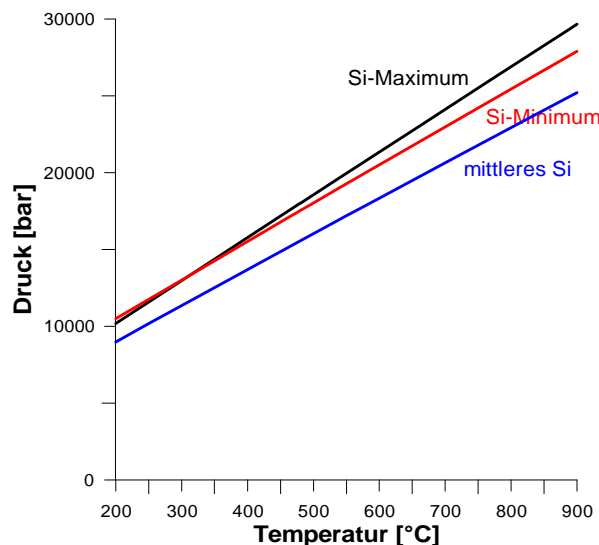


Abbildung 176 Barometrie mit Ti-Gehalten in Kali-Hellglimmern der Probe ÖV.Ma 3. Die hohe Paragonit-Komponente in den Glimmern stört die barometrische Aussagekraft des Ti-Einbaus.

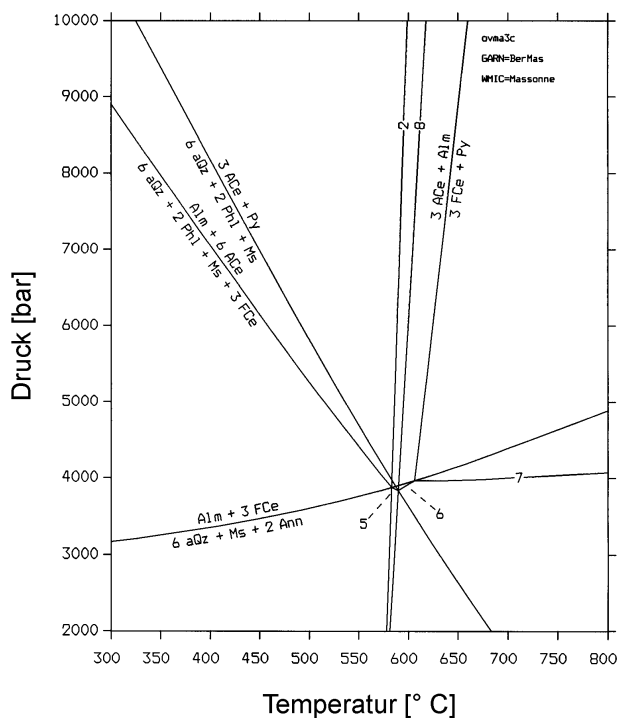
Die Berechnung mit den jeweiligen Randzusammensetzungen von Granat, Biotit und Hellglimmer (6.04 Si p.d.f.u.) ergibt 5.27 kbar bei 596°C, was mit der Anwesenheit von Staurolith im Einklang stünde. Mit einer Si-armen Hellglimmer-Analyse (6.13 Si p.d.f.u., 11232/123) in Verbindung mit dem Mg-reichen Granat-Rand ergeben sich bereits 4 kbar höhere Drücke als für die Si-ärmste Analyse (ovma3c, vgl. Tab. 36).

Die Verwendung einer etwas Si-reicheren Hellglimmer-Analyse führt sofort zu einem starken Druckanstieg des invarianten Punktes auf 13.67 kbar bei 634°C. Die Verwendung der Kernzusammensetzungen des Granats und der Si-reichsten Hellglimmeranalyse führten zu deutlich niedrigeren Metamorphosetemperaturen von 427°C bei 15.38 kbar. Dies bestätigt die T-Barometrie am Paragonit-armen Phengit. Die mangelnden Einschlüsse im Granat, als auch die mikrotextruell eher spät einzuordnende Blastese des Biotits lassen aber Zweifel an der Gleichgewichtseinstellung dieser Phasen aufkommen.

Tabelle 36 Zusammenfassung der Ergebnisse der PTAX-Berechnungen an Grt-Glimmerschiefer ÖV.Ma 3 nach Methode C1.

	Granat	Hellglimmer	P [kbar]	T [°C]
ovma3a	Grt 1 Kern 11230/47	Phe 4 Si _{Max} 11232/125	15.38	427
ovma3b	Grt 3 Rand 11230/38	Phe 6 Si intermediär 11232/117	13.67	634
ovma3e	Grt 4 Kern 10844/6	Phe 4 Si niedrig 11232/123	9.28	615
ovma3c	Grt 3 Rand 11230/38	Phe 6 Si _{Min} 11232/115	5.27	596

Die Anwendung der FeAl-Seladonit-Komponente nach dem Mischungsmodell von Massonne (1997) in den Berechnungen führt, wie nach den mikrostrukturellen Beziehungen zu erwarten war, nur im Falle der Randkomponenten zu einer eng begrenzten Streuung des Schnittpunkts aller Gleichgewichtskurven im Bereich von 4 kbar und 600°C (Abb. 177). Berechnungen mit der Granat-Kernzusammensetzung und Si-reichen Glimmeranalysen in Verbindung mit der Biotit-Analyse ergeben mehrere weit auseinanderliegende Schnittpunkte, was auf starke Ungleichgewichte hindeutet.



Ergänzung Reaktionsliste Abb. 177

- 2): $3 \text{ Fce} + \text{Phl} = 3 \text{ ACe} + \text{Ann}$
- 5): $\text{Alm} + 3 \text{ ACe} = 6 \text{ aQz} + \text{Phl} + \text{Ms} + \text{Ann}$
- 6): $2 \text{ Alm} + 3 \text{ ACe} = 6 \text{ aQz} + \text{Py} + \text{Ms} + 2 \text{ Ann}$
- 7): $6 \text{ Fce} + \text{Py} = 6 \text{ aQz} + \text{Ms} + 3 \text{ ACe} + 2 \text{ Ann}$
- 8): $\text{Alm} + \text{Phl} = \text{Py} + \text{Ann}$

Abbildung 177 PTAX-Berechnungen an ÖV.Ma 3; Granat-Biotit-Hellglimmer-Quarz unter Einbeziehung der FeAl-Seladonit-Komponente. Berechnung für Rand-Rand-Zusammensetzungen.

Die weitere Einbeziehung des Disthens in die Berechnungen ergibt nur bei Verwendung von Rand-Rand-Mineralzusammensetzungen einen zumindest annähernd gemeinsamen Schnittpunkt aller Gleichgewichte. Allerdings ergeben sich auch in diesem Fall mehrere Schnittpunkte. Einer davon liegt im Bereich des Schnittpunktes, der aus der alleinigen Berücksichtigung von FeAl-Seladonit resultiert, bei ca. 4.5 kbar / 600°C. Dieser liegt im reinen Alumosilikatsystem aber bereits im Stabilitätsfeld von Sillimanit. Weitere liegen bei 4 kbar / 770°C und 2.7 kbar / 650°C (vgl. Abb. 178A).

Die Integration von Fe- und Mg-Stauroolith in die Berechnungen mit den Si-armen Hellglimmern führte zu verschiedenen invarianten Punkten, die sich auch durch geringfügige Veränderungen der Mg- und Fe-Stauroolith-Aktivitäten nicht ineinander überführen lassen. Für die Granat-Randzusammensetzung kann allerdings in Verbindung mit einer Si-reicheren Hellglimmeranalyse (ovma3b) ein Schnittpunkt bei etwa 13 kbar und 600°C berechnet werden (Abb. 178B).

Für Disthen und Stauroolith läßt sich trotz ihrer übereinstimmenden mikrostrukturellen Position zusammen mit Granat, Biotit und Hellglimmer kein gemeinsamer Schnittpunkt berechnen.

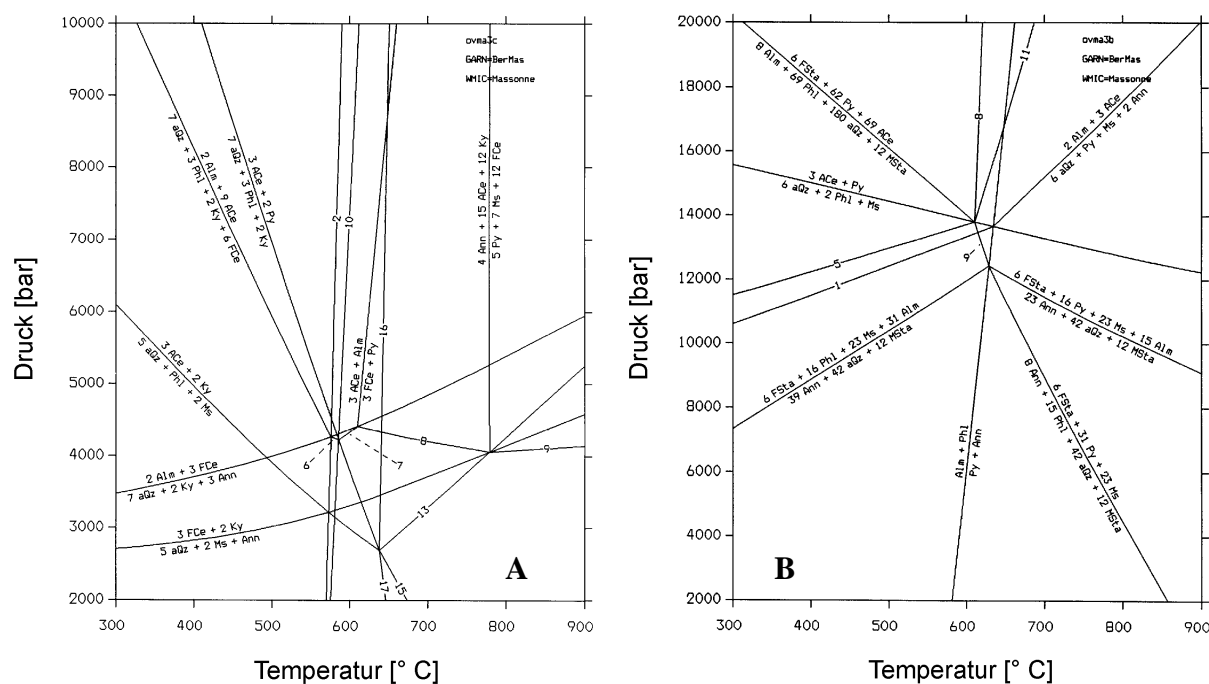


Abbildung 178 PTAX-Multiequilibriumberechnungen für den Metapelit ÖV.Ma 3 unter Berücksichtigung der Mineralphasen Granat, Biotit, Hellglimmer und Quarz nach Methode C1 mit Disthen (A) sowie Granat, Biotit, Hellglimmer Quarz nach Methode C1 mit Stauroolith (B).

Ergänzung Reaktionsliste A

- 1): $2 \text{ Alm} + 3 \text{ FCe} = 7 \text{ aQz} + 2 \text{ Ky} + 3 \text{ Ann}$
- 2): $3 \text{ FCe} + \text{ Phl} = 3 \text{ ACe} + \text{ Ann}$
- 3): $3 \text{ ACe} + \text{ Alm} = 3 \text{ FCe} + \text{ Py}$
- 6): $2 \text{ Alm} + 3 \text{ ACe} = 7 \text{ aQz} + \text{ Phl} + 2 \text{ Ky} + 2 \text{ Ann}$
- 7): $3 \text{ Alm} + 3 \text{ ACe} = 7 \text{ aQz} + \text{ Py} + 2 \text{ Ky} + 3 \text{ Ann}$
- 8): $9 \text{ FCe} + 2 \text{ Py} = 7 \text{ aQz} + 2 \text{ Ky} + 6 \text{ ACe} + 3 \text{ Ann}$
- 9): $6 \text{ FCe} + \text{ Py} = 6 \text{ aQz} + \text{ Ms} + 3 \text{ ACe} + 2 \text{ Ann}$
- 10): $\text{ Alm} + \text{ Phl} = \text{ Py} + \text{ Ann}$
- 13): $3 \text{ ACe} + 4 \text{ Ky} = 4 \text{ aQz} + \text{ Py} + 3 \text{ Ms}$
- 15): $3 \text{ ACe} + \text{ Py} = 6 \text{ aQz} + 2 \text{ Phl} + \text{ Ms}$
- 17): $\text{ Py} + \text{ Ms} = 2 \text{ Ky} + \text{ Phl} + \text{ aQz}$

Ergänzung Reaktionsliste B

- 1): $\text{ Alm} + 3 \text{ ACe} = 6 \text{ aQz} + \text{ Phl} + \text{ Ms} + \text{ Ann}$
- 5): $8 \text{ Alm} + 117 \text{ ACe} + 12 \text{ MSt} = 6 \text{ FSt} + 192 \text{ aQz} + 55 \text{ Phl} + 62 \text{ Ms}$
- 8): $8 \text{ Alm} + 21 \text{ ACe} + 9 \text{ Phl} + 12 \text{ MSt} = 6 \text{ FSt} + 32 \text{ Py} + 30 \text{ Ms}$
- 9): $6 \text{ FSt} + 39 \text{ Py} + 23 \text{ Ms} = 8 \text{ Alm} + 23 \text{ Phl} + 42 \text{ aQz} + 12 \text{ MSt}$
- 11): $16 \text{ Alm} + 69 \text{ ACe} + 24 \text{ MSt} = 12 \text{ FSt} + 54 \text{ aQz} + 55 \text{ Py} + 69 \text{ Ms}$

Für die Randzusammensetzung wurde vergleichend ein P-T-Datum mit dem Granat-Mischungsmodell nach Berman (1990) und dem Hellglimmer-Mischungsmodell nach Chatterjee & Froese (1975) berechnet. Mit 6.53 kbar / 581°C liegt es im Bereich der Modelle nach Massonne (1992a, 1995). Auch bei den anderen Mineralkombinationen ergeben sich ähnliche, zumeist bei etwas höheren Drücken und niedrigeren Temperaturen liegende Ergebnisse.

Die mangelnde Eignung der Ti-Barometrie für die späten Stadien des P-T-Pfades kann neben dem Einfluß des Paragonits auch durch den Rutil-Abbau zu Ilmenit erklärt werden. Die Anwendung des Rutil-Abbaus zu Ilmenit in den klassischen GRAIL- und GRIPS-Barometern führt nur mit dem GRAIL-Gleichgewicht an der späten Randmineralvergesellschaftung zu mit den PTAX-Berechnungen an Phengit vergleichbaren Resultaten. Das Plagioklas-beinhaltende GRIPS-Barometer weist 2-3 kbar höhere Drücke aus, das GASP-Barometer sogar 3-4 kbar höhere Drücke, die beide im Zusammenhang mit den unsicheren Plagioklas-Zusammensetzungen stehen könnten oder einfach ein temperaturmäßig nicht genau zu fassendes Druckdatum auf dem retrograden P-T-Pfad des Metapelits darstellen (Tab. 37).

Die Granat-Kernzusammensetzung ergibt zusammen mit dem Si-reichsten Phengit in allen drei Barometern deutlich niedrigere Drücke, was auf die Stabilität von Rutil und die fehlende Stabilität von Plagioklas mit An_{21} bei den mit Granat-Biotit-Phengit-Quarz ermittelten P-T-Bedingungen zurückzuführen ist.

Tabelle 37 Zusammenfassung der GRAIL-, GRIPS- und GASP-Barometrie [Druck in kbar] nach verschiedenen Granat-Mischungsmodellen am Grt-Stau-Ky-Glimmerschiefer ÖV.Ma 3. Abkürzung: Gang. & Sax. = Granat-Mischungsmodell für Alumosilikat-Granate nach Ganguly & Saxena (1984).

	Massonne	Berman	Gang. & Sax.	Ideal
1. GRAIL 3 Ilm + Ky + 2 aQz = 3 Rt + Alm				
Grt Rand bei 596°C	4.55	4.73	4.80	5.03
Grt Kern bei 430°C	2.97	3.12	1.73	3.56
2. GRIPS Grs + 2 Alm + Rt = 2 Ilm + An + aQz				
Grt Rand bei 596°C	7.45	7.25	6.50	6.70
Grt Kern bei 430°C	5.78	5.76	5.29	5.33
3. GASP An + 2 Ky + aQz = 3 An				
Grt Rand bei 596°C	8.71	8.32	7.22	7.40
Grt Kern bei 430°C	6.94	6.84	6.86	6.05

Die Berechnung von Granat-Phengit-Temperaturen mit PTAX und dem Phengit-Mischungsmodell von Massonne (1997) ergibt bei 15 kbar ca. 350 - 360°C für die Si-reichste Glimmeranalyse mit dem Granatkern (11230/47) und 430 - 450°C für Glimmeranalysen mit mittlerem Si-Gehalt. Die Kalibrationen nach Krogh & Råheim (1978) und Green & Hellman (1982) ergeben dagegen mit der Granat-Biotit-Temperatur gut übereinstimmende 420 bzw. 474°C. Für die Randzusammensetzungen ergeben sich bei 5.27 kbar 618°C. Die klassischen Kalibrationen ergeben dagegen deutlich niedrigere Temperaturen (Tab. 38).

Die PTAX-Ergebnisse der Granat-Biotit-Temperaturen liegen am oberen Rand des Schwankungsbereichs der unterschiedlichen Kalibrationen, nur das Thermometer nach Hoinkes (1986) liegt oberhalb des PTAX-Wertes für die Randvergesellschaftung (Tab. 38, Abb. 179). Für den Granatkern zusammen mit Biotit liegt nur die jüngste verwendete Kalibration nach Kleemann & Reinhardt (1994), die den Ti-Einbau in Biotit berücksichtigt, oberhalb des PTAX-Wertes. Dieses Thermometer ergibt auch für die Randparagenese nur eine geringe Abweichung von 29°C. Die höchsten Differenzen bestehen in beiden berechneten Stadien zur Kalibration von Ferry & Spear (1978), die sowohl in der Verwendung Ca- und Mn-reicher Analysen des Granatkerns, als auch in der Verwendung Al^{VI} - und Ti-reicher Biotitanalysen ihre Ursache haben, für die des Ferry & Spear-Thermometer nicht geeignet ist.

Tabelle 38 Vergleich der mit PTAX und mit klassischen Granat-Biotit- und Granat-Phengit-Thermometern berechneten Metamorphosetemperaturen am Grt-Stau-Ky-Glimmerschiefer ÖV.Ma 3. Erläuterungen der Abkürzungen vgl. Tab. 32.

Granat-Biotit-Thermometrie [°C]

	PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
Grt Kern 15 kbar	426	307	411	447	386	362	342
Grt Rand 5.3 kbar	596	532	557	567	573	526	608

Granat-Phengit-Thermometrie [°C]

	PTAX	Kr & Rå	G & H
Grt Kern 15 kbar	355	401	491
Grt Rand 5.3 kbar	618	507	673

Die Granat-Hellglimmer-Temperaturen weichen in beiden Stadien deutlich von den Kalibrationen nach Krogh & Råheim (1978) und Green & Hellman (1982) ab. Für die Randparagenese liegen die Werte beider Kalibrationen deutlich unterhalb der PTAX-Resultate, für den Granatkern dagegen deutlich darüber.

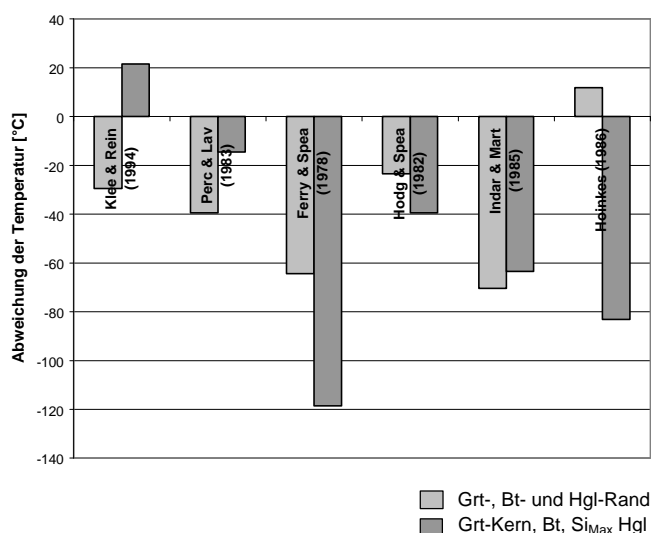


Abbildung 179 Vergleich der Granat-Biotit-Temperaturen verschiedener Kalibrationen mit den PTAX-Ergebnissen für ÖV.Ma 3.

Die PTAX-Daten liegen am oberen Rand des Streubereichs der Kalibrationen. Für den Mg-reichen Granat-Rand liegt nur die Temperatur nach Hoinkes oberhalb der PTAX-Temperatur, für den Kern nur die nach Kleemann & Reinhardt (1994).

Mit Hilfe des Granat-Staurolith-Thermometers von Koch-Müller (1997) wurden Metamorphosetemperaturen für Granatkerne und Granatränder gerechnet. Bei angenommenen 13 kbar resultieren für die Mn-reichste Kernanalyse 567 – 589°C, für den Mg-reicheren Rand 712-731°C. Diese deutlich höheren Werte liegen im gleichen Temperaturbereich wie in anderen Metapeliten der Silvrettadecke, sie stehen allerdings in stärkerem Kontrast zu den ermittelten Granat-Biotit- und Granat-Phengit-Temperaturen. Auch die perfekt erhaltene prograde Granatzonierung spricht gegen das Erreichen von Temperaturen über 700°C, so daß die randliche Granatanalyse wahrscheinlich mit dem Staurolith im Ungleichgewicht steht. Die Verwendung einer intermediären, etwas weiter vom Rand entfernten Granatanalyse ergibt dagegen sinnvolle 617 - 638°C. Diese gegenüber der Thermometrie an der Probe ÖS.Jam 6a niedrigeren Temperaturen würden auch das Auftreten der Alumosilikat-Polymorphen erklären. Sillimanit war aufgrund erhöhter Metamorphosetemperaturen nur im Bereich der zentralen Silvrettadecke stabil, am Nordrand der heutigen Silvrettadecke herrschten niedrigere Metamorphosetemperaturen, die zur Erhaltung der Granatzonierungen in den Metapeliten und zu Disthen als stabilem Alumosilikat führten.

Das gemeinsame Auftreten aller drei Polymorphen ist aus Alumosilikat-Quarz-Segregaten der gesamten Silvrettadecke bekannt (Schweinehage 1995, Prospert & Biino 1996) und zeitlich in die Endphase der variszischen Deformation einzuordnen. Die Blastese der großen Kristalle erfolgte in Extensionsrissen während der Abkühlung des Silvrettakristallins.

ÖV.Vz 2 Granat-Staurolith-Disthen-Plagioklas-Gneis

Dieses Gestein ähnelt den Glimmerschiefern aus dem Gebiet W von Gargellen im Montafon, enthält primären Glimmer aber nur als Einschluß im Plagioklas. Biotit ist vollständig abgebaut, Hellglimmer tritt nur um Disthen, retrograd aus Plagioklas und als Abbauprodukt von Granat in deren ehemaligen Kernbereichen auf. Auffallend sind große Granate, die nach ihrer Blastese bruchhaft deformiert wurden und in ihren Kernen einen Abbau in Chlorit, Ilmenit, Plagioklas und Quarz zeigen (vgl. Abb. 35, Petrographie Metasedimente). Auch Staurolith tritt in mittelgroßen, xenomorphen Kristallen auf, die stark boudiniert sind. Entlang von Spaltrissen erfolgte eine Chloritisierung, randlich wurden sie eher in Hellglimmer umgewandelt. Sie sind zumeist direkt mit Disthen verwachsen (vgl. Strukturanalogien, Epitaxie). Plagioklas überwuchs die Foliation, die der jetzigen Hauptfoliation entspricht (statische Temperung). Die Einregelung der Glimmereinschlüsse entspricht dem Externgefüge, das vor allem durch Disthene und Chlorite abgebildet wird.

Als Ti-Phase tritt Rutil in dem Gestein auf, z.T. in Verwachsung mit Ilmenit. Besonders große Kristalle sind als Einschlüsse in Plagioklas erhalten. Auch im Interngefüge der Granate tritt Rutil auf, wird hier er allerdings von einer Ilmenithülle umgeben.

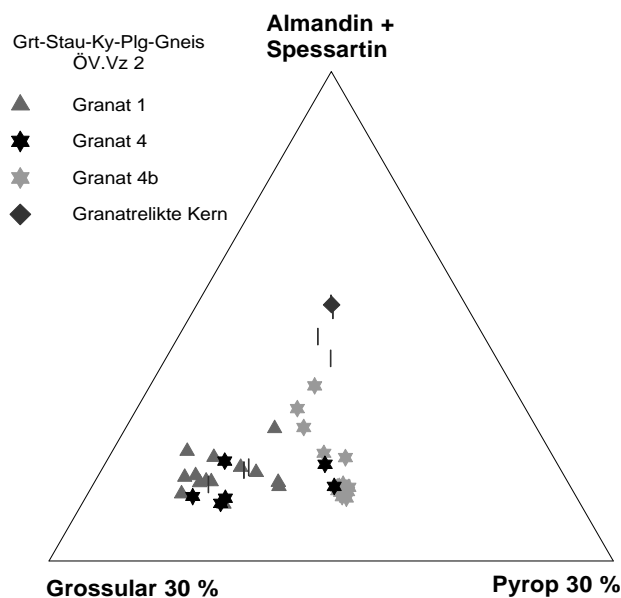


Abbildung 180 Mineralchemie Granat aus dem Grt-Stau-Ky-Gneis ÖV.Vz 2; graue Dreiecke Granat 1, dunkelgraue Rauten Granatkerne 7, graue und schwarze Sterne Granat 4b bzw. 4 (Diffusionsprofil hellgraue Sterne)

Die über 1 cm großen, spröde deformierten Granatkristalle weisen eine deutliche Variation in ihrem Chemismus auf, die allerdings nicht eindeutig einer Wachstumszonierung zuzuordnen ist (Abb.180). Der MgO-Gehalt des Granats ist deutlich höher als derjenige von Granaten anderer Metapelite wie der Glimmerschiefer westlich Gargellen. In einem Detailprofil am Rand eines Großgranats konnte eine charakteristische diffusive Überprägung des Saumes mit einem Anstieg des MnO-Gehaltes und einem Abfall der MgO-Komponente festgestellt werden (vgl. Abb. 104). Außerhalb dieses Diffusionsbereiches ist der Außenbereich des Granats 4 nahezu homogen mit hohem MgO-Gehalten um 3.5 Gew.%. Analysen der Internbereiche lassen deutlich niedrigere MgO-Gehalte um 1.8 Gew.% erkennen, so daß ein progrades Wachstum der Granate im Kernbereich, ein Wachstum bei annähernd konstanten

Bedingungen im Saum und eine diffusive Reequilibration im äußersten Saum (beschränkt auf die äußersten 35 µm) angenommen wird. Widersprüche ergeben sich allerdings durch ein Saumprofil am gleichen boudinierten Kristall, welches deutlich niedrigere MgO-Gehalte aufweist.

Thermobarometrie

Aufgrund seines auffälligen Gefüges wurde das Gestein, trotz seiner Überprägung und dem erhöhten Verwitterungsgrads, für die Bearbeitung mit der Mikrosonde ausgesucht. Das Fehlen primärer Glimmer verhindert die Berechnung invarianter Punkte nach Methode C1. Auch die Berechnung von Metamorphosetemperaturen ist aufgrund des Fehlens von Biotit erschwert. Als Ersatz mit dem Granat-Mischungsmodell nach Massonne (1992a) und einem einfachen Aktivitätsmodell für Chlorit nach Massonne (1992b) ($a_{\text{Klinochlor}} = (\text{Si}-2) \cdot (\text{Mg}/5)^6$) gerechnete

Granat-Chlorit-Temperaturen (Gleichgewicht $3 \text{ Daphnit} + 5 \text{ Pyrop} \Leftrightarrow 3 \text{ Klinochlor} + 5 \text{ Almandin}$) ergeben ca. 560°C für eine Granat-Randzusammensetzung aus dem Diffusionsprofil Granat 4b und Matrix-Chlorit. Für verschiedene Analysen der Granatkern-Abbauprodukte Chlorit 7 zusammen mit reliktischem Granat ergeben sich bei einem angenommenen Druck von 4 kbar $540\text{-}570^\circ\text{C}$. Für die Peak-Metamorphose kann keine Temperaturabschätzung abgeleitet werden. Für die Berechnungen der klassischen Barometer GRAIL, GRIPS und GASP wurde daher eine Temperatur von 600°C angenommen (Tab. 22). Die Berechnungen erfolgten für einen diffusiv nicht überprägten Granat-Rand 1 und einen diffusiv überprägten Granat-Rand 2. Ilmenit wurde mit a_{lm} 0.97 angenommen. Für Rutil und Quarz wurde $a = 1$ gesetzt. Das X_{An} im Plagioklas ist ein Durchschnittswert. Als Mischungsmodell kam dasjenige von Fuhrman & Lindsley (1988) zum Einsatz.

Tabelle 39 Zusammenfassung der GRAIL-, GRIPS- und GASP-Barometrie [Druck in kbar] nach verschiedenen Granat-Mischungsmodellen an Grt-Stau-Ky-Plg-Gneis ÖV.Vz 2.

	Massonne	Berman	Gang. & Sax.	Ideal
1. GRAIL $3 \text{ Ilm} + \text{Ky} + 2 \text{ aQz} = 3 \text{ Rt} + \text{Alm}$				
Grt Rand 1 bei 600°C	4.34	4.56	4.27	4.97
Grt Rand 2 Diff. bei 600°C	5.39	5.53	5.11	5.80
2. GRIPS $\text{Grs} + 2 \text{ Alm} + \text{Rt} = 2 \text{ Ilm} + \text{An} + \text{aQz}$				
Grt Rand 1 bei 600°C	7.52	7.31	6.63	6.83
Grt Rand 2 Diff. bei 600°C	7.19	7.06	6.06	6.67
3. GASP $\text{An} + 2 \text{ Ky} + \text{aQz} = 3 \text{ An}$				
Grt Rand 1 bei 600°C	8.86	8.48	7.63	7.61
Grt Rand 2 Diff. bei 600°C	7.95	7.71	6.46	7.03

Für den nicht überprägten Granat-Rand resultieren laut GASP 8.86 kbar, das GRIPS-Gleichgewicht ergibt 7.52 kbar. Die Werte für den diffusiv überprägten Rand liegen aufgrund des Abbaus der Grossular-Komponente etwas niedriger bei 7.95 bzw. 7.19 kbar. Im Vergleich ergibt das Granat-Modell nach Massonne (1992a, 1995) gegenüber dem Modell von Berman (1990) für das GASP-Gleichgewicht geringfügig erhöhte Drücke (0.2 - 0.3 kbar). Ein ideales Modell für den Granat führt zu ca. 1 kbar niedrigeren Drücken, das Modell nach Ganguly & Saxena (1984) liegt im Bereich des idealen Modells oder sogar niedriger (vgl. Tab. 39). Parallel dazu verlaufen die Drücke des GRIPS-Gleichgewichts für die unterschiedlichen Granat-Mischungsmodelle.

Die aus dem GRAIL-Gleichgewicht resultierenden Drücke weichen dagegen stark zu niedrigeren Werten ab. Mit dem Granat-Modell nach Massonne (1992a, 1995) ergeben sich lediglich 4.34 kbar bei 600°C , der Druck-Anstieg zum diffusiv überprägten Rand auf 5.39 kbar erscheint nicht realistisch. Die Ergebnisse für die unterschiedlichen Granat-Mischungsmodelle liegen beim GRAIL-Gleichgewicht dichter zusammen, die Verwendung eines idealen Modells führt zu höheren Drücken.

ÖM.3.1 a/b/c Granat-Staurolith-Glimmerschiefer

Die mineralreichen Glimmerschiefer treten in Wechsellagerung mit Metabasiten (Plagioklas-Amphiboliten und Hornblendegneisen) in der westlichen Silvrettadecke, westlich von Gargellen, auf. Ähnliche Gesteine sind auch aus dem südlichen Verwall (Valzur) und dem schweizer Silvrettateil (z.B. Pischahorn) bekannt. Sie besitzen die klassische amphibolitfaziale Mineralvergesellschaftung Granat + Staurolith + Plagioklas + Quarz + Biotit + Hellglimmer + Chlorit + Ilmenit \pm Disthen \pm Turmalin \pm Rutil. Die Blasteseabfolge ist komplex, Einschlußverhältnisse deuten auf Granat, Turmalin und Rutil als frühe Bildungen. Staurolith,

möglicherweise auch Disthen, gehören einer späteren Blastese phase an, ebenso wie die Schichtsilikate, Ilmenit und Plagioklas.

Prospert & Biino (1996) lieferten bereits thermobarometrische Daten für verwandte Gesteinstypen aus dem Bereich des Pischahorns NE von Davos. Dabei stand insbesondere die späte metamorphe Entwicklung mit der Blastese von Andalusit im Vordergrund. Andalusit wurde in den eigenen Proben aus dem Bereich des Schafberges nicht festgestellt.

Minerale aus zwei Dünnschliffen ähnlicher Proben (ÖM.3.1b/c) wurden in der Mikrosonde gemessen. Aufgrund des Abfallens der Zählrate eines Spektrometers (PET, verursacht zu geringe Ca-, Ba-, K- und Ti-Gehalte) können nur die Messungen an Probe ÖM.3.1c für thermobarometrische Aussagen herangezogen werden. Zur Verdeutlichung von Zonierungsmustern in Granat wurden auch analysierte Granate aus ÖM.3.1b verwendet.

In den Hellglimmern sind keine Hinweise auf eine eklogitfazielle Frühgeschichte der metamorphen Entwicklung der Glimmerschiefer zu erkennen. Die Mineralchemie zeigt fast durchgehend nahezu reine Muskowit-Paragonit-Mischungen (Abb. 181) und niedrige Si-Gehalte zwischen 6.0 und 6.1 p.d.f.u. (vereinzelt sogar < 6.0, vgl. Abb. 135A), lediglich Einzelanalysen erreichen Werte über 6.2 p.d.f.u. Die FM-Verhältnisse konzentrieren sich zwischen 0.55

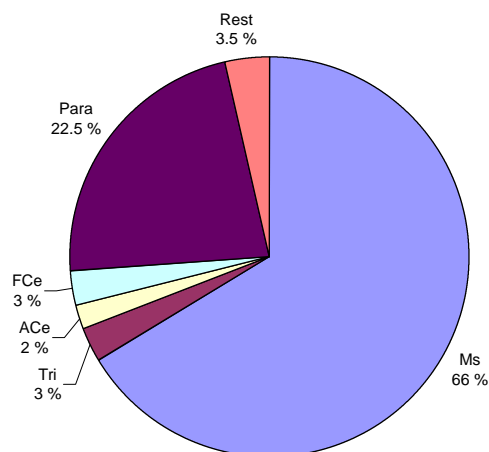


Abbildung 181 Mineralchemie der Hellglimmer aus ÖM.3.1c; durchschnittlicher Gehalt an Komponenten aller Hellglimmer in Mol%.

und 0.65 (einzelne gar bis 0.75) und weichen damit ebenso deutlich von den HP-Phengiten der Probe ÖRK.35 ab. Biotit ist in den foliierten Matrixkristallen im Bezug auf das Fe/(Fe+Mg)-Verhältnis nahezu homogen, fällt aber durch sehr hohe Al^{VI}-Gehalte auf. Innerhalb des Granats 7 tritt ein Biotit auf, der sich durch deutlich niedrigere Mg-Gehalte auszeichnet und in der Thermobarometrie zu deutlich abweichenden Resultaten führt (s.u.). Aufgrund der möglichen Berechnung invarianter Punkte zusammen mit dem Innenrand des Granats, Phengit-Einschlüssen aus dem Granat sowie Plagioklas und Staurolith, wird dieser Biotit als primärer Einschluß interpretiert.

Plagioklas läßt verschiedene mineralchemische Gruppen erkennen, es handelt sich aber ausnahmslos um Oligoklase mit An₁₆₋₁₈, An₂₀₋₂₁ bis An₂₆.

Staurolith besitzt typisch amphibolitfazielle Zusammensetzungen mit dominierender Fe-Komponente ($X_{Fe} = 0.809-0.859$) und niedrigen X_{Mg} zwischen 0.14 und 0.19.

Granat ist ein typischer almandin-betonter Typ mit Alm₇₄₋₇₉, Py₆₋₁₁, Grs₈₋₁₆, SpS_{0.5-4.0}, die Andradit-Komponente ist generell gering. Aufgrund der Größe der Granate (bis > 1 cm) und auch ihrer späteren tektonischen Fragmentierung, konnten in ÖM.3.1c keine vollständigen Granatprofile gemessen werden, stattdessen wurden Profile durch Saumbereiche gelegt. Das Zonierungsmuster ist in einem vollständig analysierten Granat aus der unmittelbar benachbarten Probe ÖM.3.1b zu entnehmen (vgl. Abb. 103, Mineralchemie Granat).

Disthen liegt nahe an der Idealzusammensetzung, nur Fe₂O₃ ersetzt mit 0,3 bis 0,5 Gew.% Al₂O₃ in nennenswertem Umfang. Ilmenit liegt nahe am Endglied ($X_{Ilm} \sim 0.97$), Fe wird zu geringem Umfang von Mg und Mn ersetzt.

Thermobarometrie an ÖM.3.1c

Es wurden die Mineralvergesellschaftung Granat + Phengit + Biotit + Quarz nach Methode C1 verwendet. Zusätzlich wurden anschließend sukzessive die Mineralphasen Plagioklas, Staurolith und Disthen in die Berechnungen einbezogen.

Für eine Granat-Randzusammensetzungen (11230/30) eines Großgranates ergeben sich in Verbindung mit einer Biotit- (11232/68) und der Si-reichsten Phengit- (11232/70) Matrixanalyse 530°C bei 7.1 kbar (om31ca, vgl. Tab. 40). Bei Verwendung Si-ärmerer Analysen (11232/72) erniedrigen sich die Drücke bis unter 4 kbar (3.7 kbar bei 519°C für om31cd). Für Plagioklas (mit $X_{An} = 0.1833$) wurde bei den zuvor berechneten P-T-Bedingungen eine Anorthit-Aktivität nach dem Mischungsmodell von Fuhrman & Lindsley (1988) berechnet und diese in die Berechnung miteinbezogen. Es ergibt sich ein Schnittpunkt bei den P-T-Bedingungen 7.1 kbar / 530°C (Abb. 182A). Die Staurolith-Komponenten lassen sich nicht in einen gemeinsamen invarianten Punkt mit den anderen Phasen überführen, Staurolith wird daher als nicht stabil mit den Matrixphasen und der Granat-Randzusammensetzung angesehen. Dagegen ist Disthen gut mit der Matrixvergesellschaftung zu kombinieren, lediglich ein Gleichgewicht verläuft deutlich außerhalb des invarianten Punktes bei 7.1 kbar / 530°C (Abb. 182C). Auch der FeAl-Seladonit läßt sich bei der Matrixvergesellschaftung mit in die Berechnung einbeziehen, das Biotit-Hellglimmer-Thermometer liegt knapp (ca. 20°C) unterhalb des Granat-Biotit-Thermometers, das Granat-Phengit-Thermometer ca. 70°C oberhalb des Granat-Biotit-Thermometers (vgl. Abb. 182B).

Tabelle 40 Zusammenfassung der Ergebnisse der PTAX-Berechnungen an Grt-Stau-Ky-Tur-Glimmerschiefer ÖM.3.1c nach Methode C1.

	Granat	Hellglimmer	P [kbar]	T [°C]
om31ca	Grt 7 Außenrand 11230/30	Phe 3 Si _{Max} 11232/70	7.10	530
om31cb	Grt 7 Innenrand 11230/11	Phe* in Grt 7 11232/30	8.16	690
om31cc	Grt 7 Internbereich 11230/33 (Kern)	Phe* in Grt 7 11232/30	7.55	612
om31cd	Grt 7 Außenrand 11230/30	Phe 3 Si 11232/72	3.72	519

Biotit- und Hellglimmer-Einschlüsse im Granat-Zentrum ergeben zusammen mit der Analyse eines benachbarten Granats (11230/11) deutlich höhere Temperaturen von 690°C bei 8.2 kbar (Abb. 182E). Die Verwendung einer weiteren Analyse (11230/33) aus dem vermuteten ehemaligen Kernbereich des Granats (Innenrand des heute erhaltenen Granatsaumes) führt zu 612°C bei 7.5 kbar (Abb. 182D). Mit diesen Berechnungen lassen sich die Staurolith-Komponenten gut korrelieren. Es ergibt sich ein nahezu idealer Schnittpunkt (vgl. Abb. 182F). Fraglich erscheint die Einstellung eines Gleichgewichts zwischen allen beteiligten Komponenten aufgrund der mangelnden Anwendbarkeit des FeAl-Seladonits, denn die Granat-Phengit-Temperaturen liegen für om31cc ca. 200°C niedriger als die Granat-Biotit-Daten.

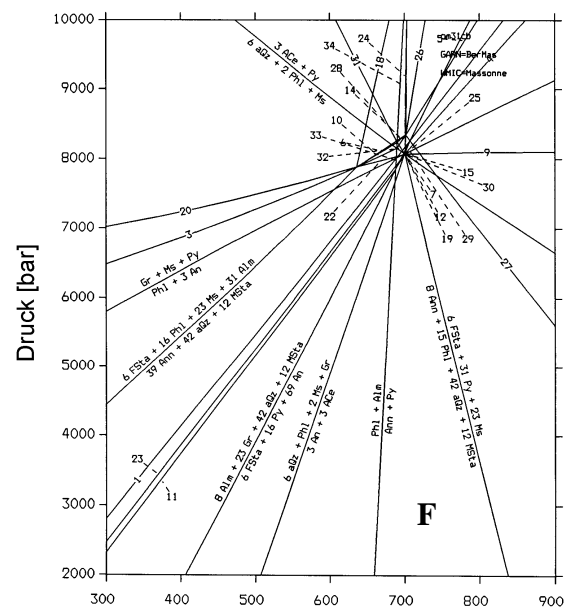
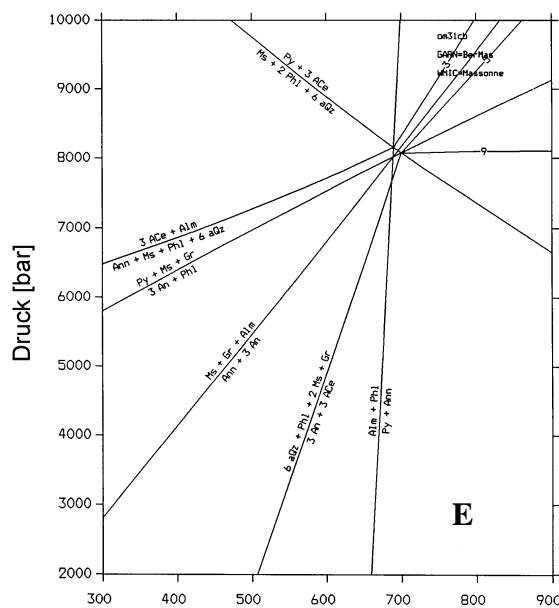
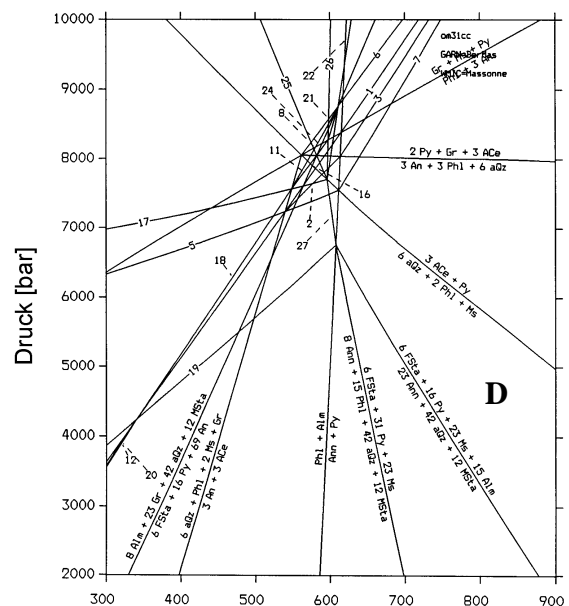
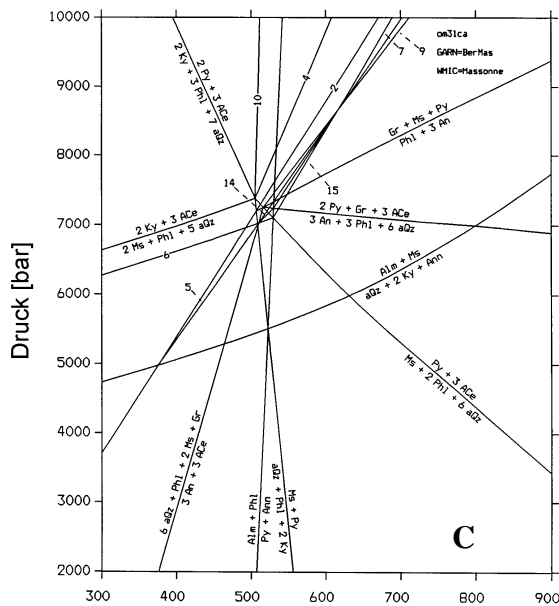
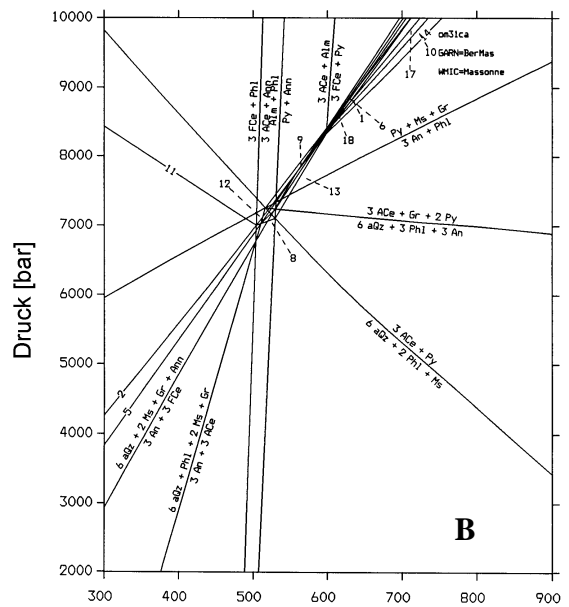
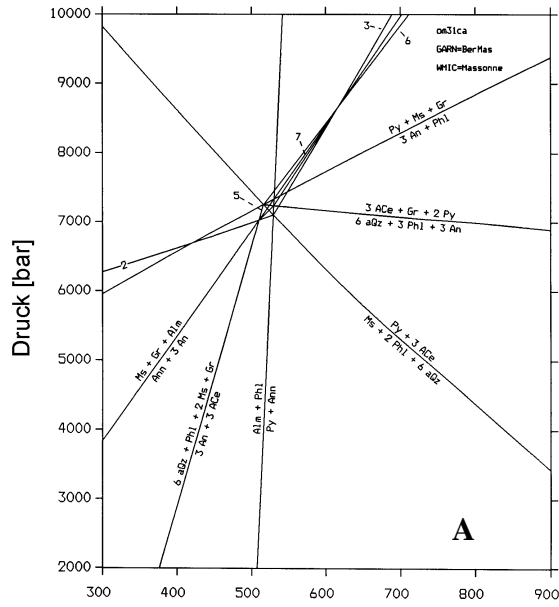
Ein Vergleich der Multigleichgewichtsberechnungen mit klassischer Granat-Biotit-Thermometrie verdeutlicht, daß die Granat-Biotit-Temperaturen, die mit dem von Massonne überarbeiteten Granat-Mischungsmodell von Berman (1990) und dem einfachen Mischungsmodell von Biotit erzielt wurden, an der Obergrenze des Schwankungsbereiches aller Thermometer zu liegen kommen (vgl. Tab. 24 sowie Tab. 29 Granat-Biotit-Thermometrie). Lediglich der Ansatz von Hoinkes (1986) liefert noch höhere Temperaturen.

Der Vergleich der PTAX Granat-Phengit-Temperaturen mit denen der klassischen Kalibrationen nach Krogh & Råheim (1978) und Green & Hellman (1982) deckt deutliche Diskrepanzen auf (vgl. Tab. 41).

Abbildung 182 PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen am Grt-Stau-Ky-Tur-Glimmerschiefer ÖM.3.1c. A Methode C1 für den Grt-Rand und Si_{Max} in Hgl (om31ca). B Zusätzliche Einbeziehung der FeAl-Seladonit-Komponente in om31ca. C Zusätzliche Einbeziehung des Disthens in om31ca (ohne FeAl-Seladonit). D Einbeziehung von Fe- und Mg-Staurolith in om31cc. E Methode C1 für om31cb.

F Einbeziehung von Fe- und Mg-Staurolith in om31cb.

P



Reaktionsliste A und E

- 1): $Ms + Gr + Alm = Ann + 3 An$
- 2): $3 ACe + Alm = Ann + Ms + Phl + 6 aQz$
- 3): $3 ACe + 2 Alm = 2 Ann + Ms + Py + 6 aQz$
- 4): $6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr = 3 An + 3 ACe$
- 5): $2 Alm + 3 ACe + Gr = 6 aQz + Phl + 3 An + 2 Ann$
- 6): $6 aQz + Py + 3 Ms + 2 Gr = 6 An + 3 ACe$
- 7): $3 Alm + 3 ACe + Gr = 6 aQz + Py + 3 An + 3 Ann$
- 8): $Alm + Phl = Py + Ann$
- 9): $Py + 3 ACe = Ms + 2 Phl + 6 aQz$
- 10): $Py + Ms + Gr = 3 An + Phl$
- 11): $3 ACe + Gr + 2 Py = 6 aQz + 3 Phl + 3 An$

Reaktionsliste F (om31cb)

- 1): $Ms + Gr + Alm = Ann + 3 An$
- 2): $6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr = 3 An + 3 ACe$
- 3): $Alm + 3 ACe = 6 aQz + Phl + Ms + Ann$
- 4): $6 aQz + Py + 3 Ms + 2 Gr = 6 An + 3 ACe$
- 5): $2 Alm + 3 ACe = 6 aQz + Py + Ms + 2 Ann$
- 6): $6 FSta + 7 Ms + 48 ACe + 47 Alm = 55 Ann + 138 aQz + 12 MSta$
- 7): $8 Ann + 47 Gr + 40 Ms + 138 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 48 ACe + 141 An$
- 8): $Phl + Alm = Ann + Py$
- 9): $2 Py + Gr + 3 ACe = 3 An + 3 Phl + 6 aQz$
- 10): $6 FSta + 69 ACe + 54 Alm = 62 Ann + 7 Phl + 180 aQz + 12 MSta$
- 11): $16 Ann + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 69 An + 8 Alm$
- 12): $8 Ann + 12 ACe + 27 Gr + 18 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 20 Phl + 81 An$
- 13): $8 Alm + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Py + 69 An$
- 14): $6 FSta + 69 ACe + 61 Alm = 69 Ann + 7 Py + 180 aQz + 12 MSta$
- 15): $24 Ann + 61 Gr + 174 aQz + 36 MSta = 18 FSta + 40 Py + 24 ACe + 183 An$
- 16): $Gr + Ms + Py = Phl + 3 An$
- 17): $3 ACe + Py = 6 aQz + 2 Phl + Ms$
- 18): $6 FSta + 23 Phl + 30 Ms + 24 Alm = 32 Ann + 21 ACe + 12 MSta$
- 19): $8 Ann + 21 ACe + 24 Gr + 12 MSta = 6 FSta + 23 Phl + 6 Ms + 72 An$
- 20): $8 Alm + 117 ACe + 12 MSta = 6 FSta + 192 aQz + 55 Phl + 62 Ms$
- 21): $6 FSta + 16 Phl + 23 Ms + 31 Alm = 39 Ann + 42 aQz + 12 MSta$
- 22): $8 Ann + 93 ACe + 12 MSta = 6 FSta + 144 aQz + 47 Phl + 54 Ms$
- 23): $8 Ann + 31 Gr + 8 Ms + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 93 An$
- 24): $9 Ann + 21 ACe + 12 MSta = 6 FSta + 23 Py + 30 Ms + Alm$
- 25): $8 Ann + 21 ACe + Gr + 12 MSta = 6 FSta + 23 Py + 29 Ms + 3 An$
- 26): $16 Alm + 69 ACe + 24 MSta = 12 FSta + 54 aQz + 55 Py + 69 Ms$
- 27): $6 FSta + 16 Py + 23 Ms + 15 Alm = 23 Ann + 42 aQz + 12 MSta$
- 28): $16 Ann + 45 ACe + 24 MSta = 12 FSta + 6 aQz + 47 Py + 61 Ms$
- 29): $8 Ann + 15 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Py + 8 Ms + 45 An$
- 30): $8 Ann + 21 ACe + 30 Gr + 6 Py + 12 MSta = 6 FSta + 29 Phl + 90 An$
- 31): $6 FSta + 62 Py + 69 ACe = 8 Alm + 69 Phl + 180 aQz + 12 MSta$
- 32): $6 FSta + 54 Py + 69 ACe = 8 Ann + 61 Phl + 180 aQz + 12 MSta$

- 33): $8 Ann + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 8 Py + 8 Phl + 69 An$
- 34): $8 Ann + 21 ACe + Phl + 12 MSta = 6 FSta + 24 Py + 30 Ms$
- 35): $6 FSta + 31 Py + 23 Ms = 8 Ann + 15 Phl + 42 aQz + 12 MSta$

Reaktionsliste D (om31cc)

- 1): $Ms + Gr + Alm = Ann + 3 An$
- 2): $2 Alm + 3 ACe + Gr = 6 aQz + Phl + 3 An + 2 Ann$
- 3): $3 Alm + 3 ACe + Gr = 6 aQz + Py + 3 An + 3 Ann$
- 4): $6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr = 3 An + 3 ACe$
- 5): $Alm + 3 ACe = 6 aQz + Phl + Ms + Ann$
- 6): $6 aQz + Py + 3 Ms + 2 Gr = 6 An + 3 ACe$
- 7): $2 Alm + 3 ACe = 6 aQz + Py + Ms + 2 Ann$
- 8): $8 Alm + 55 Gr + 48 Ms + 138 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 48 ACe + 165 An$
- 9): $Phl + Alm = Ann + Py$
- 10): $2 Py + Gr + 3 ACe = 3 An + 3 Phl + 6 aQz$
- 11): $8 Alm + 24 ACe + 31 Gr + 12 MSta = 6 FSta + 6 aQz + 24 Phl + 93 An$
- 12): $16 Ann + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 69 An + 8 Alm$
- 13): $8 Alm + 23 Gr + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Py + 69 An$
- 14): $Gr + Ms + Py = Phl + 3 An$
- 15): $3 ACe + Py = 6 aQz + 2 Phl + Ms$
- 16): $8 Alm + 21 ACe + 32 Gr + 2 Ms + 12 MSta = 6 FSta + 23 Phl + 96 An$
- 17): $8 Alm + 117 ACe + 12 MSta = 6 FSta + 192 aQz + 55 Phl + 62 Ms$
- 18): $8 Alm + 39 Gr + 16 Ms + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 117 An$
- 19): $6 FSta + 16 Phl + 23 Ms + 31 Alm = 39 Ann + 42 aQz + 12 MSta$
- 20): $8 Ann + 31 Gr + 8 Ms + 42 aQz + 12 MSta = 6 FSta + 16 Phl + 93 An$
- 21): $8 Alm + 21 ACe + 9 Gr + 12 MSta = 6 FSta + 23 Py + 21 Ms + 27 An$
- 22): $16 Alm + 69 ACe + 24 MSta = 12 FSta + 54 aQz + 55 Py + 69 Ms$
- 23): $6 FSta + 16 Py + 23 Ms + 15 Alm = 23 Ann + 42 aQz + 12 MSta$
- 24): $8 Alm + 21 ACe + 30 Gr + 12 MSta = 6 FSta + 2 Py + 21 Phl + 90 An$
- 25): $6 FSta + 62 Py + 69 ACe = 8 Alm + 69 Phl + 180 aQz + 12 MSta$
- 26): $8 Alm + 21 ACe + 9 Phl + 12 MSta = 6 FSta + 32 Py + 30 Ms$
- 27): $6 FSta + 39 Py + 23 Ms = 8 Alm + 23 Phl + 42 aQz + 12 MSta$
- 28): $6 FSta + 31 Py + 23 Ms = 8 Ann + 15 Phl + 42 aQz + 12 MSta$

Reaktionsliste C

- 1): $Alm + Ms = aQz + 2 Ky + Ann$
- 2): $aQz + 2 Ky + Gr = 3 An$
- 3): $2 Ky + 3 ACe = 2 Ms + Phl + 5 aQz$
- 4): $4 Ky + 3 ACe = 3 Ms + Py + 4 aQz$
- 5): $Ms + Gr + Alm = Ann + 3 An$
- 6): $Alm + 3 ACe = 6 aQz + Phl + Ms + Ann$
- 7): $2 Alm + 3 ACe = 6 aQz + Py + Ms + 2 Ann$
- 8): $6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr = 3 An + 3 ACe$
- 9): $6 aQz + Py + 3 Ms + 2 Gr = 6 An + 3 ACe$
- 10): $4 Phl + 12 Ky + 3 ACe = 7 Ms + 5 Py$
- 11): $Ms + Py = aQz + Phl + 2 Ky$
- 12): $2 Py + 3 ACe = 2 Ky + 3 Phl + 7 aQz$
- 13): $Py + 3 ACe = Ms + 2 Phl + 6 aQz$
- 14): $2 Alm + 3 ACe + Gr = 6 aQz + Phl + 3 An + 2 Ann$

- 15): $3 \text{ Alm} + 3 \text{ ACe} + \text{Gr} = 6 \text{ aQz} + \text{Py} + 3 \text{ An} + 3 \text{ Ann}$
 16): $\text{Alm} + \text{Phl} = \text{Py} + \text{Ann}$
 17): $\text{Gr} + \text{Ms} + \text{Py} = \text{Phl} + 3 \text{ An}$
 18): $2 \text{ Py} + \text{Gr} + 3 \text{ ACe} = 3 \text{ An} + 3 \text{ Phl} + 6 \text{ aQz}$

- 9): $\text{Gr} + 3 \text{ ACe} + 3 \text{ Alm} = 3 \text{ Ann} + 3 \text{ An} + \text{Py} + 6 \text{ aQz}$
 10): $2 \text{ Py} + \text{Gr} + 9 \text{ FCe} = 3 \text{ Ann} + 3 \text{ An} + 6 \text{ ACe} + 6 \text{ aQz}$
 11): $\text{Alm} + 6 \text{ ACe} = 6 \text{ aQz} + 2 \text{ Phl} + \text{Ms} + 3 \text{ FCe}$
 12): $\text{Alm} + 3 \text{ ACe} = 6 \text{ aQz} + \text{Phl} + \text{Ms} + \text{Ann}$
 13): $2 \text{ Alm} + 3 \text{ ACe} = 6 \text{ aQz} + \text{Py} + \text{Ms} + 2 \text{ Ann}$
 14): $6 \text{ FCe} + \text{Py} = 6 \text{ aQz} + \text{Ms} + 3 \text{ ACe} + 2 \text{ Ann}$
 15): $\text{Alm} + \text{Phl} = \text{Py} + \text{Ann}$
 16): $6 \text{ aQz} + \text{Phl} + 2 \text{ Ms} + \text{Gr} = 3 \text{ An} + 3 \text{ ACe}$
 17): $3 \text{ FCe} + \text{Gr} + \text{Ms} + \text{Py} = 3 \text{ ACe} + 3 \text{ An} + \text{Ann}$
 18): $6 \text{ aQz} + \text{Py} + 3 \text{ Ms} + 2 \text{ Gr} = 6 \text{ An} + 3 \text{ ACe}$
 19): $3 \text{ ACe} + \text{Gr} + 2 \text{ Py} = 6 \text{ aQz} + 3 \text{ Phl} + 3 \text{ An}$
 20): $3 \text{ ACe} + \text{Py} = 6 \text{ aQz} + 2 \text{ Phl} + \text{Ms}$
 21): $\text{Py} + \text{Ms} + \text{Gr} = 3 \text{ An} + \text{Phl}$

Reaktionsliste F

- 1): $\text{Gr} + 3 \text{ FCe} + 2 \text{ Alm} = 3 \text{ Ann} + 3 \text{ An} + 6 \text{ aQz}$
 2): $\text{Alm} + 3 \text{ FCe} = 6 \text{ aQz} + \text{Ms} + 2 \text{ Ann}$
 3): $3 \text{ FCe} + \text{Phl} = 3 \text{ ACe} + \text{Ann}$
 4): $3 \text{ ACe} + \text{Alm} = 3 \text{ FCe} + \text{Py}$
 5): $\text{Ms} + \text{Gr} + \text{Alm} = \text{Ann} + 3 \text{ An}$
 6): $6 \text{ aQz} + 3 \text{ Ms} + 2 \text{ Gr} + \text{Alm} = 6 \text{ An} + 3 \text{ FCe}$
 7): $6 \text{ aQz} + 2 \text{ Ms} + \text{Gr} + \text{Ann} = 3 \text{ An} + 3 \text{ FCe}$
 8): $\text{Gr} + 3 \text{ ACe} + 2 \text{ Alm} = 2 \text{ Ann} + 3 \text{ An} + \text{Phl} + 6 \text{ aQz}$

Tabelle 41 Zusammenfassung der Granat-Biotit- und Granat-Hellglimmer-Thermometrie am Grt-Stau-Ky-Tur-Glimmerschiefer ÖM.3.1c; vgl. auch Tab. 12 Austauschthermometrie Granat-Biotit. Abkürzungen: 1. Granat-Biotit-Thermometrie: PTAX = PTAX-Berechnung mit Granat-Mischungsmodell nach Massonne (1992), F & S = Ferry & Spear (1978), P & L = Perchuk & Lavrent'eva (1983), K & R = Kleemann & Reinhardt (1994), H & S = Hodges & Spear (1982), I & M = Indares & Martignole (1985); 2. Granat-Phengit-Thermometrie: Kr & Rå = Krogh & Råheim (1978), G & H = Green & Hellman (1982).

Granat-Biotit-Thermometrie [°C]

	PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
om31cb	689	619	607	611	658	608	696
om31cd	516	454	509	523	492	456	514

Granat-Phengit-Thermometrie [°C]

	P [kbar]	PTAX	Kr & Rå	G & H
om31ca	8	765	545	695
om31cb	8	622	549	690
om31cc	8	441	491	637
om31cd	4	988	527	708

Zur Überprüfung der Ergebnisse wurden die klassischen Barometer GASP, GRAIL, und GRIPS mit dem Datensatz von Berman (1988) sowie dem Granat Mischungsmodell nach Massonne (1992) mit PTAX für ÖM.3.1c berechnet (Tab. 42). Die Aktivitäten von Rutil,

Tabelle 42 Zusammenfassung der GRAIL-, GRIPS- und GASP-Barometrie [Druck in kbar] für den Grt-Stau-Ky-Tur-Glimmerschiefer ÖM.3.1c.

	Massonne	Berman	Gang. & Sax.	Ideal
1. GRAIL $3 \text{ Ilm} + \text{Ky} + 2 \text{ aQz} = 3 \text{ Rt} + \text{Alm}$				
Grt Rand bei 530°C	5.17	5.30	5.08	5.56
Grt Innenrand bei 690°C	5.73	5.87	5.76	6.05
Grt Intern bei 612°C	4.70	4.86	4.18	5.18
2. GRIPS $\text{Grs} + 2 \text{ Alm} + \text{Rt} = 2 \text{ Ilm} + \text{An} + \text{aQz}$				
Grt Rand bei 530°C	6.88	6.74	5.82	6.27
Grt Innenrand bei 690°C	8.03	7.85	6.66	7.46
Grt Intern bei 612°C	7.82	7.72	6.77	7.33
Grt Intern bei 612°C	8.80	8.70	7.74	8.30
3. GASP $\text{An} + 2 \text{ Ky} + \text{aQz} = 3 \text{ An}$				
Grt Rand bei 530°C	7.59	7.34	6.13	6.56
Grt Innenrand bei 690°C	9.02	8.71	7.04	8.06
Grt Intern bei 612°C	9.15	8.93	7.87	8.24
Grt Intern bei 612°C	10.54	10.32	9.24	9.61

Disthen und Quarz wurden gleich eins gesetzt; für den Ilmenit wurde eine ideale Mischung mit $X_{Ilm} = a_{Ilm} = 0.97$ angenommen. Für einen Granatrand, der zusammen mit Matrix-Hell- und -Dunkelglimmern nach obiger Berechnung 7.1 kbar bei 530°C ergab, werden mit GRAIL 5.2 kbar bei 530°C ermittelt. Die Verwendung des Mischungsmodelles nach Berman (1990) ergibt nur eine geringfügige Erhöhung auf 5.3 kbar, ein ideales Mischungsmodell dagegen 5.6 kbar und die Verwendung des Modells von Ganguly & Saxena (1984) nur 5.1 kbar. Die Berechnung für die Kernanalysen der Granate ergibt wie aus dem flachen Verlauf der Fe-Verteilung im Granat zu erwarten, keine wesentliche Änderungen der ermittelten Drücke. Die Granat-Stauroolith-Temperaturen nach Koch-Müller (1997) liegen bei $P = 8.2$ kbar für den Granat-Innenrand (11230/11) bei 712-750°C, also mindestens 30°C höher als die mit PTAX ermittelte Granat-Biotit-Temperatur. Für den Granat-Außenrand (11230/30) werden dagegen für den gleichen Druck 707-745°C ermittelt. Für 7.5 kbar reduzieren sich die Ergebnisse nur minimal.

ÖM.4.3a Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis („Biotitfleckengneis“)

Dieser Gesteinstyp nimmt weite Ausstrichsbereiche im Bereich des Verwall ein (zentrale Verwallgruppe, vgl. Reithofer 1931, 1935, Schweinehage 1995). Stellvertretend für diese Gesteinsgruppe wurde eine frische Probe aus dem Montafon (St. Gallenkirch) mit der Mikrosonde analysiert und thermobarometrisch untersucht.

Die Probe ÖM.4.3.a weist für die Granat-Fleckengneise typische Granat-Mikrotexturen auf. Wie bereits von Hoernes (1971) beschrieben, wird Granat durch ein dekussates Gemenge aus Hell- und Dunkelglimmern (\pm Quarz, Plagioklas, Ilmenit) ersetzt. Eine detaillierte Analyse der primären Zonierungen der Granate ist daher kaum möglich. Das Spektrum der Si-Gehalte der Hellglimmer deutet auf eine übereinstimmende Entwicklung mit den anderen Metasedimenten hin. Biotit besitzt keine erhaltene Fe-Mg-Zonierung. Der Al^{VI}-Gehalt läßt sich nicht systematisch im Hinblick auf eine Zonierung deuten.

Thermobarometrie

Aufgrund der nur reliktschen Erhaltung der Granate ist eine sichere Zuordnung mineralchemischer Daten zu Stadien des P-T-Pfades kaum möglich. Es wurde daher versucht, mit einem Mg-armen Granat und der Si-reichsten Hellglimmer-Analyse (6.56 Si p.d.f.u.) ein mögliches frühes Metamorphosestadium zu berechnen (om43a1). Ein Mg-reicher Granat wurde mit einer durchschnittlichen Analyse eines foliierten Hellglimmers (6.14 Si p.d.f.u.) ausgewählt, um die P-T-Bedingungen der Gleichgewichtseinstellung der Matrix zu bestimmen (om43a2). Möglich ist allerdings auch eine Kombination der Si-reichen Hgl-Analyse mit dem Mg-reichen Granat (om43a3). Weiterhin wurde ein P-T-Datum für einen intermediären Hellglimmer (6.14 Si p.d.f.u.) für einen Granat mit mittlerem Mg-Gehalt bestimmt.

Für den Si-reichen Hellglimmer ergeben sich Drücke von 14 – 16 kbar bei 586°C für den Mg-armen Granat bzw. 738°C für den Mg-reichen (Tab. 43). Berechnungen mit dem Granat-Modell von Berman (1990) führt zu 50 – 80°C niedrigeren Temperaturen und nur geringfügig niedrigeren Drücken.

Für den intermediären Hellglimmer ergeben sich je nach verwendeter Granat-Analyse Drücke von 7 – 8 kbar bei 680 – 700°C. Das Berman-Modell verringert die Temperaturen auf 650°C für om43a2 und 610°C für om43a4.

Die Einbeziehung der Anorthit-Komponente scheiterte, obwohl zusätzlich zahlreiche weitere Kombinationen von Mineralanalysen gerechnet wurden. Der Schnittpunkt der Gleichgewichte mit der Anorthit-Komponente liegt grundsätzlich bei niedrigen Temperaturen unter 500°C.

Die Daten der Granat-Biotit-Thermometrie (Tab. 44) bestätigen die bereits zuvor (vgl. auch Tab. 29) festgestellte Überhöhung der Temperaturen mit dem Granat-Modell von Massonne (1992a, 1995). Die verschiedenen Kalibrationen ergeben für den Mg-armen Granat mit dem

Tabelle 43 Zusammenfassung der Ergebnisse der PTAX-Berechnungen nach Methode C1 am Grt-Bt-Plg-Gneis ÖM.4.3a.

	Granat	Hellglimmer	P [kbar]	T [°C]
om43a1	Grt 1 Mg-Minimum 10963/8	Phe 1 Si _{Max} 10965/56	14.6	586
om43a2	Grt 1 Mg-Maximum 10963/1	Phe 1 Si intermed. 10965/46	7.84	697
om43a3	Grt 1 Mg-Maximum 10963/1	Phe 1 Si _{Max} 10965/56	16.7	738
om43a4	Grt 1 Mg intermed. 10963/14	Phe 1 Si intermed. 10965/46	7.13	681

Matrix-Biotit Temperaturen um 500°C, für den Mg-reichen 580 – 650°C, wobei wiederum die F&S-Werte zu tieferen Temperaturen abweichen, die Hoinkes und die PTAX-Werte zu höheren. Die mit dem Berman-Granat-Modell gerechneten Granat-Biotit-Temperaturen stimmen mit den Durchschnittswerten der Kalibrationen gut überein.

Tabelle 44 Zusammenfassung der Granat-Biotit- und Granat-Hellglimmer-Thermometrie an Grt-Bt-Plg-Gneis ÖM.4.3a; vgl. Tab. 29 Granat-Biotit-Thermometrie. Abkürzungen vgl. Tab. 41.
Granat-Biotit-Thermometrie [°C]

	PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
om43a1 14 kbar	584	415	488	530	517	475	505
om43a2 8 kbar	697	582	587	616	646	599	699
om43a3 16 kbar	735	612	609	641	684	628	734
om43a4 7 kbar	609	528	556	590	609	582	651

Granat-Phengit-Thermometrie [°C]

	P [kbar]	PTAX	Kr & Rå	G & H
om43a1	14	390	410	506
om43a2	8	405	493	635
om43a3	16	462	511	591
om43a4	7	401	458	608

Gut mit den Granat-Biotit-Temperaturen übereinstimmende Ergebnisse liefert auch wiederum das Granat-Hellglimmer-Thermometer für Metapelite nach Green & Hellman (1982). Für den Mg-armen Granat und Si-reichen Hellglimmer resultieren ca. 500°C, für den Mg-reichen Granat mit durchschnittlichem Hellglimmer dagegen 635°C.

Die Kalibration nach Krogh & Råheim (1978) liefert dagegen 100 – 150°C niedrigere Ergebnisse und auch die mit dem Hellglimmer-Modell nach Massonne (1997) berechneten PTAX-Resultate liefern niedrigere Werte.

In der Probe konnte kein Rutil festgestellt werden. Nimmt man trotzdem seine Stabilität während des Druckhöhepunktes an, ergeben sich für den Si-reichen Hellglimmer 14.5 kbar / 500°C, was die vorherigen Berechnungen gut bestätigt.

ÖM.5.1g Granat-Disthen-Glimmerschiefer mit Kalksilikatlage

Diese Probe enthält neben einem straff foliierten Zweiglimmerschiefer auch eine kalksilikatische Lage mit der Mineralvergesellschaftung Kalzit + Epidot + Quarz + Granat + Amphibol + Plagioklas. Der Glimmerschiefer enthält große (~ 1 cm) idiomorphe Granatblasten und reliktschem, leistenförmigem Disthen. In der Matrix und als Einschluß in Granat konnte Rutil nachgewiesen werden. Thermobarometrische Berechnungen wurden ausschließlich an der metapelitischen Mineralvergesellschaftung des Glimmerschiefers durchgeführt.

Thermobarometrie

P-T-Bedingungen der Metamorphose wurden zuerst mit der Methode C1 für Metasedimente (Grt + Hgl + Bt + Qz) bestimmt. Für einen Granat-Kern zusammen mit der Si-reichsten Hellglimmer-Analyse (om51ga) ergeben sich 14.7 kbar / 511°C. Dies bestätigt ähnliche Ergebnisse für den prograden Teil des P-T-Pfades anderer Proben (ÖV.Ma 3, SCal.3a).

Mit dem Granat-Modell nach Massonne (1992a, 1995) ergeben sich Maximaltemperaturen für die Randzusammensetzungen des Granates zusammen mit intermediären bis Si-armen Hellglimmern (om51gb, om51gc) im Bereich von 600 - 650°C (606° bzw. 652°C) bei Drücken von ca. 9.2 bzw. 7.5 kbar (vgl. Tab. 45).

Tabelle 45 Zusammenfassung der Ergebnisse der PTAX-Berechnungen nach Methode C1 an Granat-Glimmerschiefer ÖM.5.1g.

	Granat	Hellglimmer	P [kbar]	T [°C]
om51ga	Grt 1 Kern 11413/5	Phe 2 Si _{Max} 114146/5	14.7	511
om51gb	Grt 1 Innenrand 11413/2	Phe 2 Si intermediär 11414/6	9.19	606
om51gc	Grt 1 Außenrand 11413/1	Phe 3 Si _{Max} 11414/8	7.48	652

Der Vergleich mit den Ergebnissen des Granat-Modells nach Berman (1990) offenbart lediglich geringe Druck- aber deutliche Temperaturunterschiede. Für om51ga ergeben sich 14.0 / 443°C, für om51gb 8.97 kbar / 539°C und für om51gc 7.31 kbar / 568°C.

Tabelle 46 Zusammenfassung der Granat-Biotit- und Granat-Hellglimmer-Thermometrie am Grt-Glimmerschiefer ÖM.5.1g. Abkürzungen vgl. Tab. 41.

Granat-Biotit-Thermometrie [°C]

	PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
om51ga 14 kbar	509	374	460	487	456	439	451
om51gb 9 kbar	605	456	513	547	542	502	559
om51gc 7 kbar	650	515	548	563	580	603	619

Granat-Phengit-Thermometrie [°C]

	P [kbar]	PTAX	Kr & Rå	G & H
om51ga	14	452	491	586
om51gb	9	448	471	604
om51gc	7	671	515	666

Die PTAX-Granat-Biotit-Temperaturen nach dem Granat-Modell von Berman (1990) passen sich abermals besser in die Bandbreite der Granat-Biotit-Kalibrationen ein. Die Werte nach Ferry & Spear (1978) weichen stark zu niedrigeren Temperaturen ab. Für om51ga ergibt sich ein Spektrum von 440 – 490°C, für das Temperaturmaximum ist ein Bereich von 550 – 600°C anzunehmen (vgl. Tab. 45).

Die Granat-Hellglimmer-Temperaturen der Kalibrationen von Krogh & Råheim (1978) und Green & Hellman (1982) liefern keine mit Granat-Biotit-Daten übereinstimmenden Ergebnisse. Die K&R-Daten variieren bei allen Mineralkombinationen nur um 44°C bei niedrigen Temperaturen (471 – 515°C). Auch die G&H-Ergebnisse lassen die prograde und maximale Temperatur eng zusammenrücken (586 und 666°C) und sind insgesamt gegenüber den Granat-Biotit-Werten erhöht.

Im Gegensatz zu den meisten anderen Metapeliten liefern in ÖM.5.1g die PTAX-Granat-Hellglimmer-Temperaturen nach dem Mischungsmodell von Massonne (1997) für die prograde Kombination om51ga und die Kombination des Granat-Rand mit Matrix-Hellglim-

mer (om51gc) gut mit den Granat-Biotit-Temperatur-Berechnungen übereinstimmende Ergebnisse. Die prograde Temperatur ist ca. 60°C zu niedrig, liegt aber im Rahmen der anderen Granat-Biotit-Daten. Die Maximaltemperatur mit dem retrograd beeinflussten Granat ist ca. 20°C höher als der PTAX-Granat-Biotit-Wert.

Berechnungen mit der FeAl-Seladonit-Komponente des Hellglimmers führen allerdings nur für das letzte Metamorphosestadium zu einem Ergebnis mit gering streuendem Schnittpunkt (vgl. Abb. 183). Dieser liegt im Bereich 5.4 kbar / 635 – 660°C und damit 2 kbar niedriger als ohne Einbeziehung der FeAl-Seladonit-Komponente. Ähnliches trifft auch auf die Matrix-

Vergesellschaftung in ÖV.Ma 3 zu.

Auch die Anorthit-Komponente des Plagioklases, ein basischer Oligoklas mit An₂₈, kann in die Berechnungen der äußeren Granat-Randzusammensetzung und des Si-armen Glimmers (om51gc) mit einbezogen werden und ergibt einen nur schwach streuenden Schnittbereich mit einem zweiten Schnittpunkt der An-beinhaltenen Gleichgewichte bei 7.95 kbar / 620°C neben dem aus der Berechnung nach Methode C1.

Die Ti-Barometrie an den Kali-Hellglimmern liefert ein P-T-Datum für den prograden Druckhöhepunkt der Metamorphose. Für 500°C ergibt sich mit dem Si-reichsten Hellglimmer (6.63 Si p.d.f.u.) ein Druck von ca. 17.5 kbar. Für den weiteren Verlauf des P-T-Pfades erscheint die Stabilität des Rutil fraglich. Für intermediäre Hellglimmer (6.18 Si p.d.f.u.) resultieren ca. 12.3 kbar bei einer Temperatur von 600°C und ca. 13 kbar bei 650°C.

Ein weiterer Hellglimmer mit 6.15 Si

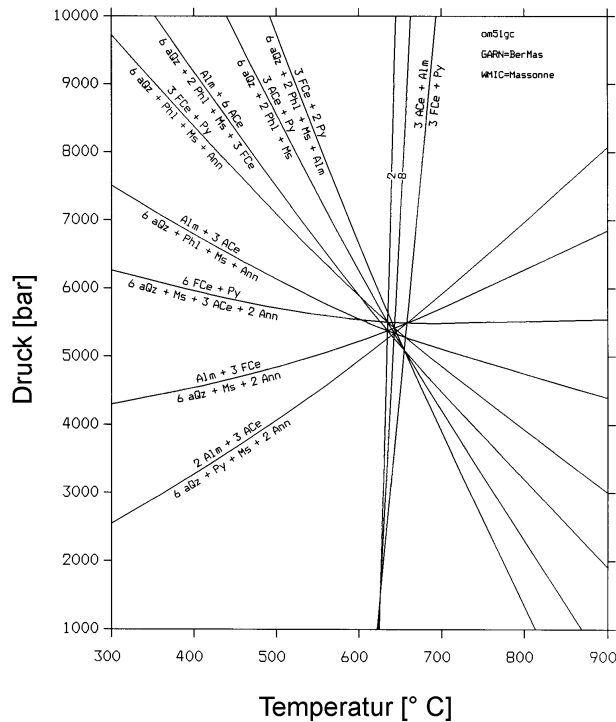


Abbildung 183 PTAX-Multigleichgewichtsdiagramm unter Einbeziehung der FeAl-Seladonit-Komponente am Granat-Glimmerschiefer ÖM.5.1g (Zusammensetzungsdatei om51gc, vgl. Text, inkl. metastabiler Reaktionen).

p.d.f.u. besitzt dagegen mit 0.31 Gew.% gegenüber 0.91 Gew.% niedrigere TiO₂-Gehalte und dementsprechend ergeben sich höhere Drücke.

Die Einbeziehung des Disthens in die Berechnungen führte in keinem Fall zu übereinstimmenden Schnittpunkten. Es konnte zusammen mit Granat, Hellglimmer, Biotit und Quarz keine Gleichgewichts-Einstellung einer Mineralvergesellschaftung festgestellt werden.

ÖS.Jam 6b Granat-Staurolith-Sillimanit-Schiefer

Die Probe ÖS.Jam 6b stammt aus dem Bereich des hinteren Jamtales (Umgebung Jamtalahaus), in dem Granat-führende Metapelite intensiv mit Granat-Amphiboliten wechsellagern. Das Gestein wird von großen Granat- und Staurolith-Porphyroblasten dominiert, Granat ist bruchhaft deformiert und wird entlang von Scherbahnen gegeneinander versetzt. Das Handstück entstammt der Umrahmung des Jamtalfensters. Wie in Amphiboliten (ÖS.Jam 2) des gleichen Gebiets treten auch hier Spuren der Pseudotachylitbildung entlang dieser Scherbahnen auf. Biotit ist überwiegend in Chlorit umgewandelt; primärer Hellglimmer tritt nicht auf. Neben Chlorit entsteht aus Biotit auch Hellglimmer und fibrolithischer Sillimanit.

Dieser wurde bereits von Hoernes (1971) beschrieben, er tritt konzentriert in der zentralen Silvrettadecke auf, im österreichischen Gebiet insbesondere im Jamtal.

Die analysierten sekundären Hellglimmer sind nahezu reine Muskowit-Paragonit-Mischglieder mit Si-Gehalten unter 6.1 p.d.f.u.; teilweise wurde auch Fe^{3+} berechnet. Die wenigen erhaltenen Biotite besitzen nahezu ausgeglichene Fe/Mg-Verhältnisse ($\text{Fe}/\text{Mg} \sim 1$) und hohe Al^{VI} -Gehalte. Der Almandin-betonte Granat mit deutlicher Pyrop-Komponente (Abb. 93 und 105B) ist in Bezug auf sein Fe/Mg-Verhältnis nahezu homogen; nur randlich ist eine retrograde Reequilibrierung insbesondere am Anstieg des Mn-Gehaltes und Abnahme des Mg-Gehaltes zu erkennen (Abb. 105). Die Homogenität des Fe/Mg-Verhältnisses in weiten Teilen des Kristalls könnte auf eine diffusive Überprägung bei längeranhaltenden hohen Metamorphosetemperaturen hindeuten, für die auch das Auftreten von Sillimanit spricht. Nur Ca zeigt in den Granatprofilen (z.B. Granat 11) noch eine deutliche Zonierung mit einem Maximum im Kern, in Granat 9 (vgl. Abb. 105A) wird der Trend zu einem schwachen Anstieg im Kern von der sehr unruhigen Ca-Verteilung entlang des Linienprofils verschleiert. PTAX-Berechnungen an der nicht zweifelsfrei belegten Paragenese Granat + Biotit + Hellglimmer + Quarz ergeben für eine durchschnittliche Analyse des Granat-Plateaus zusammen mit Matrix-Biotit eine relativ breite Streuung der Drücke zwischen 2 und 6 kbar, die alle mit der Stabilität von Sillimanit im Einklang stehen würden. Die Empfindlichkeit des Seladoniteinbaus in Kalihellglimmer ist extrem hoch. Analyse 10891/46 ergibt bei einer MgAl-Seladonit-Komponente von 0.0192 ca. 6 kbar, Analyse 10891/50 mit 0.0095 dagegen nur 1.8 kbar. Die Si-Gehalte der beiden Hellglimmeranalysen sind mit 6.08 zu 6.06 dagegen nahezu identisch. Für die Thermometrie wurde daher ein mittlerer Druck von 4 kbar angenommen.

Mit unterschiedlichen Biotitanalysen läßt sich für den homogenen Kernbereich des Granats eine eng umgrenzte Variationsbreite an Granat-Biotit-Temperaturen berechnen (vgl. Tab. 47, Grt Plateau). Die Randanalysen des Granats ergeben zu niedrige Temperaturen, da sie außerhalb des Stabilitätsfeldes von Sillimanit liegen. Einzelne Mg-reichere Granatanalysen führen zu höheren Temperaturen von $> 700^\circ\text{C}$.

Tabelle 47 Zusammenfassung der Granat-Biotit-Thermometrie am Grt-Stau-Sill-Gneis ÖS.Jam 6b. Abkürzungen vgl. Tab. 24.

Granat-Biotit-Thermometrie [$^\circ\text{C}$] (berechnet für 4 kbar)

	PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
Grt Rand Mg-Min	563	531	556	552	550	510	564
Grt Plateau	670	650	620	607	667	611	686
Grt Kern Mg-Max	724	700	645	632	720	663	750

Die ermittelten Granat-Staurolith-Temperaturen für den homogenen Granat-Kernbereich liegen wiederum ca. $30\text{-}80^\circ\text{C}$ höher als die mit PTAX ermittelten Granat-Biotit-Temperaturen (Tab. 48). Die Granat-Staurolith-Temperaturen liegen $50\text{-}100^\circ\text{C}$ über den Granat-Biotit-Temperaturen nach Ferry & Spear (1978) und weisen damit bessere Übereinstimmungen auf als in den meisten Beispielen von Koch-Müller (1997). Als mögliche Ursachen der erhöhten Granat-Staurolith-Temperaturen kommen ein Ungleichgewicht zwischen Granat und Staurolith, eine unvollständige Analyse der Staurolith-Zusammensetzungen (vorwiegend wegen des möglichen Li-Gehalts) sowie die variable Besetzung der M4-Plätze und der Al-Gehalt der T2-Plätze des Kristallgitters, mit einer daraus folgenden Beeinflussung der thermodynamischen Parameter, in Betracht (Koch-Müller 1997). Die nur geringfügig erhöhten Granat-Staurolith-Temperaturen deuten aber eher auf die Erhaltung eines hochgradigeren Metamorphosestadiums gegenüber demjenigen hin, die die Granat-Biotit-Temperaturen durch

Einfrierung eines retrograden Abkühlpfades wiedergeben (bei einer Art Schließungstemperatur des Biotit-Diffusionssystems).

Tabelle 48 Zusammenfassung der Granat-Stauroolith-Thermometrie nach Koch-Müller (1997) für den Grt-Stau-Sill-Gneis ÖS.Jam 6b.

Granat-Stauroolith-Temperaturen nach Koch-Müller (1997) für 4 kbar

Granat 1 10889/46	Stauroolith 1	10890/6 und 13	729 - 753°C
Granat 2 10889/43	Stauroolith 1	10890/6 und 13	715 - 739°C
Granat 1 10889/46	Stauroolith 10	10890/16	713°C
Granat 2 10889/43	Stauroolith 10	10890/16	699°C

Metasedimente aus dem schweizer Teil der Silvretta

SCal.3a Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis

Die Probe SCal.3a aus dem God Carolina im Inntal zwischen Zernez und Brail wurde aus dem unmittelbaren Kontaktbereich zu einem amphibolitisierten Eklogit gewonnen (vgl. Abb. 34, Petrographie Metasedimente).

Granat ist lediglich Nebengemengteil der Mineralvergesellschaftung und ist z. T. bereits erheblich resorbiert. Die Mineralchemie der Hellglimmer weist eine breite Streuung und hohe Si-Gehalte (maximal 6.68 Si p.d.f.u.) auf, die sich dem Trend der Metasedimente insgesamt aber einfügen. Biotit weist wie in anderen Proben keine Fe-Mg-Zonierung, aber unsystematisch variierende Al^{VI}-Schwankungen auf.

Thermobarometrie

Analysen zur Granat-Biotit-Thermometrie wurden an 12 Kontaktpaaren durchgeführt. Die daraus ermittelten PTAX-Temperaturen und die Variation der vergleichend dazu berechneten Kalibrationen sind ausführlich im Kapitel der Granat-Biotit-Austauschthermometrie dargestellt. Sieben gemessene Granat-Hellglimmer-Paare werden diesen gegenübergestellt.

Druck-Temperatur-Daten nach Methode C1 (Tab. 49) wurden für den Mg-reichen Granat-Rand zusammen mit einem hinsichtlich des Si-Gehaltes intermediären sowie dem Si-ärmsten Hellglimmer berechnet (scalc, scald, scalg). Im weiteren wurde die Anorthit-Komponente der Plagioklase in die Berechnungen einbezogen. Für den Mg-armen Granat-Kern wurde zusammen mit der Si-reichsten Hellglimmer-Analyse maximale Drücke des prograden P-T-Pfades berechnet. Für eine Granat-Analyse aus dem Bereich des äußeren Kerns wurde ebenfalls zusammen mit der Si-reichsten Hellglimmer-Analyse ein P-T-Datum berechnet (scale).

Für die Mg-ärmste Granat-Kernanalyse als auch für den Mg-reicheren Außenkern ergeben sich ca. 15 kbar bei 500°C. Die Verwendung einer ebenfalls im Kern auftretenden, etwas Mg-reicheren Granat-Analyse (11166/101), führt dagegen zu deutlich höheren Temperaturen von 640°C und 16 kbar. Die Einbeziehung der Anorthit-Komponente des Plagioklases ergab in keinem Fall einen gemeinsamen Schnittpunkt aller Gleichgewichte.

Die Berechnungen mit dem inneren und äußeren Granat-Rand und der Si-ärmsten Analyse (6.23 Si p.d.f.u.) aus Phengit 1 (11170/33), einer Randanalyse aus einem foliierten Hellglimmer, ergeben 10.8 kbar und 682°C (scalc) sowie 10.5 kbar und 695°C (scald). Für beide Fälle konnten erfolgreich die Anorthit-Komponenten des Matrix-Plagioklases mit in die Berechnung einbezogen werden. Unter Verwendung des Plagioklas-Mischungsmodelles von Fuhrman & Lindsley (1988) ergeben sich für scald bzw. scalc allerdings etwas streuende Schnittpunkte zwischen 10.5 kbar / 695°C und 11 kbar / 680°C für Methode C1 und ca. 10.1 kbar / 625°C sowie 11.0 kbar / 645°C (11.0 – 11.5 kbar / 625 – 645°C) für Methode C2.

Tabelle 49 Zusammenfassung der Ergebnisse der PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen nach Methode C1 am Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis SCal.3a.

	Granat	Hellglimmer	P [kbar]	T [°C]
scala	Grt 1 Kern Mn _{Max} 11166/101 Mg-arm	Phe 1 Si _{Max} 11170/37	16.2	643
scalb	Grt 1 Kern Mn _{Max} 11166/102 Mg-arm	Phe 1 Si _{Max} 11170/37	14.9	499
scalc	Grt 1 innerer Rand 11166/112 Mg-reich	Phe 1 Si _{Min} 11170/33	10.9	687
scald	Grt 1 äußerer Rand 11166/113 Mg-reich	Phe 1 Si _{Min} 11170/33	10.6	699
scale	Grt 1 äußerer Kern 11166/92 Mg-arm	Phe 1 Si _{Max} 11170/37	15.4	503
scalf	Grt 1 innerer Rand li 11166/86 Mg-reich	Phe 1 Si _{Min} 11170/33	11.4	737
scalg	Grt 1 äußerer Rand 11166/113 Mg-reich	Phe Si _{Min} 11169/19 Kontaktp.	2.72	670

Das Zurückgreifen auf das Granat-Modell von Berman ergibt dagegen nahezu ideale Schnittpunkte im Bereich 620 – 630°C / 10.0 – 10.3 kbar für scald sowie 612°C / 10.5 kbar für scalc. Die Verwendung des inneren Granat-Randes (scalc) ergibt damit die beste Übereinstimmung aller Gleichgewichte, die Gleichgewichtseinstellung der Granat-Ränder mit den Glimmern und Plagioklasen der Matrix erfolgte bei ca. 610 – 630°C / 10.0 - 10.5 kbar.

Die Granat-Biotit-Thermometrie an den PTAX-Dateien (vgl. Tab. 50), wie auch die der Kontaktpaare (vgl. Tab. 29), verdeutlicht die bessere Übereinstimmung der Ergebnisse des Berman-Modelles mit den Temperaturen der verschiedenen Kalibrationen.

Wie in anderen Proben auch, verursacht der hohe Grossular-Gehalt der Granate im Modell nach Massonne (1992a, 1995) ein Abweichen der Temperaturen nach oben. Insbesondere der etwas Mg-reichere Granat-Kern mit hohem Ca-Gehalt weicht mit dem Massonne-Modell stark gegenüber allen anderen Kalibrationen ab. Bessere Übereinstimmungen ergeben sich dagegen mit Temperaturen von 440 – 510°C für die Berechnungen an den Mg-armen Granat-Kernen, wobei das Ferry & Spear-Thermometer abermals zu niedrige Werte liefert.

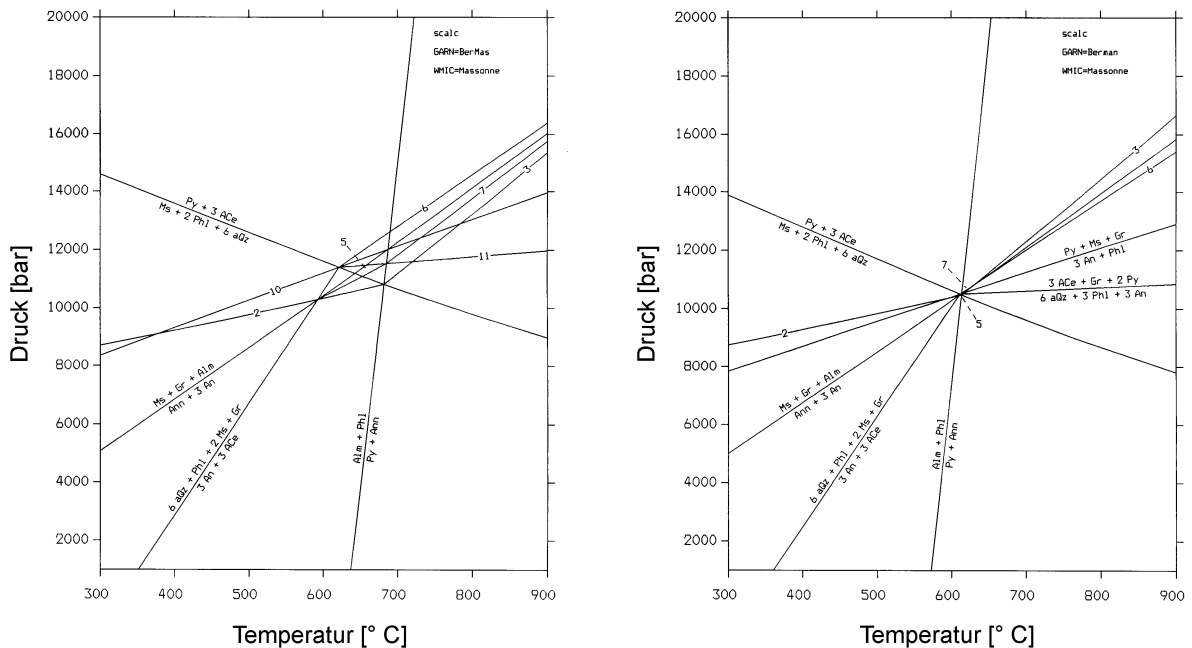


Abbildung 184 Vergleich der PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen inkl. der An-Komponente des Plagioklasen an Grt-Bt-Plg-Gneis SCal.3a mit Granat-Mischungsmodellen nach Massonne (1992a, 1995 in A) sowie Berman (1990 in B).

Tabelle 50 Zusammenfassung der Granat-Biotit- und Granat-Hellglimmer-Thermometrie am Grt-Bt-Plg-Gneis SCal.3a; vgl. auch Tab. 30 Austauschthermometrie Granat-Biotit. Abkürzungen vgl. Tab. 41.**Granat-Biotit-Thermometrie [°C]**

	PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
scala 16 kbar	639	469	525	558	565	526	574
scalb 15 kbar	497	399	478	508	489	451	436
scalc 11 kbar	683	524	556	593	611	545	645
scald 11 kbar	697	546	568	599	625	583	668
scale 15 kbar	498	371	459	488	450	399	446
scalf 11 kbar	729	566	580	617	653	596	700
scalg 3 kbar	660	536	558	592	616	568	635

Granat-Phengit-Thermometrie [°C]

	P [kbar]	PTAX	Kr & Rå	G & H
scala 16 kbar	16	393	445	528
scalb 15 kbar	15	314	385	475
scalc 11 kbar	11	365	465	583
scald 11 kbar	11	375	475	592
scale 15 kbar	15	313	390	480
scalf 11 kbar	11	410	482	600
scalg 3 kbar	3	331	425	608

Für die Randzusammensetzungen des Granats (scalc, scald) werden Temperaturen im Bereich 530 – 670°C ermittelt. Die Ferry & Spear-Werte stellen abermals Minimalwerte dar, die höchsten Temperaturen entstammen dem Hoinkes-Thermometer. Aber auch letztere liegen unterhalb des Temperaturniveaus der PTAX-Berechnungen mit dem Massonne-Modell für Granat sowie dem einfachen Aktivitätsmodell für Biotit. Für einen anderen Granat-Rand (scalf) liegt der Temperaturbereich bei allen Kalibrationen nochmals ca. 30 – 40°C höher.

Der Temperaturhöhepunkt kann nach den Kalibrationen von Hodges & Spear (1982) und Kleemann & Reinhardt (1994) mit einem engeren Bereich von 590 – 630°C allerdings gut mit den PTAX-Daten des Berman Granat-Modells korreliert werden.

Die Granat-Hellglimmer-Thermometrie liefert abermals nur nach der Kalibration für pelitische Systeme von Green & Hellman (1982) mit den Granat-Biotit-Temperaturen übereinstimmende Resultate (Tab. 51). Für den Granat-Rand ergeben sich Werte von 580 – 610°C, für den Kern Temperaturen um 480°C. Wie in den anderen Metapeliten auch, erweist sich die Kalibration nach Krogh & Råheim (1978) als ungeeignet, da die Temperaturen niedrigere Werte annehmen. Das Niveau der PTAX-Temperaturen liegt noch unterhalb der K&R-Werte.

Die Hellglimmer der Granat-Hellglimmer-Kontaktpaare besitzen eine das gesamte Si-Spektrum umfassende Streuung (6.04 – 6.68 Si p.d.f.u.), werden aber vorwiegend aus späten, rekristallisierten Hellglimmern mit niedrigen Si-Gehalten < 6.10 Si p.d.f.u. aufgebaut. Auch der Granat besitzt, obwohl nur randliche Abschnitte gemessen wurden, eine erhebliche mineralchemische Variation, die Pyrop-Komponente schwankt zwischen 6.7 und 13.5 Mol %, liegt damit aber in allen Fällen im Bereich der Mg-reicheren Granat-Randzusammensetzungen.

Auch die Temperaturen der Kontaktpaare nach Green & Hellman (1982) besitzen eine breite Streuung. Die Minimal- und Maximal-Werte stimmen dabei recht gut mit bei den Granat-Biotit-Temperaturen festgestellten Streuung überein. Die niedrigeren Temperaturen variieren zwischen 560 und 620°C, die höheren können bis über 700°C erreichen.

Die Barometrie mit Ti-Gehalten in Kali-Hellglimmern nach Massonne et al. (1993) bestätigt die zuvor ermittelten Drücke. Rutil-Relikte lassen auf ihr stabiles Auftreten während des prograden P-T-Pfades schließen. Für den Si-reichsten Hellglimmer ergeben sich im zuvor

ermittelten wahrscheinlichen Temperaturbereichs des Druckhöhepunktes von ungefähr 500°C ca. 15 kbar.

Für den Si-ärmeren Rand des Foliationsglimmers ergeben sich bei den ermittelten Maximaltemperaturen von 600 – 650°C ein Druck von 12 – 13 kbar, der etwas höher liegt, als die zuvor berechneten Drücke. Für die Si-armen Hellglimmer der Kontaktpaare, die mit der Grt-PTAX-Methode C1 sehr niedrige Drücke ergeben, werden dagegen stark nach oben abweichende Drücke ermittelt.

Tabelle 51 Zusammenfassung der Grt-Hgl-Temperaturen an Kontaktpaaren in Grt-Bt-Plg-Gneis SCal.3a.

Kontaktpaar	P [kbar]	PTAX [°C]	K & R [°C]	G & H [°C]
4	10	273	458	583
5	10	307	518	643
6	10	358	540	665
9	10	249	497	622
12	10	667	599	722
18	10	482	439	563
19	10	439	570	694

SPi.1a Granat-Staurolith-Andalusit-Glimmerschiefer

Die Probe SPi.1a entstammt den Alumosilikatminerale-führenden Glimmerschiefern und Knotengneisen aus dem Bereich des Pischahorns nordöstlich Davos, die bereits von Streckeisen (1928), Bollin (1994) sowie Prospert & Biino (1996) bearbeitet worden. Prospert & Biino (1996) entwickelten an diesen Gesteinen einen gegen den Uhrzeigersinn verlaufenden P-T-Pfad. Dieser wurde mittels der Programme DOMINO und PTAX berechnet.

Vergleichend dazu wurden PTAX-Berechnungen mit den Granat- und Hellglimmer-Daten und -Mischungsmodellen nach Massonne (1992a, 1995, 1997) durchgeführt.

Die Gesteine enthalten z. T. Abfolgen der drei Alumosilikate Disthen, Sillimanit und Andalusit, die zudem in mehreren Generationen auftreten können (Prospert & Biino 1996). Staurolith kann als Einschluß Rutil aber auch Ilmenit enthalten. In der Matrix tritt nur Ilmenit auf. Granat befindet sich ebenfalls als Einschluß in Staurolith. In der bearbeiteten Probe tritt nur Andalusit als spät gewachsener Blast auf, der die meisten Matrixphasen einschließt.

Mineralchemisch weist Granat einen sehr gut erhaltenen, einfachen Wachstumszonarbau mit diffusiv-retrograder Überprägung am Rand auf. Das Fe-Mg-Verhältnis bleibt nahezu konstant. Im Kern ist ein Ca- und Mn-Maximum zu beobachten.

Die Hellglimmer besitzen eine ähnliche Bandbreite ihrer Zusammensetzungen wie andere Metapelite der Silvrettadecke. Die Hauptmasse der Analysen weist allerdings sehr niedrige Si-Gehalte im Bereich 6.00 – 6.12 Si p.d.f.u. auf. Die Paragonit-Komponente erreicht darin ca. 20 Mol %. Es handelt sich um fast reine Muskowit-Paragonit-Mischglieder. In mehreren Querglimmern konnten auch höhere Si-Gehalte bis 6.44 p.d.f.u. analysiert werden.

Biotit ist im Vergleich zu anderen Metapelit sehr Fe-reich, das F/FM-Verhältnis ist abermals nahezu einheitlich. Der Al^{VI}-Variation ist wiederum keine Zonierung zuordenbar.

Ilmenit besitzt wie zumeist eine fast reine Endgliedzusammensetzung mit ca. 3 Mol % Pyrophanit-Komponente. Die Staurolithe sind Fe-dominiert (X_{Fe} 0.81 im Kern) mit randlicher Fe-Zunahme (X_{Fe} 0.86).

Die Standard-PTAX-Berechnungen nach Methode C1 führen für die Si-ärmsten Hellglimmeranalysen und den Granat-Rand zu teilweise negativen Drücken. Die Verwendung nur geringfügig Si-reicherer Hellglimmer-Analysen (6.05 und 6.12 Si p.d.f.u. in spilab bzw. spilac) führt sofort zu einer starken Spreizung der ermittelten Drücke auf 5.2 bzw. 10.5 kbar

Tabelle 52 Zusammenfassung der Ergebnisse der PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen nach Methode C1 am Granat-Staurolith-Andalusit-Glimmerschiefer SPi.1a.

	Granat	Hellglimmer	P [kbar]	T [°C]
spi1a	Grt 3 Außenrand 11171/8	Phe 3 Si _{Max} 11176/4	negativ	-
spi1ab	Grt 3 Außenrand 11171/8	Phe 3 Si intermediär 11176/2	5.17	661
spi1ac	Grt 3 Außenrand 11171/8	Phe 3 Si _{Max} 11176/3	10.5	688
spi1ba	Grt 3 Kern MnMax 11171/22 Mg-arm	Phe 8 Kern Si _{Min} 11173/6	16.6	656
spi1ca	Grt 3 intermediär 11171/13	Phe 8 Kern Si-reich 11173/3	14.5	687

bei 661° bzw. 688°C. Die Druckentlastungsentwicklung des retrograden P-T-Pfades manifestiert sich in dieser geringfügigen Abnahme des Si-Gehaltes.

Für den Granat-Kern läßt sich zusammen mit der Si-reichsten Analyse aus einem Querglimmer ein P-T-Datum von 16.6 kbar / 656°C berechnen. Ein etwas Si-ärmerer Hellglimmer (6.30 Si p.d.f.u.) führt mit einer intermediären Granatanalyse zu ähnlich hohen P-T-Bedingungen von 14.5 kbar / 687°C.

Die Temperatur bleibt bei nahezu allen Berechnungen unabhängig von der Position der Granatanalyse weitgehend konstant bei 650 – 690°C. Im Gegensatz zu anderen Metapeliten scheint ein isothermes Wachstum während einer Druckentlastung vorzuliegen. Andere Metasedimente deuten dagegen auf eine Aufheizung während der Druckentlastung.

Die extrem niedrigen Si-Gehalte der Hellglimmer korrelieren gut mit dem Auftreten von Andalusit in der Spätphase der Metamorphose. Es lassen sich allerdings nur mit dem Hellglimmer-Mischungsmodell nach Chatterjee & Froese (1975) positive Druckwerte (2.06 kbar / 626°C) erzielen. Die abnehmenden Si-Gehalte der Hellglimmer der Matrix lassen die Druckentlastung nachvollziehen. Die Si-reicheren Analysen aus den Querglimmer-Kernen und Einschlüssen in Staurolith deuten auf eine frühere, bei höheren Drücken entstandene Generation. Vergleichende Berechnungen mit dem Granat-Mischungsmodell nach Berman (1990) ergeben niedrigere P-T-Bedingungen, wenn auch die Temperaturdifferenz geringer ausfällt als in Proben mit Ca-reicheren Granaten. Berechnungen mit dem Hellglimmer-Modell von Chatterjee & Froese (1975) führen stets zu höheren P-T-Daten, aber übereinstimmender Tendenz.

Granat-Biotit-Temperaturen für den inneren Rand sowie den äusseren eines Granat-Diffusionsprofils wurden bereits im Kapitel Granat-Biotit-Thermometrie erläutert. Die Daten für die Mineralränder führen zu ähnlichen Resultaten. Im Kern ergeben sich allerdings aufgrund der etwas erhöhten Ca-Gehalte des Granat höhere Abweichungen, insbesondere für die F&S-, P&L- und I&M-Thermometer. Demnach würde sich wie für andere Metasedimente auch, eine Aufheizung während der Druckentlastung ergeben. Für den Rand sind Mindesttemperaturen von 650°C anzunehmen.

Die Granat-Hellglimmer-Temperaturen liegen allerdings auch für die Kalibration von Green & Hellman (1982) etwas unterhalb dieser 650°C für den Rand (ca. 610°C). Für die Kombination Granat-Kern bzw. intermediärer Granat und Si-reiche Hellglimmer ergeben sich Werte von ca. 550° bzw. 565°C. Die Kalibration von Krogh & Råheim (1978) ergibt gegenüber den Granat-Biotit-Daten zu geringe Temperaturen, die PTAX-Berechnungen mit dem Hellglimmer-Modell nach Massonne (1997) ergeben nochmals deutlich geringere Resultate.

Aus den scheinbaren Ungleichgewichten zwischen den verwendeten Granat- und Hellglimmer-Analysen leitet sich auch die mangelnde Anwendbarkeit der FeAl-Seladonit-Komponente für weitere PTAX-Berechnungen ab.

Tabelle 53 Zusammenfassung der Granat-Biotit- und Granat-Hellglimmer-Thermometrie am Grt-Stau-And-Glimmerschiefer SPI.1a; vgl. auch Tab. 29 Granat-Biotit-Thermometrie. Erläuterungen der Abkürzungen vgl. Tab. 41.

Granat-Biotit-Thermometrie [°C]

		PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
spila	4 kbar	655	708	649	639	725	664	649
spilba	16 kbar	653	569	584	591	612	565	630
spilca	14 kbar	684	630	617	615	660	591	669

Granat-Phengit-Thermometrie [°C]

	P [kbar]	PTAX	Kr & Rå	G & H
spila	4	154	436	611
spilab	5	145	441	606
spilac	10	164	453	578
spilba	16	310	466	548
spilca	14	257	468	564

Dagegen konnten die Fe- und Mg-Stauroolith-Endglieder erfolgreich in die PTAX-Berechnungen eingebaut werden. Zusammen mit dem Granat-Rand und dem Si-reichsten eingeregeltten Hellglimmer aus der Foliation (6.12 Si p.d.f.u. in spilac) ergibt sich, unter Verwendung des Granat-Mischungsmodelles nach Massonne (1992a, 1995), ein perfekter Schnitt aller Gleichgewichte bei 10.5 kbar / 688°C (Abb. 185).

Die Ti-Barometrie für Kalihellglimmer (Methode B) führte zu ähnlichen Ergebnissen wie in Grt-Stau-Ky-Glimmerschiefer ÖV.Ma 3. Für den Si-reichsten und TiO₂-ärmsten Hellglimmer ergeben sich die höchsten Drücke, die allerdings für 650°C bei 22 kbar und 550°C bei 18 kbar zu liegen kommen und damit 2 – 6 kbar höher liegen, als die mit der Methode C1 ermittelten

Drücke. Die Stabilität von Rutil auf dem prograden Teil des P-T-Pfades wird durch Einschlüsse in Stauroolith belegt.

Für die Si-ärmeren Hellglimmer ergeben sich zumeist nur wenig niedrigere Drücke, selbst für die Si-ärmsten (6.01 p.d.f.u.) resultieren immer noch 16 kbar bei 650°C. Dies läßt auf eine mangelnde Stabilität des Rutils während der metamorphen Spätphase schließen und damit auf eine mangelnde Eignung des Barometers für diesen Teil des P-T-Pfades. Verschiedene Hellglimmer mit niedrigen Si-Gehalten besitzen zudem, entgegen dem Trend zunehmender Ti-Gehalte mit abnehmendem Si, sehr niedrige TiO₂-Gehalte um 0.28 Gew.%. Diese sind vermutlich ebenfalls ohne Ti-Überschußphase equilibriert.

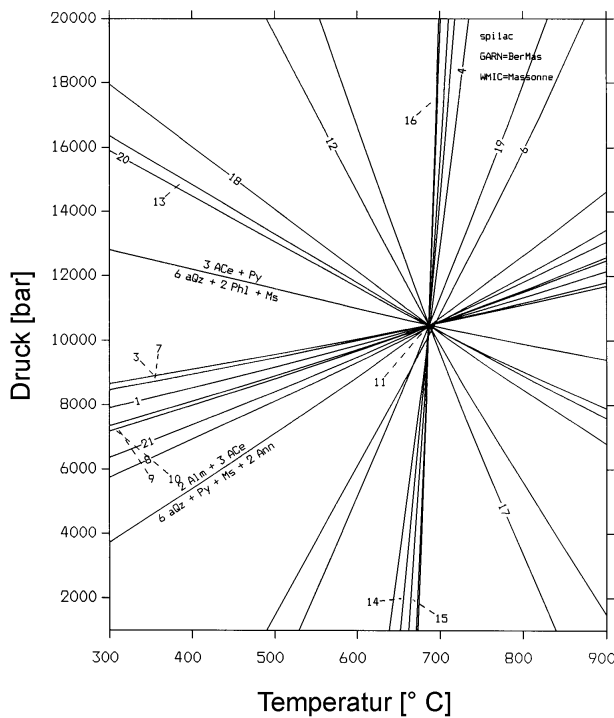


Abbildung 185 PTAX-Multigleichgewichtsdiagramme für den Grt-Stau-And-Glimmerschiefer SPI.1a berechnet mit den Mineralkomponenten Almandin, Pyrop, Muskowit, MgAl-Seladonit, Annit, Phlogopit, Fe- und Mg-Stauroolith (inklusive metastabiler Reaktionen).

*Eklogitfazielle Metasedimente***ÖRK.35 Granat-Zoisit-Phengit-Schiefer**

Aus dem unmittelbaren Gipfelbereich des Rauhen Kopfes stammt die Granat-Zoisit-Glimmerschiefer-Probe ÖRK.35. Sie wurde am Südrand der stärker retrograd amphibolitisierten Metabasit-Einheit zu den umgebenden Biotit-Plagioklas-Gneisen genommen. Sie weicht durch ihre erhöhte Korngröße und dem helleren Farbeindruck im Handstück sowie den höheren Granatgehalt deutlich von den umgebenden Metasedimenten ab. Polarisationsmikroskopisch sind klare Hinweise auf die frühe Hochdrucksignatur des Gesteins zu erkennen. Die grob tafeligen Hellglimmer (foliiert sowie als Querglimmer) werden von Biotitsäumen umgeben, Rutil ist reichlich vorhanden und wird z.T. von Ilmenit verdrängt. Eine Zoisit-Blastese parallel zu der Entwicklung in den Eklogiten ist zu beobachten. Auch die charakteristischen Korund-Plagioklas-Symplektite treten in diesem Gestein auf, was auf das primäre Vorhandensein von Disthen hindeutet. All diese Befunde sprechen eindeutig für eine gemeinsame metamorphe Entwicklung mit den Eklogiten.

Die Mineralchemie der Hellglimmer besitzt eine weitgehende Übereinstimmung mit den Phengiten der benachbarten Eklogite. Trotz der unterschiedlichen Gesamtgesteinschemie ist die Mineralchemie der Hellglimmer hinsichtlich des Si-Gehaltes und des $\text{Fe}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ -Verhältnisses übereinstimmend. Der Si-Gehalt schwankt zwischen 6.6 und 7.0 p.d.f.u., das F/FM-Verhältnis zwischen 0.16 und 0.25 (vgl. Abb. 135B Mineralchemie Schichtsilikate).

Auch der Zoisit entspricht mit einer Pistazitkomponente von 2 Mol % weitgehend den Zoisiten der Eklogite. Der Granat weist hinsichtlich seiner Zusammensetzung und seiner Zonierung eine starke Ähnlichkeit mit den Eklogit-Granaten auf (Abb. 108).

Der späteren retrograden amphibolitfaziellen Überprägung werden der Biotit, der sowohl Phengit als auch Granat verdrängt, und auch der Plagioklas (An_{24}) zugeordnet.

Der Vergleich mit der Mineralchemie anderer, offensichtlich amphibolitfaziell geprägter Metasedimente oder auch Metagranitoide, läßt deutliche Unterschiede erkennen. Keine einzige Probe ergibt ähnlich hohe Pyrop-Komponenten im Granat. Die Hellglimmerchemie betreffend konnten in Phengit-Kernen allerdings z.T. ähnlich hohe Si-Gehalte (bis 6.7 p.d.f.u.) festgestellt werden.

Thermobarometrie

Da der Biotit eindeutig nicht der Primärparagenese des Granat-Zoisit-Phengitschiefers angehört, ist der Berechnung eines invarianten PT-Punktes mit den Phasen Granat, K-Hellglimmer, Biotit und Quarz unsinnig. Daher kann nur eine Druckabschätzung mit dem Ti-Kalihellglimmer-Barometer nach Massonne et al. (1993) vorgenommen werden.

Für die Si-reichste Analyse ergeben sich ca. 26 kbar für 500°C und ca. 31 kbar für 600°C. Der Si-ärmste Glimmer ergibt dagegen ca. 16 kbar bei 500°C und ca. 18,8 kbar bei 600°C (Abb. 186). Nachmessungen bestätigen diese ersten Untersuchungen. Der Granat-Zoisit-Glimmerschiefer ist demnach unter Bedingungen metamorphisiert worden, die mit denjenigen der Eklogite übereinstimmen.

Die Bestimmung der Metamorphosetemperatur wurde mit den Granat-Phengit-Thermometern nach Krogh & Råheim (1978) und Green & Hellman (1982) sowie der PTAX-Berechnung des Gleichgewichtes mit dem Mischungsmodell nach Massonne (1997) versucht (Tab. 54). Die ermittelten Temperaturen der beiden Kalibrationen bestätigen die Granat-Klinopyroxen-Thermometrie an den Eklogiten des Rauhen Kopfes (vgl. Thermobarometrie an Eklogiten).

Für einen Mg-reichen Granat-Rand (Granat 6, 11450/52) ergeben sich mit der Krogh & Råheim-Kalibration und der Green & Hellman-Kalibration für Metapelite nur geringfügig divergierende Werte mit einer Mittelwert um 670°C und einer geringen Variation von 60°C unter Verwendung aller analysierter Phengite. Die Metabasit-Kalibration von Green & Hellman (1982) ergibt ca. 30°C niedrigere Temperaturen. Für einen Mg-ärmeren, retrograd

Tabelle 54 Zusammenfassung der Granat-Phengit-Thermometrie am Granat-Zoisit-Glimmerschiefer ÖRK.35. Für die Kalibrationen von Krogh & Råheim (1978) und Green & Hellman (1982) gilt: Erster Wert = Mittelwert aller Phengite mit einem Granat, zweiter Wert = Minimum, dritter Wert = Maximum. Die PTAX-Werte wurden an den Maxima, Minima und einer durchschnittliche Phengit-Analyse der Kalibration von Krogh & Råheim (1978) abgeleitet. Abkürzungen vgl. Tab. 41.

Granat-Phengit-Thermometrie [°C]

	P [kbar]	PTAX	Kr & Rå	G & H	G & H Metabasit
Grt Mg-reich	26	513 / 501 - 562	670 / 639 - 704	673 / 646 - 703	641 / 613 - 671
Grt Mg-arm	26	435 / 408 - 456	604 / 577 - 633	615 / 591 - 641	583 / 558 - 609

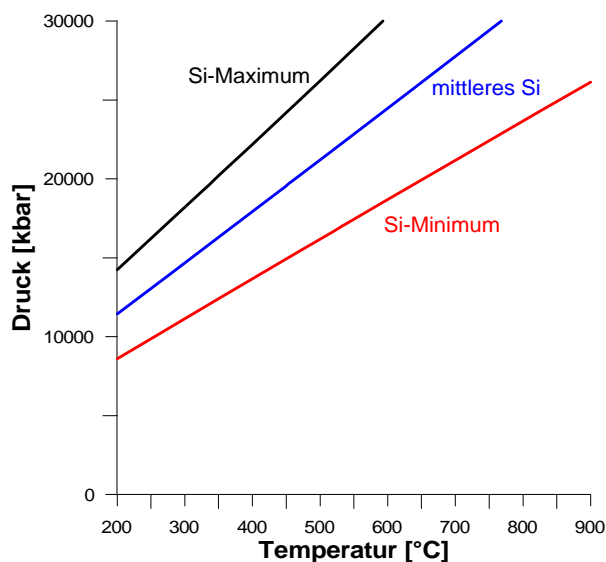


Abbildung 186 Ti-Barometrie an Kalihellglimmer nach Massonne et al. (1993); Kurven für Granat-Zoisit-Glimmerschiefer ÖRK.35.

überprägten Granatrand (Granat 6 11450/70) ergeben sich immer noch Werte um 610°C.

Die PTAX-Daten liegen dagegen 160°C bzw. 180°C unterhalb des Temperaturniveaus der beiden anderen Kalibrationen.

Für die retrograde Symplektitisierung der Phengite kann durch Granat-Biotit-Thermometrie ebenfalls eine Temperatur ermittelt werden. Dazu wurde eine Granat-Analyse ausgewählt, die eine randliche retrograde Überprägung mit Wiederanstieg des Mn, Abfallens des Mg und Ca aufweist. Die Variation der Symplektit-Biotite bzw. lepidoblastischen, spät gewachsenen Biotite ist gering.

Tabelle 55 Zusammenfassung der Granat-Biotit-Thermometrie am Granat-Zoisit-Glimmerschiefer ÖRK.35. Erläuterungen der Abkürzungen vgl. Tab. 36.

Granat-Biotit-Thermometrie [°C]

	PTAX	F & S	P & L	K & R	H & S	I & M	Hoinkes
Bt Fe _{Min} 10 kbar	688	621	609	615	665	582	702
Bt Fe _{Max} 10 kbar	663	597	597	607	642	556	674

Für einen postulierten Druck, der für die Blastese der Symplektite aus den Korund-Plagioklas-Symplektiten abgeleitet werden kann und auch durch die Jadeit-Gehalte in den Klinopyroxenen der Symplektite bestätigt wird (Maggetti & Galetti 1988), ergeben sich Temperaturen im Bereich von 600 – 690°C. Die PTAX-Daten mit dem Granat-Modell von Massonne (1992a, 1995) liegen abermals am oberen Ende des Streubereichs, durch Anwendung des Berman-Modells werden sie ca. 25°C erniedrigt.

SP.22 Granat-Zoisit-Glimmerschiefer

Die Probe SP.22 aus dem Val Puntota nahe Brail weist eine dünne (ca. 1 cm) Zwischenlage metapelitischer Zusammensetzung innerhalb des massigen Eklogits auf. Mineralogisch dem Gestein des Rauhen Kopfes (ÖRK.35) nahestehend, fehlen ihm allerdings die charakteristischen Korund-Plagioklas-Symplektite. Phengit weist intensive Symplektit-Bildung (Biotit-Plagioklas) auf, Granat ist nur noch reliktsch erhalten.

Thermobarometrie

An den Kalihellglimmern des Glimmerschiefers wurde die Ti-Barometrie nach Massonne et al. (1993) angewandt. Für die Si-reichste Analyse ergeben sich ca. 22 kbar für 500°C bzw. 27 kbar für 650°C. Für Granat konnte nur eine Analyse mit guter Gesamtsumme gemessen werden. Für diese Analyse können zusammen mit dem Phengit Temperaturen abgeleitet werden, zusammen mit dem Symplektit-Biotit kann eine Abschätzung der Temperaturen der retrograden Überprägung vorgenommen werden.

Für letztere ergeben sich mit PTAX allerdings deutlich überhöhte Werte von 1100°C (Granat-Modell Massonne). Auch alle anderen Kalibrationen führen zu weit überhöhten Temperaturen im Bereich 800 – 1100°C. Der Mg-reiche Granat ist nicht mit dem retrograd gebildeten Biotit reequilibriert.

Auch mit den Phengiten ergeben sich relativ hohe Temperaturen. Für angenommene 20 kbar variieren die Daten nach Green & Hellman zwischen 680 und 708°C, die Krogh & Råheim - Daten von 636 bis 666°C. Für 26 kbar erreichen sie in beiden Kalibrationen Werte über 700°C. Damit liegen sie deutlich höher als die Granat-Klinopyroxen-Temperaturen in den Eklogiten des Val Puntota (vgl. Austauschthermometrie). Auch die Granat-Phengit-Thermometrie mit PTAX und dem Mischungsmodellen nach Massonne (1992a, 1995, 1997) ergibt übereinstimmende Ergebnisse von 679 und 705°C für den Si-reichsten bzw. Si-ärmsten Hellglimmer.

6.6 Geothermobarometrie an Orthogneisen

Aufgrund ihrer einfachen Paragenese Kalifeldspat + Plagioklas + Biotit + Hellglimmer + Quarz + Akzessorien eignen sich die verschiedenen Orthogneistypen nur für wenige thermobarometrische Ansätze. Aufgrund des Fehlens von Granat sind Berechnungen von Austauschgleichgewichten kaum möglich. Die einfache Phengit-Barometrie nach Massonne & Schreyer (1987), Massonne (1991) und Massonne & Szpurka (1997) erlaubt eine Ableitung von Bildungsdrücken aus dem Si-Gehalt der Kalihellglimmer sofern die Wasseraktivität etwas 1 ist.

Phengit-Barometrie

Basierend auf Experimenten im System KMASH über einen weiten Druck-Temperatur-Bereich entwickelten Massonne & Schreyer (1987) ein Diagramm zur barometrischen Auswertung des Si-Gehaltes von Kalihellglimmern, das von Massonne (1991) und Massonne & Szpurka (1997) unter Einbeziehung von KFASH nochmals überarbeitet wurde. Dabei ergaben sich für die mit Kalifeldspat + Quarz + Biotit + H₂O koexistierenden, oktaedrisch überbesetzten Hellglimmer auch bei hohen Drücken und Temperaturen barometrische Eigenschaften, die im Widerspruch zu früheren Ergebnissen von Velde (1965, 1967) standen, der in diesem PT-Bereich eher thermometrische Eigenschaften vermutete.

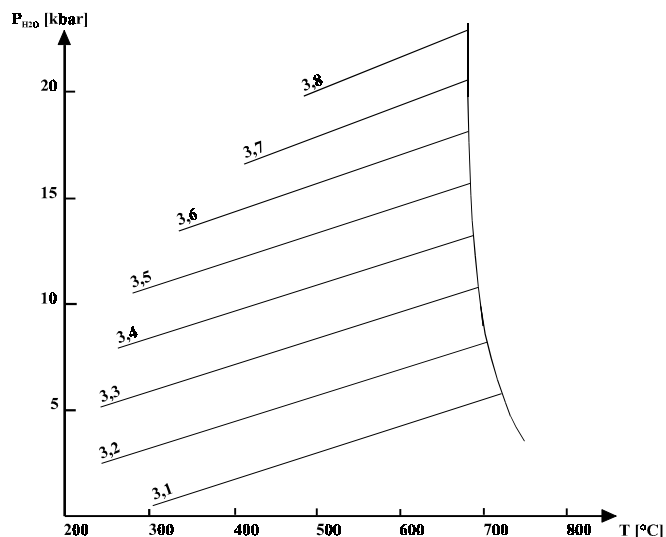


Abbildung 187 Diagramm zur graphischen Auswertung der Si-Gehalte von Kali-Hellglimmern in Paragenesen mit Kalifeldspat, Phlogopit, Hellglimmer und Quarz nach Massonne (1991).

Grundvoraussetzung der Anwendung des Diagramms ist das Vorliegen der Paragenese Kalifeldspat, Phlogopit, Phengit und Quarz, die in vielen Orthogneisen anzutreffen ist. Der Einbau von Fe^{2+/3+} in den natürlich auftretenden Phengiten verringert den Si-Gehalt (Massonne & Szpurka 1997) und eine verringerte Wasseraktivität bedingt eine Ableitung zu niedriger Drücke.

Im Diagramm wird der Si-Gehalt durch sogenannte Isoplethen, Linien gleicher Element-Besetzung pro Formeleinheit, dargestellt. Die Isoplethen verlaufen über den gesamten PT-Bereich flach und besitzen daher eine geringe Empfindlichkeit für ungenaue Temperaturabschätzungen, bei ca. 700 °C werden sie von der Granitsoliduskurve abgeknickt (Abb. 187).

Ergebnisse an Gesteinen der Silvrettedecke

Die oben genannte Mineralvergesellschaftung granitischer Gesteine ist über einen weiten P-T-Bereich stabil. Daher ist es nicht sinnvoll Stabilitätsdaten dieser Minerale für P-T-Abschätzungen heranzuziehen. Der Mehrzahl der Orthogneise, den Biotit-Orthogneisen, fehlt Granat, was die Anwendung von Granat-Biotit- oder Granat-Phengit-Austauschthermometern unmöglich macht. Nur für wenige Zweiglimmer- und Hellglimmer-Orthogneise bzw. aplitische Gneise mit Granat konnten deshalb Temperaturen berechnet werden.

Einen weiteren Ansatz zur Temperaturbestimmung liefert die Zweifeldspat-Thermometrie. Dabei handelt es sich um ein Solvusthermometer, welches den Einbau von Albit-Komponente im Kalifeldspat nutzt (z.B. Haselton et al. 1983). Bei höheren Temperaturen wird auch der

Ca-Einbau in die Alkalifeldspäte meßbar, bzw. umgekehrt auch der Einbau von K in die Plagioklasreihe, weshalb ternäre Mischungsmodelle entwickelt wurden (z.B. Fuhrman & Lindsley 1988). Diese lieferten allerdings nur für hochtemperierte Gesteine mit deutlichem Na-Einbau in Kalifeldspat sinnvolle Resultate, wobei hier zumeist spätere Albit-Entmischungslamellen (Perthitschnüre) wieder in den Kalifeldspat reintegriert werden müssen (z.B. Willner et al. 1997). Für amphibolit- und grünschieferfazielle Gesteine wurden dagegen vorwiegend zu niedrige Temperaturen ermittelt. Dies ist nach Bucher & Frey (1994) eine Folge des Alkalienaustausch über eine Fluidphase unterhalb des metamorphen Temperaturmaximums.

Ausgehend von einer Temperatur von 500 - 550°C für das Druckmaximum der Metamorphose, ergeben die Si-reichsten Hellglimmer in den Zweiglimmer-Orthogneisen ÖV.XIX.7 und ÖS.10.3a mit 6.6 bis 6.7 Si p.d.f.u. Metamorphosedrucke von 9-10 kbar, die Si-armen mit 6.2 p.d.f.u. dagegen nur ca. 3 kbar (Tab. 56).

Tabelle 56 Zusammenfassung der Ergebnisse der Phengit-Barometrie nach dem Diagramm von Massonne (1991) an den Orthogneisen der Silvrettadecke berechnet für 550°C.

Probe	Orthogneis-Typ	T [°C]	P _{Max} [kbar] bei Si _{Max}	P _{Min} [kbar] bei Si _{Min}
ÖV.XIX.7	Zweiglimmer-Orthog.	500 - 550	9 - 10	3
ÖV.XXII.8	Biotit-Orthog.	550	9 - 10	3
ÖV.GG	Biotit-Orthog.	550	7 - 8	3
ÖS.Bal 1	Biotit-Orthog.	550	8	2 - 3
ÖS.10.1a	aplitischer Orthog.	500	4	2 - 3
ÖS.10.3a	Zweiglimmer-Orthog.	500 - 550	9 - 10	3
ÖS.Fim 1a	Hellglimmer-Orthog.	550	9 - 10	3
ÖS.Fim 1a	Hgl-Orthog., retrograd	< 400	> 13	> 7

Für den aplitischen Gneis ÖS.10.1a ergaben sich die niedrigsten Drücke im Bereich von 3 – 4 kbar. In ihm konnten nur Hellglimmer mit niedrigen Si-Gehalten gemessen werden.

Für die Gruppe der Biotit-Orthogneise ergibt sich ein scheinbar homogener Verlauf der Si – F/FM-Muster. Aufgrund ihres erhöhten Mg/Fe-Verhältnisses im Gesamtgestein besitzen sie erniedrigte F/FM-Verhältnissen. Genauere Untersuchungen der Mineralchemie der Kalihellglimmer haben allerdings einen gegenläufigen Trend der Probe ÖS.Bal 1a (Typ Ballunspitze) hinsichtlich ihrer Hellglimmer-Zonierung im Vergleich zu allen anderen Orthogneisen belegt (vgl. Mineralchemie und Abb. 138 + 139). Ein Querglimmer ergibt einen Seladonit-armen Kern und einen Anstieg der Komponente zum Rand. Möglicherweise handelt es sich bei dem ursprünglich als eher posttektonisch angesprochenen Phengit 6 aus ÖS.Bal 1a um einen reliktschen Kern eines magmatischen Muskowits. Die niedrigen SiO₂-Gehalte dieses als Biotit-Orthogneis klassifizierten Gesteins, der Fund eines Biotit-Granits mit erhaltener magmatischer Textur im Kromertal und das Fehlen von Muskowit in diesem, lassen diese Deutung allerdings als unwahrscheinlich erscheinen.

In den meisten Fällen (Zweiglimmer-Orthogneise, z.B. ÖV.XIX.7 und ÖS.10.3a, Biotit-Orthogneise ÖV.XXII.8, zentrale Verwallgruppe) wird ein Si-reicher Kern mit hohen Gehalten an Seladonit-Komponenten von einem Si-ärmeren Saum umgeben. Der stärker deformierte Orthogneis ÖV.GG ergibt einheitlichere Si-Gehalte um 6.3 p.d.f.u. bei gleichbleibendem F/FM. Nur wenige Analysen erreichen bis zu 6.47 Si p.d.f.u.

Ein weiterer Sonderfall stellen die Hellglimmer aus dem Hellglimmer-Orthogneis ÖS.Fim 1a dar. In diesem ist Biotit vollständig durch Chlorit verdrängt, das Gestein ist mylonitisch deformiert, Quarz dynamisch rekristallisiert und auch der foliierte Hellglimmer weist Säume eines feinkörnigen serizitischen Rekrystallisats auf. Hier sind aufgrund des Fehlens des Biotits

die limitierenden Bedingungen für die einfache Phengit-Barometrie über den Si-Gehalt des Hellglimmers nach Massonne & Schreyer (1987) und Massonne (1991) nicht mehr gegeben. Die Rekrystallisations-Phengite erreichen extrem hohe Si-Gehalte bis zu 7.1 p.d.f.u. Sie treten auch zusammen mit Stilpnomelan innerhalb von Kalifeldspat-Kristallen auf. Die foliierten Altkörner bleiben dagegen im Bereich der aus den anderen bekannten Bereichen von 6.20 – 6.70 Si p.d.f.u. (Phengit 1, 10, 13). Sie weisen zudem deutlich geringere FeO- und MgO-Gehalte auf als die Rekrystallisations-Kristalle. Für diese werden zudem ausnahmsweise Fe³⁺-Gehalte berechnet (vgl. Mineralchemie Schichtsilikate).

Zweiglimmer-Orthogneise

ÖV.XIX.7 Zweiglimmer-Orthogneis

Die günstigsten Voraussetzungen für eine thermobarometrische Bearbeitung bietet der Zweiglimmer-Granitgneis ÖV.XIX.7 aus der zentralen Verwallgruppe NE der Darmstädter Hütte. Neben dem Auftreten von Granat zusammen mit Biotit, besitzt er eindeutig zonierte Hellglimmer. Da Rutil Teil der Mineralvergesellschaftung ist, läßt sich auch die Ti-Barometrie im Beisein von Quarz und Kalihellglimmern (Massonne et al. 1993) anwenden.

Die plateauartige Zonierung der Phengite erlaubt die Berechnung von zwei P-T-Daten. Vom nur undeutlich zonierten Biotit wurden Kern- und Randanalysen ausgewählt und den entsprechenden Kern- und Randanalysen von Phengiten zugeordnet. Unsicher ist die Zuordnung des Granats zu einer der beiden Metamorphosephasen. Es wurden sowohl für die Kern- als auch die Randzusammensetzungen der Glimmer P-T-Punkte über eine durchschnittliche Granat-Analyse ermittelt.

Zuerst wurden die wasserfreien Gleichgewichte mit Komponenten der Phasen Granat, Biotit, Hellglimmer sowie Quarz berechnet und anschließend die Reaktionen mit Kalifeldspat und H₂O hinzugenommen und berechnet, um eine Wasseraktivität zu bestimmen, bei der alle Reaktionen in einem invarianten Punkt zusammenfallen.

Unter Anwendung der thermobarometrischen Methode C1 ergaben sich für den Si-reichen Phengit-Kern (Phengit 1b) ein P-T-Datum von 19.7 kbar bei 560°C bzw. 20.6 kbar bei 595°C unter Verwendung einer Grossular-ärmeren Granatanalyse. Die Verwendung einer sehr Grossular-reichen Granatanalyse ergibt mit 16.5 kbar einen deutlich niedrigeren Druck bei deutlich erniedrigten Temperaturen von 491°C (Tab. 57).

Für den Si-ärmeren Rand des Phengits wurde ebenfalls ein P-T-Datum berechnet. Es ergeben sich 11.5 kbar bei 533°C.

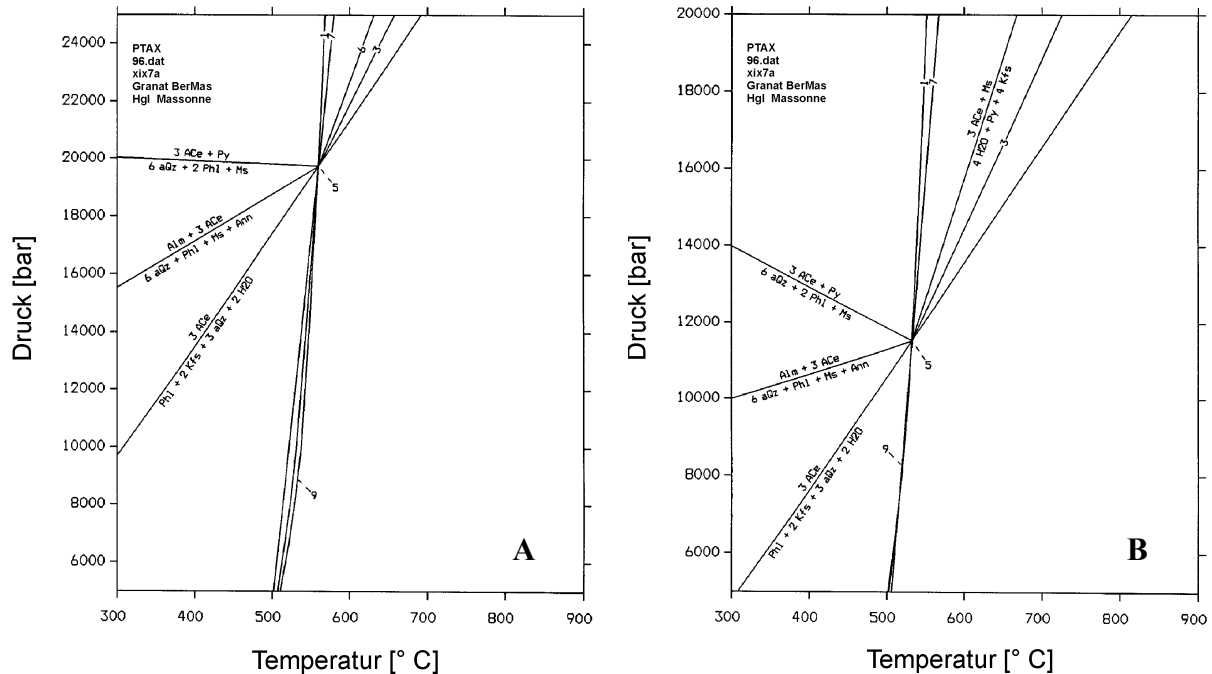
Tabelle 57 Zusammenfassung der PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen nach Methode C1 am Zweiglimmer-Orthogneis ÖV.XIX.7.

Verwendete Analysen	Druck [kbar]	Temperatur [°C]
Grt-Relikte (10789/19) + Phe 1b (10791/72) + Bt 1 (10791/38)	19.7	560
Grt-Relikte (10789/25) + Phe 1b (10791/72) + Bt 1 (10791/38)	20.6	595
Grt-Relikte (10789/18) + Phe 1b (10791/72) + Bt 1 (10791/38)	16.5	491
Grt-Relikte (10789/31) + Phe 1b (10791/65) + Bt 1 (10791/38)	11.5	533

Für das an den Glimmerrändern berechnete P-T-Datum konnte die Anorthit-Aktivität im Plagioklas erfolgreich in die PTAX-Berechnungen mit einbezogen werden. Die Anorthit-beinhaltenden Gleichgewichte fallen unter Verwendung eines idealen Aktivitätsmodells für Plagioklas bei einem a_{An} von 0.0175 in einem invarianten Punkt zusammen. Dies steht genau im Einklang mit dem nahezu reinen Albit dieses Zweiglimmer-Orthogneises, der ein X_{An} im Plagioklas von 0.9 bis 2.0 aufweist.

Die mit Multigleichgewichtsberechnungen ermittelten P-T-Daten für diesen Zweiglimmer-Orthogneis weichen deutlich von den Ergebnissen der Phengitbarometrie nach Massonne &

Schreyer (1987) und Massonne (1991) ab. Diese beruht auf der Annahme einer Wasseraktivität a_{H_2O} von eins. Durch eine Erniedrigung von a_{H_2O} erhöhen sich die Drücke für die Si-Isoplethen des Phengits. Deshalb wurden nach der Berechnung der wasserfreien Gleichgewichte die Reaktionen mit Kalifeldspat und H_2O hinzugenommen und eine Wasseraktivität berechnet, bei der alle Reaktionen in einem invarianten Punkt zusammenfallen (vgl. Abb. 188).



Reaktionsliste Abb. 188

- 1): $Ann + Ms + 3 aQz = 2 H_2O + 2 Kfs + Alm$
- 2): $3 ACe = Phl + 2 Kfs + 3 aQz + 2 H_2O$
- 3): $Alm + 3 ACe = 2 H_2O + 3 aQz + Py + 2 Kfs + Ann$
- 4): $Alm + 3 ACe = 6 aQz + Phl + Ms + Ann$
- 5): $Ann + 3 ACe + Ms = 4 H_2O + 4 Kfs + Phl + Alm$
- 6): $3 ACe + Ms = 4 H_2O + Py + 4 Kfs$
- 7): $Phl + Alm = Ann + Py$
- 8): $3 ACe + Py = 6 aQz + 2 Phl + Ms$
- 9): $Ms + Phl + 3 aQz = 2 H_2O + Py + 2 Kfs$

Abbildung 188 PTAX-Multigleichgewichtsrechnungen für den Zweiglimmer-Orthogneis ÖV.XIX.7 aus der zentralen Verwallgruppe. Verwendet wurden die Komponenten Almandin + Pyrop der Phase Granat, Annit + Phlogopit des Biotits, Muskowit + MgAl-Seladonit des Phengits, Quarz und Kalifeldspat; A Berechnung für die Kernzusammensetzung des Phengits und Biotits, $a_{H_2O} = 0.45$; B Berechnung für die Randzusammensetzungen von Phengit + Biotit; $a_{H_2O} = 0.47$.

Für die Kernzusammensetzungen der beiden Glimmer ergibt sich danach eine Wasseraktivität von 0.45 (Abb. 188A). Für die Kombination der Glimmerränder fallen die Gleichgewichtskurven bei einer Wasseraktivität von 0.45 in einen Punkt zusammen (Abb. 188B).

Zur Überprüfung der P-T-Daten wurde das Barometer, das Ti-Gehalte in Kalihellglimmer berücksichtigt (Massonne et al. 1993), auf die Phengitanalysen des Rutil-führenden Orthogneises ÖV.XIX.7 angewandt. Für den Phengit-Kern ergeben sich im zuvor ermittelten Temperaturbereich von 560 - 595°C Drücke von 21.1 bzw. 22.1 kbar. Diese liegen etwa 1.5 kbar höher als nach Methode C1 ermittelt. Für die mit der Grossular-reichsten Granatanalyse berechnete Temperatur von 490°C ergeben sich 19.0 kbar, was 2.5 kbar oberhalb der berechneten Temperatur nach dem Standard-Verfahren der Methode C1 liegt (Tab. 58).

Für den Phengit-Rand mit nahezu übereinstimmenden TiO_2 -Gehalten ergeben sich aufgrund seiner deutlich niedrigeren Seladonit-Komponente niedrigere Drücke, die die Ergebnisse der

Methode C1 untermauern. Bei einer Temperatur von 530°C liegt das Gleichgewicht Muskowit + Rutil \leftrightarrow Ti-Muskowit + SiO₂ bei 11.3 kbar (Abb. 189).

Tabelle 58 Zusammenfassung der Ti-Barometrie an Phengiten des Zweiglimmer-Orthogneises ÖV.XIX.7.

Probe	Hellglimmer	Metam. Stadium	P _{Standard} [kbar]	T _{Standard} [°C]	P _{Ti} [kbar]
ÖV.XIX.7	Phengit 1b (10791/72) Ti-Minimum	Höhepunkt	19.7	560	21.1
ÖV.XIX.7	Phengit 1b (10791/72) Ti-Minimum	Höhepunkt	20.6	595	22.1
ÖV.XIX.7	Phengit 1b (10791/72) Ti-Minimum	Höhepunkt	16.5	491	19.0
ÖV.XIX.7	Phengit 1b (10791/65) Ti-Maximum	retrograde Reequilibrierung	11.5	533	11.3

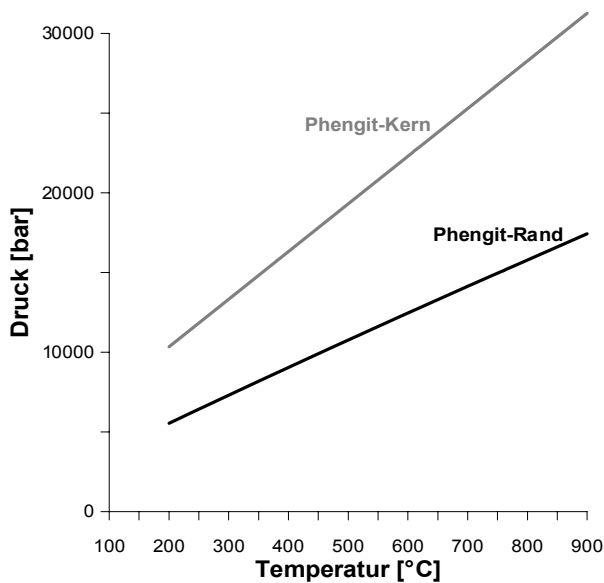


Abbildung 189 Barometrie mittels Ti-Gehalten in Kalihellglimmern des Zweiglimmer-Orthogneises ÖV.XIX.7 nach Massonne et al. (1993). Lage der Gleichgewichtskurve Muskowit + Rutil \leftrightarrow Ti-Muskowit - Quarz für den Si-reichen Phengit-Kern und den Si-ärmeren Phengit-Rand.

Nach Massonne (1991) ist die Paragenese Kalifeldspat + Phengit + Biotit + Quarz über einen weiten P-T-Bereich der Metamorphose stabil (zur oberen Druckstabilität von Kfsp + Phl + H₂O vgl. Massonne 1992c), der typische Granat eines HP-LT-Metaazidits soll Grossular-reich sein. Eine einzelne Grossular-reiche Granatanalyse in Probe ÖV.XIX.7 ergibt für das Druckmaximum mit 16.5 kbar / 491°C einen Wert, der im Bereich anderer P-T-Bestimmungen des Druckmaximums an Metasedimenten liegt. Ein Indiz für diesen, gegenüber der Verwendung anderer Granatanalysen etwas niedrigeren Druck, ist der fehlende Beleg für Jadeit. Bei P-T-Werten von 19 - 20 kbar / 550 - 600°C wäre die Stabilität des Albits bereits deutlich überschritten, die stabile Na-Phase wäre Jadeit anstelle von Albit.

Der Verlauf des retrograden P-T-Pfades ist durch die Berechnung des P-T-Punktes bei 11.5 kbar und 533°C gut abgesichert, da auch Albit im Gleichgewicht ist. Die Temperatur-Bestimmung ist aufgrund mangelnder Kornkontakte zwischen Biotit und dem feinkörnigen, relikti-schen Granat unzuverlässig. Die Temperaturen sind daher nur als Näherungswerte anzusehen. In der weiteren retrograden Entwicklung der Probe ÖV.XIX.7 ersetzen Epidot und Chlorit Granat und Biotit. Dies wird einer schwachen variszischen grünschieferfaziellen Überprägung zugeordnet.

Entlang von Rissen innerhalb Mikroklin tritt in Probe ÖV.XIX.7 Stilpnomelan auf. Stilpnomelan ist in Hellglimmer-Orthogneisen in weiten Bereichen der Silvretta zu beobachten. Nach Massonne (1991) soll Stilpnomelan typisch für eine HP-VLT-Metamorphose von Metaaziditen sein. Dies allerdings nur für den Temperaturbereich bis ca. 320°C.

Stilpnomelan ist daher wahrscheinlich als alpidisch metamorph anzusehen. Dies steht im Einklang mit der Beobachtung von Amann (1985) in einem postvariszischen Diabas.

Hellglimmer-Orthogneise

Für die Mehrzahl der Hellglimmer-Orthogneise bestehen durch das Fehlen von Granat oder Biotit ungünstige Voraussetzungen für Multigleichgewichtsberechnungen. Es wurde daher stellvertretend der aplitische Hellglimmer-Orthogneis ÖS.10.1a untersucht, da er neben Hellglimmer und Granat auch Biotit aufweist.

ÖS.10.1a Deformierter aplitischer Gang in Biotit-Orthogneisen

Das foliationsparallel auftretende, sehr helle Gestein weist sehr geringe Fe- und Mg-Gehalte auf. Die untersuchten Biotite und Granate sind sehr Fe-reich, der Granat zudem auch Mn-reich. Bei der Thermobarometrie ergibt sich das Problem der Abschätzung eines Fe^{3+} -Gehaltes im Biotit. Die mittels Mincalc berechnete Strukturformel weist in keinem Fall einen Fe^{3+} -Gehalt des Biotits auf, obwohl in der Gesamtgesteinsanalytik ein $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnis von ca. 3:2 ermittelt wurde. Da auch der Granat nur sehr untergeordnet Fe^{3+} aufweist und die stöchiometrische Berechnung im Granat erheblich zuverlässiger ist, muß der Anteil im Biotit deutlich höher liegen, zumal keine weiteren Fe-Phasen auftreten. Weitere Möglichkeiten stellen höchstens der Fe^{3+} -Einbau in Feldspat oder Phengit dar, für die es aber nach den Analysen an Plagioklas und Mikroklin, die beide grundsätzlich weniger als 0.1 Gew.% Fe_2O_3 aufweisen sowie an Phengit, für den ebenfalls kein Fe^{3+} berechnet wurde, keinen ausreichenden Beleg gibt.

Die PTAX-Berechnungen mit der Standard-Methode C1 angewandt auf verschiedene Granat- und Biotitanalysen ergaben sehr niedrige Drücke im Bereich von 4 - 5 kbar bei 500 - 600°C (Tab. 60).

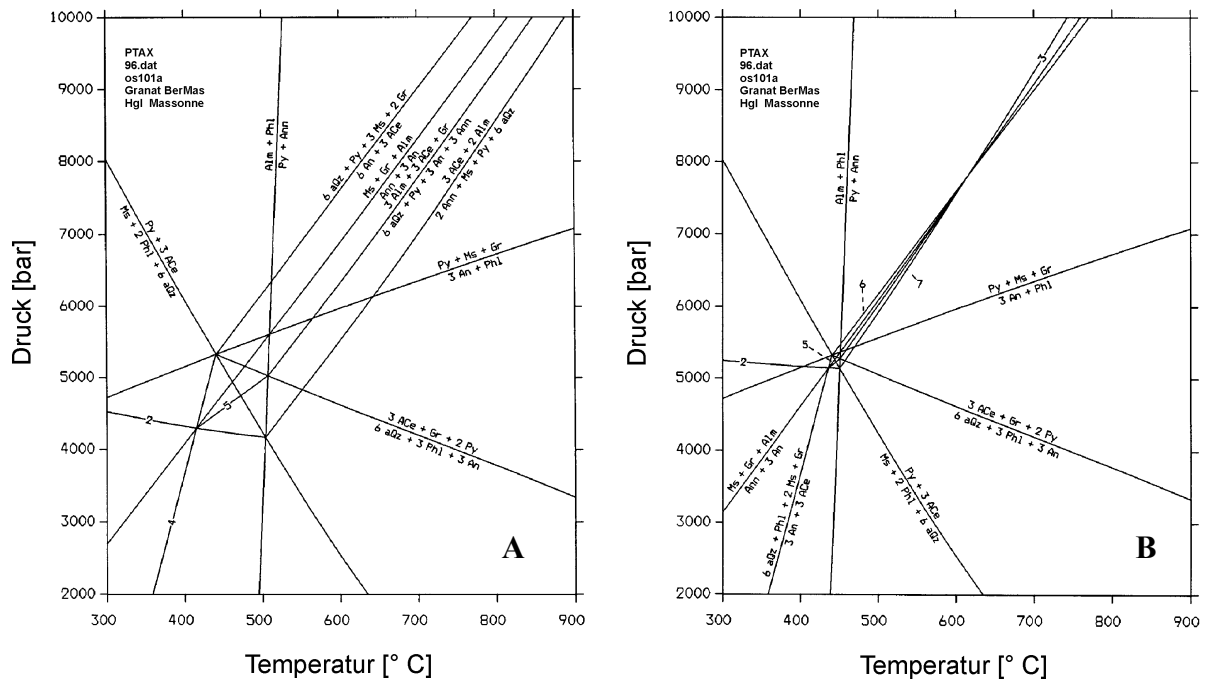
Tabelle 60 Zusammenfassung der PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen nach Methode C1 am aplitischen Hellglimmer-Orthogneis ÖS.10.1a.

Verwendete Analysen	Druck [kbar]	Temperatur [°C]
Grt4 (10970/58) + Phe1 (10972/152) + Bt4 (10972/122)	5,25	605
Grt4 (10970/58) + Phe1 (10972/152) + Bt4 (10972/117)	4,88	606
Grt4 (10970/62) + Phe1 (10972/152) + Bt4 (10972/122)	4,50	503
Grt4 (10970/62) + Phe1 (10972/152) + Bt4 (10972/117)	4,16	504
Grt4 (10970/58) + Phe1 (10972/156) + Bt4 (10972/122)	8.64	621

Der Kalihellglimmer weist eine geringe mineralchemische Variabilität auf. Die möglicherweise magmatischen gebildeten Kerne sind nahezu homogen. Nur randlich ist in einem einzelnen Kristall ein leichter Anstieg insbesondere der FeAl-Seladonit-Komponente bei Abnahme der Paragonit-Komponente festzustellen (vgl. Abb. 140). Die Verwendung der vermutlich metamorphen Randanalysen führt zu Drücken von 8.6 kbar bei 620°C (vgl. Tab. 60).

Die Einbeziehung der Anorthit-Komponente des Plagioklases in die Berechnungen führt zu keinen invarianten Punkten. Es ergeben sich jeweils breite P-T-Bereiche mit mehreren Schnittpunkten.

Die divergierenden Schnittpunkte können durch eine Anpassung der Annit-Aktivität an einen möglichen niedrigeren Fe^{2+} -Gehalt, verursacht durch einen Fe^{3+} -Einbau, einander angenähert werden. Die Abb. 190A zeigt die Originalberechnungen für die ursprüngliche Annit-Aktivität, Abb. 190B für die halbierte Annit-Aktivitäten. Eine Übertragung des $\text{Fe}^{2+/3+}$ -Verhältnisses des Gesamtgesteines auf den Biotit führt zu Ergebnissen, die ebenfalls zu keinem invarianten Punkt kommen, die Annit-Aktivität ist zu niedrig. Eine optimale Übereinstimmung wird bei



Reaktionsliste Abb. 190

- 1): $Ms + Gr + Alm = Ann + 3 An$
- 2): $3 ACe + Alm = Ann + Ms + Phl + 6 aQz$
- 3): $3 ACe + 2 Alm = 2 Ann + Ms + Py + 6 aQz$
- 4): $6 aQz + Phl + 2 Ms + Gr = 3 An + 3 ACe$
- 5): $2 Alm + 3 ACe + Gr = 6 aQz + Phl + 3 An + 2 Ann$
- 6): $6 aQz + Py + 3 Ms + 2 Gr = 6 An + 3 ACe$
- 7): $3 Alm + 3 ACe + Gr = 6 aQz + Py + 3 An + 3 Ann$
- 8): $Alm + Phl = Py + Ann$
- 9): $Py + 3 ACe = Ms + 2 Phl + 6 aQz$
- 10): $Py + Ms + Gr = 3 An + Phl$
- 11): $3 ACe + Gr + 2 Py = 6 aQz + 3 Phl + 3 An$

Abbildung 190

PTAX-Multigleichgewichtsberechnung für den aplitischen Orthogneis OS.10.1a unter Verwendung der Komponenten Almandin + Pyrop der Phase Granat, Annit + Phlogopit des Biotits, Muskowit + MgAl-Seladonit des Phengits, Quarz und unter Einbeziehung der Anorthit-Komponente des Plagioklas.
A Berechnete Annit-Aktivität a_{Annit}
B Gegenüber A versuchsweise verringerte Annit-Aktivität a_{Annit} zur Anpassung an den Fe^{3+} -Einbau in Biotit.

$a_{Annit} = 0.1450$ erzielt. Demgegenüber steht eine berechnete a_{Annit} von 0.30. Die ermittelten P-T-Daten lauten für zwei Granatanalysen 5.4 kbar bei 438°C und 6.3 kbar bei 513°C.

Die Ergebnisse der Granat-Phengit-Thermometrie mit dem Datensatz von Massonne & Szpurka (1997) und dem Mischungsmodell nach Massonne (1997) erweisen sich als unrealistisch. Für den Pyrop-reicheren Granat liegt sie lediglich im Bereich von 60°C bei 5 kbar, für die Pyrop-arme Analyse resultieren gar nur 21°C bei 5 kbar.

Die Ti-Barometrie in Kalihellglimmern kann in diesem Gesteinstyp keine sinnvollen Resultate ergeben, da kein Rutil nachgewiesen werden konnte. Für 500°C lassen sich ca. 8.2 kbar mit Phengitanalyse errechnen.

Eine einfache Druckabschätzung für die Phengite mit dem einfachen Isoplethen-Diagramm nach Massonne & Schreyer (1987) und Massonne (1991) ergibt Drücke von 3 - 4 kbar und stimmt besser mit den Multigleichgewichtsberechnungen nach Methode C1 überein wie in Probe ÖV.XIX.7. Dies deutet auf eine höhere Wasseraktivität hin.

Biotit-Orthogneise

Die Biotit-Orthogneise erwiesen sich aufgrund des Fehlens von Granat in ihrer Paragenese als ungeeignet für PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen. Ihre mit den Zweiglimmer-Orthogneisen weitgehend übereinstimmende Mineralchemie und mit Ausnahme der Probe ÖS.Bal 1a parallel verlaufende Hellglimmer-Zonierungen (vgl. Mineralchemie Schichtsilikate) lassen auf eine gemeinsame Metamorphoseentwicklung schließen.

7. Diskussion

7.1 Druck-Temperatur-Entwicklung der Metabasite

Die Metamorphoseentwicklung der Metabasite kann in ein eklogitfazielles und ein amphibolitfazielles Stadium gegliedert werden.

Eklogitfazielle Entwicklung der Metabasite

Die Eklogite der Silvrettadecke weisen hinsichtlich ihres Bildungsdruckes übereinstimmende Bedingungen auf. Beide Eklogitvorkommen ergeben nach den Multigleichgewichtsberechnungen Bildungsdrucke im Bereich des Quarz \leftrightarrow Coesit-Gleichgewichts. Die Bildungstemperaturen der Eklogite aus dem schweizer Val Puntota sind gegenüber denen des Eklogit-Körpers vom Rauhen Kopfes bei Ischgl im österreichischen Teil der Silvretta etwa 150°C niedriger (P-T-Pfad vgl. Abb. 191).

Eklogite des Rauhen Kopfes

Für die Eklogite des Rauhen Kopfes ergeben sich Bildungsdrucke im Bereich von 23 bis 29 kbar. Das Temperaturmaximum konnte mit PTAX-Multigleichgewichtsberechnungen, bei denen die thermodynamischen Daten und Mischungsmodelle nach Massonne (1992a, 1995, 1997) und Massonne & Szpurka (1997) zum Einsatz kamen, auf den Bereich 620 - 670°C eingegrenzt werden.

Die prograde Metamorphoseentwicklung kann durch Phengit- und Omphazit-Einschlüsse in Granatkernen rekonstruiert werden. Für die Probe ÖRK.9 ergeben sich nach thermodynamischen Berechnungen mit einem Si-reichen Phengit-Einschluß in einem Pyrop-armen Granat 27 kbar und 490°C. Der daraus resultierende geothermische Gradient von ca. 6°C/km deutet auf eine schnelle, subduktionszonengebundene Versenkung der Edukte der Eklogite.

In Probe ÖRK.8 des Rauhen Kopfes ist Paragonit und gegenüber den Proben ÖRK.1/4/9 geringfügig Si-ärmerer Phengit als Einschluß in Mg-reicherem Granat erhalten. Die ermittelten Bedingungen von 23 kbar / 560°C deuten auf eine Reequilibrierung unter erniedrigten Drücken hin. Dies wird auch durch die Stabilität des Paragonits betont. Berechnungen der Paragonit-Stabilität mit den Mischungsmodellen für Phengit und Klinopyroxen nach Massonne (1992a, 1995) ergeben allerdings einen Abbau in Jadeit + Disthen + H₂O bei noch niedrigeren Drücken.

Für die Eklogite des Rauhen Kopfes ergibt sich mit ihren Mg-reichen Granat-Säumen in Verbindung mit den Matrix-Phasen Omphazit und Phengit eine Aufheizung auf 620 - 670°C bei unverändert hohen Drücken von 23 - 28 kbar. Das Temperatur-Maximum wird demnach bei den Maximaldrücken erreicht; es findet eine isobare Aufheizung statt.

Für verschiedene Granate konnten randliche Abnahmen des Mg-Gehaltes festgestellt werden. Diese werden in Zusammenhang mit der beginnenden retrograden Entwicklung gestellt. Die Fluidzufuhr, die zur Blastese der Amphibol-Zoisit-Phengit-Mineralvergesellschaftung führte, begann unter P-T-Bedingungen des Metamorphosehöhepunkts. Dies wird durch im Vergleich mit frühen Metamorphosestadien unverändert hohe Si-Gehalte der Phengite deutlich.

Die Ti-Barometrie an den Phengiten bestätigt die zuvor mit Multigleichgewichtsmethoden ermittelten P-T-Daten weitgehend. Die häufig 1 - 4 kbar höher liegenden Drücke können 30 kbar erreichen. Sie finden allerdings keine Bestätigung durch das Auffinden von Coesit oder dessen Pseudomorphosen.

Die Eklogite des Rauhen Kopfes besitzen aufgrund des Fehlens von Coesit oder auch Diamant keine Mineralindikatoren, die auf Bedingungen der Ultrahochdruck-Metamorphose (UHPM) hinweisen. Die Multigleichgewichtsberechnungen ergeben allerdings Maximaldrücke, die im Bereich der Ultrahochdruck-Metamorphose liegen. Wie zahlreiche weitere alpidische und präalpidische Eklogite des Alpenbereiches (Schweinehage & Massonne 1998),

liegen die invarianten Punkte der Multigleichgewichtsberechnungen nach Methode A1 bei Drücken oberhalb des Quarz-Coesit-Gleichgewichts nach Massonne & Mirwald (1980).

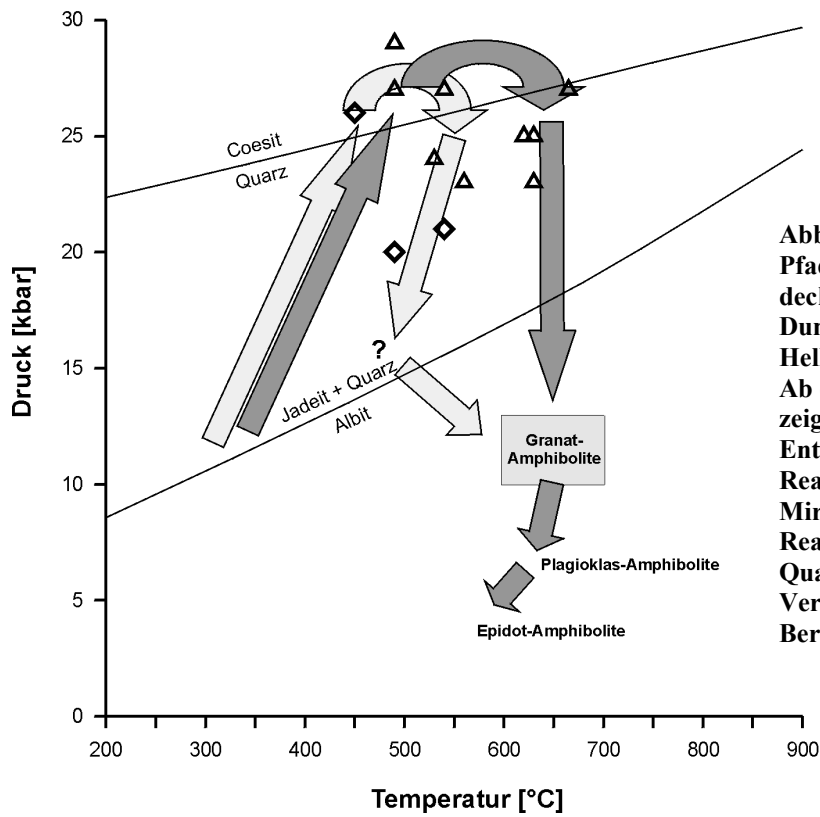


Abbildung 191 Druck-Temperatur-Pfade für die Metabasite der Silvretta-decke.

Dunkelgrau = Eklogite Rauher Kopf, Hellgrau = Eklogite Val Puntota. Ab dem Granat-Amphibolit-Stadium zeigen die Eklogite eine gemeinsame Entwicklung.

Reaktionskurven Quarz = Coesit nach Mirwald & Massonne (1980); Reaktionskurve Albit = Jadeit + Quarz berechnet mit PTAX unter Verwendung des Datensatzes von Berman (1988).

Eklogite der schweizer Silvretta

Aufgrund des höheren Grades der retrograden Überprägung sowie dem teilweisen Fehlen von Phengit, ist an den untersuchten Eklogiten aus dem Val Puntota, dem Val Laschadura und dem Gebiet um Zernez nur an wenigen Proben der Einsatz der Phengit-Barometrie möglich. Der Atoll-Granat führende Eklogit SP.5 des Val Puntota belegt nach den thermodynamischen Berechnungen Bildungsdrücke von 25 - 27 kbar. Die Metamorphosetemperaturen liegen dagegen mit 400 - 500°C deutlich niedriger als in den Eklogiten des Rauhen Kopfes (Abb. 191). Der Vergleich mit klassischen Kalibrationen der Granat-Klinopyroxen Fe^{2+} -Mg-Austauschthermometrie läßt erkennen, daß insbesondere in Fe-reichen Eklogiten eine deutliche Abweichung zu niedrigeren Temperaturen gegenüber der für Eklogite häufig verwandten Kalibration nach Ellis & Green (1979) vorliegt. Die Metamorphosetemperaturen stimmen allerdings gut mit Ergebnissen der Granat-Klinopyroxen Fe^{2+} -Mg-Austauschthermometer von Powell (1985) und Krogh (1988) überein.

Die thermodynamische Berechnung an posttektonischen Phengiten aus Eklogit SP.5 ergeben mit 20 kbar bei 490°C ein P-T-Datum für den frühen, aber noch eklogitfaziellen Teil des retrograden P-T-Pfades. Auch in den Eklogiten aus dem Bereich der schweizer Silvretta ist ein Überwachsen der frühen Granat-Omphazit-Quarz-Rutil-Paragenese durch späten, posttektonischen Zoisit und Amphibol mit Barroisit-ähnlicher Zusammensetzung festzustellen. Den notwendigen Zutritt von Fluiden könnte durch eine Scherdeformationsphase begünstigt worden sein. Belege dafür bietet z. B. die Probe SP.23, die in einer Scherzone neben Quarz auch parallel orientierten Omphazit, Klinozoisit und Phengit enthält. Die ermittelten P-T-Bedingungen von 21 - 23 kbar bei 540 - 550°C gehören ebenfalls dem frühen retrograden Teil des P-T-Pfades.

Weitere, nicht Phengit-führende Eklogite, wie z.B. SP.10, können auch höhere eklogitfazielle Metamorphosetemperaturen aufzeichnen. Für die meisten Proben liegen die Temperaturen des

prograden Teils des P-T-Pfades bei 450°C, die Maximaltemperaturen dagegen bei 550°C. Nur in Probe SP.10 lassen sich Maximalbedingungen von 650°C berechnen, die mit den Werten der Eklogite des Rauhen Kopfes übereinstimmen.

Zum Vergleich berechnete Temperaturen aus mineralchemischen Daten nach Maggetti & Galetti (1988) ergeben ebenfalls Temperaturen um 650°C.

Vergleich der Eklogitvorkommen

Für das Abweichen der Metamorphosetemperaturen beider Eklogitvorkommen gibt es mehrere mögliche Erklärungsansätze.

1. Zugehörigkeit der beiden Eklogitvorkommen zu völlig getrennten Metamorphoseereignissen.
2. Aufzeichnung unterschiedlicher Equilibrierungsstadien während einer einphasigen eklogitfaziellen Metamorphose.
3. Tektonische Differenzierung verschiedener Eklogitkörper innerhalb eines Subduktionskomplexes.
4. Temperaturunterschätzung in den Eklogiten des Val Puntota durch überhöht berechnete Fe³⁺-Gehalte im Omphazit.

1. Zeitlich getrennte Metamorphoseereignisse

Aufgrund der mangelnden radiometrischen Datierung der Hochdruck-Metamorphose beider Eklogit-Vorkommen kann die Möglichkeit der Zugehörigkeit der eklogitfaziellen Metamorphose zu zwei völlig getrennten Metamorphoseereignissen und gebirgsbildenden Phasen nicht ausgeschlossen werden. Beispielsweise ergaben die Datierungen an den Eklogiten der strukturell angrenzenden und vom Gesteinsinventar verwandten Ötztaldecke ein variszisches Sm/Nd-Alter ergaben, während die Autoren der geochronologischen Arbeiten über die Granitoide und gabbroiden Gesteine der Silvretta-Decke (Liebetau 1996; Liebetau & Poller 1996; Liebetau et al. 1996; Poller 1994, 1997) aufgrund von relativen Altersabschätzungen ein ordovizisches Alter der Hochdruck-Metamorphose annehmen.

Die endgültige Frage des Metamorphosealters kann nur durch eine vergleichende Bearbeitung der Sm/Nd- und U/Pb-Isotopie beider Eklogit-Vorkommen gelöst werden. Erste Ergebnisse zur Datierung der Zirkone der Eklogite der schweizer Silvretta ergaben leider nicht eindeutig zu interpretierende Ergebnisse (Liebetau, mündl. Mitt.).

Die Eklogite könnten aus zwei unterschiedlichen geotektonischen Phasen hervorgegangen sein. Besitzen sie tatsächlich ein altpaläozoisches Alter, sind sie das Resultat der Subduktion eines präkambrisch/kambrischen Ozeanbodens unter den Nordrand von Gondwana (Schaltegger et al. 1997, von Raumer 1998, von Raumer et al. 1999, vgl. Abb. 195). Eine Bestätigung eines frühvariszischen Alters würde allerdings für eine Subduktion des Rheischen Ozeans (vgl. Abb. 6) und die anschließende Kontinentalkollision zwischen Avalonia/Laurussia und Gondwana (Silvretta als Teil des Hun Superterranes nach Stampfli & Mosar 1998) sprechen.

2. Unterschiedliche Equilibrierungsstadien auf einem P-T-Pfad

Die niedrigen Gleichgewichtstemperaturen für die Eklogite des Val Puntota konnten nur an der Probe SP.5 bestimmt werden, die zudem als einzige analysierte Probe Phengit im texturalen Gleichgewicht aufweist. Weitere Proben wie SP.2, SP.10 und SP.23 aus dem Val Puntota sowie SLas.1a/c aus dem Val Laschadura ergaben Granat-Klinopyroxen-Temperaturen, deren Maximalwerte mit bis zu 640°C (SP.10) an die Ergebnisse für die Eklogite des Rauhen Kopfes heranreicht.

Insbesondere für die beiden Fe-reichen, nahezu bimineralischen Eklogite SP.2 und SP.10 ohne spätere Blastese der OH-Phasen Amphibol, Phengit und Klinozoisit/Epidot, ist durch die

einfacheren textuellen Beziehungen ein Gleichgewicht der Mineralphasen eher anzunehmen als für die Phengit-führende Probe SP.5 mit ihrem komplexen Mikrogefüge (Entwicklung von Atollgranaten usw.). In Probe SP.2 wie auch in Proben aus dem Val Laschadura bleiben die Temperaturen mit 550°C trotzdem ca. 100°C unter den Maximaltemperaturen der Eklogite des Rauhen Kopfes.

Für eine etwa zeitgleiche Metamorphosegeschichte der Metabasite könnte die übereinstimmende Entwicklung ab dem Granat-Amphibolit-Stadium sprechen. Auch in den Metabasiten der schweizer Silvretta werden während dieses Stadiums Temperaturen der mittleren bis oberen Amphibolitfazies (600-700°C) erreicht.

3. Unterschiedliche Eklogitkörper in einem Subduktionskomplex

Die Unterschiede in den Metamorphosetemperaturen können auf unterschiedliche Prozesse innerhalb der Subduktionszone zurückzuführen sein. Grundsätzlich muß zwischen einer ozeanischen Subduktion und einer Kontinent-Kontinent-Kollision unterschieden werden.

Dabei könnte die Zeitkomponente eine wesentliche Rolle spielen. Unterschiedliche Aufenthaltsdauern in großer Tiefe, nach der Inkorporation in die hangende Platte, aber vor der Exhumierung, können zu einer stärkeren Aufheizung führen (vgl. Abb. 195B).

Eine weitere Erklärungsmöglichkeit ist durch eine unterschiedlich wirksame Kühlung durch fortschreitende Subduktion gegeben (vgl. Hacker & Peacock 1995). Während die Eklogite des Rauhen Kopfes eine isotherme Dekompression durchliefen, wurden die Eklogite der schweizer Silvretta während der Druckentlastung weiter aufgeheizt. Eine Kühlung durch fortgesetzte Subduktion ist nur im Falle einer ozeanischen Subduktion möglich.

Im Falle einer ozeanischen Subduktion bietet das Corner-Flow-Modell (Cloos 1982) eine Erklärung für das Auftreten von Hochdruck-Gesteinen in einer Matrix aus niedriggradigeren Gesteinen. Die Eklogite wären nach diesem Modell als Blöcke in einer Matrix aus niedrigviskosem Material zu interpretieren, welche zwischen der Ober- und Unterplatte in einer Subduktionszone eingeklemmt war. Die lagig inhomogene Aufbau der Metasedimente der Silvretta läßt sich allerdings eher mit einer Turbiditabfolge eines Kontinentalhanges korrelieren, in die sich auch die vereinzelt auftretenden Marmorlinsen als ehemalige Olistholithe integrieren lassen. Typische Charakteristika einer Mélange-Zone, wie ein Nebeneinander von Gesteinen völlig abweichender Provenanz, sind in den Silvretta-Metasedimenten nicht zu erkennen. Die Ausdehnung der Metabasit-Einheiten (z.B. Metabasitzug von Brail ca. 6 km lang und 0.5 km breit, vgl. Schweinehage & Massonne 1999) legt eher nahe, daß größere Bereiche der ozeanischen Kruste aus der subduzierten Platte abgeschert wurden und als zusammenhängende Einheit exhumiert wurden. Als begünstigender Faktor beim Wiederaufstieg der Eklogite kann dabei die bereits während dem Druckhöhepunkt einsetzende Hydratisierung gewirkt haben, die zu einer deutlichen Reduktion der Gesteinsdichte führt.

Die komplexen Prozesse innerhalb einer Subduktionszone eröffnen die Möglichkeit einer tektonischen Differenzierung verschiedener Eklogitkörper, die unterschiedliche Versenkungsdauern und Wiederaufstiegsraten durchlaufen haben, so daß es zur Ausbildung der unterschiedlichen P-T-Pfade kommen konnte.

4. Temperaturunterschätzung durch $Fe^{2+/3+}$ -Berechnung in Omphazit

In diesem Fall stellt die niedrige Granat-Klinopyroxen-Temperatur einen reinen Artefakt durch die Berechnung der $Fe^{2+/3+}$ -Verteilung im Klinopyroxen dar. Die Eklogite der beiden Vorkommen könnten demnach eine tatsächlich übereinstimmende P-T-Entwicklung besitzen. Die Unterschiede in der Gesamtgesteinschemie (die Eklogite des Rauhen Kopfes leiten sich aus einem gabbroiden Ausgangsgestein ab, die aus dem schweizer Silvrettateil aus basaltischen Chemismen), sowie Sauerstoffugazitäten führen zu unterschiedlich hohen Na-Gehalten und Akmit-Komponenten. Die Konstanz der Klinopyroxen-Analytik in verschiedenen Proben

der jeweiligen Lokalitäten läßt den Einfluß von analytischen Fehlern unwahrscheinlich erscheinen.

Aufgrund der komplexen Zonierungsmuster der Granate können die P-T-Pfade für die beiden Eklogitvorkommen nur als eine Art Annäherung an den wirklichen Verlauf gesehen werden. Das oszillierende Muster des Ca-Gehalts in Granatkernen der Probe SP.2 des Val Puntota kann als Folge eines schwankenden Bildungsdruckes, die durch Verschuppungsprozesse in der Subduktionszone entstehen, angesehen werden.

In den Zonierungsmustern der Omphazite und Phengite sind keine dementsprechenden Muster festzustellen. Eine Umsetzung der komplexen Granat-Zonierungsmuster in den P-T-Pfad ist daher kaum möglich.

Amphibolitfazielle Entwicklung der Metabasite

Die amphibolitfazielle Entwicklung der Metabasite zeichnet die isotherme Druckentlastung und späte Abkühlung ab dem Stadium der Granat-Amphibolite nach. Die verschiedenen Amphibolittypen erreichen in verschiedenen Arealen der Silvrettadecke ähnlich hohe Maximaltemperaturen. Ein regionaler Trend der Temperaturverteilung ist nicht zu erkennen, wohl aber eine zeitliche Entwicklung der Druck-Temperatur-Bedingungen.

Die Ergebnisse der Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Spear (1980) und Plyusnina (1982) weichen deutlich von der Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Powell (1994) ab. Für die beiden älteren Kalibrationen ergeben sich nur für die textuell equilibrierten Amphibolite ÖV.XVII.6 und ÖV.XVII.9 sowie die beiden symplektitischen Granat-Amphibolite SP.8b und SP.12 Temperaturen von 510 bis 650°C, die den Bereich der mittleren Amphibolitfazies erreichen. Alle anderen Proben weisen dagegen nur Temperaturen der oberen Grünschiefer- bis Epidot-Amphibolitfazies auf (450-550°C).

Die Edenit-Tremolit- und Edenit-Richterit-Thermometer nach Holland & Blundy (1994) führen dagegen zu Temperaturen, die insbesondere für das Edenit-Tremolit-Thermometer deutlich über 700°C liegen können. Die in vielen Fällen wahrscheinlich mangelnde Beteiligung von Quarz bei der lokalen Gleichgewichtseinstellung führt zur Bevorzugung der etwas niedrigeren Temperatur-Werte des Quarz-freien Edenit-Richterit-Thermometers. Die Durchschnittstemperaturen der textuell equilibrierten Amphibolite ÖV.XVII.6/9 liegen mit 688 bzw. 677°C im Bereich der oberen Amphibolitfazies.

Der Quarz-reiche Granat-Amphibolit ÖS.7.5a bestätigt mit durchschnittlich 670°C für das Edenit-Tremolit-Thermometer den Bereich der oberen Amphibolitfazies. Weitere Amphibolite führen aber auch unter Verwendung der Thermometrie nach Holland & Blundy (1994) zu stark streuenden Ergebnissen im Temperaturbereich 500-700°C. Die oft Quarz-freien symplektitischen Granat-Amphibolite der schweizer Silvretta weisen Edenit-Richterit-Temperaturen auf, die sich im Bereich 630-650°C konzentrieren. Maximal wurden an einem Mineralpaar aus einem Amphibol-Plagioklas-Symplektit Temperaturen von 690°C erzielt.

An Amphibol-Plagioklas-Paaren einzelner Mikrodomänen aus SP.11 und SP.12 wurden niedrigere Edenit-Richterit-Temperaturen im Bereich 440-620°C berechnet. Sie werden als lokale Reequilibration während der Abkühlung gedeutet.

Die beiden Quarz-führenden symplektitischen Granat-Amphibolite aus dem österreichischen Teil der Silvretta ÖV.F1P und ÖM.2.4f ergeben durchschnittliche Edenit-Tremolit-Temperaturen um 620°C, insbesondere ÖV.F1P weist aber eine starke Streuung von 700 bis 520°C der über Kontaktpaaren ermittelten Temperaturen auf. Dies wird parallel zu den symplektitischen Granat-Amphiboliten aus dem schweizer Teil als Ergebnis retrograder Reequilibration gedeutet. Der aus den Eklogiten des Rauhen Kopfes hervorgegangene symplektitische Granat-Amphibolit ÖRK.2 bestätigt diese Entwicklung ebenso wie weitere granoblastische Plagioklas-Amphibolite (ÖS.9.1m) und Hornblende-Gneise (ÖV.Go 3).

Die thermische Entwicklung von hohen zu niedrigen Temperaturen wird durch Cumingtonit-reiche Amphibolkerne verschiedener Proben belegt.

Die Granat-Amphibol-Thermometrie nach Graham & Powell (1984) führt für die Mehrzahl der Proben zu deutlich niedrigeren Temperaturen als die Amphibol-Plagioklas-Thermometrie nach Holland & Powell (1994). Oft liegt sie im Bereich 500-530°C und damit im Rahmen der Daten nach Spear (1980) und Plyusnina (1982). Auch die als Kontaktpaare gemessenen Granat- und Amphibol-Zusammensetzungen verschiedener Proben streuen über einen weiten Temperaturbereich. Dies deutet auf eine mangelnde Gleichgewichtseinstellung in vielen Proben hin. Den Amphibol-Plagioklas Temperaturdaten nach Holland & Powell (1994) wird daher Vorrang eingeräumt.

Die Abschätzung des Bildungsdruckes der Amphibolite ist mit noch größeren Unsicherheiten verbunden. Die einfachen Al-in-Hornblende-Barometer sind an anderen Gesamtgesteins-Zusammensetzungen kalibriert worden. Ihre Anwendung auf die hier untersuchten Amphibolite kann daher nur als grobe Annäherung angesehen werden, zumal die eher aktinolithischen Amphibole, die späten Reequilibrierungsstadien zugeordnet werden können, zu negativen Drücken führen. Für die textuell equilibrierten Amphibolite ÖV.XVII.6 und ÖV.XVII.9 mit Tschermakit als Amphibol ergeben sich Maxima im Bereich zwischen 8 und 9 kbar. Die Magnesio-Hornblende aufweisende Probe ÖS.9.1m weist dagegen ein Häufigkeitsverteilung der Al-Gehalte in Amphibol mit mehreren Maxima auf. Die korrespondierenden Drücke liegen im Bereich 3-5 kbar.

Die Ergebnisse der Barometrie nach Kohn & Spear (1990) sowie der Multigleichgewichtsrechnungen geben aufgrund der unsicheren Gleichgewichtseinstellung des Granates mit der Amphibol-Plagioklas-Matrix ebenfalls nur breite Druck-Temperatur-Intervalle an. Für die symplektitischen Granat-Amphibolite liegen die Drücke im Bereich 8-13 kbar; der granoblastische Granat-Amphibolit ÖV.XVII.9 liegt mit 6-9 kbar etwas darunter. Der aus den Multigleichgewichtsrechnungen resultierende Temperaturbereich weist eine starke Streuung auf und übersteigt 700°C.

Über die Abfolge der nacheinander gewachsenen Ti-Phasen Rutil, Ilmenit und Titanit läßt sich der P-T-Pfad der Silvretta-Metabasite ebenfalls nachvollziehen. Die stabile Hochdruck-Phase in den Eklogiten ist der Rutil. Ilmenit verdrängt Rutil während der Druckentlastung und stellt die stabile Mineralphase der Granat-Amphibolite. In den textuell equilibrierten Plagioklas-Amphiboliten ist dagegen Titanit die stabile Ti-Phase. Die Stabilitätsbeziehungen in einem MOR-basaltischen Ausgangsgestein nach Liu et al. (1996) bestätigen zwar Rutil als Hochdruck-Phase. Der direkte Abbau von Rutil in Titanit bei einem Druck von ca. 13 kbar und Temperaturen von 600-700°C kann an den Gesteinen allerdings nicht bestätigt werden. Nach Liu et al. (1996) liegt die Phasengrenze für Rutil gegen Ilmenit im Temperaturbereich > 780°C. Die Anwesenheit in den Granat-Amphiboliten deutet aber auf eine Ilmenit-Stabilität bei Temperaturen im Bereich 650-700°C hin.

Die semiquantitative Al₂O₃-TiO₂-Geothermobarometrie nach Ernst & Liu (1998) ergibt nur im Falle des TiO₂-Thermometers sinnvolle Resultate. Nach den maximalen Ti-Gehalten der Amphibole betrug die Maximaltemperatur ca. 600°C, was mit Ergebnissen nach der Methode von Raase (1974) übereinstimmt. Die Al₂O₃-Barometrie führt dagegen zu stark überhöhten Druckabschätzungen im Bereich 15-20 kbar, der außerhalb der Plagioklas-Stabilität liegt.

Das Auftreten von Epidot und Chlorit in den Amphiboliten erfolgt retrograd bei Unterschreiten von ca. 600 bis 550°C.

Aufgrund der maximalen Metamorphosetemperatur von 650 - 700°C für die Amphibolite kann eine direkte retrograde metamorphe Überprägung der Eklogite durch eine isotherme Druckentlastung angenommen werden. Eine völlig eigenständige rein amphibolitfaziale Metamorphose (Maggetti & Flisch 1993) oder gar eine Kontaktmetamorphose bei der Intrusion der Granitoide (Biino 1996) erscheint nicht zwingend notwendig.

Die verschiedenen Amphibolit-Typen vom Eklogit-Amphibolit über den Granat-Amphibolit, Plagioklas-Amphibolit bis zum Epidot-Amphibolit, stellen eine Abfolge von Metamorphosestadien auf dem Druckentlastungs- und späten Abkühlungspfad dar. Auch innerhalb der

Plagioklas-Amphibolite ist durch die Erhaltung verschiedener Chemismen von Amphibol-Plagioklas-Symplektiten eine Abfolge von Reequilibrierungsstadien von der oberen Amphibolit- bis in die Grünschieferfazies hinein erhalten. Auch in Epidot-reichen Amphiboliten, wie z. B. ÖV.XVII.6, wurden nach dem Amphibol-Plagioklas-Thermometer nach Holland & Blundy (1994) hohe Metamorphosetemperaturen ermittelt.

7.2 Druck-Temperatur-Entwicklung der Metasedimente

Die Druck-Temperatur-Entwicklung der Metasedimente weicht hinsichtlich der erreichten Maximaldrücke deutlich von den Bedingungen der Eklogite ab. Obwohl die für die verschiedenen Metapelite und Metagrauwacken erarbeiteten P-T-Daten individuell deutliche Abweichungen aufweisen können, ist aus der gemeinsamen Entwicklung der Mineralchemie der Hellglimmer, als auch der Granatzonierungen, folgende generelle Entwicklung abzuleiten:

1. Subduktion kontinentaler Kruste bis in Tiefen von 50-55 km entsprechend 15-16 kbar Maximaldruck und Aufheizung bis etwa 500°C.
2. Wiederaufstieg zu Erdtiefen von ca. 30-35 km entsprechend 8-10 kbar Druck und Aufheizung auf 600-700°C.
3. Weitere Druckentlastung auf 4-5 kbar entsprechend 15-20 km Tiefe und Abkühlung auf ca. 550°C.

Der von Prosperit & Biino (1996) beschriebene gegen den Uhrzeigersinn verlaufende variszische P-T-Pfad wird im wesentlichen aus metasomatischen Quarz-Alumosilikat-Gängen abgeleitet und beschreibt wahrscheinlich nur die letzten Phasen der variszischen Metamorphoseentwicklung, die zu einer Oszillation um den invarianten Punkt des Alumosilikatsystems führten.

Die aus der Entwicklung der Matrixminerale abgeleiteten Druck-Temperatur-Daten ergeben dagegen einen im Uhrzeigersinn verlaufenden P-T-Pfad, der die Versenkung und den Wiederaufstieg der Metasedimente widerspiegelt (Abb. 192).

Problematisch ist in fast allen untersuchten Metasediment-Proben die Frage des Erreichens

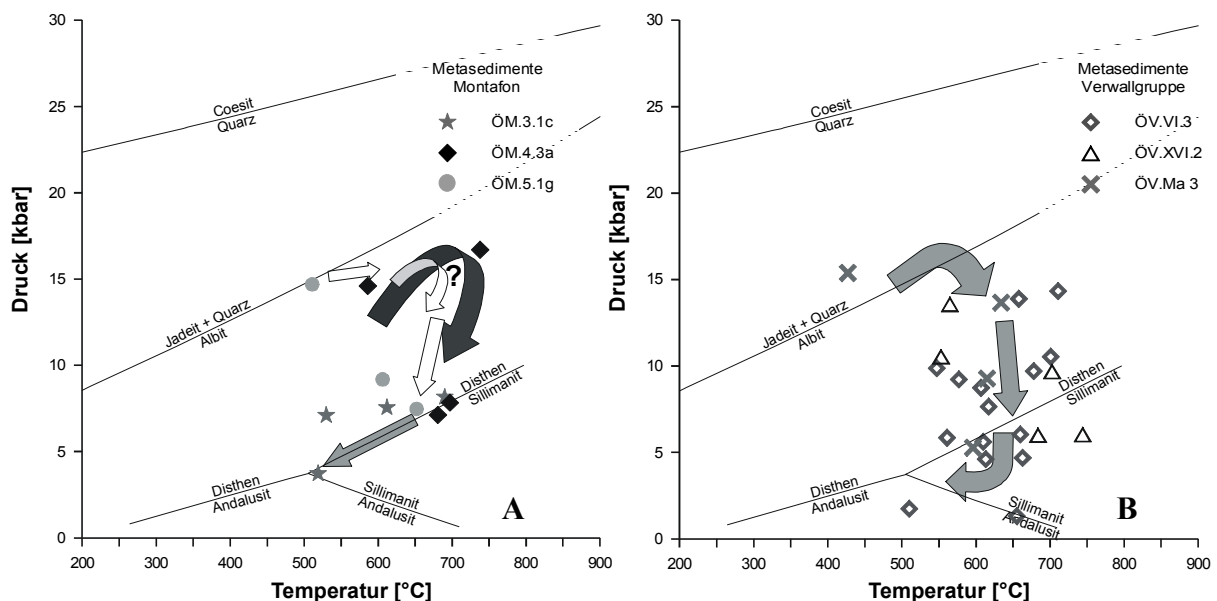


Abbildung 192 Druck-Temperatur-Pfade für Metasedimente aus dem Montafon (A) und der Verwallgruppe (B) des Kristallins der Silvrettadecke. Die ermittelten Maximaldrücke liegen für beide Gebiete im Bereich 15 kbar, die Temperaturmaxima bei ca. 700°C. Reaktionskurven wie Abb. 191; Reaktionskurven der Alumosilikate berechnet mit PTAX und dem Datensatz von Berman (1988).

des chemischen Gleichgewichts. Für zahlreiche nach Methode C1 berechnete invariante Punkte konnte nach Hinzunahme der Fe^{2+} -Al-Seladonit-Komponente des Hellglimmers kein Schnittpunkt der Gleichgewichtskurven erzielt werden, was auf ein Ungleichgewicht der verwendeten Mineralanalysen zurückgeführt werden könnte.

Zudem kommt als zusätzlicher Unsicherheitsfaktor das einfache Aktivitätsmodell für Biotit hinzu. Die überwiegend im Bereich des oberen Endes des Streubereichs der Granat-Biotit-Temperaturen angesiedelten Werte der PTAX-Berechnungen mit den thermodynamischen Daten und dem Granat-Mischungsmodell nach Massonne (1992a, 1995) deuten auf eine Überschätzung der Metamorphosetemperaturen um ca. 50°C.

Versuche zur Reduzierung der Temperaturen durch die Verwendung des Granat-Modells nach Berman (1990) waren zwar in mehreren Fällen erfolgreich, sind allerdings thermodynamisch nicht korrekt, da keine Kompatibilität des Granat-Modells nach Berman (1990) mit den thermodynamischen Daten und dem Mischungsmodell für Hellglimmer nach Massonne (1992a, 1995) vorliegt.

Die spätvariszische Entwicklung der Silvrettadecke scheint durch eine relativ schnelle Abkühlung charakterisiert zu sein. Datierungen des amphibolitfaziellen Metamorphose-Höhepunkts (U/Pb und Pb/Pb an Staurolith) liegen nur wenige Millionen Jahre über den Abkühlaltern der Hell- und Dunkelglimmer (Frei et al. 1995). Dies läßt auf Abkühlraten im Bereich von 10 bis 30°C/Ma schließen. Temperaturberechnungen an Gesteinen der Granatzone sollten nach Spear (1993) hinsichtlich einer diffusiven Beeinflussung zu relativ wirklichkeitsnahen Ergebnissen führen. Da allerdings die Staurolithzone erreicht wurde, sind die auf Basis der Granat-Biotit-Thermometrie ermittelten metamorphen Temperaturen als Minimalwerte anzusehen.

In diesem Lichte erscheinen die für die Silvrettadecke angegebenen maximalen Metamorphosetemperaturen (Prospert & Biino 1996) für das variszische Ereignis von 550°C (Staurolith- und Muskowit-Stabilität ?) als zu niedrig gegriffen, zumal das Auftreten von Staurolith ebenfalls höhere Temperaturen belegt.

Die Granat-Zonierungen in den Metasedimenten lassen sich in vielen Fällen als Ergebnis eines einphasigen Wachstums mit nachfolgender diffusiver Überprägung deuten. Insbesondere für die Proben SPi.1a und ÖV.Ma 3 ist eine gut erhaltene Wachstumszonierung festzustellen, die einer variszischen Metamorphose zugeordnet werden muß, da an Staurolithen aus Probe SPi.1a (Gebiet Pischahorn) spätvariszische U/Pb-Alter ermittelt wurden. Die aus den Granat-Zonierungen und Matrix-Biotiten abgeleiteten Metamorphosetemperaturen müssen

daher auch einem variszischen Ereignis zugeordnet werden und liegen mit bis zu 700°C deutlich über den Angaben von Prospert & Biino (1996).

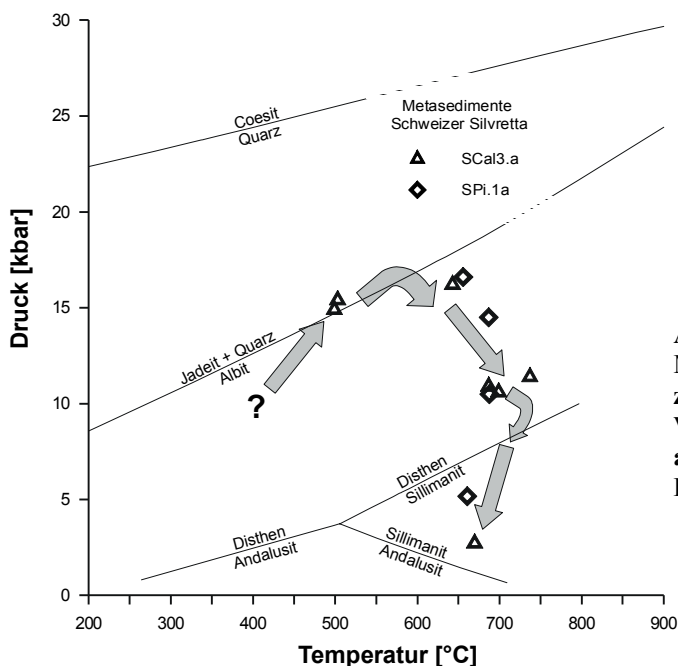


Abbildung 193 Druck-Temperatur-Pfad für Metasedimente aus dem Bereich der schweizer Silvrettadecke. Die Daten spiegeln im Vergleich mit Proben aus anderen Silvretta-arealen einen ähnlichen Verlauf wieder. Reaktionskurven wie in Abb. 191 und 192.

Der Verlauf des P-T-Pfades steht in Übereinstimmung mit der Entwicklung der Aluminosilikat-Polymorphen. Disthen ist in vielen Regionen der Silvrettadecke die einzige stabile Aluminosilikat-Phase innerhalb der Matrix. Er ist auf dem gesamten prograden Ast und beginnenden retrograden Ast des P-T-Pfades stabil (vgl. Abb. 192+193). Sillimanit tritt nur in einem begrenzten Areal der österreichischen Silvretta (Jamtal) und weiter verbreitet in Metasedimenten der schweizer Silvretta auf. Sein postdeformatives Auftreten in Probe ÖS.Jam 6a belegt eine spätvariszische Bildung auf dem retrograden P-T-Pfad.

Der Andalusit, der innerhalb der Matrix nur im schweizer Teil der Silvretta vertreten ist (Region Pischahorn und Radönt), überwächst die Foliation ebenfalls als postkinematischer Porphyroblast. Dies ist in Übereinstimmung mit der Verlängerung des in Abb. 193 gezeigten P-T-Pfades als Abkühlpfad bei niedrigen Drücken. Die von Prosper & Biino (1996) beschriebenen mikrotexturellen Beziehungen und auch die Blasteseabfolge können am eigenen Probenmaterial nicht nachvollzogen werden. Synkinematischer Andalusit, der von fibrolithischem Sillimanit überwachsen wird, tritt vermutlich nur im schweizer Teil der Silvretta auf. Demnach könnte eine tektonometamorphe Differenzierung innerhalb der amphibolitfaziellen Gesteine der Silvrettadecke vorliegen. Die unterschiedlichen Teileinheiten könnten durch Deformationsprozesse im duktilen Regime miteinander verschmolzen worden sein. Die Deformation kann in engen Mylonitzonen, die parallel zur Hauptfoliation liegen, erfolgt sein oder durch penetrative Deformation innerhalb breiter Zonen aufgenommen worden sein.

7.3 Druck-Temperatur-Entwicklung der Orthogneise

Die Druck-Temperatur-Entwicklung der Orthogneise ist aufgrund der wenig variablen Mineralogie, dem Fehlen von Granat in vielen Proben und selbst bei Anwesenheit von Granat seiner fehlenden Zonierung, nur relativ ungenau abzuschätzen.

Wie auch bei den Metasedimenten, ist ein deutlicher Unterschied im Maximaldruck gegenüber den Eklogiten festzustellen. Die Phengit-Barometrie nach Massonne & Schreyer (1987), Massonne (1991) und Massonne & Szpurka (1997) ergibt für die meisten Orthogneise lediglich einen Mindestdruck von 8-10 kbar entsprechend einer Versenkungstiefe von 30-35 km.

Mit Multigleichgewichtsmethoden wurde ein maximaler Metamorphosedruck zwischen 16-20 kbar bei ca. 550°C berechnet (Abb. 194). Bei diesen P-T-Bedingungen ist bereits die Stabilität

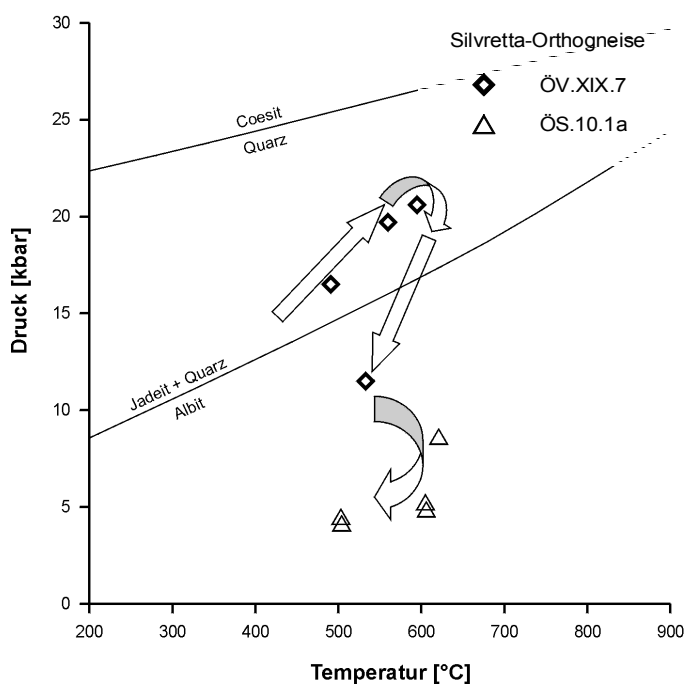


Abbildung 194 Druck-Temperatur-Pfad für Granat-führende Orthogneise der Silvrettadecke. Reaktionskurven wie in Abb. 191.

des Albits überschritten, Jadeit sollte stabil gewesen sein. In den Orthogneisen konnte polarisationsoptisch kein Nachweis für Jadeit erbracht werden; auch reliktsch tritt kein Jadeit, z. B. als Einschluss in Granat, auf. Nachweise könnten eventuell durch ramanspektroskopische Nachsuche in Zirkonkristallen erfolgen.

Ein weiterer Unsicherheitsfaktor bei der Berechnung des Druckhöhepunktes der Metamorphose der Orthogneise ist durch die Anfälligkeit des Biotits gegenüber diffusiver Überprägung gegeben. Aus mikrotexturellen Beobachtungen ist eine Stabilität des Biotits während der gesamten Metamorphosegeschichte anzunehmen.

Die retrograde Reequilibrierung bei niedrigeren Drücken von 11.5 kbar bei 530°C ist dagegen deutlich besser abgesichert. Die P-T-Bedingungen liegen im Bereich der Plagioklas-Stabilität. Die Einbeziehung der Albit-Komponente des Plagioklases in die Multigleichgewichtsberechnung führt zu einem invarianten Punkt.

Die Ergebnisse der einfachen Phengit-Barometrie angewandt auf die Si-armen Phengit-Ränder ergeben dagegen in den meisten Orthogneisen nur ca. 3 kbar. Die Abweichung gegenüber den Multigleichgewichtsberechnungen läßt sich durch eine Wasseraktivität a_{H_2O} von ca. 0.5 erklären.

Mit Ausnahme des aplitischen Hellglimmer-Orthogneises ÖS.10.1a fehlen den Orthogneisen sehr Si-arme Hellglimmer, wie sie in den Metasedimenten auftreten.

Die Entwicklung der Mineralchemie der Hellglimmer in den Orthogneise zeichnet den Verlauf der frühen Stadien der Metamorphose mit seinem Druckhöhepunkt und einer anschließenden nahezu isothermen Druckentlastung nach. Die spätere Reequilibrierung unter Niederdruck-Bedingungen kann an den Granat-führenden Zweiglimmer-Orthogneisen nicht nachvollzogen werden.

Die Abweichungen in den ermittelten P-T-Bedingungen zwischen Metasedimenten und Orthogneisen lassen sich beispielsweise als Folge einer Verformungskonzentration auf Glimmer-reiche Metasedimente deuten. Diese weniger scherstabilen Gesteine wurden im Verlauf der retrograden Metamorphose noch in späteren Stadien deformiert und reequilibriert, so daß sie auch den späten Verlauf der Metamorphose wiedergeben können.

7.4 Vergleich der metamorphen Entwicklungen der verschiedenen Gesteinstypen

Mögliche Erklärungen für die Abweichungen der Metamorphosebedingungen von Eklogiten und Metasedimenten/Orthogneisen sind:

1. "Foreign" Metamorphose; tektonische Inkorporation von hochmetamorphen Eklogiten in eine kontinentale Kruste, die deutlich niedrigere Maximaldrücke erfahren hat.
2. "In situ" Metamorphose, wobei P-Maxima in Metasedimenten und Orthogneisen durch Reequilibrierung vollständig ausgelöscht wurden.

Die vergleichenden Untersuchungen zur Metamorphosegeschichte von Metabasiten, Metasedimenten und Orthogneisen der Silvrettadecke ergab keine Belege für eine weitreichende gemeinsame tektonometamorphe Entwicklung der verschiedenen Gesteinstypen.

Der Druckhöhepunkt der überwiegend aus primären MORB-Typ Magmatiten aufgebauten Metabasite erreicht in den Eklogiten 23-29 kbar. Nur wenige dünne metasedimentäre Zwischenlagen in den Eklogiten des Val Puntota oder in der Umrahmung des Eklogits vom Rauhen Kopf belegen zu den Eklogiten identische Maximaldrücke.

Die Hauptmasse der Metagrauwacken und Metapelite der Silvrettadecke weist eine in ihrer Gesamttenenz übereinstimmende Entwicklung auf, die allerdings ein erheblich niedrigeres Druckmaximum um 15 kbar widerspiegelt.

Die Erhaltung von Si-reichen Hochdruck-Phengiten in metapelitischen Gesteinen in Assoziation mit den Eklogiten belegt die mögliche Erhaltung von Hochdruck-Signaturen in diesen Gesteinstypen. Eine spätere Deformation erfolgte nicht, ebensowenig wie eine völlige Rekristallisation der Hellglimmer. Sollte die Hauptmasse der Metasedimente eine gemeinsame Versenkung mit den Eklogiten erfahren haben, ist von einer Erhaltung der HP-Signatur in Hellglimmer-Kernen auszugehen. Da der Tschermak-Austausch eine gekoppelte Substitution darstellt, ist auch eine diffusive Überprägung der Hellglimmer-Zonierungen nur bei sehr hohen Temperaturen und langen Zeiträumen möglich und daher unwahrscheinlich, zumal in verschiedenen Proben Hellglimmer-Zonierungen belegt sind und die Temperatursensitiveren Granat-Zonierungen in nahezu allen Proben zu beobachten sind. Eine Auslöschung ehemals vorhandener Si-reicher Phengit-Kernzusammensetzungen ist daher nur durch Rekristallisation während einer Deformation möglich. Dies sollte aber zumindest die teilweise Erhaltung von HP-Phengit-Kernen nicht ausschließen.

Die über weite Areale der Silvrettadecke ähnliche Variation der Si-Gehalte mit $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ -Verhältnissen in den Phengiten deutet auf eine gemeinsame Metamorphosegeschichte vieler Metasedimente hin. Das deutliche niedrigere Niveau der Maxima der Si-Gehalte der Metasediment-Hellglimmer gegenüber den Phengiten der Eklogite und ihren eklogitfaziellen metasedimentären Einlagerungen ist ein wichtiges Indiz gegen eine gemeinsame Metamorphosegeschichte der beiden Gesteinsgruppen.

Es wird aus diesem Grund das Modell einer "foreign" Metamorphose favorisiert. Die Vermischung von primär basaltischen und gabbroiden Gesteinen überwiegend ozeanischer Herkunft mit kontinentalen Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes, wie sie durch die mächtigen Metagrauwacken repräsentiert werden, erfordert zwingend eine tektonische Inkorporation der Metabasite in die kontinentale Kruste.

7.5 Tektonometamorphes Modell für die präalpidische Entwicklung der Silvrettadecke

Das erste in sich geschlossene Entwicklungsmodell des Kristallins der Silvrettadecke unter Einbeziehung radiometrischer Altersdatierungen stellte Grauert (1969) vor. Neuere Arbeiten (Flisch 1987, Maggeti et al. 1990, Maggetti & Flisch 1993) verfeinerten dieses Ausgangsmodell durch die zunehmende Zahl geochronologischer Daten. Allen Modellen gemein ist die Annahme einer gemeinsamen Metamorphose von Metabasiten, Metasedimenten und Gneisen. Nach der Entdeckung der Eklogite (Thierrin 1983) wurde auch die eklogitfazielle Metamorphose im Rahmen eines "in situ" Modells gedeutet. Maggetti & Flisch (1983) forderten eine eklogitfazielle Metamorphose des gesamten Silvrettakristallins und eine spätere vollständige amphibolitfazielle Überprägung der Orthogneise und Metasedimente. Der Fund von Eklogit-Xenolithen in Orthogneisen des Val Barlas-ch (Maggetti 1986, Poller 1994) führte sogar zum Postulat eines mehrfachen eklogitfaziellen Ereignisses (Maggetti & Flisch 1993).

Die mangelnde radiometrische Datierung der Silvretta-Eklogite ist auch weiterhin das Haupthindernis für ein fortentwickeltes Silvrettamodell.

Das Modell einer tektonischen Inkorporation für das Auftreten der Eklogite in den Metasedimenten und Orthogneisen der Silvretta kann dagegen die Differenz in den Maximaldrücken zwischen den Eklogiten und den kontinentalen Orthogneisen und Metasedimenten erklären.

Die kontinentalen Gesteine sind in ihrer Hauptmasse niemals in solche Tiefen wie die Eklogite subduziert worden. Ihre aus den Kalihellglimmern abgeleiteten Maximaldrücke liegen überwiegend im Bereich von 15 kbar entsprechend ca. 50-60 km Tiefe und damit im Bereich rezenter, geophysikalisch nachweisbarer Gebirgswurzeln (z.B. Alpen, Pfiffner et al. 1997).

Ein Beleg für eine kontinentale Subduktion in Bereiche der Eklogitfazies oder gar zu Bedingungen der Ultrahochdruck-Metamorphose kann dagegen nicht erbracht werden. Daher wird

eine tektonische Inkorporation der Hauptmasse der Metabasite, ebenso wie für die seltenen Ultrabasit-Vorkommen der Silvretta, angenommen.

Es ergeben sich aufgrund der mangelnden zeitlichen Erfassung der eklogitfaziellen Metamorphose zwei möglichen Szenarien für die Entwicklung der Silvretta-Eklogite:

1. Subduktion ozeanischer Kruste an einem aktiven Kontinentalrand im Ordovizium ("Kaledonisches Ereignis").
2. Subduktion des rheischen Ozeans und anschließende Kontinent-Kontinent-Kollision zwischen Gondwana und Avalonia/Laurussia im Zuge der variszischen Gebirgsbildung.

Das Andocken variszischer Terrane im Alpenraum erfolgte nach von Raumer (1998) diachron. Während im westlichen Alpenbereich im ausgehenden Silur/Unterdevon es bereits zur Kollision kam, erfolgte weiter östlich noch ozeanische Subduktion. Die Kollision verursacht die Deckenstapelung. Anschließend erfolgt im Zuge der Anhebung der Geothermen eine ausgedehnte Bildung von variszischen Graniten (von Raumer 1998). Dieses Stadium ist im Gebiet der Silvrettadecke nicht entwickelt.

Nach von Raumer (1998) könnte das ordovizische magmatische und metamorphe Ereignis durch ein Szenario einer krustalen Unterplatte an einem andinotypen Kontinentalrand des nördlichen Gondwana erklärt werden. Das isolierte Auftreten von Relikten ozeanischer Kruste in anderen Teilen der ost- vor allem aber südalpinen Grundgebirgseinheiten der Alpen soll nach von Raumer (1998) das Ergebnis einer variszischen Deformation sein (vgl. auch Krohe 1996).

Neubauer et al. (1999) deuten die variszische Entwicklung des ostalpinen Grundgebirges als ozeanische Subduktion vergleichbar der Darstellung in Abb. 195B, gefolgt von einer kontinentalen Kollision der mitteleuropäischen Varisziden mit einem sogenannten Norisch-Bosnischen Terran. Die Metabasite der Silvrettadecke würden darin einer Position vergleichbar des Zentralamphibolits aus dem Ötztalkristallin einnehmen. Noch weiter subduzierte Anteile der ozeanischen Lithosphäre zwischen den beiden Kontinentalblöcken oder auch der

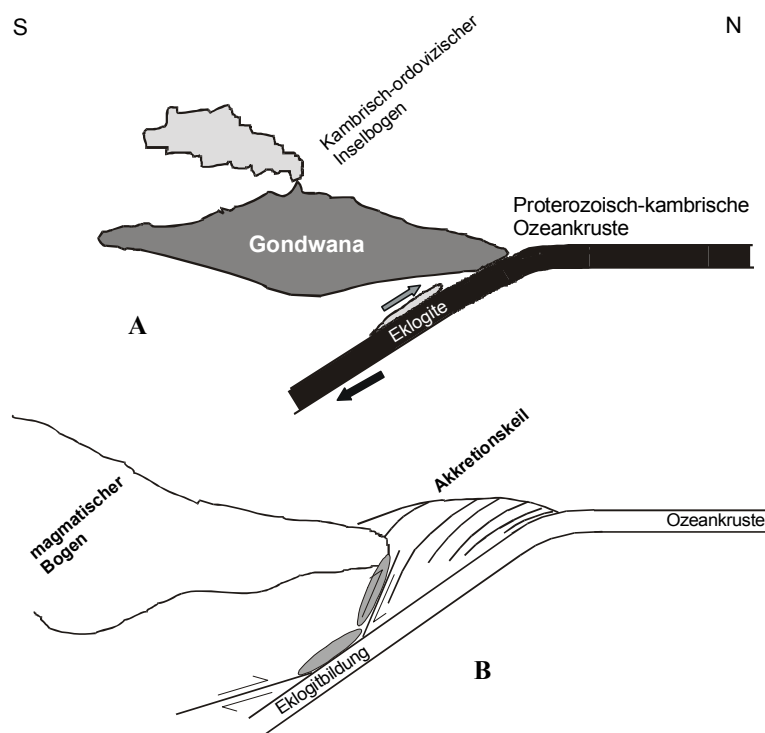


Abbildung 195 Schematische Darstellung des Modells einer einphasigen Entstehung der Eklogite durch Subduktion eines proterozoisch-kambrischen Ozeans unter den nördlichen Kontinentalrand von Gondwana. Die Exhumierung erfolgt nach Abschuppung von Teilen der subduzierten, eklogitisierten ozeanischen Kruste und Inkorporation in den hangenden Mantelkeil. **A** Corner-Flow nach Cloos (1982); **B** Abschuppung größerer Areale der ozeanischen Kruste; Exhumierung entlang von diskreten Scherzonen.

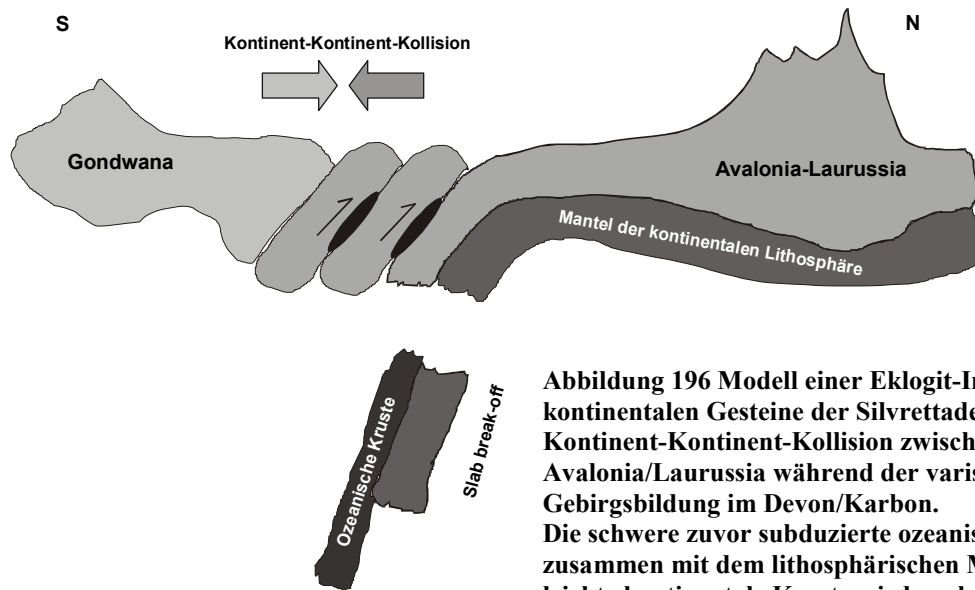


Abbildung 196 Modell einer Eklogit-Inkorporation in die kontinentalen Gesteine der Silvrettadecke durch die Kontinent-Kontinent-Kollision zwischen Gondwana und Avalonia/Laurussia während der variszischen Gebirgsbildung im Devon/Karbon.

Die schwere zuvor subduzierte ozeanische Kruste reißt zusammen mit dem lithosphärischen Mantel ab. Die leichte kontinentale Kruste wird nach Abscherung vom lithosphärischen Mantel unter duktiler Deformation im Kollisionsbereich gestapelt. Dabei können Fragmente der zuvor subduzierten und eklogitisierten ozeanischen Kruste mit in den Stapel inkorporiert werden.

subduzierten ausgedünnten kontinentalen Kruste sind in der Ulten-Zone des Ostalpins zu finden (Obata & Morten 1987, Godard et al. 1996).

Eine mögliche Ursache für die Exhumierung der Eklogite im Zusammenhang mit einer Kontinent-Kontinent-Kollision bietet das Slab-Breakoff-Modell (vgl. Abb. 196). Nach vollständiger Subduktion der ozeanischen Lithosphäre erfolgt eine beginnende Subduktion der ausgedünnten kontinentalen Kruste des ehemaligen Grenzbereichs zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste der Unterplatte. Durch die Auftriebskräfte der leichten, kontinentalen Gesteine und das Ziehen (slab pull) der dichten, eklogitfaziell metamorphen Ozeankruste und deren lithosphärischen Anteile entsteht eine Zugspannung, die zum Abreißen der subduzierten Ozeankruste führt. Dieses Modell ermöglicht die schnelle Exhumierung von Hochdruckgesteinen.

Ohne eine eindeutige radiometrische Datierung und Zuordnung der eklogitfaziellen Metamorphose im Silvrettakristallin, wie auch im gesamten Ostalpin, zu einer ordovizischen (Schaltegger & Gebauer 1999) oder devonisch-karbonischen Gebirgsbildung (Thöni 1999), ist keine Entscheidung für eines der Entwicklungsmodelle möglich. Die geochronologische Bearbeitung stellt daher den wesentlichen Schritt zur Verbesserung zukünftiger Silvrettamodelle dar.

8. Literaturverzeichnis

- Ai, Y. (1994): A revision of the garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg exchange geothermometer. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **115**, 467-473.
- Amann, A. (1985): Zur Metamorphose des nördlichen Silvrettakristallins. - Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck, 117 S., Innsbruck.
- Anderson, D. E. & Buckley, G. R. (1973): Zoning in garnet - diffusion models. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 87-104.
- Apted, M. J. & Liou, J. G. (1983): Phase relations among greenschists, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. - *Amer. J. Sci.*, **283A**, 328-353.
- Bachatadse, V., Torsvik, T. H., Tait, J. A. & Soffel, H. C. (1995): Paleomagnetic constraints on the paleogeographic evolution of Europe during the Paleozoic. In: *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe* (Dallmeyer, R. D., Franke, W. & Weber, K., Hrsg.), 567-578, Springer, Berlin.
- Baker, J., Matthews, A., Matthey, D., Rowley, D. & Xue, F. (1997): Fluid-rock interactions during UHP metamorphism, Dabie Shan, China. - *Terra Nova*, **9**, Abstr. Suppl. 1, IEC97, S. 2.
- Bard, J. P. (1986): Microtextures of igneous and metamorphic rocks. - 264 S., D. Reidel, Dordrecht.
- Beane, R. (1998): Implications of mineral textures and element zoning for the formation of atoll-shaped garnets in eclogite. - *EOS, Transactions*, **79**, 45, F990.
- Bearth, P. (1932a): Die Diabasgänge der Silvretta. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **12**, 147-178.
- Bearth, P. (1932b): Geologie und Petrographie der Keschgruppe. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **12**, 256-278.
- Bearth, P. (1933): Über Gangmylonite der Silvretta. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **13**, 347-355.
- Bearth, P. (1967): Die Ophiolithe der Zone Zermatt - Saas Fee. - Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F. 132.
- Beccaluva, L., Ohnenstetter, P. & Ohnenstetter, M. (1979): Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites - application to some ophiolites. - *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 1874-1882.
- Benciolini, L. (1994): Metamorphic evolution of the Silvretta gabbro and related rocks (Upper Austroalpine, Central Alps). Its bearing on the pre-Mesozoic history of the alpine area basement. - *Mem. Sci. Geol.*, **46**, 353-371.
- Berman, R. G. (1988): Internally consistent thermodynamic data for stoichiometric minerals in the system Na_2O - K_2O - CaO - MgO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - SiO_2 - TiO_2 - H_2O - CO_2 . - *J. Petrol.*, **29**, 445-522.
- Berman, R. G. (1990): Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. - *Amer. Mineral.*, **75**, 328-344.
- Berman, R. G. (1991): Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrological applications. - *Canadian Mineralogist*, **29**, 833-855.
- Berman, R. G. & Brown, T. H. (1985): Heat capacity of minerals in the system Na_2O - K_2O - CaO - MgO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - SiO_2 - TiO_2 - H_2O - CO_2 : representation, estimation, and high temperature extrapolation. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 168-183.
- Bernhardt, H. J., Massonne, H. -J., Reinecke, T., Reinhardt, J. & Willner, A. (1995): Digital element distribution maps, an aid for petrological investigations. - *Ber. Dt. Mineral. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **7**, No. 1, 31.
- Bertle, H. (1973): Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens - Österreich. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **22**, 1-60.
- Biino, G. G. (1996): Contact metamorphism of Caledonian eclogite in the old basement of the Eastern Alps (Silvretta thrust sheet). - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **76**, S. 98.
- Biino, G.G. & De Capitani, C. (1995): Equilibrium assemblage calculations: a new approach to metamorphic petrology. In: *Studies on metamorphic rocks and minerals of the western Alps* (Lombardo, B. Hrsg.), *Mus. Reg. Sci. Nat.*, 11-53, Turin.

- Blumenthal, M. (1926): Zur Tektonik des Westrandes der Silvretta zwischen oberem Prätigau und oberem Montafon. - *Jahresber. Naturforsch. Ges. Graubünden*, **64**, 51-83.
- Blundy, J. D. & Holland, T. J. B. (1990): Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 208-224.
- Bockemühl, C. (1988): Der Marteller Granit (Südtirol, Italien); Petrographie, Geochemie, Altersbestimmungen. - Unveröffentl. Diss. Univ. Basel, 144 S.
- Bohlen, S. R., Boettcher, A. L. & Wall, V. J. (1982): The system albite-H₂O-CO₂: a model for melting and activities of water at high pressures. - *Amer. Mineral.*, **67**, 451-462.
- Bohlen, S. R., Wall, V. J. & Boettcher, A. L. (1983): Experimental investigations and geologic applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. - *Amer. Mineral.*, **68**, 1049-1058.
- Bohlen, S. R., Montana, A., Kerrick, D. M. (1991): Precise determinations of the equilibria kyanite = sillimanite and kyanite = andalusite and a revised triple point for Al₂SiO₅ polymorphs. - *Amer. Mineral.*, **76**, 677-680.
- Bollin, M. (1994): Metamorphe Entwicklung und Ursprung der Paragneise (Biotitplagioklasgneise, Plagioklas-knotengneise) der Silvretta. - Unveröffentl. Diss. Univ. Fribourg.
- Bousquet, R., Goffé, B., Oberhänsli, R. & Jolivet, L. (1995): The high pressure-low temperature metamorphic core of the Engadine window (eastern central Alps). - *Ber. Dt. Mineral. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **7**, No. 1, 35.
- Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Jolivet, L. & Vidal, O. (1998): High-pressure-low-temperature metamorphism and deformation in the Bündnerschiefer of the Engadine Window: implications for the regional evolution of the eastern Central Alps. - *J. metamorph. Geology*, **16**, No. 5, 657-674.
- Brady, J. B. & McCallister, R. H. (1983): Diffusion data for clinopyroxenes from homogenization and self-diffusion experiments. - *Amer. Miner.*, **68**, 95-105.
- Brandelik, A. (1998): Titan-Gehalte in Granaten und ihre Verwendung als Geothermobarometer. - Unveröffentl. Diplomarbeit, Univ. Stuttgart, 98 S.
- Bröcker, M. (1985): Petrographische und geochemische Untersuchungen im Val Tuoi (Silvretta, Schweiz). - Unveröffentl. Diplomarbeit, Univ. Tübingen.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. & Webb, P. C. (1984): Geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. - *J. Geol. Soc. London*, **141**, 413-426.
- Brown, T. H., Berman, R. G. & Perkins, E. H. (1988): Ge0-Calc: Software package for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. - *Computers and Geoscience*, **14**, 279-289.
- Bucher, K. & Frey, M. (1994): Petrogenesis of metamorphic rocks. - 318 S., 93 Abb., 28 Tab., Springer, Berlin.
- Bürgin, T., Eichenberger, U., Furrer, H. & Tschanz, K. (1991): Die Prosanto-Formation - eine fischreiche Fossil-Lagerstätte in der Mitteltrias der Silvretta-Decke (Kanton Graubünden, Schweiz). - *Eclogae geol. Helv.*, **84**, No. 3, 921-990.
- Büttner, S. & Kruhl, J. H. (1997): The evolution of a late-Variscan high-T/low-P region: the southeastern margin of the Bohemian massif. - *Geol. Rundschau*, **86**, No. 1, 21-38.
- Buseck, P. R., Nord, G. L. & Veblen, D. R. (1980): Subsolidus phenomena in pyroxenes. In: *Pyroxenes* (Prewitt, C. T., Hrsg.), *Reviews in mineralogy*, **7**, 117-211.
- Carpenter, M. A. (1980): Mechanism of exsolution in sodic pyroxenes. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 289-300.
- Carswell, D. A. (Hrsg., 1990): Eclogite facies rocks. - 396 S., Blackie, Glasgow.
- Carswell, D. A. (1990): Eclogites and the eclogite facies: definitions and classifications. In: *Eclogite facies rocks* (Carswell, D. A., Hrsg.), 1-13, Blackie, Glasgow.
- Carswell, D. A. & Harley, S. L. (1990): Mineral barometry and thermometry. In: *Eclogite facies rocks* (Carswell, D. A., Hrsg.), 83-110, Blackie, Glasgow.
- Castro, A. Moreno-Ventas, I. de la Rosa J. D. (1991): H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. - *Earth Sci. Rev.*, **31**, 237-253.

- Cathelineau, M. (1988): Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. - *Clay Minerals*, **23**, 471-485.
- Chakraborty, S. & Ganguly, J. (1992): Cation diffusion in aluminosilicate garnets: experimental determination in spessartin-almandine diffusion couples, evaluation of effective binary diffusion coefficients, and application. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **111**, 74-86.
- Channell, J. E. T., Brandner, R., Spieler, A. & Stoner, J. S. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). - *Tectonics*, **11**, No. 4, 792-810.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types. - *Pacif. Geol.*, **8**, 171-174.
- Chatterjee, N. D., Johannes, W. & Leistner, H. (1984): The system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: new phase equilibria data, some calculated phase relations, and their petrological applications. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **88**, 1-13.
- Chatterjee, N. D. & Flux, S. (1986): Thermodynamic mixing properties of muscovite-paragonite crystalline solutions at high temperatures and pressures, and their geological applications. - *J. Petrol.*, **27**, 677-693.
- Chatterjee, N. D. & Froese, E. (1975): A thermodynamic study of the pseudo-binary join muscovite-paragonite in the system KAlSi₃O₈-NaAlSi₃O₈-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. - *Amer. Mineral.*, **60**, 985-993.
- Chopin, C. & Monie, P. (1984): A unique magnesio-chloritoid bearing high pressure assemblage from the Monte Rosa, Western Alps: petrologic and ⁴⁰Ar-³⁹Ar radiometric study. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **87**, 388-398.
- Chopin, C. & Sobolev, N. V. (1995): Principal mineralogic indicators of UHP in crustal rocks. - In: *Ultra-high pressure metamorphism* (Coleman, R. G. & Wang, X., Hrsg.), 96-131, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Clarke, D. B. (1992): Granitoid rocks. Topics in the Earth Sciences, 7, Chapman & Hall, London.
- Cliff, R. A. (1980): U-Pb isotopic evidence from zircons for lower Palaeozoic tectonic activity in the Austroalpine nappe, the Eastern Alps. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 283-288.
- Cloos, M. (1982): Flow melanges: numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. - *Bull. Geol. Soc. Am.*, **93**, 330-345.
- Cobbing, E. J. (1990): A comparison of granites and their tectonic settings from the South American Andes and the Southeast Asian tin belt. In: *Plutonism from Antarctica to Alaska*, *Geol. Soc. Am. Spec. Pub.*, **241**, 193-204.
- Coleman, R. G., Lee, D. E., Beatty, L. B. & Brannock, W. W. (1965): Eclogites and eclogites: their differences and similarities. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **76**, 483-508.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. & Chappell, B. W. (1982): Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**, 189-200.
- Compagnoni, R., Dal Piaz, G. V., Hunziker, J. C., Gosso, G., Lombardo, B. & Williams, P. F. (1977): The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with Alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps. - *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **33**, 281-334.
- Crank, J. (1975): Mathematics of diffusion. - 414 S., Oxford, London.
- Cuthbert, S. J. & Carswell, D. A. (1990): Formation and exhumation of medium-temperature eclogites in the Scandinavian Caledonides. In: *Eclogite facies rocks* (Carswell, D. A., Hrsg.), 180-203, Blackie, Glasgow.
- Cygan, R. T. & Lasaga, A. C. (1985): Self-diffusion of magnesium in garnet at 750° to 900°C. - *Amer. J. Sci.*, **285**, 328-350.
- Dachs, E., Frasl, G. & Hoinkes, G. (1991): Mineralogisch-petrologische Exkursion ins Penninikum des Tauernfensters und in das Ötztalkristallin. - *Ber. Dt. Mineral. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **3**, No. 2, 79-110.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. (1992): An introduction to the rock-forming minerals. - 696 S., 237 Abb., 61 Tab., Longman, Harlow.
- Del Moro, A. & Notarpietro, A. (1987): Rb-Sr geochemistry of some Hercynian granitoids overprinted by e-alpine metamorphism in the Upper Valtellina, Central Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **67**, 295-306.
- Dodson, M. H. (1973): Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 259-274.
- Dössegger, R. (1974): Verrucano und "Buntsandstein" in den Unterengadiner Dolomiten. - Diss. ETH Zürich.

- Dössegger, R. & Müller, W. H. (1976): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung. - *Eclogae geol. Helv.*, **69**, No. 1, 229-238.
- Domanik, K. J. & Holloway, J. R. (1994): The stability of phengitic muscovite and associated phases in deeply subducted sediments. - *EOS, Transactions*, **75**, 744.
- Droop, G. T. R. (1983): Pre-alpine eclogites in the Penninic basement complex of the Eastern Alps. - *J. metamorph. Geol.*, **1**, 3-12.
- Droop, G. T. R., Lombardo, B. & Pognante, U. (1990): Formation and distribution of eclogite facies rocks in the Alps. In: *Eclogites facies rocks* (Carswell, D. A., Hrsg.), 225-259, Blackie, Glasgow.
- Dûchene, S. & Albarède, F. (1999): Simulated garnet-clinopyroxene geothermometry of eclogites. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **135**, 75-91.
- Dûchene, S., Albarède, F. & Lardeaux, J. -M. (1998): Mineral zoning and exhumation history in the Münchberg eclogites (Bohemia). - *Amer. J. Sci.*, **298**, 30-59.
- Dûchene, S., Lardeaux, J. M., Albarède, F., Blichert-Toft, J., Luais, B & Télouk, P. (1997): Diachronous Lu-Hf ages of high-pressure rocks in the western Alps. - *Quad. Geodin. Alpina e Quaternaria*, **4**, 40-41.
- Eberli, G. P. (1985): Die jurassischen Sedimente in den ostalpinen Decken Graubündens – Relikte eines passiven Kontinentalrandes. - *Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich*, **255**, 203 S.
- Eichenberger, U. (1986): Die Mitteltrias der Silvretta-Decke (Ducankette und Landwassertal, Ostalpin). - Diss. ETH Nr. 8008, 209 S., Zürich.
- Ellis, D. J. & Green, D. H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 13-22.
- Elphick, S. C., Ganguly, J. & Loomis, T. P. (1981): Experimental study of Fe-Mg interdiffusion in aluminosilicate garnet. - *EOS*, **62**, 411.
- Ernst, W. G. & Liu, J. (1998): Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB - A semiquantitative thermobarometer. - *Amer. Mineral.*, **83**, 952-969.
- Escher v. d. Linth, A. & Studer, B. (1839): Geologische Beschreibung von Mittelbünden. - *Neue Denkschrift. Schweiz. Ges. Naturw.*, **3**, 218 S.
- Escher, F. (1921): Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch. - *Jahresber. Naturforsch. Ges. Graubünden*, **LX**, 5-55.
- Essene, E. J. (1982): Geologic thermometry and barometry. In: *Characterization of metamorphism through mineral equilibria* (Ferry, J. M., Hrsg.), *Reviews in mineralogy*, **10**, 153-206.
- Essene, E. J. & Fyfe, W. S. (1967): Omphacite in Californian metamorphic rocks. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **15**, 1-23.
- Eugster, H. (1923): Geologie der Ducangruppe. - *Beitr. Geol. Karte Schweiz N. F.* 49/3, 1-134.
- Eugster, H. P., Albee, A. L., Bende, A. E., Thompson, J. B. Jr. & Waldbaum, D. R. (1972): The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions. - *J. Petrol.*, **13**, 149-179.
- Ferreiro Mählmann, R. (1994): Zur Bestimmung der Diagenesehöhe und beginnender Metamorphose - Temperaturgeschichte und Tektogenese des Austroalpins und Südpenninikums in Vorarlberg und Mittelbünden. - *Frankfurter geowiss. Arb.*, **C**, **14**, 498 S.
- Ferry, J. M. & Spear, F. S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 113-117.
- Finger, F., Frasl, G., Haunschmid, B., Lettner, H., von Quadt, A., Schermaier, Schindlmayr, A. O. & Steyrer, P. (1993): The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps): Insight into an intra-alpine Variscan batholith. In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 375-391, Springer, Berlin.
- Finger, F. & Steyrer, H. P. (1990): I type granitoids as indicators of a late Paleozoic convergent ocean-continent margin along the southern flank of the central European Variscan orogen. - *Geology*, **18**, 1207-1210.
- Flegler, S. L., Heckman Jr., J. W. & Klomparens, K. L. (1995): Elektronenmikroskopie - Grundlagen, Methoden, Anwendungen. - 279 S. 129 Abb., Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.

- Flisch, M. (1986): Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvrettadecke seit der mittleren Kreide. - *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.*, **53**, 123, 23-49.
- Flisch, M. (1987): Teil 1: Geologische, petrographische und isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des Silvrettakristallins. Teil 2: Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvrettadecke seit der mittleren Kreide. Teil 3: K-Ar Dating of Quaternary Samples. - Unveröffentl. Diss. Univ. Bern.
- Florence, F. P. & Spear, F. S. (1991): Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on P-T path calculations. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**, 487-500.
- Flügel, H. W. & Faupl, P., Hrsg. (1987): Geodynamic concepts of the Eastern alps. - 414 S., Deuticke, Wien.
- Flux, S. & Chatterjee, N. D. (1986): Experimental reversal of the Na-K exchange reaction between muscovite-paragonite crystalline solutions and a 2 molal aqueous (Na,K) Cl fluid. - *J. Petrol.*, **27**, 665-676.
- Förster, H. -J., Tischendorf, G. & Trumbull, R. B. (1997): An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. - *Lithos*, **40**, 261-293.
- Frank, S. M. (1986): Die Raibl-Gruppe und ihr Liegendes im Oberostalpin Graubündens. - Diss. ETH Zürich, Nr. 8085.
- Franke, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of Central Europe. - *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **230**, 67-90.
- Franke, W., Dallmeyer, R. D. & Weber, K. (1995): Geodynamic evolution. In: *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe* (Dallmeyer, R. D., Franke, W. & Weber, K., Hrsg.), 579-593, Springer, Berlin.
- Franz, L. (1992): Die polymetamorphe Entwicklung des Altkristallins auf Kreta und im Dodekanes (Griechenland): eine geologische, geochemische und petrologische Bestandsaufnahme. - 389 S., 165 Abb., 45 Tab., Enke, Stuttgart.
- Frapolli, G. (1975): Petrografia della regione del passo della Flüela. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **55**, 307-364.
- Frei, R., Biino, G. G. & Prospert, C. (1995): Dating a Variscan P-T loop with staurolite. - *Geology*, **23**, No. 12, 1095-1098.
- Frisch, W. & Neubauer, F. (1984): Gneis-Amphibolitfolgen und kaledonische Orogenese im ostalpinen Kristallin. - *Fortschr. Miner.*, **62**, Beiheft 1, 67-68.
- Frisch, W. & Neubauer, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps. - *Geol. Soc. Am. Spec. Pub.*, **232**, 99-100.
- Frisch, W., Neubauer, F. & Satir, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian Variscan cycle. - *Geol. Rundschau*, **73**, No. 1, 47-68.
- Frohlich, F. (1960): Ein Beitrag zur Geochemie des Chroms. - *Geochem. Cosmochem. Acta*, **20**, 215-240.
- Froitzheim, N. & Eberli, G. P. (1990): Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **102**, 1297-1308.
- Froitzheim, N., Schmid, S. & Conti, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. - *Eclogae geol. Helv.*, **87**, No. 2, 559-612.
- Fuchs, G. (1984): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:25.000 Blatt 169 Partenen (Ost und West). - Geol. Bundes-Anstalt, 35 S., Wien.
- Fuchs, G., Kurat, G. & Ntaflos, T. (1986): Ein Peridotit-Vorkommen im Silvretta-Kristallin südlich von Galtür. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **129**, No. 2, 283-290.
- Fuhrman, M. L. & Lindsley, D. H. (1988): Ternary-feldspar modeling and thermometry. - *Amer. Mineral.*, **73**, 201-215.
- Furrer, H. (1981): Stratigraphie und Fazies der Trias/Jura-Grenzschiefer in den Oberostalpinen Decken Graubündens. - Unveröffentl. Diss. Univ. Zürich.
- Furrer, H., Eichenberger, U., Froitzheim, N. & Wurster, D. (1992): Geologie, Stratigraphie und Fossilien der Ducankette und des Landwassergebietes (Silvretta-Decke, Ostalpin). - *Eclogae geol. Helv.*, **85**, No. 1, 245-256.

- Ganguly, J. & Kennedy, G. C. (1974): The energetics of natural garnet solid solution: I. Mixing of the aluminosilicate endmembers. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**, 137-148.
- Ganguly, J. & Saxena, S. K. (1984): Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. - *Amer. Mineral.*, **69**, 88-97.
- Gasparik, T. & Lindsley, D. H. (1980): Phase equilibria at high pressures of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions. In: *Pyroxenes* (Prewitt, C. T., Hrsg.), *Reviews in mineralogy*, **7**, 357-467.
- Gebauer, D. (1990): Isotopic systems-geochronology of eclogites. In: *Eclogites facies rocks* (Carswell, D. A., Hrsg.), 141-159, Blackie, Glasgow.
- Gebauer, D. (1993): The pre-Alpine evolution of the continental crust of the Central Alps - an overview. In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 93-117, Springer, Berlin.
- Gebauer, D. (1996): A P-T-t-path for an (ultra?-) high-pressure ultramafic/mafic rock association and its felsic country-rocks based on SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic zircon domains; example: Alpe Arami (Central Swiss Alps). In: *Earth processes: reading the isotopic code*, AGU, 309-328.
- Gebauer, D. & Söllner, F. (1993): U-Pb dating of zircons from eclogites of the Austroalpine Oetztal complex (E-Alps, Austria): conventional and SHRIMP data. - *Terra Nova*, Abstract supplement **4**, 10.
- Ghent, E. (1988): A review of chemical zoning in eclogite garnets. In: *Eclogites and eclogite-facies rocks* (Smith, D. C., Hrsg.), 207-236, Elsevier, Amsterdam.
- Godard, G. (1988): Petrology of some eclogites in the Hercynides: The eclogites from the southern Armorican Massif, France. In: *Eclogites and eclogite-facies rocks* (Smith, D. C., Hrsg.), 451-519, Elsevier, Amsterdam.
- Godard, G., Martin, S., Prosser, G., Kienast, J. R. & Morten, L. (1996): Variscan magmatism, eclogites and garnet-peridotites of the Ulten zone, Eastern Austroalpine system. - *Tectonophysics*, **259**, 313-341.
- Goffé, B. & Oberhänsli, R. (1992): Ferro- and magnesiocarpholite in the "Bündnerschiefer" of the Central Alps (Grisons and Engadine window). - *Eur. J. Mineral.*, **4**, 835-838.
- Gottschalk, M. (1997): Internally consistent thermodynamic data for rock forming minerals in the system SiO₂-TiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃-CaO-MgO-FeO-K₂O-Na₂O-H₂O-CO₂. - *Eur. J. Mineral.*, **9**, 175-223.
- Graham, C. M. & Powell, R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. - *J. metamorph. Geol.*, **2**, 13-31.
- Grapes, R. & Watanabe, T. (1992): Metamorphism and uplift of alpine schist in the Franz Josef-Fox glacier area of southern alps, New Zealand. - *J. metamorph. Geol.*, **10**, No. 2, 171-180.
- Grauert, B. (1966): Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **1**, 139-147.
- Grauert, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmung. - Unveröffentl. Diss. Univ. Bern, 166 S., München.
- Grauert, B. (1981): Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Ötztalkristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. - *Fortschr. Miner.*, **59**, Beiheft 1, 54-56.
- Grauert, B. & Arnold, A. (1968): Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **20**, 34-56.
- Green, T. H. & Adam, J. (1991): Assessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer using new experimental data. - *J. metamorph. Geol.*, **9**, 341-347.
- Green, T. H. & Hellman, P. L. (1982): Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. - *Lithos*, **15**, 253-266.
- Grubenmann, U. (1904): Pneumatolyse und Pegmatite: Mit einem Anhang über den Turmalinpegmatit vom Piz Cotschen im Unterengadin. - *Vierteljahrschr. Naturforsch. Ges. Zürich*, 376-391.
- Gümbel (1856): Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. - *Jb. K.u.k. Geol. Reichs-Anstalt*, **7**, 1-39.
- Guidotti, C. V. & Sassi, F. P. (1976): Muscovite as petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. - *N. Jb. Min. Abh.*, **127**, 97-142.

- Guidotti, C. V. & Sassi, F. P. (1998): Petrogenetic significance of Na-K white mica mineralogy: recent advances for metamorphic rocks. - *Eur. J. Mineral.*, **10**, No. 5, 815-854.
- Guiraud, M., Holland, T. Powell, R. (1990): Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist-eclogite facies in $\text{Na}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ - Methods, results and geological applications. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 85-98.
- Gwinner, M.P. (1978): Geologie der Alpen (2. Aufl.). - 477 S., 394 Abb., Schweizerbart, Stuttgart.
- Hacker, B. R. & Peacock, S. M. (1995): Creation, preservation, and exhumation of UHPM rocks. In: *Ultrahigh pressure metamorphism* (Coleman, R. G. & Wang, X., Hrsg.), 159-181, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Häfner, W. (1924): Geologie des südöstlichen Rätikon (zwischen Klosters und St. Antönien). - Beitr. Geol. Karte Schweiz N. F. 54/1, 33 S.
- Hammarstrom, M. & Zen, E. (1986): Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. - *Amer. Mineral.*, **71**, 1297-1313.
- Hammer, W. (1914): Das Gebiet der Bündner Schiefer im tirolischen Oberinntal. - *Jb. K. K. Geol. Reichsanst.*, **64**, 555-562.
- Hammer, W. (1918): Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). - *Jb. Geol. Reichs-Anstalt*, **6**, No. 1-2, 205-258.
- Hammer, W. (1924): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck 1 : 75.000. - Geol. B.-A., Wien.
- Hammer, W. (1930): Über Pseudotachylite in den Ostalpen. - *Jb. Geol. Reichs-Anstalt*, **80**, 571-585.
- Harley, S. L. & Carswell, D. A. (1990): Experimental studies on the stability of eclogite facies mineral parageneses. In: *Eclogite facies rocks* (Carswell, D. A., Hrsg.), 83-110, Blackie, Glasgow.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. & Tindle, A. G. (1986): Geochemical characteristics of collisionzone magmatism. In: *Collision tectonics* (Coward, M. P. & Ries, A. C., Hrsg.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **19**, 67-81.
- Haselton, H. T., Hovis, G. L., Hemingway, B. S. & Robie, R. A. (1983): Calorimetric investigations of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid solutions: lack of evidence for Na, K short range order and implications for two-feldspar thermometry. - *Amer. Mineral.*, **72**, 398-413.
- Hauzenberger, C., Höller, W. & Hoinkes, G. (1993): Zur Petrologie der Paragneise und Migmatite des Ultentalkristallins (Projekt S4708). - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **138**, 163-168.
- Heede, H. -U. (1997): Isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des ostalpinen Saualpenkristallins, Kärnten - Österreich. - *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **81**, 168 S., Münster.
- Heinisch, H. & Schmidt, K. (1982): Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen. - *Neues Jb. Geol. Paläont.*, **4**, 211-239.
- Heinrich, C. A. (1986): Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the Central Alpine Adula nappe. - *J. Petrol.*, **27**, 123-154.
- Hellermann, B. (1992): Petrographic, geochemical and isotopic studies on diabase dykes of the Swiss Silvretta Nappe. - Unveröffentl. Diss. Univ. Fribourg.
- Hellermann-Furrer, B. E. (1990): Geochemistry of diabase dikes of the Silvretta (Switzerland). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **70**, 109-114.
- Henrichs, C. (1993): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen-Formation (Obere Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzender Südalpengebiete. - *Bochumer geol. und geotechn. Arb.*, **40**, 206 S., 69 Abb., Bochum.
- Hey, M. H. (1954): A new review of the chlorites. - *Mineral. Mag.*, **30**, 277-292.
- Hezner, L. (1903): Ein Beitrag zur Kenntnis der Amphibolite und Eklogite. - *Tschermaks Miner. Petrograph. Mitt.*, **22**, 437-471 und 505-580.
- Hickmott, D. D., Shimizu, N., Spear, F. S. & Selverstone, J. (1987): Trace element zoning in metamorphic garnet. - *Geology*, **15**, 573-576.
- Hine, R. Williams I. S., Chappell, B. W., White, A. J. R. (1978): Contrast between I- and S-type granitoids of the

- Kosciusko Batholith. - *J. Soc. Geol. Austr.*, **25**, 219-234.
- Hitz, L. (1996): The deep structure of the Engadine Window: Evidence from deep seismic data. - *Eclogae geol. Helv.*, **89**, No. 2, 657-675, Basel.
- Hlauschek, H. (1983): Der Bau der Alpen und seine Probleme. - 630 S., 192 Abb., Enke, Stuttgart.
- Hodges, K. V. & Royden, L. (1984): Geologic thermobarometry of retrograde metamorphic rocks: An indication of the uplift trajectory of a portion of the northern Scandinavian Caledonides. - *J. Geophys. Res.*, **89**, 7077-7090.
- Hodges, K. V. & Spear, F. S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. - *Amer. Mineral.*, **67**, 1118-1134.
- Höck, V. & Koller, F. (1987): The Idalp Ophiolite (Lower Engadine Window, Eastern Alps) its petrology and geochemistry. - *Ophioliti*, **12**, 179-192.
- Hoernes, S. (1971): Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. - *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.*, **15**, 56-70.
- Hoernes, S. & Friedrichsen, H. (1978): Oxygen isotope studies of the Austroalpine and Penninic units of the Eastern Alps. In: *Alps, Appennines, Hellenides* (Closs, H., Roeder, D. & Schmidt, K., Hrsg.), 127-131, Schweizerbart, Stuttgart.
- Hoernes, S. & Purtscheller, F. (1970): Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllits. - *Ber. med. - naturw. Verh. Innsbruck*, **58**, 483-488, Innsbruck.
- Hoinkes, G. (1986): Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 393-399.
- Hoinkes, G., Kostner, A. & Thöni, M. (1991): Petrologic constraints for Eoalpine eclogite facies metamorphism in the Austroalpine Ötztal basement. - *Mineral. Petrol.*, **43**, 237-254.
- Hoinkes, G. & Thöni, M. (1993): Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units. In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 485-494, Springer, Berlin.
- Holdaway, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. - *Amer. J. Sci.*, **271**, 97-131.
- Holdaway, M. J. & Mukhopadhyay, B. (1993): A reevaluation of the stability relations of andalusite: thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicates. - *Amer. Mineral.*, **78**, 298-315.
- Holland, T. J. B. (1979): Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + water, and internally consistent thermodynamic data for part of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, with applications to eclogites and blueschists. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 293-301.
- Holland, T. J. B. (1980): The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200°C. - *Amer. Mineral.*, **65**, 129-134.
- Holland, T. J. B. (1983): The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic clinopyroxenes. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **82**, 214-220.
- Holland, T. J. B. (1989): Dependence of entropy on volume for silicate and oxide minerals: A review and a predictive model. - *Amer. Mineral.*, **74**, 5-13.
- Holland, T. & Blundy, J. (1994): Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Holland, T. & Powell, R. (1990): An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{MnO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. - *J. metamorph. Geol.*, **8**, 89-124.
- Hollister, L. S. (1966): Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. - *Science*, **154**, 1647-1651.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. & Sisson, V. B. (1987): Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. - *Amer. Mineral.*, **72**, 231-239.
- Hurford, A. J., Flisch, M. & Jäger, E. (1989): Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a

- contribution from fission track analysis and mica dating. In: *Alpine Tectonics* (Coward, M. P., Dietrich, D. & Park, R. G. Hrsg.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **45**, 369-398.
- Imeokparia, E. G. & Emofurieta, W. O. (1991): Protoliths and petrogenesis of precambrian gneisses from the Igbeti Area, SW Nigeria. - *Chem. Erde*, **51**, 39-54, Jena.
- Indares, A. & Martignole, J. (1985): Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. - *Amer. Mineral.*, **70**, 272-278.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common rocks. - *Can. J. Earth Sci.*, **8**, 523-548.
- Jäger, E. (1962): Rb-Sr age determinations on micas and total rocks from the Alps. - *J. Geophys. Research*, **67**, 5293-5306.
- Jäger, E., Geiss, J., Niggli, E., Streckeisen, A., Wenk, E. & Wüthrich, H. (1961): Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **41**, 255-272.
- Jensen, L. S. (1976): A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. - Ontario Div. Mines Misc. Pap. 66.
- Joanny, V., Van Roermund, H. & Lardeaux, J. M. (1991): The clinopyroxene/plagioclase symplectite in retrograde eclogites: a potential geothermobarometer. - *Geol. Rundschau*, **80**, No. 2, 303-320.
- Johannes, W. & Schreyer, W. (1981): Experimental introduction of CO₂ and H₂O into Mg-cordierite. - *Amer. J. Sci.*, **281**, 299-317.
- Johnson M. C. & Rutherford, M. J. (1989): Experimental calibration of an aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. - *Geology*, **17**, 837-841.
- Kerrick, D. M. (1990): The Al₂SiO₅ polymorphs. - *Reviews in Mineralogy*, **22**, 406 S., Mineralogical Society of America, Washington DC.
- Kleemann, U. & Reinhardt, J. (1994): Garnet-biotite thermometry revisited: The effect of Al^{VI} and Ti in biotite. - *Eur. J. Mineral.*, **6**, 925-941.
- Klemd, R., Matthes, S. & Okrusch, M. (1991): High-pressure relics in metasediments intercalated with the Weissenstein eclogite, Münchberg gneiss complex, Bavaria. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**, 328-342.
- Koch, G. A. (1876a): Vorläufige geologische Mittheilungen aus der Ferwallgruppe. - *Verh. Geol. Reichs-Anstalt*, **1876**, 187-190, Wien.
- Koch, G. A. (1876b): Reisebericht Nr. 1, 2 und 3: Aus dem Montafon. - *Verh. Geol. Reichs-Anstalt*, **1876**, 320-323 und 343-346, Wien.
- Koch, G. A. (1877a): Kurze Erläuterungen zur Vorlage der geologischen Aufnahmekarte des Selvrettagebietes. - *Verh. Geol. Reichs-Anstalt*, **1877**, 137-142, Wien.
- Koch, G. A. (1877b): Ein Beitrag zu den geologischen Aufnahmen im Rhätikon und der Selvrettagegruppe. - *Verh. Geol. Reichs-Anstalt*, **1877**, 202-205, Wien.
- Koch, N. (1990): Licht- und elektronenmikroskopische Untersuchungen zur Deformationsgeschichte von Myloniten und Pseudotachyliten der Basis der Silvrettadecke (Graubünden, Tirol) und Vergleich mit Myloniten der ZEV (Zone von Erbdorf-Vohenstrauß, Oberpfalz). - Unveröffentl. Diss. Univ. München, 153 S., München.
- Koch, N. & Masch, L. (1992): Formation of Alpine mylonites and pseudotachylytes at the base of the Silvretta nappe. - *Tectonophysics*, **204**, 289-306.
- Koch-Müller, M. (1997): Experimentally determined Fe-Mg exchange between synthetic staurolite and garnet in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. - *Lithos*, **41**, 185-212.
- Kohn, M. J. & Spear, F. S. (1990): Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. - *Amer. Mineral.*, **75**, 89-96.
- Kohn, M. J., Valley, J. W., Elsenheimer, D. & Spicuzza, M. J. (1993): Oxygen isotope zoning in garnet and staurolite from Tierra del Fuego, Chile: Evidence for closed system mineral growth during regional metamorphism. - *Amer. Mineral.*, **78**, 988-1001.
- Koons, P. O. (1984): Implications to garnet-clinopyroxene geothermometry of non-ideal solid solution in

- jadeitic pyroxenes. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **88**, 340-347.
- Kossmat, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. - *Abh. Sächs. Geol. Landesamt*, **1**, 1-39.
- Koziol, A. M. & Newton, R. C. (1988): Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. - *Amer. Mineral.*, **73**, 216-223.
- Koziol, M. & Oberhänsli, R. (1994): Neue Ergebnisse zur Geochemie und Metamorphose im Ötztal/Österreich. - *Beih. Eur. J. Mineral.*, **6**, 156.
- Koziol, M. & Oberhänsli, R. (1995): Die südliche Eklogitzone im Ötztal. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **140**, 95-117.
- Krähenbühl, R. (1984): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der Silvretta-Masse vom Flüela-Weisshorn zu Gorihorn und Rosställispitz (Kanton Graubünden). - Unveröffentl. Dipl. Thesis, Univ. Bern.
- Kreczy, L. (1981): Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thialspitze SW Landeck, Tirol. - Unveröffentl. Diss. Univ. Wien.
- Kretz, R. (1973): Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. - *Canadian Mineralogist*, **12**, No. 1, 1-20.
- Kröner, A., Hegner, E., Hammer, J. Haase, G., Bielecki, K. -H., Krauss, m. & Eidam, J. (1994): Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. - *Geol. Rundschau*, **83**, No. 2, 357-376.
- Krogh, E. J. (1988): The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 44-48.
- Krogh, E. J. & Råheim, A. (1978): Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 75-80.
- Krohe, A. (1996): Variscan tectonics of central Europe: Postaccretionary intraplate deformation of weak continental lithosphere. - *Tectonics*, **15**, No. 6, 1364-1388.
- Kürmann, H. (1993): Zur Hochdiagenese und Anchimetamorphose in Permotrias-Sedimenten des Austroalpins westlich der Tauern. - *Bochumer geol. und geotechn. Arb.*, **41**, 328 S., 50 Abb., Bochum.
- Kuhn-Schnyder, E. (1952): Ein Sauropterygier aus dem Ducantal (Kt. Graubünden). - *Eclogae geol. Helv.*, **45**, No. 1, 315-319.
- Kuhn-Schnyder, E. (1959): Ein neuer Pachypleurosaurier von der Stulseralp bei Bergün (Kt. Graubünden, Schweiz). - *Eclogae geol. Helv.*, **52**, No. 2, 639-658.
- Kushiro, I. (1969): Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressures. - *Mineral Soc. Am. Spec. Pap.*, **2**, 179-192.
- Läufer, A. & Loeschke, J., Vianden, B. (1993): Die Dimon-Serie der Karnischen Alpen (Italien) - Stratigraphie, Petrographie und geodynamische Interpretation. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **136**, 137-162.
- Laird, J. & Albee, A. L. (1981): Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. - *Amer. J. Sci.*, **281**, 127-175.
- Lambert, R. S. J. (1959): The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire. - *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, **63**, 535-588.
- Lasaga, A. C., Richardson, S. M. & Holland, H. D. (1977): The mathematics of cation diffusion and exchange between silicate minerals during retrograde metamorphism. In: *Energetics of geological processes* (Saxena, S. K. & Ghatacharji, Hrsg.), 354-387, Springer, New York.
- Laubscher, H. P. (1983): Detachment, shear and compression in the central Alps. - *Geol. Soc. Amer., Mem.*, **158**, 191-211.
- Leake, B. E. (1964): The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites. - *J. Petrol.*, **5**, 238-254.
- Leake, B. E. (1965): The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and sub-calciferous amphiboles. - *Amer. Mineral.*, **50**, 843-851.
- Leake, B. E. (1978): Nomenclature of amphiboles. - *Canadian Mineralogist*, **16**, No. 4, 501-520.

- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles - Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names. - *Eur. J. Mineral.*, **9**, 623-651.
- Leimser, W. Purtscheller, F. (1980): Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters. - *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 129-137, Wien.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. & Zanettin, B. (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms. - Blackwell, Oxford.
- Leupold, W. (1920): Der Gebirgsbau des unteren Landwassertales in Mittelbünden. - Unveröffentl. Diss. Univ. Bern.
- Leupold, W. (1934): Arosa - Alteinfurka - Glaris (Davos) - Filisur. - *Geol. Führer der Schweiz*, Exkursion 87, 997-1013.
- Liebetrau, V. (1996): Petrographie, Geochemie und Datierung der Flüelagranitischen Assoziation (Jüngere Orthogneise) des Silvrettakristallins - Graubünden, Schweiz. - Unveröffentl. Diss. Univ. Fribourg, 233 S., Freiburg.
- Liebetrau, V. & Poller, U. (1996): Geochronology of polymetamorphic eclogites: an example of the Silvretta nappe / Cental Alps. - *Ber. Dt. Mineral. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **8**, No. 1, 172.
- Liebetrau, V. & Poller, U., Todt, W. & Maggetti, M. (1996): Geochronological studies on eclogites of the Silvretta nappe / Cental Alps. - *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, **141**, 136-137.
- Linner, M., Richter, W. & Thöni, M. (1996): Eo-Alpine eclogites in the Austroalpine basement S of the Tauern Window: geochemistry of eclogites and interlayered metasediments. - *J. Conference Abstracts, V. M. Goldschmidt Conference Heidelberg*, **1**, 363.
- Liou, J. G. (1973): Synthesis and stability relations of epidote. - *J. Petrol.*, **14**, 381-413.
- Liou, J. G., Kuniyoshi, S. & Ito, K. (1974): Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. - *Amer. J. Sci.*, **274**, 613-632.
- Liu, J., Bohlen, S. R. & Ernst W. G. (1996): Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **143**, 161-171.
- Loeschke, J. & Heinisch, H. (1993): Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its palaeotectonic significance. In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 441-455, Springer, Berlin.
- Lutz, H., Kreutzer, L. H., Schönlaub, H. P., Hubmann, B. (1997): The Devonian of Austria. - *Ber. Geol. Bundes-Anstalt*, **40**, 42-59.
- Mäder, U. K. & Berman, R. G. (1992): Amphibole thermometry, a thermodynamic approach. In: *Current Research, Part E, Geological Survey of Canada Paper 92-1E*, 393-400.
- Maggetti, M. (1986): Petrographische Kriterien zur Altersstellung des Hochdruckereignisses in der Silvrettamasse. - *Fortschr. Miner.*, **64**, Beiheft 1, S.103.
- Maggetti, M. & Biino, G.G. (1996): 15 years of Silvretta research: the state of the question. - *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, **141**, 138-139.
- Maggetti, M. & Flisch, M. (1993): Evolution of the Silvretta Nappe. - In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 469-484, Springer, Berlin.
- Maggetti, M., Flisch, M. & Bollin, R. (1990): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Westrand des Unterengadiner Fensters (11. -14. September 1989). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **70**, 121-157.
- Maggetti, M. & Galetti, G. (1984): Chemie und geotektonische Position von Metabasiten aus dem Südosten der Silvretta (Schweiz). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **64**, 423-450.
- Maggetti, M. & Galetti, G. (1988): Evolution of the Silvretta eclogites: metamorphic and magmatic events. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 467-484.

- Maggetti, M. & Galetti, G. (1995): Magmatic evolution and geotectonic setting of the Silvretta amphibolites. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **75**, 303.
- Maggetti, M., Galetti, G. & Stosch, H. -G. (1987): Eclogites from the Silvretta nappe (Switzerland): geochemical constraints on the nature and geotectonic setting of their protoliths. - *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, **64**, 319-334.
- Manby, G. M. & Thiedig, F. (1988): Petrology of eclogites from the Saualpe, Austria. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **68**, 441-466.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**, No. 5, 635-643.
- Margules, M. (1895): Über die Zusammensetzung der gesättigten Dämpfe von Mischungen. - *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien*, **104**, 1243-1278.
- Masch, L. (1970): Die Pseudotachylite der Silvretta- eine Untersuchung ihrer Deformation und Aufschmelzung. - Unveröffentl. Diss. Univ. München, 63 + VI S., München.
- Masch, L. (1973): Untersuchung der Aufschmelzung und Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich, Schweiz). - *Neues Jb. Mineral. Monatsh.*, **11**, 486-509.
- Massonne, H. -J. (1991a): High-pressure, low-temperature metamorphism of pelitic and other protoliths based on experiments in the system K_2O - MgO - Al_2SiO_5 - SiO_2 - H_2O . - Habilitationsschrift (unveröffentlicht), Ruhr-Universität Bochum, 172 S.
- Massonne, H. -J. (1991b): Druck-Temperatur-Entwicklung phengitführender Eklogite. - *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, **136**, 55-77.
- Massonne, H. -J. (1992a): Thermochemical determination of water activities relevant to eclogitic rocks. In: *Water-Rock Interactions, Proceedings of the 7th International Symposium on Water-Rock Interaction, Park City, Utah* (Kharaka, Y. K. & Maest, A. S., Hrsg.), 1523-1526, Balkema, Rotterdam.
- Massonne, H. -J. (1992b): Thermodynamische Eigenschaften von Phasen des Systems MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O (MASH) unter besonderer Berücksichtigung von Mischkristallreihen. - *Ber. Dt. Min. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **4**, No. 1, 186.
- Massonne, H. -J. (1992c): Evidence for low-temperature ultrapotassic siliceous fluids in subduction zone environments from experiments in the system K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O (KMASH). - *Lithos*, **28**, 421-434.
- Massonne, H. -J. (1995): Experimental and petrogenetic study of UHPM. In: *Ultrahigh pressure metamorphism* (Coleman, R. G. & Wang, X., Hrsg.), 33-95, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Massonne, H. -J. (1997): An improved thermodynamic solid solution model for natural white micas and its application to the geothermobarometry of metamorphic rocks. - *Geol. Surv. Finland, Guide 46, Mineral equilibria and databases, Abstracts*, 49.
- Massonne, H. -J. (1998): A new occurrence of microdiamonds in quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic evolution. - 7th Int. Kimberlite Conf., Ext. Abstr. Vol., 552-554.
- Massonne, H. -J., Grosch, U. & Willner, A. (1993) : Geothermobarometrie mittels Ti-Gehalten in Kalihellglimmern. - *Ber. Dt. Min. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **5**, No. 1, 85.
- Massonne, H. -J. & Schreyer, W. (1986): High-pressure syntheses and X-ray properties of white micas in the system K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . - *N. Jb. Miner. Abh.*, **153**, 177-215.
- Massonne, H. -J. & Schreyer, W. (1987): Phengit geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 212-224.
- Massonne, H. -J. & Schreyer, W. (1989): Stability field of the high-pressure assemblage talc + phengit and two new phengite barometers. - *Eur. J. Mineral.*, **1**, 391-410.
- Massonne, H. -J. & Szpurka, Z. (1997): Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . - *Lithos*, **41**, 229-250.
- Matte, P. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt of Europe. - *Tectonophysics*, **180**, 1-28.

- McCammon, C. A., Chinn, I. L., Gurney, J. J. & Mccammon, M. E. (1998): Ferric iron content of mineral inclusions in diamonds from George Creek, Colorado determined using Mössbauer spectroscopy. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **133**, 30-37.
- Ménot, R. P., Peucat, J. J., Scarenzi, D. & Piboule, M. (1988): 496 My age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Paleozoic oceanization. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **88**, 82-92.
- Mercolli, I. (1989): The volcanic suite of the Julier area (Grisons). Part 1: Volcanic and tectonic evolution. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **69**, 423-433.
- Meschede, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. - *Chem. Geol.*, **56**, 207-218.
- Messiga, B. (1981): Evidenze strutturali e paragenetiche dell'evoluzione polifasica prealpina del Massiccio cristallino di Savona. - *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **37**, 739-754.
- Michael, G. (1985): Geologie und Petrographie im Macun (Unterengadin). - Unveröffentl. Dipl. Thesis, Univ. Fribourg.
- Middlemost, E. A. K. (1975): The basalt clan. - *Earth Sci. Rev.*, **11**, 337-364.
- Miller, Ch. & Thöni, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. - *Chem. Geol. (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. (Isotope Geoscience Section)*, **137**, 283-310.
- Mirwald, P. W. & Massonne, H. -J. (1980): The low-high quartz and quartz - coesite transition to 40 kbar between 600° and 1600°C and some reconnaissance data on the effect of NaAlO₂ component on the low quartz - coesite transition. - *J. Geophys. Res.*, **85**, 6983-6990.
- Mogessie, A. & Purtscheller, F. (1986): Polymetamorphism of the Oetztal-Stubai basement complex based on amphibolite petrology. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **129**, No. 1, 69-91, Wien.
- Mogessie, A., Purtscheller, F. & Tessadri, R. (1986): High alumina calcic amphiboles (alumno pargasite - magnesio sadanagaite) from metabasites and metacarbonates of central Oetztal (northern Tyrol, Austria). - *N. Jb. Mineral. Abh.*, **154**, 21-39.
- Moine, B. & De La Roche, H. (1968): Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. - *Comptes Rend. Acad. Sci. Paris, (D)* **267**, 2084-2087.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G. (1988): Nomenclature of pyroxenes. - *Amer. Mineral.*, **73**, 1123-1133.
- Mostler, H. (1972): Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). - *Verh. Geol. Bundes-Anstalt*, **1**, 171-174, Wien.
- Müller, B. (1989): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der Silvretta-Decke im Gebiet Obr Silvretta bis Chremerchöpf (Kanton Graubünden). Zirkonmorphologische Untersuchungen an Orthogneisen des Silvrettakristallins. - Unveröffentl. Diplomarbeit Univ. Bern.
- Müller, B., Klötzli, U. & Flisch, M. (1994): Dating of the Silvretta Older Orthogneiss intrusion: U-Pb-zircon data indicate cadomian magmatism in the Upper Austroalpine realm. - *Jour. Czech Geol. Soc.*, **39**, No. 1, Prag.
- Müller, B., Klötzli, U. S. & Flisch, M. (1995): U-Pb and Pb-Pb zircon dating of the older orthogneiss suite in the Silvretta nappe, eastern Alps: Cadomian magmatism in the upper Austro-Alpine realm. - *Geol. Rundschau*, **84**, No. 3, 457-465.
- Müller, B., Klötzli, U. S., Schaltegger, U. & Flisch, M. (1996): Early Cambrian oceanic plagiogranite in the Silvretta Nappe, eastern Alps: geochemical, zircon U-Pb and Rb-Sr data from garnet-hornblende-plagioclase gneisses. - *Geol. Rundschau*, **85**, No. 4, 822-831.
- Müller, W., Kelley, S. P., Mancktelow, N., Meier, M., Oberli, F. & Villa, I. (1997): Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic fault system. - *Quad. Geodin. Alpina e Quaternaria*, **4**, 83-84.

- Mullen, E. D. (1983): MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 53-62.
- Naef, H. (1987): Ein Beitrag zur Stratigraphie der Trias-Serien im Unterostalpin Graubündens (Grisoniden). - *Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich*, **276**, 22 Taf., 206 S.
- Neubauer, F. & Frisch, W. (1993): The Austro-Alpine metamorphic basement east of the Tauern Window. In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 515-536, Springer, Berlin.
- Neubauer, F., Hoinkes, G., Sassi, F. P., Handler, R., Höck, V., Koller, F. & Frank, W. (1999): Pre-Alpine metamorphism of the Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **79**, 41-62.
- Nisbet, E. G., Deitrich, V. J. & Esenwein, A. (1979): Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. - *Fortschr. Miner.*, **57**, 264-279.
- Norman, M. D. et al. (1992): Granites and rhyolites from the northwestern USA: temporal, variation in magmatic processes and relations to tectonic setting. - *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, **83**, 71-81.
- Nowotny, A., Pestal, G. & Rockenschaub, M. (1992): Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone als schwächer metamorpher Anteil des Silvrettakristallins. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **135**, No. 4, 867-872.
- Obata, M. & Morten, L. (1987): Transformation of spinel lherzolite to Grt-lherzolite in ultramafic lenses of the Austridic Crystalline Complex, Northern Italy. - *J. Petrol.*, **28**, 599-623.
- Oberhänsli, R. (1980): P-T Bestimmungen anhand von Mineralanalysen in Eklogiten und Glaukophaniten der ophiolithe von Zermatt. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **60**, 215-235.
- Oberhänsli, R. & Dietrich, V. (1975): Geochemische Untersuchungen an Metabasalten der alpinen Ophiolithe. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **55**, 574-576.
- Oberhauser, R. (1980): Der geologische Aufbau Österreichs. - 699 S., Springer, Wien.
- Oberhauser, R. (1983): Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalflysch des Rätikon. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **126**, No. 1, 71-93, Wien.
- O'Brien P. J. (1993): Partailly retrograded eclogites of the Münchberg Massif, Germany: records of a multi-stage Variscan uplift history in the Bohemian Massif. - *J. metamorph. Geol.*, **11**, 241-260.
- O'Brien, P. J. & Carswell, D. A. (1997): Phengite growth in an eclogite from the Dabie Mts., China: early inclusion phase or product of peak P-T fluid influx connected to atoll formation? - *Terra Nova*, **9**, Abst. Suppl. 1, IEC 97, S. 23.
- O'Brien, P. J., Carswell, D. A. & Gebauer, D. (1990): Eclogite formation and distribution in the European Variscides. In: *Eclogites facies rocks* (Carswell, D. A. Hrsg.), 204-224, Blackie, Glasgow.
- Ochsner, A. (1993): U-Pb geochronology of the Upper Proterozoic - Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): constraints on the timing of the Cadomina Orogeny. - Unveröffentl. Diss. ETH Zürich.
- Ouwehand, P. J. (1984): Oberanisische Conodonten aus den Knollenkalk-Schichten (Recoarokalk) der Silvretta-Decke (Filisur, Graubünden). - *Eclogae geol. Helv.*, **77**, No. 1, 45-53.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. (1996): *Microtectonics*. - 289 S., 254 Abb., Springer, Berlin.
- Pasteels, P. (1964): Mésures d'âges sur les zircons de quelques roches des Alpes. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **44**, 519-541.
- Pattison, D. R. M. & Newton, R. C. (1989): Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 87-103.
- Pearce, J. A. (1976): Statistical analysis of major element patterns in basalts. - *J. Petrol.*, **17**, 15-43.
- Pearce, J. A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites: orogenic andesites and related rocks* (Thorpe, R. S., Hrsg.), 525-548, Wiley, London.
- Pearce, J. A. (1983): The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Hawkesworth, C. J. & Norry, M. J., Hrsg.), 230-249, Shiva, Nantwich.
- Pearce, J. A. (1983): A "users guide" to basalt discrimination diagrams. - Unveröffentl. Report, The Open

Milton University, 37 S., Milton.

Pearce, J. A. & Cann, J. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290-300.

Pearce, J. A. & Gale, G. H. (1977): Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **7**, 14-24.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - *J. Petrol.*, **25**, No. 4, 956-983.

Pearce, J. A. & Norry, M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.

Pearce, T. H., Gorman, B. E. & Birkett, T. C. (1975): The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 -diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, 419-426.

Pearce, T. H., Gorman, B. E. & Birkett, T. C. (1977): The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 121-132.

Perchuk, L. L. & Lavrent'eva, I. V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: *Kinetics and equilibrium in mineral reactions* (Saxena, S. K., Hrsg.), *Adv. Phys. Geochem.*, **3**, 199-239, Springer, New York.

Perchuk, A. & Philippot, P. (1998): Dynamics of eclogitic rock exhumation. - *EOS, Transactions*, **79**, 45, F983.

Pfiffner, O. A. (1993): Palinspastic reconstruction of the pre-triassic basement units in the Alps: the Central Alps. In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 29-39, Springer, Berlin.

Pfiffner, O. A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, St. & Steck, A. (Hrsg., 1997): Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20. - 380 S., Birkhäuser, Basel.

Pfiffner, O. A. & Hitz, L. (1997): Geological interpretation of the seismic profiles of the Eastern Traverse (lines E1-E3, E7-E9): eastern Swiss Alps. In: *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20* (Pfiffner, O. A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, St. & Steck, A., Hrsg.), 73-100, Birkhäuser, Basel.

Pichler, H. & Schmitt-Riegraf, C. (1987): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. - 230 S., Enke, Stuttgart.

Pirkl, H.R. (1980): Geologische Beschreibung der Silvretta-, Samnaun- und Verwallgruppe. In: *Der geologische Aufbau Österreichs* (Oberhauser, R., Hrsg.), 332-347, Springer, Wien.

Pitcher, W. S. (1982): Granite type and tectonic environment. In: *Mountain building processes* (Hsü, K., Hrsg.), 19-40, Academic Press, London.

Plyushina, L. P. (1982): Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**, 140-146.

Poli, S. (1991): Reaction spaces and P-T paths: from amphibole eclogite to greenschist facies in the Austroalpine domain (Oetztal Complex). - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **106**, 399-416.

Poli, S. & Schmidt, M. W. (1998): The high-pressure stability of zoisite and phase relationships of zoisite-bearing assemblages. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **130**, 162-175.

Poller U. (1994): Petrographie, Geochemie und Datierung der Augengneise Typ Mönchalp (Ältere Orthogneise) des Silvrettakristallins, Graubünden / Schweiz. - Unveröffentl. Diss. Univ. Fribourg, 169 S., Nürnberg.

Poller, U. (1997): U-Pb single zircon study of gabbroic and granitic rocks of Val Barlas-ch (Silvretta nappe, Switzerland). - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **77**, 351-359.

Poller, U., Nägler, T. F., Liebetrau, V. & Galetti, G. (1997): The Mönchalpgneis-geochemical characteristics and Sm/Nd data of a polymetamorphic S-type granitoid (Silvretta nappe/Switzerl.). - *Eur. J. Mineral.*, **9**, No. 2, 411-422.

Powell, R. (1985): Regression diagnostics and robust regression in geothermometer / geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. - *J. metamorph. Geol.*, **3**, 231-243.

Pownceby, M. I., Wall, V. J. & O'Niel, H. S. C. (1987): Fe-Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **97**, 116-126.

- Prospert, C. & Biino, G. G. (1996): Fast anticlockwise P-T-t path in the Eastern Alps: evidence from metasedimentary rocks and metamorphic veins of the Silvretta thrust sheet. - *Geodinamica Acta*, **9**, No. 1, 234-256.
- Pupin, J. P. (1980): Zircon and granite petrology. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 207-220.
- Raase, P. (1974): Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **45**, 231-236.
- Råheim, A. & Green, D. H. (1974): Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**, 179-203.
- Rammlmair, D. (1980): Petrographie der Diabase der Ötztaler-Stubaier Masse. - Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck.
- Reithofer, O. (1931): Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **81**, 305-330, Wien.
- Reithofer, O. (1935): Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **85**, 225-258, Wien.
- Richardson, S. W., Bell, P. M., Gilbert, M. C. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminum silicate triple point. - *Amer. J. Sci.*, **267**, 259-272.
- Richthofen (1859): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. - *Jb. K.u.k. Geol. Reichs-Anstalt*, **10**, 72-137.
- Riedmüller, G. & Weiss, E. H. (1979): Junge tektonische Bewegungserscheinungen im Liegenden der Silvrettadecke. - *Verh. Geol. Bundes-Anstalt*, **2**, 229-235, Wien.
- Rockenschaub, M.J. (1990): Die tektonische Stellung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **133**, No. 4, 619-633, Wien.
- Rockenschaub, M., Theiner, U. & Frank, W. (1983): Die Struktur von Phyllit- und Phyllitglimmergneiszone bei Landeck. - Jahresbericht 1982 Hochschulschwerpunkt S 15, 223-227, Graz.
- Rollinson, H. R. (1993): Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. - 352 S., Longman, London.
- Rosenbleck, C. (1996): Phlogopitmischkristalle im System K_2O -MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O : Hochdrucksynthesen, physikochemische Eigenschaften und geothermobarometrische Anwendung. - Unveröffentl. Diss. Ruhr-Univ. Bochum, 238 S., Bochum.
- Rossi, G. (1988): A review of the crystal-chemistry of clinopyroxenes in eclogites and other high-pressure rocks. In: *Eclogites and eclogite-facies rocks* (Smith, D. C., Hrsg.), 237-271, Elsevier, Amsterdam.
- Rothpletz, A. (1902): Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und Engadin. - *Sammlung Geologischer Führer*, **10**, 256 S., Bornträger, Berlin.
- Rudolph, J. (1982): Tieferes Tertiär im oberen Fimbertal. - *N. Jb. Geol. Paläontol. Monatsh.*, **3**, 181-183.
- Rumble, D. III (1998): Stable isotope geochemistry of ultrahigh-pressure rocks. In: *When continents collide: Geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks* (Hacker, B. R. & Liou, J. G., Hrsg.), 203-239, Kluwer, Dordrecht.
- Rumble, D. III & Finnerty, T. A. (1974): Devonian grossularite-spessartine overgrowths on Ordovician almandine from eastern Vermont. - *Amer. Mineral.*, **59**, 558-562.
- Schaltegger, U. & Gebauer, D. (1999): Pre-Alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **79**, 79-87.
- Schaltegger, U., Nægler, Th. F., Corfu, F., Maggetti, M., Galetti, G. & Stosch, H. G. (1997): A Cambrian island arc in the Silvretta nappe: constraints from geochemistry and geochronology. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **77**, 337-350.
- Schmädicke, E. (1994): Die Eklogite des Erzgebirges. - *Freiberger Forschungshefte*, C456, 338 S., 88 Abb., 17 Tab., DVG, Leipzig.
- Schmid, S. M., Pfiffner, O. A., Froitzheim, N., Schönborn, G. & Kissling, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. - *Tectonics*, **15**, No. 5, 1036-1064.
- Schmid, S. M., Pfiffner, O. A., Schönborn, G., Froitzheim, N. & Kissling, E. (1997): Integrated cross section and

- tectonic evolution of the Alps along the Eastern Traverse. In: *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20* (Pfiffner, O. A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, St. & Steck, A., Hrsg.), 289-304, Birkhäuser, Basel.
- Schmidt, M. W. (1992): Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 304-310.
- Schmidt, M. W. (1992): Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: An experimental study at 650° C. - *Amer. J. Sci.*, **293**, 1011-1060.
- Schmidt, M. W. (1996): Experimental constraints on recycling of potassium from subducted oceanic crust. - *Science*, **272**, 1927-1930.
- Schmidt, M. W. & Poli, S. (1994): The stability of lawsonite and zoisite at high pressures: experiments in CASH to 92 kbar and implications for the presence of hydrous phases in subducted lithosphere. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **124**, 105-118.
- Schönlaub, H. P. (1993): Stratigraphy, biogeography and climatic relationship of the Alpine Paleozoic. In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 65-91, Springer, Berlin.
- Schönlaub, H. P. (1997a): The biogeographic relationship of Ordovician strata and fossils of Austria. - *Ber. Geol. Bundes-Anstalt*, **40**, 6-19.
- Schönlaub, H. P. (1997b): The Silurian of Austria. - *Ber. Geol. Bundes-Anstalt*, **40**, 20-41, Wien.
- Schulz, B. (1993): Mineral chemistry, geothermobarometry and pre-Alpine high-pressure metamorphism of eclogitic amphibolites and mica schists from the Schobergruppe, Austroalpine basement, Eastern Alps. - *Mineral. Mag.*, **57**, 189-202.
- Schulz, B. (1995): Geochemistry and preserved REE magmatic fractionation patterns of the Prijakt amphibolitized eclogites of the Schobergruppe, Austroalpine basement (Eastern Alps). - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **74**, 225-239.
- Schulz, B. (1996): Arguments for a basaltic provenance and a variscan metamorphism of the amphibolitized eclogites in the austroalpine basement of the Schobergruppe, Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **75**, 213-214.
- Schulz, B., Nollau, G., Heinisch, H. & Godizart, G. (1993): Austro-Alpine basement complex to the south of the Tauern window. - In: *Pre-mesozoic geology in the Alps* (von Raumer, J.F. & Neubauer, F., Hrsg.), 495-514, Springer, Berlin.
- Schwandt, C. S., Cygan, R. T. & Westrich, H. R. (1995): Mg self-diffusion in pyrope garnet. - *Amer. Mineral.*, **80**, 483-490.
- Schweinehage, R. (1995): Strukturgeologie und Petrographie im oberostalpinen Altkristallin (Umgebung Darmstädter Hütte, zentralen Verwallgruppe). - Unveröffentl. Diplomarbeit, Univ. Stuttgart, 132 S.
- Schweinehage, R. & Massonne, H. -J. (1998): High to ultrahigh pressure metamorphism of eclogites from the European Alps. - *EOS, Transactions*, **79**, 24, W129.
- Schweinehage, R. & Massonne, H. -J. (1999): Geochemistry and metamorphic evolution of metabasites from the Silvretta nappe, Eastern Alps. - *Memorie Sci. Geol. Padova*, **51**, No. 1, 191-203.
- Scotese, C. R. & McKerrow, W. S. (1990): Revised world maps and introduction. In: *Palaeozoic palaeogeography and biogeography* (McKerrow, W. S. & Scotese, C. R., Hrsg.), *Geol. Soc. Mem.*, **12**, 1-21.
- Seim, R. & Tischendorf, G. (1990): Grundzüge der Geochemie. - 274 Abb., 130 Tab., 13 Anl., 632 S., VEB, Leipzig.
- Shand, S. J. (1950): Eruptive rocks. - 488 S., Thomas Murby, London.
- Shervais, J. W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 101-118.
- Shimizu, N. (1971): Potassium contents of synthetic clinopyroxenes at high pressures and temperatures. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **11**, 374-380.
- Söllner, F. & Hansen, B.T. (1987): "Pan-afrikanisches" und "kaledonisches" Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*,

130, No. 4, 529-569, Wien.

Spaenhauer, F. (1932): Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sarsur-Gruppe. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **12**, 27-146.

Spaenhauer, F. (1933): Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **13**, 323-346.

Spear, F. S. (1980): NaSi \Leftrightarrow CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 33-41.

Spear, F. S. (1993): Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. - 799. S, Mineral. Soc. Amer., Washington DC.

Spear, F. S. & Cheney, J. T. (1989): A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 149-164.

Spiess, R. (1985): Kristallingeologisch-geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Westrandes der Phyllitgneiszone i.w.S. im Montafon (Vorarlberg).- Unveröffentl. Diss. Univ. Wien, 78 S., Wien.

Spitz, A. & Dyhrenfurth, G. (1913): Ducangruppe, Plessurgebirge und die rhätischen Bögen. - *Eclo. geol. Helv.*, **12**, 476-497.

Spitz, A. & Dyhrenfurth, G. (1914): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanf's und dem Stilsfer Joch. - Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF, XLIV. Lief.

Stampfli, G.M. (1996): The Intra-Alpine terrain - a Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. - *Eclogae geol. Helv.*, **89**, 13-42.

Stampfli, G.M. & Mosar, J. (1999): The making and becoming of Apulia. - *Memorie Sci. Geol. Padova*, in press.

Stampfli, G.M., Mosar, J., Marchant, R., Marquer, D., Baudin, T. & Borel, G. (1998): Subduction and obduction processes in the western Alps. - *Tectonophysics*, **296**, No. 1-2, 159-204.

Staub, R. (1924): Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. - Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 52, 272 S.

Steinmann, G. (1898): Geologische Beobachtungen in den Alpen, 1., 2. Teil. - *Ber. Natf. Ges. Freiburg/Br.*, **10**, 215-292.

Stöckert, B., Rösner, G., Küster, M., Heider, M., Gundlach, K. & Richter, D. K. (1990): High-Pressure metamorphism of mesozoic sediments in the Lower Engadine Window, Eastern Alps. - *Terra abstracts*, **2**, 34 (S7/25), Oxford.

Streckeisen, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **8**, 87-239.

Streckeisen A., Grauert, B. & Peters, T. (1966): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Totalp-Serpentin. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **46**, No. 2, 704-722.

Sun, S. -S. & McDonough, W. F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Saunders, A. D. & Norry, M. J., Hrsg.), Geol. Soc. Spec. Publ., **42**, 313-345.

Sun, S. -S., Nesbitt, R. W. & Ya, A. (1979): Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 119-138.

Tait, J., Schätz, M., Bachtadse, V. Soffel, H. (1998): Paleogeography of Paleozoic terranes in the Variscan and Alpine fold belts. - *Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden*, **9**, 192-193.

Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1985): The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. - 312 S., Blackwell, Oxford.

Theobald, G. (1864): Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden etc. - Beitr. Geol. Kt. Schweiz, **2**, 372 S.

Thélin, P. (1983): Les gneiss ocellés de la nappe du Grand Saint-Bernard. Essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'hérédité pré-metamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). - Unveröffentl. Diss. Univ. Lausanne.

- Thierrin, J. (1983): Les écoligites et le complexe gabbroïque du Val Sarsura (Silvretta). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **63**, 479-496.
- Thöni, M. (1980): Distribution of pre-Alpine and Alpine metamorphism of the southern Ötztal Mass and the Scarl Unit based on K/Ar determinations. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72**, 139-165.
- Thöni, M. (1981): Degree and evolution of the alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar age determinations on micas. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **124**, No. 1, 111-174, Wien.
- Thöni, M. (1982): Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der Ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaust.*, **28**, 17-34, Wien.
- Thöni, M. (1988): Rb-Sr isotopic resetting in mylonites and pseudotachylites: implications for the detachment and thrusting of the Austroalpine basement nappes in the Eastern Alps. - *Jb. Geol. Bundes-Anstalt*, **131**, No. 1, 169-201, Wien.
- Thöni, M. & Jagoutz, E. (1992): Some aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria). - *Geochem. Cosmochem. Acta*, **56**, 347-368.
- Thöni, M. (1999): A review of geochronological data from the eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **79**, 209-230.
- 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. metamorph. Geol.*, **14**, 453-466.
- Thum, I. & Nabholz, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau-Lenzerheide-Oberhalbstein. - *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N. F. 144, 55 S.
- Tischendorf, G. & Pälchen, W. (1985): Zur Klassifikation von Granitoiden. - *Zeitschr. geol. Wiss.*, **13**, No. 5, 615-627.
- Tollmann, A. (1970): Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. - *Verh. Geol. Bundes-Anstalt*, 324-345, Wien.
- Tollmann, A. (1977): Geologie von Österreich - Band 1. - XIV+766 S., 200 Abb., 25 Tab., Deuticke, Wien.
- Tracy, R. J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: *Characterization of metamorphism through mineral equilibria* (Ferry, J. M., Hrsg.), *Reviews in mineralogy*, **10**, 357-467.
- Tracy, R. J., Robinson, P. & Thompson, A. B. (1976): Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. - *Amer. Mineral.*, **61**, 762-775.
- Tröger, W. E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. - 188 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- Troll, G., Forst, R. & Söllner, F. (1976): Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. - *Geol. Rundschau*, **65**, 2, 483-511.
- Trümpy, R. (1980): Geology of Switzerland. - Wepf & Co., Basel.
- van Aken, P. A., Liebscher, B., Redhammer, G., Amthauer, G., Brey, G. P. & Müller, W. F. (1998): Quantifizierung des Fe²⁺/Fe³⁺-Verhältnisses in der Mischkristallreihe Hedenbergit-Akmit: Vergleichende Studien mittels Elektronen-Energieverlust-Spektroskopie und Mössbauer-Spektroskopie. - *Ber. Dt. Mineral. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **10**, No. 1, 45.
- van Breemen, O., Aftalion, M., Bowes, D. R., Dudek, A., Mizar, Z., Povondra, P. & Vrána, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of central Europe. - *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, **73**, 89-108.
- Velde, B. (1965): Phengitic micas: synthesis, stability and natural occurrence. - *Amer. J. Sci.*, **263**, 886-913.
- Velde, B. (1967): Si⁴⁺ content of natural phengites. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **14**, 250-258.
- von der Crone, M. (1989): Fleckengesteine der Silvretta: Relikte einer vorvariszischen (panafrikanischen?) Metamorphose. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **69**, 141-144.
- von Quadt, (1992): U-Pb zircon and Sm-Nd geochronology of mafic and ultramafic rocks from the central part of the Tauern Window (Eastern Alps). - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 57-67.

- von Raumer, J. F. (1998): The Palaeozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea. - *Geol. Rundschau*, **87**, 407-435.
- von Raumer, J. F., Bussy, F. & Schaltegger, U. (1999): Ordovician granitoids in the Alps: significance and peri-Gondwana correlation. - *Terra Nostra*, **99**, No. 1, 165.
- von Raumer, J. F. & Neubauer, F. (1993): Pre-Mesozoic geology in the Alps. - 677 S., Springer, Berlin.
- Walker, K. R., Joplin, G. A., Lovering, J. F. & Green, R. (1960): Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Precambrian of northwest Queensland. - *J. Geol. Soc. Australia*, **6**, 149-178.
- Weh, M., Froitzheim, N. & Ferreiro-Mählmann, R. (1997): Tectonometamorphic evolution of Bündnerschiefer in Eastern Switzerland - a key to Tertiary subduction and exhumation processes. - *Quad. Geodin. Alpina e Quaternaria*, **4**, 141-142.
- Wenk, E. (1934): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **14**, 196-278.
- Werner, C. -D. (1987): Saxonian granulites - a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes. - *Gerlands Beitr. Geophysik*, **96**, No. 3/4, 271-290.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. & Chappell, B. W. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 407-419.
- Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. & Hegner, E. (1992): Nature and evolution of the eastern margin of Iapetus: Geochemical and isotopic constraints from the Siluro-Devonian granitoid plutons in the New Brunswick Appalachians. - *Can. J. Earth Sci.*, **33**, 140-155.
- White, A. J. R. & Chappell, B. W. (1983): Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. - *Geol. Soc. Am. Mem.*, **159**, 21-34.
- Willner, A., Rötzler, K. & Maresch, W. V. (1997): Pressure-temperature and fluid evolution of quartzofeldspathic metamorphic rocks with a relic high-pressure, granulite-facies history from the central Erzgebirge (Saxony, Germany). - *J. Petrol.*, **38**, 307-336.
- Wilson, M. (1989): Igneous Petrogenesis. - 466 S., Chapman & Hall, London.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A. (1976): Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 459-469.
- Winchester, J. A., Park, R. G. & Holland, J. G. (1980): The geochemistry of Lewisian semi pelitic schists from the Garlock district, north-west Scotland. - *Scot. Jour. Geol.*, **16**, 165-179.
- Winchester, J. A. & Max, M. D. (1982): The geochemistry and the origin of the Precambrian rocks of the Rosslare Complex, SE Ireland. - *J. geol. Soc. London*, **139**, 309-319.
- Wurster, D. (1991): Zur Geologie der südwestlichen Ducan-Gruppe (Silvretta-Decke). - Unveröffentl. Diplomarbeit, Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich.
- Yardley, B. W. D. (1977): An empirical study of diffusion in garnet. - *Amer. Mineral.*, **62**, 793-800.
- Yoder, H. S. & Eugster, H. P. (1955): Synthetic and natural muscovites. - *Geochem. Cosmochem. Acta*, **8**, 225-280.
- Zenk, M. & Schulz, B. (1999): P-T-paths from amphibolites of the classical Barrovian metamorphic zones in the Caledonides of Scotland. - *Terra Nostra*, **99**, No. 1, 214-215.
- Zhang, L., Hafner, S., Ahsbahs, H., Gruenstedel, H., Ruffer, R. & Fei, Y. (1998): High pressure mössbauer spectroscopy on mantle minerals. - *Ber. Dt. Mineral. Ges., Beih. Eur. J. Mineral.*, **10**, No. 1, 332.
- Ziegler, P. A. (1986): Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. - *Tectonophysics*, **126**, 303-328.

9. Danksagung

Zuallererst möchte ich mich bei Prof. Dr. Hans-Joachim Massonne, meinem Doktorvater, für die Betreuung während der Arbeit und für die Einweisung in moderne Arbeitsmethoden der metamorphen Petrologie bedanken. Ohne die Bereitstellung seiner thermodynamischen Datensätze und Mischungsmodelle wären die Arbeiten unmöglich gewesen. Bedanken möchte ich mich auch für den Ansporn zum Besuch internationaler Tagungen und für die Mitarbeit an gemeinsamen Kurzfassungen und Artikeln.

Bei meinem Zweitbetreuer, Prof. Dr. Hartmut Seyfried, möchte ich noch einmal für das Wecken meines Interesses an der Silvretta und für die Kristallingeologie bedanken. Dank gebührt auch noch einmal Herrn Dr. Alexander Fels, der mich während meiner Diplomarbeit mit der Silvretta vertraut machte.

Zwei Jahre der Arbeit wurden im Rahmen des Projektes "Metamorphe Entwicklung ausgewählter Gneise der Ostalpen" von der Landesgraduiertenförderung finanziert. Weitere zwei Jahre gewährte mir Prof. H.-J. Massonne die Möglichkeit, neben meiner Arbeit für die DFG-Projekte "Geothermobarometrie mit Chloritoid" und "Section through the hot and cold eclogite terrane, Dabie Shan", meine Dissertation zu vollenden.

Mein Dank gebührt weiterhin allen, die bei den Arbeiten zu meiner Dissertation geholfen haben. An der ersten Stelle ist Herrn Dr. H. J. Bernhardt für die Einführung und Betreuung der Mikrosondenmessungen an der Ruhr-Universität Bochum zu nennen. Auch Herrn Köhler-Schnettger sei für zahlreiche Hilfestellungen bei den unendlichen Problemen mit der Mikrosonde gedankt. Ebenso wie dem Präparatorenteam, Dieter Dettmar, Ellen Kessler und Tanja Westphal, das mit seinen "High-End"-Dünnschliffen die Grundlage für die erfolgreiche Mikrosondenarbeit legte. Genauso möchte ich mich auch bei den Stuttgarter Präparatoren, Herrn Weingand in der Geologie und Herrn Wilhelm in der Mineralogie bedanken.

Die Anfertigung von Dünnschliff- und Handstück-Photographien übernahmen Frau Almut Fischer aus Bochum und Herr Jörg Klein aus dem Geologischen Institut in Stuttgart.

Für die Hilfestellungen bei der geochemischen Analytik an der Ruhr-Universität Bochum bedanke ich mich bei Herrn Dr. Thomas Fockenberg und Frau Kirsten Keppler. Für die Messungen in Heidelberg ist es Herr Dr. Hans-Peter Meyer, dem mein Dank gebührt.

Immer ein offenes Ohr für noch so triviale Fragen hatte Dr. Thomas Theye, bei dem ich mich dafür, wie auch für das Schaffen einer angenehmen Arbeitsatmosphäre, bedanken möchte.

All die Arbeiten wurden erst durch die fortwährende Unterstützung meiner Freundin Tanja Eggert möglich, die mich auch bei manch gesundheitlichen Problemen immer wieder aufbaute und mir Mut zum Weitermachen gab. Auch meinen Eltern möchte ich für ihre fortgesetzte Unterstützung meiner Arbeiten danken.