

**Druck- und Temperaturentwicklung
der metamorphen Deckeneinheiten
des Escambray Massives, Kuba**

Band I

Christiane Grevel



Loma la Güira, Escambray Massiv, Kuba

**Druck- und Temperaturentwicklung der metamorphen
Deckeneinheiten des Escambray Massives, Kuba**

Zur Erlangung des akademischen Grades eines

Doktors der Naturwissenschaften

von der Fakultät für Geowissenschaften der Ruhr-Universität Bochum

angenommene

Dissertation

von

Christiane Grevel

aus Essen-Werden

Betreuung: Professor Dr. W.V. Maresch

Tag der mündlichen Prüfung: 3. Juli 2000

Inhalt

1	Einleitung	1
2	Gelände- und Aufschlußbeschreibung	8
3	Untersuchungsmethoden	14
3.1	Mikrosondenanalytik	14
3.1	Röntgenfluoreszenzanalytik.....	15
4	Petrographie.....	17
4.1	Pitajones-Einheit.....	17
4.2	Gavilanes-Einheit.....	22
4.2.1	Profil Pedrero – Gavilanes	23
4.2.2	Profil Buenos Aires – Firme de la Diana.....	29
4.2.3	Gesteinsproben aus anderen Teilen der Gavilanes-Einheit	35
4.3	Yayabo-Einheit und Mabujina-Formation	42
4.3.1	Yayabo-Einheit	42
4.3.2	Proben aus der Mabujina-Formation	43
5	Mineralchemie	48
5.1	Amphibol	48
5.2	Epidotgruppenminerale	54
5.3	Chlorit	56
5.4	Glimmer	60
5.5	Granat	63
5.6	Feldspäte	65
5.7	Klinopyroxen.....	67
5.8	Pumpellyit.....	71
5.9	Lawsonit.....	71
5.10	Deerit.....	72
5.11	Akzessorien.....	74
6	Geochemie	75
6.1	Metagabbros.....	76
6.2	Gavilanes-Einheit.....	80
6.3	Yayabo-Einheit und Mabujina-Formation	86

7	Zusammenfassung der mineral- und geochemischen Untersuchungen	91
	
7.1	Metagabbros.....	91
7.2	Gavilanes-Einheit.....	98
7.3	Yayabo-Einheit und Mabujina-Formation	103
8	Geothermobarometrie	108
8.1	Thermodynamische Grundlagen.....	108
8.2	P-T-Daten der Pitajones-Einheit	116
8.3	P-T-Daten der Gavilanes-Einheit	119
8.4	P-T-Daten der Yayabo-Einheit und der Mabujina-Formation.....	130
9	Diskussion und regionale Bedeutung	136
9.1	Druck-Temperatur-Entwicklung der unterschiedlichen Gesteine.....	136
9.2	Geochronologische Daten zur Escambray.....	146
9.3	Vergleich zu anderen Gebieten der Karibik	148
10	Zusammenfassung	151
	Literaturverzeichnis	154
	Abkürzungsverzeichnis der Minerale und Mineralgruppen	170

1 Einleitung

Aus dem Studium junger Kollisionsorogene läßt sich eine Vielzahl allgemeingültiger Erkenntnisse zur Krustenentwicklung an konvergenten Plattengrenzen ableiten. Ein gutes Beispiel hierfür stellt der karibische Raum dar, für den aufgrund seiner überschaubaren Größe und seiner im geologischen Sinne relativ kurzen Geschichte (ca. 165 Ma) in den letzten 20 Jahren ein sehr großer geowissenschaftlicher Datensatz bereitgestellt worden ist. Diese Daten bieten die Möglichkeit, plattentektonische Modelle für die gesamte Region aufzustellen und zu verfeinern (z.B. Beets *et al.*, 1984; Burke, 1988; Pindell, 1993; Stöckhert *et al.*, 1995).

Die Karibische Platte (Abb. 1.1) wird heute von Nord- und Südamerika, von der Cocos- und Nazca-Platte im Pazifik und von der Atlantischen Platte im Westen umgeben. Die gegenwärtige Kinematik des karibischen Raumes ist sehr gut bekannt (z.B. Jordan, 1975; Burke *et al.*, 1984). Im Norden und Süden dominieren Ost-West verlaufende Transformstörungen (Ross & Scotese, 1988), im Westen und Osten konvergente Plattengrenzen. Im Westen werden die Cocos-Platte (Pindell & Barrett, 1990) und im Osten die Atlantische Platte (Bouysse & Westercamp, 1990) unter die Karibische Platte subduziert.

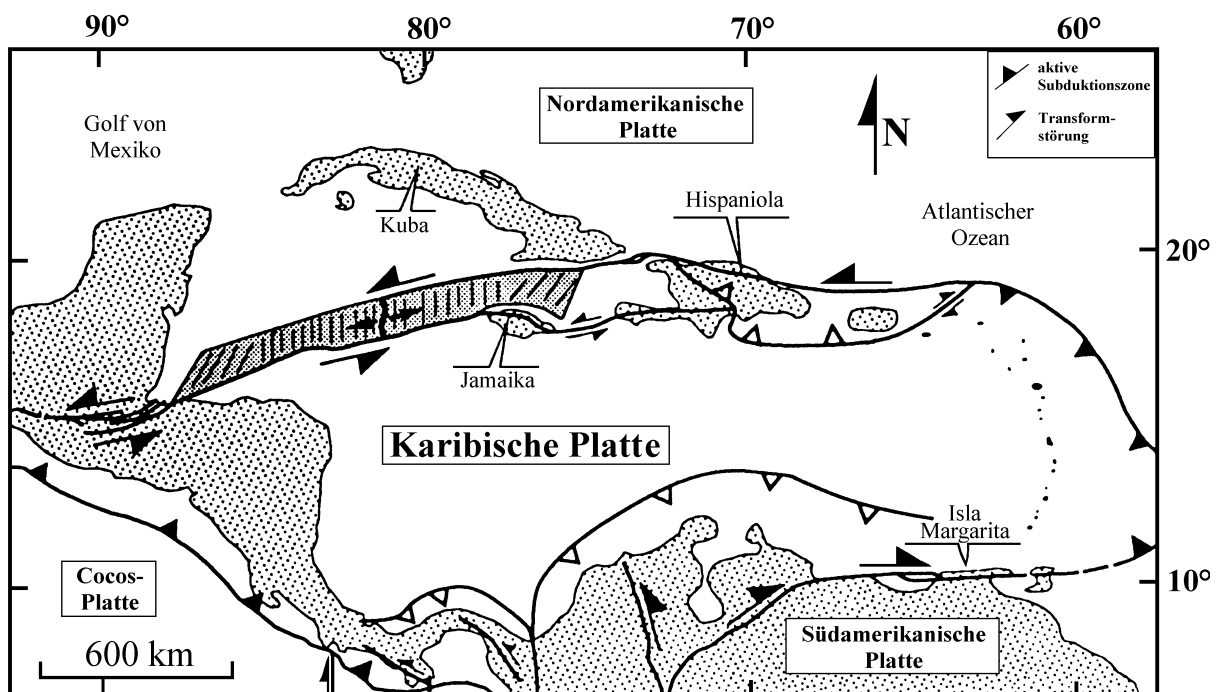


Abbildung 1.1: Übersichtskarte der Karibik-Region (modifiziert nach Mann *et al.*, 1991). Die Karibische Platte wird von Störungssystemen begrenzt.

In ihrer Entstehung und Entwicklung werden jedoch noch einige Punkte kontrovers diskutiert (Burke, 1988; Pindell & Barrett, 1990; Pindell, 1993; Meschede & Frisch, 1998). Ein zentrales Problem ist dabei, ob die Karibik aus der pazifischen Farallon-Platte hervorgegangen ist oder autochthon zwischen Nord- und Südamerika entstanden ist. Einen weiteren wichtigen Aspekt stellt die Frage dar, ob und wann ein Wechsel in der Subduktionsrichtung im Westen der Karibischen Platte stattgefunden hat (vgl. Stanek *et al.*, 2000). Die Rekonstruktion der gesamttektonischen Entwicklung der Mikroplatte Karibik ist daher nach wie vor Gegenstand intensiver Forschungsbemühungen. Hierbei können die jeweiligen Daten aus den unterschiedlichen Gebieten wie Teile eines Puzzles zusammengefügt werden und ermöglichen dann ein immer vollständiger werdendes Bild.

Ende 1996 konnte ein größeres Forschungsvorhaben der Institute für Mineralogie in Münster und für Geologie in Bochum über die Isla Margarita, Venezuela, am Südrand der Karibischen Platte erfolgreich abgeschlossen werden (Stöckhert *et al.*, 1995; Kluge, 1996; Krückhans-Lüder, 1996; Kaiser, 1998). Im Rahmen dieses Projektes wurden interdisziplinär, d.h. mineralogisch/petrologisch, geologisch/strukturgeologisch sowie geochronologisch und somit durch Kombination möglichst vieler Methoden, Gesteinseinheiten der Isla Margarita detailliert untersucht. Die gewonnenen Daten zum Gefüge konnten mit den Daten zu den metamorphen Bedingungen, die unterschiedliche Gesteinseinheiten erfahren haben, korreliert werden. Jedem metamorphen Stadium konnte ein Zeitraum zugeordnet werden, so daß die Druck-Temperatur-Zeit-Deformationsgeschichte (P-T-t-d) des Margarita-Komplexes in Form eines 12-stufigen Entwicklungsmodells dargelegt werden konnte. Die Kernaussage dieser äußerst umfangreichen Arbeiten ist sicherlich, daß sich der resultierende P-T-t-d-Pfad ausgezeichnet mit dem plattentektonischen Modell zur Karibik von Pindell und Mitarbeitern (z.B. Pindell & Barrett, 1990; Pindell, 1993) korrelieren läßt, das u.a. einen pazifischen Ursprung der Platte voraussetzt (Stöckhert *et al.*, 1995).

Ein ähnliches Vorhaben hat im Herbst 1994 auf Kuba begonnen, um auch den Nordrand der Karibik in die plattentektonischen Modellrekonstruktionen einbeziehen zu können. Nach dem oben genannten Modell bildete sich während der Öffnung der Protokaribik entlang einer Transformstörung zwischen den auseinanderstrebenden Platten Nord- und Südamerikas in der Unterkreide ein ozeanischer Inselbogen. Große Areale dieses kretazischen Inselbogens sind auf Kuba aufgeschlossen. Im Escambray Massiv im südlichen Zentralkuba sind metamorphe Gesteinseinheiten mit den Gesteinen des Inselbogens assoziiert. In einem gemeinsamen Projekt zwischen den Instituten für Mineralogie in Münster bzw. Bochum (Mineralogie/Petrologie und Geochronologie), dem Institut für Geologie in Freiberg

(Geologie/Strukturgeologie) und dem Instituto de Geología y Paleontología (IGP) La Habana soll ein P-T-t-d-Pfad für diese metamorphen Gesteine ermittelt werden.

Die vorliegende Arbeit beinhaltet ein Teilprojekt des skizzierten Gesamtvorhabens auf Kuba. Hauptziel dieses Teilbereichs ist es, metamorphe Gesteinsabfolgen petrologisch und geochemisch zu charakterisieren und ihre Genese darzustellen, mögliche P-T-Pfade zu erarbeiten und diese durch die Ergebnisse der geologischen und geochronologischen Untersuchungen zu ergänzen. Durch Einbindung dieser Informationen in die Datenmenge aus den umgebenden Gebieten der nordwestlichen Karibik (Joyce, 1991; Draper *et al.*, 1991; Willner *et al.*, 1995) soll das Subduktions- und Kollisionsgeschehen am Nordrand der Karibischen Platte belegt werden. Parallelen oder auch Unterschiede, die in der Entwicklung der Gesteinseinheiten in Kuba und denen der Isla Margarita am Südrand auftreten, sollen aufgezeigt werden.

Am Nordrand der Karibik, ca. 150 km südlich von Florida, liegt die größte Inselgruppe der Großen Antillen, Kuba, mit einer Gesamtfläche von 110.922 km² (Abb. 1.2 und 1.3). Während sich die Hauptinsel über 1250 km von Ost nach West erstreckt, beträgt ihre maximale Breite nur 191 km (östlich von Camagüey) und ihre geringste Breite 31 km (westlich von La Habana). Morphologisch treten auf Kuba vier Gebirgsmassive hervor:

1. Die Cordillera de Guaniguanico mit der höchsten Anhöhe am Pan de Guajaibon (699 m) in Westkuba

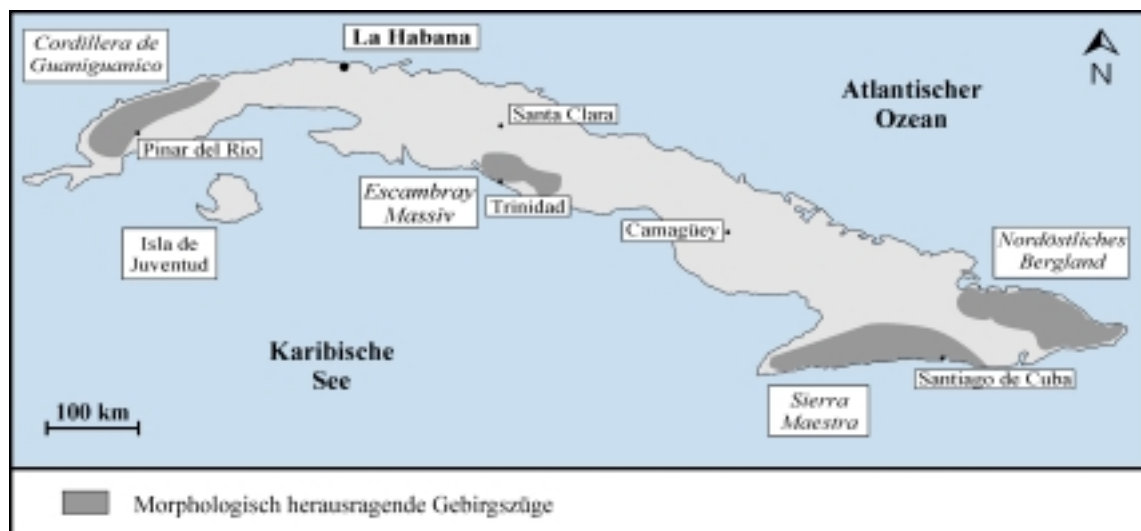


Abbildung 1.2: Schematische Karte Kubas. Eingezeichnet sind einige größere Städte sowie die im Text erwähnten höchsten Gebirgsmassive der Insel.

2. Die beiden kuppelförmigen Erhebungen des Escambray Massivs¹⁾ mit der größten Höhe in der Trinidad-Kuppel (1140 m) in Zentralkuba
3. Das Bergland mit Hochflächen von 900 und 1000 m im Nordosten Kubas
4. Die Sierra Maestra im Südosten mit den höchsten Erhebungen Kubas (Pico Turquino, 1972 m)

Detaillierte Übersichten über die Geologie Kubas wurden von Iturralde-Vinent (1994), Draper & Barros (1994) und von Stanek (1998) vorgestellt – an dieser Stelle erfolgt eine kurze Zusammenfassung, die sich im wesentlichen an der Arbeit von Stanek (1998) orientiert (vgl. Abb. 1.3).

Sehr vereinfacht kann Kuba in zwei Großeinheiten unterteilt werden: Im Norden und im Nordwesten findet man Einheiten der ehemaligen Kontinentalränder der Bahamas und von Yucatan, im Süden Einheiten des ehemaligen aktiven Plattenrandes der Protokaribik.

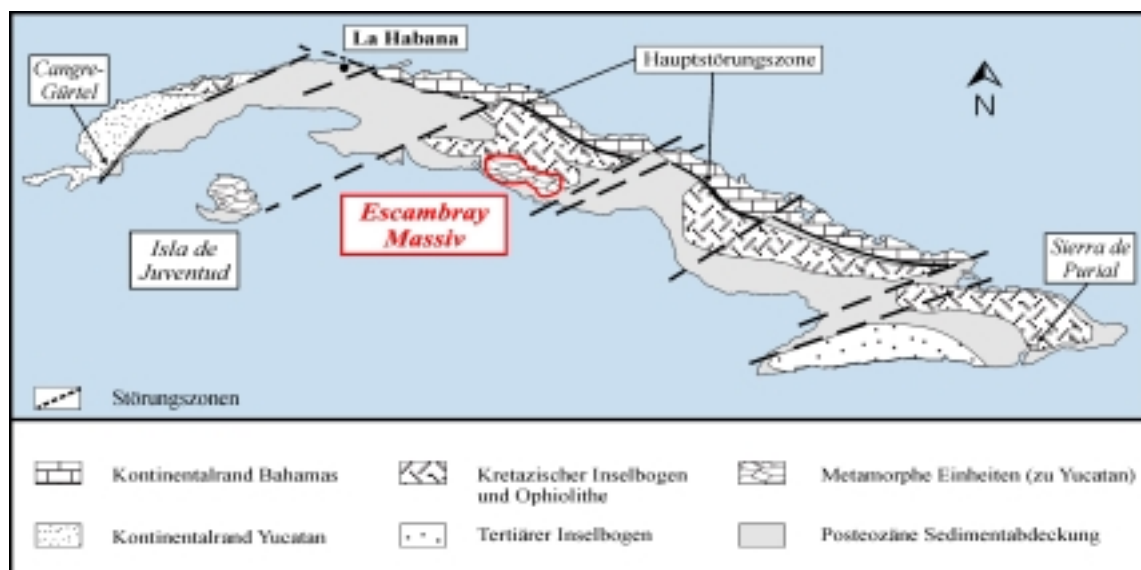


Abbildung 1.3: Vereinfachte geologische Karte Kubas (modifiziert nach Stanek, 1998).

Im Nordwesten Kubas in der Provinz Pinar del Rio sind riftogene Sedimente, unterjurassische bis mittelkretazische Serien des südöstlichen Kontinentalrandes von Yucatan aufgeschlossen, während nahezu der gesamte Nordrand Kubas durch hauptsächlich karbonatische Serien der Bahamas-Plattform charakterisiert ist. Auf diesen Südrand der Bahamas wurden ein kretazischer Inselbogen und sein ophiolithisches Basement aufgeschoben, getrennt durch die kubanische Hauptstörungszone („Cuban Main Thrust“), einer oberkretazischen bis frühtertiären Suture. In Zentralkuba sind die ophiolithischen Einheiten den

¹⁾ Im weiteren Text wird das Escambray Massiv in der Regel kürzer als „die Escambray“ bezeichnet.

Gesteinen des magmatischen Bogens vorgelagert und formen dort eine Melangezone. Im Gegensatz dazu bilden die Ophiolithe im Osten Kubas eine tektonische Decke, die auf den Formationen des kretazischen Inselbogens liegt. Im Südosten Kubas, in der Sierra Maestra, schließt sich ein tertiärer an den kretazischen Inselbogen an (Abb. 1.3).

Metamorphe Gesteinseinheiten findet man auf Kuba in 4 Hauptverbreitungsgebieten (von West nach Ost):

1. Der Cangre-Gürtel in Pinar del Rio im Westen von Kuba
2. Die metamorphen Einheiten der Isla de Juventud im Südwesten
3. Das Bergmassiv der Escambray in Zentralkuba
4. Die Metamorphite der Sierra del Purial im Osten Kubas

Bei den Metamorphiten des Purial Komplexes handelt es sich um Metavulkanite. Teile des kretazischen Inselbogens wurden vom Oriente-Ophiolith überfahren und unterschiedlich stark metamorph überprägt. Die höchsten Metamorphosebedingungen (Lawsonitparagenesen) haben Metatuffite aus dem nördlichen Teil des Komplexes erfahren (Somin & Millan, 1981; Nagy, 1983; Cobiella *et al.*, 1984). Die Metamorphite des Cangre-Gürtels, der als schmaler Saum nördlich der „Pinar-Störung“ (Pszczolkowski *et al.*, 1975) aufgeschlossen ist, sind zum Teil blauschieferfaziell überprägt worden (Somin & Millan, 1981).

Die metamorphen Einheiten Zentralkubas, sowohl die Metamorphite der Isla de Juventud, als auch die des Escambray Massivs treten im sogenannten Hinterland der Sutur, das bedeutet im Gebiet, „welches sich in Kollisionsrichtung hinter dem kollidierenden Inselbogen befindet“, auf (Stanek, 1998). Als Edukte beider Serien werden die unterjurassischen bis mittelkretazischen Gesteine des Kontinentalrandes Yucatans angesehen (Iturralde-Vinent, 1988; Piotrowska, 1993; Stanek, 1998). Während die Gesteine der Isla de Juventud mit Bedingungen von 600°C und 5 kbar und Mineralparagenesen mit Staurolith und Biotit (Millan, 1981) aber eher eine temperaturbetonte Metamorphose erlebt haben, geht man im Escambray Massiv von einer druckbetonten Metamorphose aus. Die Escambray umfaßt zwei morphologische Kuppeln, die westliche Trinidad- und die östliche Sancti-Spiritus-Kuppel. Somin & Millan (1981) und Millan & Somin (1985, 1987), die beide Kuppeln bearbeitet haben, postulieren eine Zonierung, die von hochdruckmetamorphen Gesteinen im Randbereich bis hin zu wenig beanspruchten Metakarbonaten im Zentrum der Struktur reicht. Für Eklogite aus der Trinidad-Kuppel wurden von Dobrezov *et al.* (1987) 10.5-12 kbar bei 400°C-620°C bestimmt. Weitere Metamorphosebedingungen wurden von Souček (1989) für Blauschiefer (4-

7 kbar) und von Somin *et al.* (1992) für Metabasite (5.5-7 kbar bei 500°C) vorgeschlagen.

Die Metamorphite der Escambray werden von den amphibolitfaziell überprägten Gesteinen des kretazischen Inselbogens, der sogenannten Mabujina-Formation überlagert (Stanek, 1998). Aufgrund der metamorphen Überprägung der Gesteine kann diese Formation in zwei Teile gegliedert werden (Dublan & Alvarez, 1986). An ihrem Nordrand treten grünschieferfaziell überprägte Gesteine auf, im Süden schließen sich Amphibolite an. Nach Stanek (1998) gehören die Edukte zu den ältesten Vulkaniten des kretazischen Inselbogens (vgl. auch Stanik *et al.*, 1981; Dublan & Alvarez, 1986; Millan & Somin, 1985; Vasiljev & Arzial, 1989).

Der tektonische Kontakt der Mabujina-Formation mit der Escambray wird im Süden durch jüngere Sedimente verdeckt (Stanek, 1998).

Da sich die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen hauptsächlich auf die östliche Kuppel der Escambray, die Sancti-Spiritus-Kuppel konzentriert haben, wird dieses Gebiet zum Abschluß dieses Kapitels detaillierter beschrieben – die hier gemachten Angaben beruhen im wesentlichen bereits auf Ergebnissen des oben angesprochenen Gesamtprojekts „Kuba“ und widerlegen teilweise die von Somin & Millan (1981) und Millan & Somin (1985, 1987) postulierte Zonierung der Metamorphite der Escambray (s.o.).

Die Sancti-Spiritus-Kuppel (Abb. 1.4) mit einer Größe von 20 x 30 km kann, basierend auf lithologischen, strukturgeologischen und petrologischen Erkenntnissen, in drei Decken unterteilt werden. Der Hauptteil der Kuppel wird von der Pitajones-Einheit eingenommen, die selbst zweigeteilt ist. Der liegende Teil der Einheit („lower Pitajones unit, P_l“) besteht überwiegend aus Quarzglimmerschiefern und Karbonatglimmerschiefern, die hangende Einheit („upper Pitajones unit, P_u“) aus Karbonatglimmerschiefern, dem Hauptgesteinstyp der Escambray überhaupt. Insbesondere im oberen Bereich treten lokal tektonische Einschaltungen von Grünschiefern, Metagabbros und großen Marmorpaketen auf.

In die hangenden Bereiche der Pitajones-Einheit ist die Gavilanes-Einheit eingeschert, die eine tektonische Melange-Zone darstellt. In einer Grundmasse aus Quarz- und Karbonatglimmerschiefer treten dort eklogit- und blauschieferfazielle Gesteine, Serpentine, Talkschiefer und Granatglimmerschiefer als tektonisch begrenzte Körper auf. Diese Melange besitzt eine Breite von ca. 3 km (Abb. 1.4). Ähnliche Gesteinstypen werden auch am Südrand und im Zentralteil der Kuppel angetroffen, die schlechten Aufschlußverhältnisse dort erschweren aber die Interpretation der geologischen Verbandsverhältnisse (Stanek, pers. Mitt.).



Abbildung 1.4: Tektonische Gliederung der Sancti-Spiritus Kuppel (modifiziert nach Stanek, 1998).

Die dritte Einheit, die Yayabo-Einheit (Abb. 1.4) ist im Nordosten der Kuppel aufgeschlossen. In einem schmalen Saum treten verschiedene amphibolreiche Gesteine auf, in die lokal Serpentinite eingeschaltet sind. Die Gesteine lassen sich zwei strukturellen Typen zuordnen (vgl. Stanek, 1998). Am Kontakt zu den Gesteinen der Pitajones-Decke dominieren Epidot- und Hellglimmer-führende Granatamphibolschiefer bzw. Granatamphibolgneise. Nach Osten gehen diese Gesteine in Amphibol-Myonite über und werden durch Metagabbros der bereits angesprochenen Mabujina-Formation abgegrenzt.

2 Gelände- und Aufschlußbeschreibung

Die Geländearbeiten fanden im Oktober 1994 und im Februar/März 1996 statt. Eine weitere Geländekampagne wurde im März 1997 durchgeführt. Dort wurden jedoch hauptsächlich Proben für die geochronologischen Untersuchungen genommen.

Die Grundlage der Geländearbeiten, die sich wegen der besseren Aufschlußverhältnisse vorwiegend auf den östlichen Teil der Escambray, die Sancti-Spiritus-Kuppel konzentrierten, waren geologische Kartierungsarbeiten, die von Millan und Somin größtenteils in den 80er Jahren durchgeführt wurden (Millan, 1981; Millan & Somin, 1985, 1987; Somin & Millan, 1981; Millan, pers. Mitt.).

Aufgrund der tropischen Vegetation und der starken Verwitterung sind hauptsächlich die verhältnismäßig guten Aufschlüsse in Flußtälern (z. B. Rio Yayabo, Rio Caracusey) und entlang von Weg- und Straßenanschnitten (z. B. Gavilanes) bearbeitet worden. Eine Liste aller genommenen Proben befindet sich in Tabelle A.1 im Anhang. In dieser Liste sind die UTM¹⁾-Koordinaten der Probenfundpunkte aufgeführt, die mit Hilfe eines geographischen Positionierungssystems (GPS), das auch zur Orientierung im Gelände diente, ermittelt wurden. In Abbildung A.1 sind die Lokalitäten (E 001 - E 234, „E“ steht für „Escambray“) in eine digitalisierte Karte der Sancti-Spiritus-Kuppel in rot eingetragen.²⁾

Insgesamt wurden ca. 800 Proben genommen und dabei vier unterschiedliche Probenbezeichnungen vergeben:

S-Proben – Proben, die hauptsächlich strukturgeologisch untersucht wurden: S 001 - S 072 (1994), S 101 - S 232 (1996) und S 301 - S 357 (1997)

M-Proben und **G-Proben** – für die mineralogischen Untersuchungen: M 360 - M 384 (1992, Voruntersuchungen), M 500 - M 596 (1994), M 600 - M 604 (1996), M 700 - M 705 und M 760 - M 763 (1997), G 1000 - G 1142 (1994) und G 2000 - G 2263 (1996)

F-Proben – für die geochronologischen Untersuchungen: F 001 - F 020 (1997)

Die nachfolgende Beschreibung der Aufschlüsse in der Sancti-Spiritus-Kuppel orientiert sich an der bereits in Kapitel 1 gegebenen geologischen Einteilung. Es werden hauptsächlich die Aufschlüsse näher beschrieben, von denen Proben zur detaillierten Bearbeitung ausgewählt

¹⁾ Universale transversale Mercatorprojektion

²⁾ Sowohl diese Karte, als auch die weiteren Detailkarten und Aufschlußskizzen sind in Zusammenarbeit mit Herrn PD Dr. Stanek erstellt worden und beruhen auf den Geländebeobachtungen gekoppelt mit der Auswertung der Dünnschliffuntersuchungen (siehe Kap. 4).

wurden. Aus der Trinidad-Kuppel wurden zu Vergleichszwecken 74 Proben an 10 Fundpunkten genommen (vgl. Tab. A.1), von denen insgesamt 30 Proben von 2 verschiedenen Lokalitäten mikroskopisch untersucht wurden (vgl. Tab. A.2).

Aus der *Pitajones-Einheit* wurden insbesondere die Metagabbros untersucht, die in Form von Linsen in den Karbonatglimmerschiefern im oberen Teil der Einheit (P_u) auftreten (vgl. Kap. 1). Insgesamt wurden fünf dieser Metagabbros der Lokalitäten E 006, E 018, E 052 (zwei Proben) und E 074 intensiv bearbeitet.

Ebenfalls in den Karbonatglimmerschiefern enthalten sind große Marmorpakete. Zwei Proben aus einem kleineren Block (Lok. E 009), der durch große, bis zu 4 cm lange Zoisitkristalle in seinem Randbereich auffiel, wurden für eine detailliertere Bearbeitung ausgewählt.

Die weiterhin in die Karbonatglimmerschiefer eingeschalteten Grünschiefer sind stark verwittert. Daher wurden diese Proben nicht eingehender untersucht.

Monotone Glimmerschiefer beider Teile der Pitajones-Einheit (Lokalitäten E 009, E 051, E 161) wurden – wie auch die Karbonat- und Quarzglimmerschiefer der Gavilanes-Einheit – im Rahmen einer Diplomarbeit an der Ruhr-Universität Bochum genauer behandelt (Tröß, 1998).

In der *Gavilanes-Einheit* wurde eine große Anzahl der Proben aus zwei Profilen entnommen. Das erste Profil folgt der Straße von Pedrero nach Gavilanes, das zweite erstreckt sich von Buenos Aires bis hoch zum Firme de la Diana. Die geologischen Daten beider Areale sind in Detailkarten im Anhang zusammengefaßt (Abb. A.2 und A.3).

Das Profil entlang der Straße von Pedrero nach Gavilanes beginnt mit Lokalität E 066, einer Serpentinmelange (Abb. 2.1). Der liegende Teil des Aufschlusses besteht aus pyritführenden Karbonatglimmerschiefern. Im Hangenden der Aufschiebungsfläche treten in einer Matrix von Talkschiefern Boudins von Serpentin (mit Fuchsit auf den Foliationsflächen), Metacherts, Granatglimmerschiefern und Glimmerschiefern auf. Die Verbandsverhältnisse zwischen den Boudins sind kaum aufgeschlossen. Aus dieser Lokalität sind vier unterschiedliche Gesteine detailliert bearbeitet worden.

Nach Graphit- und Pyrit-führenden Kalkglimmerschiefern (E 067) folgen kompakte bräunliche Metakarbonate mit angedeuteter „Augenstruktur“ (E 068 „Blauschieferfelsen“, Abb. 2.2). Eingeschaltet in diese „Augenkarbonate“ sind Linsen von Glaukophanschiefer, Eklogit, Marmor und Metaquarzit. Im Liegenden schließen sich Eklogitboudins in grünen Glimmerschieferlagen, Wechsellagerungen von hellen Granatglimmerschiefern und dunklen Blauschiefern sowie Karbonatglimmerschiefern mit grauen Marmorboudins an. Es folgt eine Lage mit

Metakarbonatbrekzien. Im Liegenden der Augenkarbonate schließt sich ein Serpentinikörper (E 069) an. Aus E 068 wurden 2 Proben zur detaillierten Bearbeitung ausgewählt.



Abbildung 2.1: Serpentin-Melange-Aufschluß E 066.

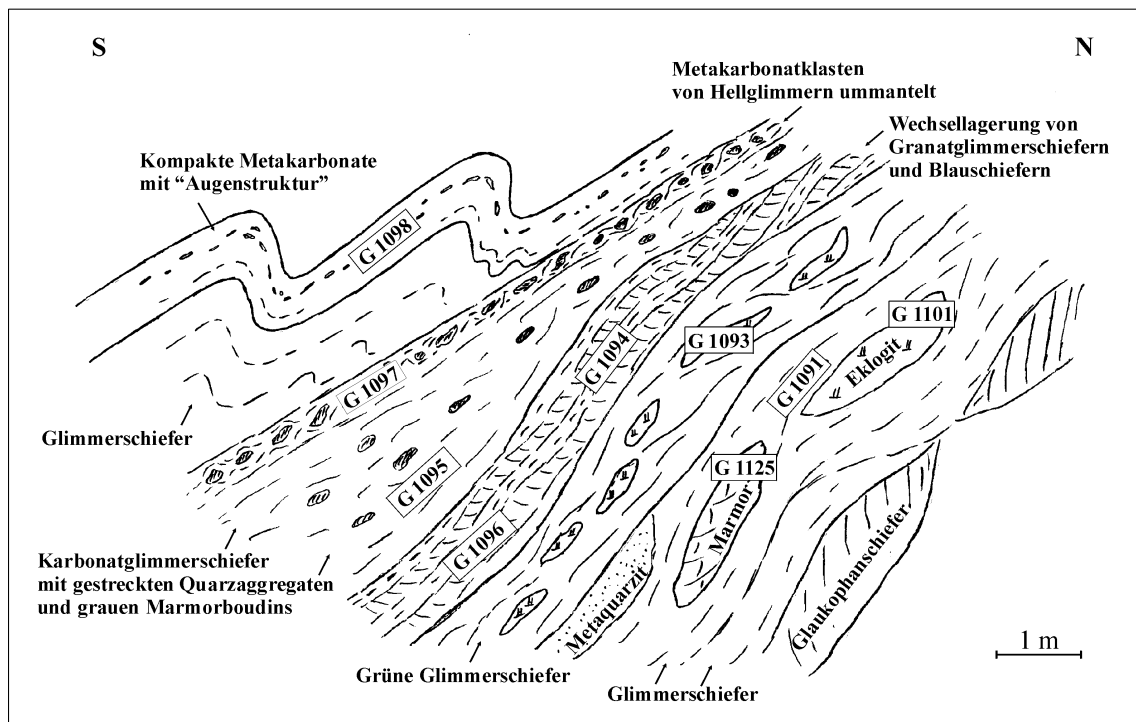


Abbildung 2.2: Schematische Skizze des Gesteinsverbandes der Lokalität E 068, Probennummern sind eingezeichnet.



Abbildung 2.3: Serpentinikörper E 069.

Der feingefollierte Serpentinikörper (E 069, Abb. 2.3) ist ca. 80 m mächtig. Im Liegenden wird der Serpentinikörper durch ein schmales Aktinolithschiefer-Band von einem Eklogit/Blauschieferpaket getrennt. Unterhalb des Blauschiefers ist eine ca. 1m mächtige Scherzone ausgebildet. Danach folgen phyllitähnliche Serpentine und Talkschiefer. Die Serpentinischeiefer halten im Streichen etwa 300 m aus, im Liegenden sind Antigoritkörper und die schon unter E 068 beschriebenen „Augenmetakarbonate“ aufgeschlossen. Drei Proben sind aus dieser Lokalität weitergehend analysiert worden.

Zusätzliche Proben wurden im weiteren Verlauf der Straße von Pedrero nach Gavilanes genommen. Ein Metaquarzit (Fundpunkt E 177) sowie ein im Marmor eingeschlossener Eklogit aus dem Rio Caracusey (Lok. E 031) wurden ausführlich bearbeitet.

Das Profil von Buenos Aires herauf zum Firme de la Diana (vgl. Abb. A.3) beginnt im Osten entlang eines ehemaligen Flußbettes (Aufschluß E 028). Eine schematische Skizze dieses Aufschlusses ist in Abbildung 2.4 dargestellt. Es dominieren Karbonatglimmerschiefer und stark gefaltete Marmorbänke. Eingeschaltet sind Eklogit- und Blauschieferboudins, Metaquarzit-, Grünschiefer- und Glimmerschieferbänder.

Richtung Westen schließen sich Quarz- und anschließend Karbonatglimmerschiefer an. In eingeschalteten Grünschiefern sind Metaquarzite aufgeschlossen, die ungewöhnlich eisenreich sind. Unter anderem treten cm-mächtige Bänder auf, die fast ausschließlich aus Magnetit bestehen. In diesen Metaquarzitlagen wurde auch das außergewöhnliche Mineral Deerit

gefunden, welches im karibischen Raum und in ganz Südamerika bisher noch nicht beschrieben wurde. Aus diesem Profil wurden insgesamt 11 Proben eingehender untersucht.

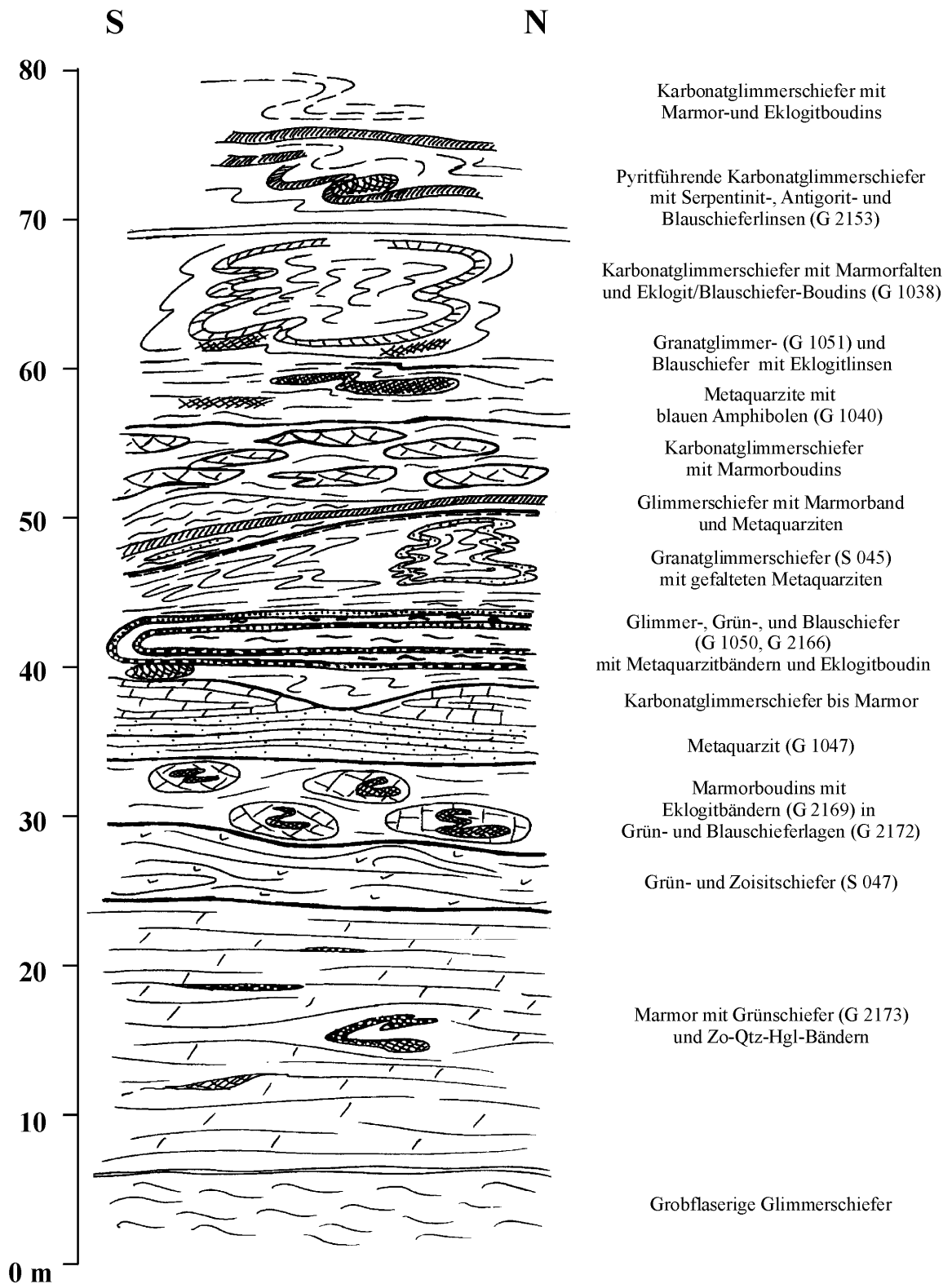


Abbildung 2.4: Schematische Aufschlußskizze der Lokalität E 028 in einem ehemaligen Flußbett, Probennummern sind eingezeichnet.

Neben den bisher genannten Proben wurden noch zwei Eklogite aus dem südlichen Teil bzw. aus dem Nordwesten sowie zwei Metagabbros aus dem Zentralteil der Gavilanes-Einheit (vgl. Abb. 1.4) in die Detailuntersuchungen einbezogen.

Abbildung 2.5 zeigt die typischen Aufschlußverhältnisse in der *Yayabo-Einheit*, aus der 8 Proben von 6 verschiedenen Fundpunkten für eine detailliertere Untersuchung ausgewählt wurden. In dieser Einheit dominieren, ganz im Gegensatz zu den metapelitischen Gesteinen der beiden zuvor beschriebenen Einheiten, amphibolreiche, metabasische Gesteine. Im teilweise ausgetrockneten Flußbett des Rio Yayabo konnten viele Proben orientiert genommen werden.

Im Westen grenzen die amphibolreichen Gesteine der Yayabo-Einheit an die Karbonatglimmerschiefer der Pitajones-Einheit, getrennt durch eine Störung. Im Osten schließen sich die Metagabbros der Mabujina-Formation an. Da diese Trennung im Gelände aufgrund der makroskopisch sehr ähnlich aussehenden Gesteine nur schwer zu erkennen ist, wurden auch einige Proben (6) aus diesem Grenzbereich untersucht.

Die geologischen Daten sind in eine Detailkarte der Yayabo-Region (Abb. A.4) inklusive der Lokalitätsnummern (E-Nummern) eingetragen.



Abbildung 2.5: Typischer Aufschluß in der Yayabo-Einheit.

3 Untersuchungsmethoden

Um einen möglichst umfassenden Eindruck über die vorkommenden Gesteinstypen in der Sancti-Spiritus-Kuppel zu bekommen, wurden in 470 Dünnschliffen der Mineralbestand bzw. die Paragenesen in der jeweiligen Probe mit Hilfe des Polarisationsmikroskops ermittelt und anschließend vorzugsweise unterschiedliche Gesteinstypen zur detaillierten Bearbeitung, vor allem mit der Elektronenstrahlmikrosonde, herausgesucht. Der Mineralbestand aller untersuchten Proben ist in Tabelle A.2 im Anhang geordnet nach der E-Nummer der Lokalitäten (vgl. Kap. 2) zusammengestellt.

3.1 Mikrosondenanalytik

An 48 polierten und mit Kohlenstoff bedampften Dünnschliffen wurden die Zusammensetzungen und Zonierungen der jeweiligen gesteinsbildenden Minerale mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) bestimmt. Die Messungen erfolgten an einer SX 50 der Firma CAMECA bei einer Anregungsspannung von 15 kV und einem Probenstrom von 10 nA. Der Durchmesser des Elektronenstrahls betrug ca. 5 μm , bzw. 7 - 10 μm bei empfindlichen Schichtsilikaten, die Meßzeit 20 Sekunden je Element (Untergrund 10s; Korrekturverfahren: PAP, Pouchou & Pichoir, 1984). Die verwendeten Standards und Strahlungen sind in Tabelle 3.1 aufgeführt.

Abhängig vom jeweils gemessenen Element und der Konzentration des Elements in der Probe beträgt die relative Abweichung bei Messungen an der Elektronenstrahlmikrosonde etwa 1 - 2 % für Hauptelemente und 2 - 4 % für Nebenelemente. Diese noch vorläufigen Zahlen gehen aus einer zur Zeit durchgeführten Ringanalyse hervor, die Informationen bezüglich der Reproduzierbarkeit von Analysedaten über eine größere Zahl von Laboratorien und der Verlässlichkeit der Methode generell liefern soll (Schüssler, pers. Mitt.). Nicht berücksichtigt wird hierbei der Fehler, der durch das Korrekturverfahren (hier PAP, s.o.) eingeht.

Elementverteilungsbilder wurden an einer CAMEBAX (ebenfalls von CAMECA) aufgenommen, um den Zonarbau im Granat aufzuzeigen. Auch Rückstreuelektronenbilder (BSE-Bilder, Back-Scattered-Electron), die die mittlere Atomzahl widerspiegeln, ermöglichen eine Aussage über die Zonierung von Mineralen und wurden dazu verwendet, Unterschiede im Mineralchemismus (vgl. Kap. 5) und auch die vorhandenen Paragenesen aufzuzeigen und diese gezielt zu analysieren.

Tabelle 3.1: Verwendete Standards für die Messungen an der Elektronenstrahlmikrosonde.

Standard	Strahlung
Pyrop	Si K α Al K α Mg K α
Synthetischer Andradit	Fe K α Ca K α
Spessartin	Mn K α
Jadeit	Na K α
Kalium-Silikat-Glas	K K α
Barium-Silikat-Glas	Ba L α
Rutil	Ti K α
Chromoxid	Cr K α
Nickeloxid	Ni K α
Kupferoxid	Cu K α
Zinkoxid	Zn K α

Um detaillierte Informationen von sehr kleinen Bereichen zu erhalten, wurden an der SX 50 sogenannte „Beam Scans“ durchgeführt (Bedingung: 15 kV und 40 nA). Dazu wird nicht die Probe, sondern der Strahl bewegt. Dabei können allerdings nur sehr kleine Bereiche (hier eine Rasterlänge von 82 μm) aufgenommen werden. Eine Folge der Strahlbewegung ist, daß die Quelle der Röntgenstrahlen an der Probe außerhalb des Rowland-Kreises liegt und dann die Braggsche Gleichung nicht erfüllt ist. Eine Konsequenz daraus ist ein starker Intensitätsabfall, der die Unterschiede in der Zusammensetzung der Probe bzw. des Minerals, die man eigentlich darstellen möchte, überlagern kann.

3.2 Röntgenfluoreszenzanalytik

Die Aufbereitung der Proben, von denen chemische Gesamtgesteinsanalysen angefertigt wurden, erfolgte in einer Wolframcarbid-Scheibenschwingmühle. Mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse an einer PW 1400 der Firma Philips konnte anschließend die Konzentration der meisten Haupt- und Spurenelemente ermittelt werden. FeO wurde potentiometrisch bestimmt (Ungethüm, 1965), während der Wasser- und Kohlendioxidgehalt coulometrisch gemessen wurden (Johannes & Schreyer, 1981).

Für eine Fehlerabschätzung der mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalytik gewonnenen Daten müssen einerseits die Probenvorbereitung (Zerkleinern des Gesteins, Einwaage, Herstellung der Schmelztabletten usw.) und andererseits die statistisch nachweisbare Meßgenauigkeit der Apparatur in Betracht gezogen werden. Der statistische Fehler in der Röntgenfluoreszenzanalytik ist gering (Fockenberg, pers. Mitt.), durch die möglichen Fehler in der Probenvorbereitung, die addiert werden müssen, wird der relative Fehler für die Hauptelemente auf $\pm 1\%$ und für die Spurenelemente auf $\pm 10\%$ geschätzt. Informationen zur Güte der Daten liefern außerdem die Nachweisgrenze des jeweiligen Spurenelements und die Grenze des Vertrauensbereiches, die in Tabelle 3.2 aufgelistet sind (Fockenberg, pers. Mitt.). Der Vertrauensbereich (angegeben in ppm) repräsentiert die untere Grenze, ab der die Daten mit einer relativen Genauigkeit von $\pm 10\%$ wiedergegeben werden können.

Tabelle 3.2: Fluoreszenzanalyse: Nachweisgrenzen und Grenzen des Vertrauensbereiches für die Spurenelemente.

Element	Nachweisgrenze [ppm]	Grenze des Vertrauensbereiches [ppm]
Ba	10	10
Co	6	10
Cr	4	15
Cu	2	10
Ga	3	10
Nb	1	10
Ni	2	15
Pb	6	10
Rb	2	10
Sn	10	10
Sr	3	15
V	8	8
Y	1	14
Zn	2	15
Zr	1	15

Von insgesamt 87 Proben sind chemische Gesamtgesteinsanalysen durchgeführt worden. Diese umfassen alle Proben, die mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde untersucht wurden. Hinzu kommen Analysen von makroskopisch unterschiedlichen Gabbrovarietäten der Pitajones-Einheit, einigen weiteren Proben aus der Gavilanes-Einheit sowie von verschiedenen Amphibol-reichen Gesteinen aus der Yayabo-Einheit und der Mabujina-Formation.

4 Petrographie

Die nachfolgende petrographische Beschreibung der Gesteine basiert sowohl auf makroskopischen als auch auf mikroskopischen und teilweise auf EMS-Untersuchungen. Zunächst werden jeweils die Hauptgesteinstypen der Einheit, anschließend ausgewählte Proben vorgestellt. In Klammern sind die Probennummer und die E-Nummer der Lokalität hinzugefügt. Einzelheiten zum Gefüge und Mikrogefüge sind von Stanek (1998) zusammengefaßt worden und werden hier nur dann diskutiert, wenn sie für die Metamorphosebedingungen und/oder den P-T-Pfad von Bedeutung sind. Die in den Abbildungen und Tabellen verwendeten Abkürzungen für Mineralnamen orientieren sich an Kretz (1983) und Spear (1993). Sie sind in einer Liste im Anschluß an das Literaturverzeichnis zusammengestellt.

4.1 Pitajones-Einheit

Neben variablen Anteilen an Quarz und/oder Calcit sind Phengit und/oder Paragonit und Graphit wichtige Bestandteile der Glimmerschiefer dieser Einheit. Chlorit, Titanit, Epidot, Pyrit und Hämatit treten ebenfalls in einigen Glimmerschiefern auf. Die Gesteine sind feinkörnig, deutlich foliiert, die Schichtsilikate sind eingeregelt.

Im folgenden werden Gesteine beschrieben, die von der oben erwähnten monotonen Lithologie abweichen.

In den Glimmerschiefern treten Linsen aus grobkörnigem Marmor auf. In M 535 (E 009) setzt sich die Matrix aus Calcit und Dolomit zusammen, in der zwei Hellglimmer (Paragonit und Phengit), Epidot mit grün-gelbem Dichroismus, Chlorit und geringe Mengen Albit regellos vorkommen. Akzessorisch sind Apatit und Graphit zu finden.

Im Kontakt zum oben beschriebenen Marmor kommen grobkörnige „Zoisitite“ vor, die bis zu 4 cm großen Zoisit aufweisen. In G 2103 (E 009) bilden Calcit und untergeordnet Quarz und Albit die Matrix für die großen Zoisitkristalle und für Granat. Calcit, Quarz, Epidot, Paragonit und Apatit liegen als Einschlußphasen im Granat vor. Paragonit, Phengit (groß, xenomorph), Chlorit und Titanit sind in der Matrix des Gesteins zu finden. Amphibol ist nur noch reliktsch vorhanden. Als Akzessorien treten Apatit und Graphit auf.

Basische Einschaltungen treten in erster Linie in Form von Metagabbros auf. Diese variieren sowohl in ihrer Korngröße von fein- bis mittelkörnig als auch in ihrer Farbe von hellgrün mit makroskopisch erkennbaren weißen Plagioklasen bis hin zu dunkelgrünen oder

-grauen massigen Gesteinen. Sie zeigen normalerweise ein regelloses Gefüge. Ein auffälliges Merkmal in einigen Gabbros sind große Albitblasten mit z.T. eingeregeltten Epidot- und Amphiboleinschlüssen sowie Hellglimmer- und Chloriteinschlüssen. Kleine, meist idiomorphe Amphibole sind neben variablen Mengen Granat und Titanit weitere Bestandteile. Magmatische Pyroxene werden, falls noch vorhanden, von Chlorit und Amphibol verdrängt.

M 501 (E 006) ist ein feinkörniger Metagabbro mit einem leicht eingeregelttem Gefüge. Hauptbestandteile bilden zonierter Epidot und Albit etwa gleicher Korngröße (200 µm). Unregelmäßige, kleinere Kernbereiche des Epidots sind eisenärmer (Klinozoisit) als die mittleren und randlichen Bereiche. Im Epidot treten Albit, Chlorit, Phengit und Pumpellyit auf. Im Albit sind Einschlüsse kleiner Epidot- und Amphibolkristalle (Aktinolith) vorhanden, seltener kommen auch Phengit- und Chloriteinschlüsse vor. Phengit ist außerdem ein Nebenbestandteil der Matrix. Vereinzelt tritt Granat auf, der teilweise von Chlorit verdrängt wird. Ebenfalls von Chlorit aber auch von Amphibol verdrängt, liegt magmatischer Klinopyroxen reliktsch vor. Als Nebenbestandteil treten Calcit und Titanit auf, akzessorisch kommt Quarz vor.

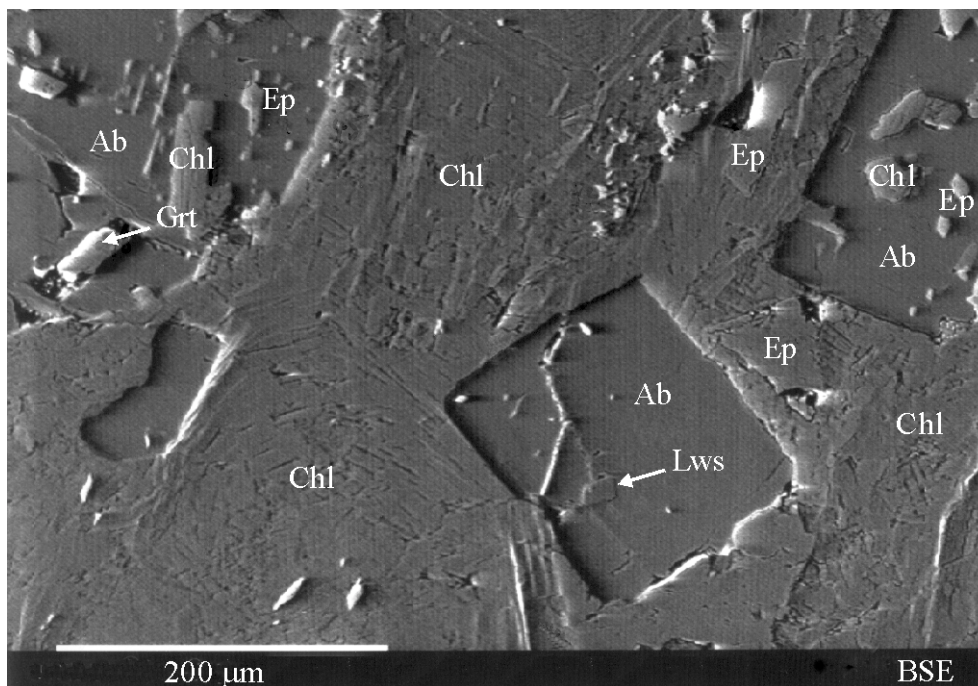


Abbildung 4.1: Albitpseudomorphosen nach Lawsonit sowie Lawsonit-Relikt in G 1008 (BSE-Bild).

In G 1005 (E 052) dominiert hypidiomorpher Epidot mit einem teilweise einschlußfreien Kernbereich. Auffällig in diesem feinkörnigen, regellosen Metagabbro sind die unterschiedlichen Korngrößen der Minerale. Albit ist in diesem Gestein zwar auch Hauptbestandteil, ist aber in einigen Bereichen kaum vorhanden. Er wird insbesondere von Amphibol durchsetzt.

Relikte großer Zoisitkristalle sind randlich und auf Rissen von kleinem, eisenreichem Epidot umgeben. Auch größerer Amphibol ist reliktsch vorhanden. Granat ist teilweise gut erhalten oder wird von Chlorit verdrängt. Für einen Metagabbro enthält dieses Gestein viel Phengit in der Matrix. Dieser ist häufig mit Chlorit vergesellschaftet. Weiterhin tritt kleiner idiomorpher Amphibol auf. Einige Bereiche des Gesteins sind quarzreich. Titanit und Apatit kommen akzessorisch vor.

Xenomorpher Albit (durchschnittliche Korngröße ca. 1 mm) mit eingeregelt, sehr feinkörnigen Einschlüssen von Epidot und Aktinolith sowie vereinzelt größeren Chlorit-, bzw. Phengiteinschlüssen kennzeichnet G 1008 (E 052). Epidot unterschiedlichster Korngröße ist neben Chlorit und hypidiomorphem Amphibol weiterer Hauptbestandteil. Idiomorphe kleine Aktinolithkristalle überwachsen alle anderen Minerale. Granat ist reliktsch vorhanden. Außerdem zeigt dieses Gestein Pseudomorphosen von Albit nach Lawsonit und Relikte von Lawsonit innerhalb dieser Pseudomorphosen (Abb. 4.1). Nebenbestandteile sind Quarz, Phengit und Titanit.

G 1130 (E 074) unterscheidet sich von den bisher beschriebenen Proben durch das Auftreten von bis zu 5 mm großen magmatischen Pyroxenrelikten neben Albit und hypidiomorphem Epidot. Die Pyroxene werden, wie auch einige wenige Granatkristalle, von Chlorit verdrängt. Insbesondere der Kern der Granate ist vollkommen zu Chlorit + Epidot abgebaut. Auch in dieser Probe ist Albit von Amphibol, Epidot und vereinzelt Hellglimmer durchsetzt. Vereinzelt tritt Phengit neben Chlorit in der Matrix auf. Kleine idiomorphe Aktinolithkörner überwachsen alle anderen Phasen. Als Nebenbestandteil kommt Titanit und akzessorisch kommen Apatit, Rutil und Calcit vor.

Die Entstehung der in den Metagabbros der Pitajones-Einheit wiederholt zu findenden großen Albitblasten kann anhand des Gefüges (Bildreihe Abb. 4.2 - 4.5) aufgezeigt werden:

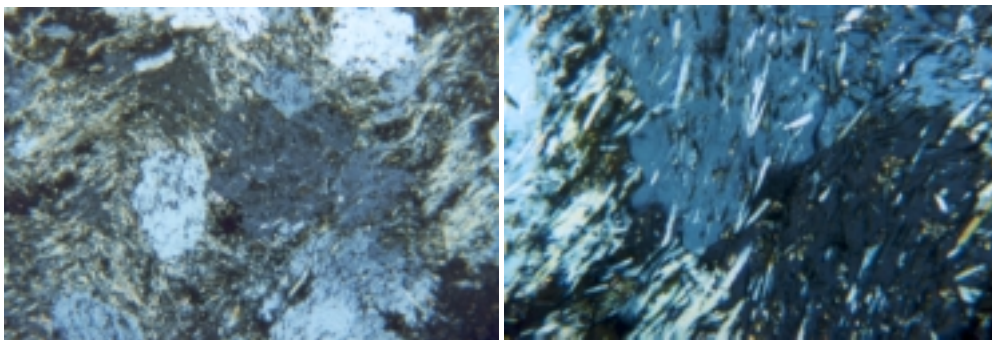


Abbildung 4.2: Albitblasten in M 593, (a) lange Bildkante 2.7 mm, (b) lange Bildkante 0.65 mm (gekreuzte Polarisatoren).

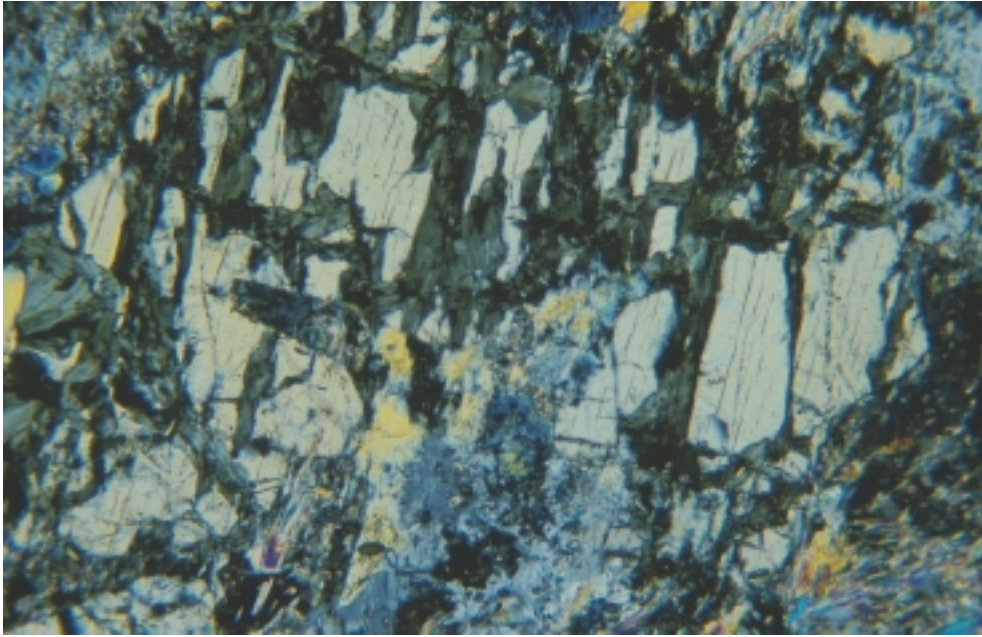


Abbildung 4.3: Magmatischer Klinopyroxen in Probe G 1130 wird auf Rissen von Chlorit verdrängt (lange Bildkante 2.7 mm, gekreuzte Polarisatoren).

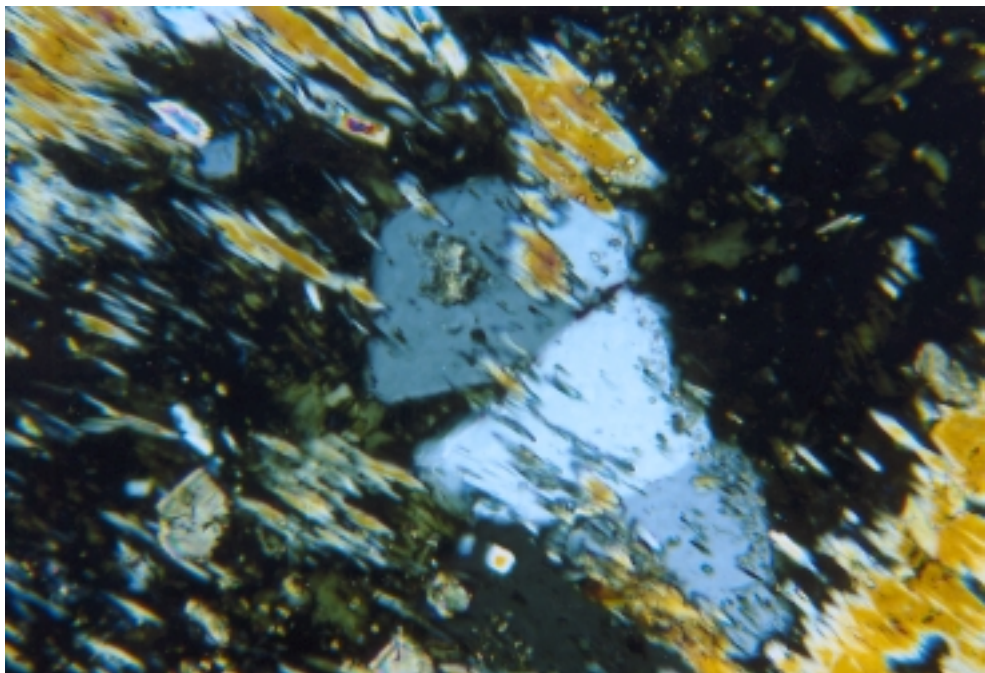


Abbildung 4.4: Parallel orientierte Chlorit- und Aktinolithkörner in einem Ausschnitt aus M 501 (gekreuzte Polarisatoren, lange Bildkante 0.65 mm).

1. Die erste Abbildung zeigt die Mineralparagenese und das Mikrogefüge in einem albitreichen Metagabbro – M 593 (E 032), in dem die Umwandlung des magmatischen Ausgangsgesteins nahezu vollständig stattgefunden hat. Zu beobachten sind unregel-

- mäßig geformte Albitkörner/-blasten. Dieser Albit hat Aktinolith, Epidot und Chlorit sowie unregelmäßig ausgebildete Titanitkörner umwachsen. Insbesondere Aktinolith scheint orientiert gewachsen zu sein.
2. Möglicherweise repräsentiert die in Abbildung 4.3 gezeigte Verdrängung des magmatischen Klinopyroxens durch Chlorit den ersten Schritt der Umwandlung (G 1130).
 3. Mit steigenden Metamorphosebedingungen (Abb. 4.4) wird Chlorit von Aktinolith verdrängt.
 4. Abschließend sind in Abbildung 4.5 Chlorit- und Aktinolith, umgeben von Albit zu erkennen (G 1008).

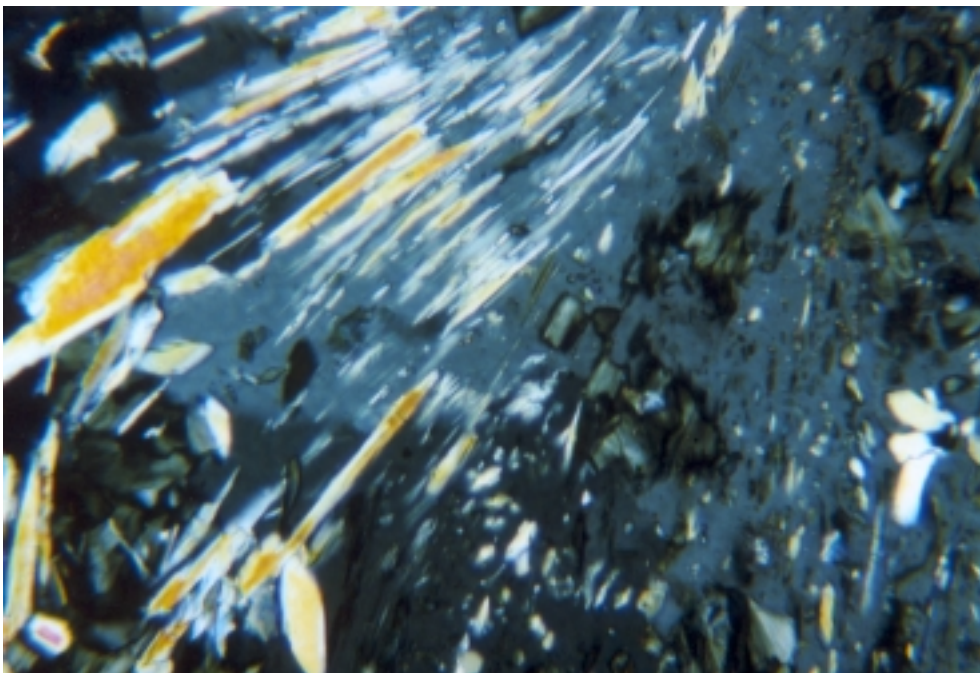


Abbildung 4.5: Aktinolith und Chlorit umgeben von Albit in G 1008 (gekreuzte Polarisatoren, lange Bildkante 2.7 mm).

In M 532 (E 018) ist Albit unterschiedlicher Korngröße Hauptbestandteil. Die teilweise geraden Korngrenzen sind ein Anzeichen dafür, daß eine Rekristallisation stattgefunden hat. Insbesondere der Kernbereich des Albits enthält viele Mineralphasen. Zoisit-Relikte, Chlorit und Phengit treten ungeordnet und in unregelmäßigen Formen auf (Abb. 4.6a).

Zoisit (200-300 µm) ist auch in der Matrix vorhanden. Ehemals größere Mineralkörner (vermutlich Pyroxen) sind jetzt durch Chlorit und unregelmäßig Amphibol ersetzt, die später von kleineren Amphibolkörnern idiomorph bis hypidiomorph, ungeordnet überwachsen wurden (Abb. 4.2). An Korngrenzen tritt Albit und Quarz auf. Zwischen größeren homogenen Amphibolkörnern (300 µm) und Chlorit hat sich ein Amphibol anderer Zusammensetzung ge-

bildet (Abb. 4.6b). Hypidiomorpher Epidot (200 μm) hat viele kleinere orientierte Einschlüsse von Quarz neben Chlorit. Titanit, Quarz und Calcit sind akzessorisch zu finden.

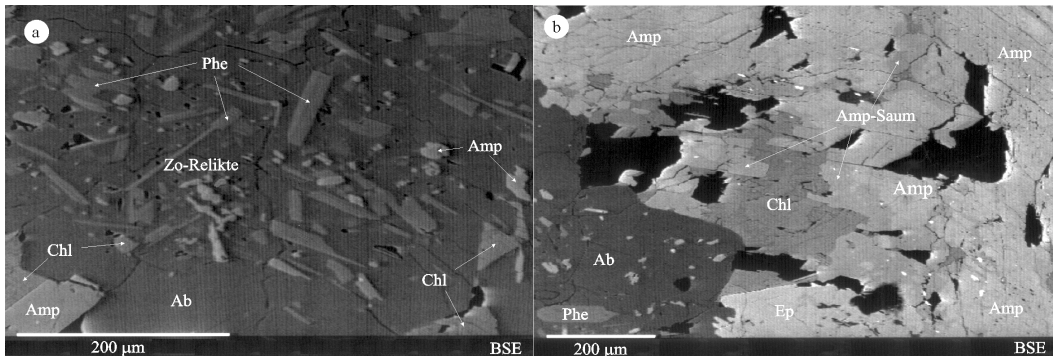


Abbildung 4.6: BSE-Bilder des Metagabbros M 532, (a) Zoisit-Relikte in Albit, (b) Amphibolsaum um Chlorit.

Große Amphibolkörner (1 mm) dominieren in M 543 (E 021, Trinidad-Kuppel). Auf Rissen und Spaltflächen dieses Amphibols sind Phengit und Paragonit, seltener Chlorit gewachsen, die auf eine retrograde Überprägung hinweisen. Kleine gerundete Klinozoisitkörner bilden neben Albit die Matrix für die großen Amphibole. Epidot, Chlorit und selten Phengit sind weitere Bestandteile. Akzessorisch tritt Calcit auf.

4.2 Gavilanes-Einheit

Auch in der Gavilanes-Einheit dominieren Quarz- und Karbonatglimmerschiefer. Unterschiede im Mineralbestand dieser Schiefer treten allerdings nicht auf. Wie in der Pitajones-Einheit bestehen sie neben Quarz und/oder Calcit aus Phengit/Paragonit und Graphit \pm Chlorit, Titanit, Epidot und Pyrit. Im Unterschied zur Pitajones-Einheit treten hier Einschaltungen von offensichtlich hochdruckmetamorph überprägten Gesteinen auf.

Zunächst werden unterschiedliche Gesteine aus den beiden Profilen, Pedrero – Gavilanes bzw. Buenos Aires – Firme de la Diana¹⁾ diskutiert, anschließend hochdruckmetamorph überprägte Gesteine beschrieben, die nicht zu den beiden genannten Profilen gehören, aber ebenfalls sehr interessante Paragenesen aufweisen.

¹⁾ Der Einfachheit halber wird das Profil Pedrero – Gavilanes im weiteren Text häufig als „Gavilanes-Profil“ bezeichnet; das Profil Buenos Aires – Firme de la Diana wird mit „Profil Buenos Aires“ abgekürzt.

4.2.1 Profil Pedrero – Gavilanes

Von den „gewöhnlichen“ Karbonatglimmerschiefern unterscheiden sich Granat-führende karbonatreiche Gesteine. In G 1078 (E 066) bilden Calcit und Quarz die Matrix dieses weiß-grauen, mittelkörnigen Gesteins. Quarz tritt, aufgrund der Deformation, die dieses Gestein erlebt hat, mit suturierten Korngrenzen auf. Teilweise hat sich ein Rekristallisationsgefüge eingestellt. Granatporphyroblasten mit eingeregeltten Quarz- und Epidot-Einschlüssen, die fast senkrecht zur externen Schieferung verlaufen, erreichen Korngrößen bis zu 3 mm. Im Druckschatten des Granats haben sich Quarz und Chlorit gebildet. Weiterer Hauptbestandteil ist Phengit, der deutlich eingeregelt ist. Epidot tritt in Form von kleinen xenomorphen Körnern in der Matrix, in Mikrofalten mit Phengit vergesellschaftet und auch als Einschluß in Granat auf. Syntektonisch haben sich große Lawsonitblasten (5 mm) gebildet, die alle anderen Phasen überwachsen, teilweise aber auch deformiert wurden. Als Nebenbestandteil ist Albit vorhanden. Akzessorisch kommen Titanit, Zirkon und Apatit vor.

Feinkörnige Metaquarzite sind genauso wie die anderen hier beschriebenen Gesteine des Profils in Form von tektonischen Körpern in die monotonen Glimmerschiefer eingeschuppt. G 1077 (E 066) ist feinkörnig, grau und deutlich deformiert. In einer Matrix aus teilweise rekristallisiertem Quarz sind Phengit und Chlorit eingeregelt. Eine zweite Generation Chlorit hat sich senkrecht zur Foliation ausgebildet. Weiterer Hauptbestandteil in dieser Probe ist idiomorph ausgebildeter Granat mit Korngrößen von 50 bis 200 µm. Der Granat ist zoniert, mit einer sehr hohen Spessartinkomponente im Kern, die zum Rand hin abnimmt. Nebenbestandteile sind Albit, Calcit und hypidiomorpher Epidot. Akzessorisch kommen Titanit mit Rutilkernen und Apatit vor.

Eine weitere Gesteinsgruppe stellen Omphacit-Granat-Amphibol-Glimmerschiefer dar. Diese Gesteine zeigen teilweise deutliche Anzeichen für eine Deformation wie in G 1080 (E 066) oder G 2260 / S 232 (E 177), können aber auch ein regelloses Gefüge aufweisen wie die Probe G 1081 (E 066). In den Gesteinen bildet rekristallisierter Quarz die Matrix für Granat und Natriumamphibol. In G 1080 ist Phengit eingeregelt und Omphacit hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet. Omphacit zeigt eingeregeltte Einschlüsse von Quarz, Titanit, Epidot und selten Phengit. Granat in dieser Probe ist idiomorph ausgebildet, zoniert (Abb. 4.7) und zeigt konzentrisch angeordnete Einschlüsse von Quarz, Epidot und Calcit. Der Rand des Granats ist einschlußfrei. Risse, die den Granat durchsetzen, verlaufen parallel zur Foliation und sind mit Quarz gefüllt. Der Natriumamphibol ist ebenfalls idiomorph ausgebildet. Große Lawsonitkörner (1-2 mm) haben sich syntektonisch gebildet und überwachsen die anderen

Minerale. Nebenbestandteile sind Albit und Epidot, die beide möglicherweise erst später gewachsen sind. Akzessorisch treten Calcit, Apatit, Hämatit und Rutil auf; Rutil wird von Titanit ummantelt.

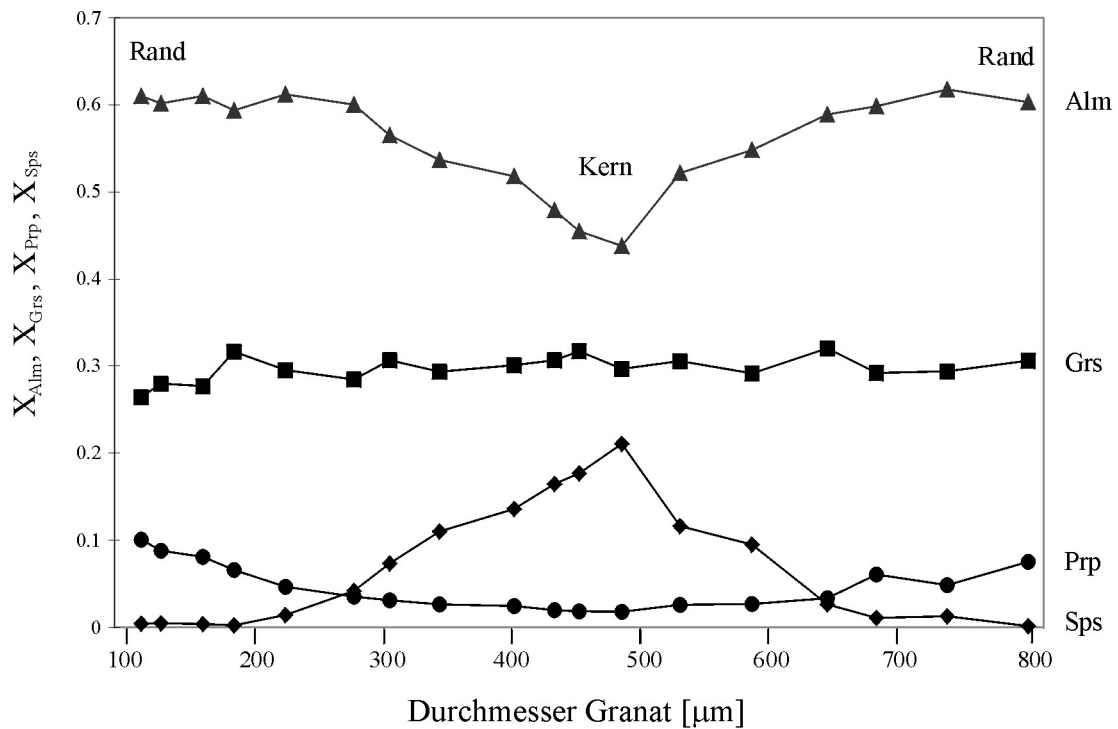
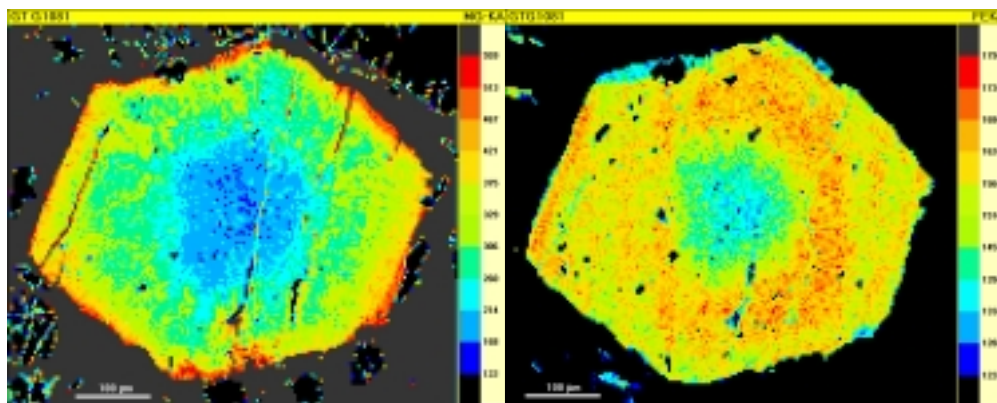


Abbildung 4.7: Linienprofil eines idiomorphen Granats der Probe G 1080.



(a)

(b)

Abbildung 4.8: Flächenscan der Magnesiumverteilung (a) und Eisenverteilung (b) in Granat der Probe G 1081. Die Farbskala am rechten Bildrand gibt die Zählrate der Konzentration pro Zeiteinheit an (1s).

In G 1081 enthält hypidiomorpher bis idiomorpher Granat (ca. 400 μm) Quarz-, Epidot-, Titanit- und nur sehr selten Phengiteinschlüsse. Der Granat ist zoniert. Die Spessartinkompo-

nente nimmt vom Kern zum Rand hin ab, die Almandin- und die Pyropkomponente nehmen zu (Abb. 4.8 und 4.9). Auffällig sind bis zu 5 mm große Zoisitkristalle, die ebenfalls Quarz- und Titaniteinschlüsse aufweisen. Natriumamphibol überwächst einen grünen Amphibol, der

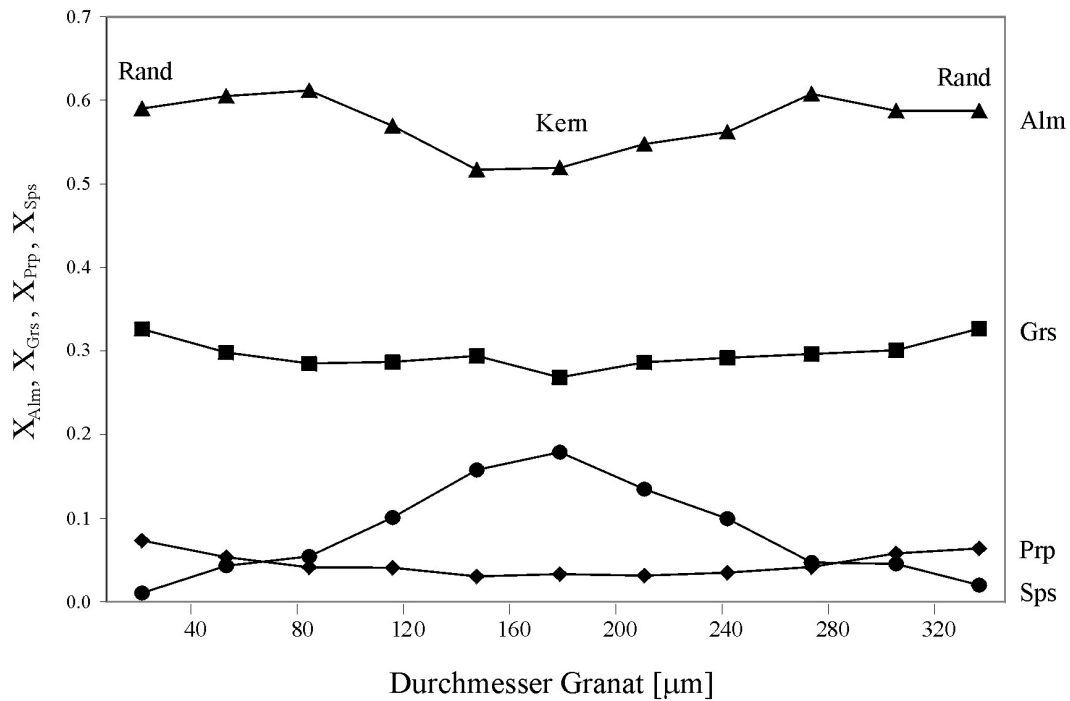


Abbildung 4.9: Linienprofil eines Granats der Probe G 1081.

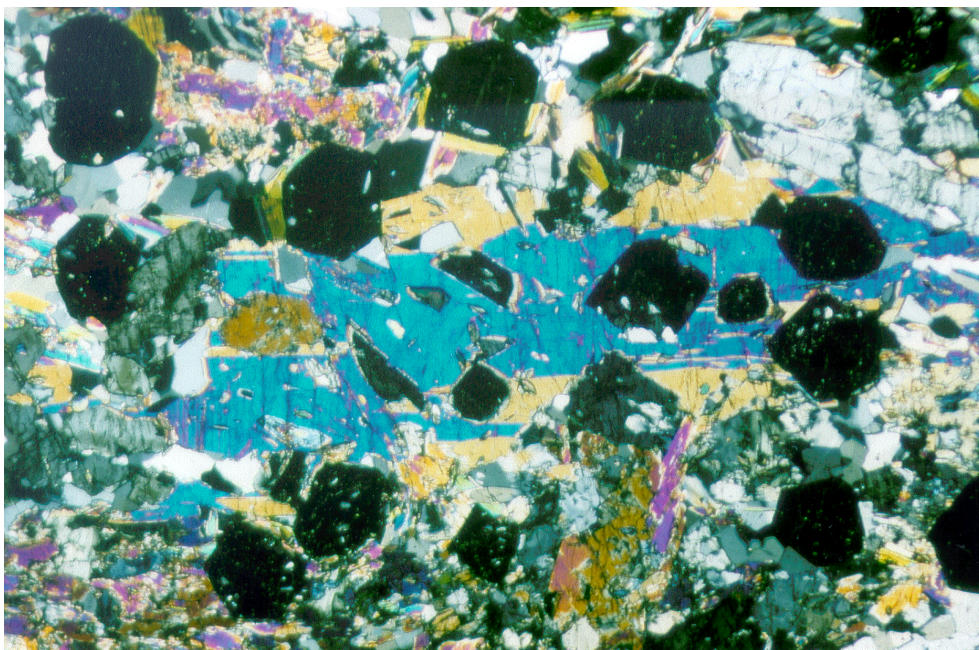
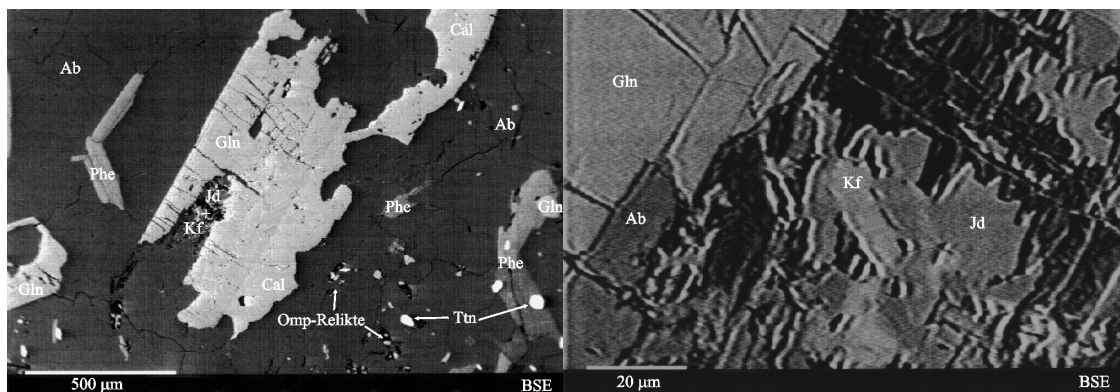


Abbildung 4.10: Grobkörniger Lawsonit (blau) und Pumpellyit (gelb) überwachsen Granat, Zoisit und Quarz (G 1081, gekreuzte Polarisatoren; lange Bildkante 5.4mm).

reliktisch erhalten ist. Als Nebenbestandteile treten Phengit und Albit auf. Akzessorien sind idiomorpher Epidot, Titanit und Chlorit. Große Lawsonit- und Pumpellyitkristalle (4 mm) überwachsen die gesamte Paragenese (Abb. 4.10) und zeigen somit die P-T-Bedingungen eines späten Stadiums der Metamorphose an. Einige wenige Omphacitrelikte, die mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde entdeckt werden konnten, bieten die Möglichkeit, die höchsten, noch nachzuweisenden Metamorphosebedingungen zu bestimmen.

In G 2260 / S 232 (E 177) bildet Quarz mit teilweise rekristallisierten und teilweise suturierten Korngrenzen und in einigen Bereichen Calcit die Matrix für Phengit und blauen Amphibol, die parallel zur Foliation liegen. Klinopyroxen ist nur noch reliktisch vorhanden, ist aber ebenfalls eingeregelt. Albit hat diesen Omphacit fast vollständig verdrängt. Neben großem, einschlußreichem Granat (1 mm bis 1.5 mm) treten kleine idiomorphe Granatkörner (200 µm) auf. Einschlußphasen in den größeren Körnern sind Quarz, Calcit und Titanit. Akzessorisch kommen Epidot, Titanit mit Rutilkernen, Apatit und Zirkon vor. Eingeschaltet in die quarzreichen Gesteine sind Schlieren, die makroskopisch durch ihre grüne Farbe auffallen (S 232). In diesen grünen, glimmerreichen Bereichen dominieren eingeregelt, zum Teil gerundete Epidotkörner und Zoisit. Weitere Bestandteile sind Omphacit und Titanit, vereinzelt tritt idiomorph ausgebildeter Granat auf. Größerer idiomorpher Natriumamphibol ist nicht eingeregelt.

Im Gegensatz zu den zuvor beschriebenen Proben bildet in G 1093 (E 068) Paragonit, der teilweise mit Chlorit, seltener mit Phengit verwachsen ist, die Matrix für Granat (xenomorph, 1-2 mm), Omphacit und vereinzelt Natriumamphibol. Als Nebenbestandteile sind Quarz, Calcit, Albit und Epidot zu finden. Haupttitanphase ist Rutil, untergeordnet tritt Titanit auf.



(a)

(b)

Abbildung 4.11: (a) BSE-Bild der Probe G 1094 mit Glaukophan und Calcit, umgeben von Albit. (b) Die Ausschnittvergrößerung des Bereiches mit hohem Relief aus (a) zeigt Kalifeldspat- und Jadeitrelikte.

Im Jadeit-führenden Albitgneis G 1094 (E 068) dominieren Albitblasten (3-4 mm) neben Quarz und eingeregelter Phengit. Albit hat Quarz umwachsen und enthält kleine Phengitnadeln, xenomorphe Titanitkörner und Omphacitrelikte. Hypidiomorper blauer Amphibol ist nach der Deformation entstanden. Dieser Amphibol umgibt an einigen Stellen Relikte von jadeitreichem Klinopyroxen neben Quarz, Albit und Kalifeldspat (Abb. 4.11). Im Kontakt zum Amphibol tritt außerdem Paragonit auf. Calcit ist weiterer Hauptbestandteil der Probe. Titanit, Apatit und Graphit kommen akzessorisch vor.

Neben diesen metapelitischen Gesteinen sind basische Gesteine, Blauschiefer bis Eklogite, aufgeschlossen. Diese Metabasite sind feinkörnig und zeigen eine leichte – M 369 (E 069) – bis deutliche Foliation – S 067 und G 1107 (E 069). Makroskopisch treten blaue und grüne Bereiche in unregelmäßigen Begrenzungen oder in sich abwechselnden Lagen auf.

In den grünen Bereichen dominiert Pyroxen neben Amphibol und Epidot, in den blauen Natriumamphibol. Amphibol ist teilweise idiomorph ausgebildet, Epidot deutlich zoniert. Der Granat ist unterschiedlich groß, zwischen 100 μm und 5 mm, und idiomorph ausgebildet. Insgesamt sind in S 067 eher kleinere, in G 1107 die größten Körner zu finden.

In M 369 ist Granat idiomorph ausgebildet, die Granatzonierung verläuft allerdings mit unregelmäßigen Rändern (Abb. 4.12). Ungewöhnlich ist auch die Calciumverteilung – von mittleren Ca-Gehalten im Kern zunächst ansteigend, dann aber zum Rand hin abnehmend. Insbesondere der Kernbereich des Granats zeigt viele Einschlüsse. Eingeschlossen sind

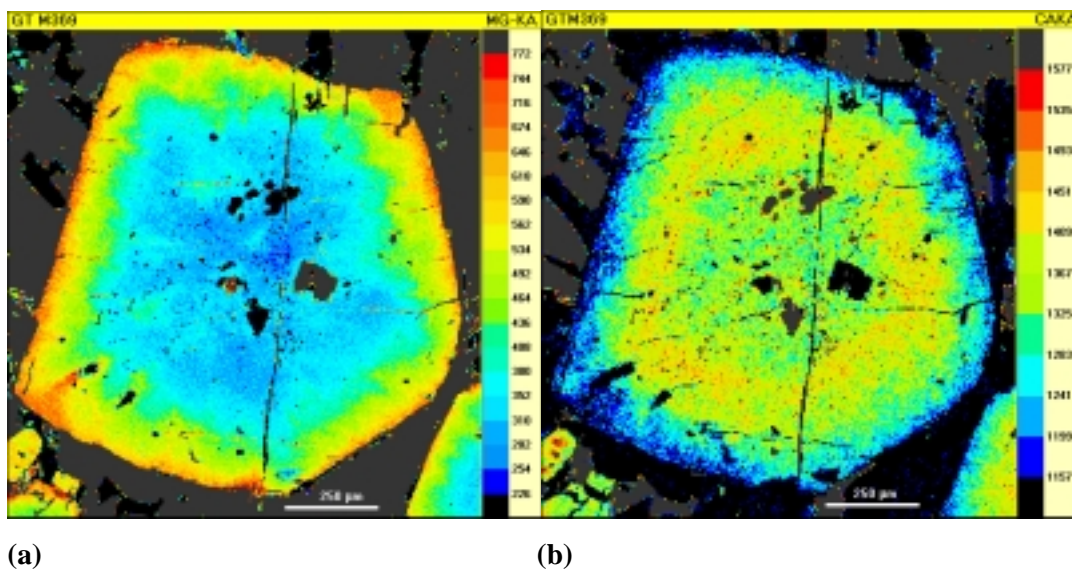


Abbildung 4.12: Granatzonierung in M 369, (a) Magnesiumverteilung, (b) Calciumverteilung.

Quarz, Epidot, Amphibol, Rutil und selten Chlorit und Klinopyroxen (nur im Randbereich des Granats). Akzessorisch treten Quarz und Rutil auf. Wenige Phengitkörner sind möglicherweise im Druckschatten von Granat gewachsen. Chlorit kommt als Rißfüllung in Granat vor.

Anders als in M 369 treten in S 067 quarzreiche Partien auf. Möglicherweise hat sich der Quarz aber erst im Druckschatten von Granat gebildet. In allen Bereichen ist Paragonit zu finden, der nur parallel zur Foliation vorkommt. Granat ist häufig einschlußfrei, teilweise wurde allerdings der Kernbereich verdrängt. Jetzt liegen Albit und Quarz neben Phengit vor. Als Einschlußphasen sind Quarz, Rutil und untergeordnet Glaukophan vorhanden. Akzessorisch treten in diesem Gestein Rutil und Apatit auf.

In G 1107 dominieren eingeregelt, deformierte, langgestreckte Körner von Natriumamphibol und Epidot untergeordnet Paragonit und Klinopyroxen. Im Granat sind Einschlüsse von Quarz, die konzentrisch nahe am Rand angeordnet sind und darauf hinweisen, daß der äußere Rand des Granats deutlich später gewachsen ist. Weiteres Einschlußmineral ist Rutil. Phengit kommt auch in dieser Probe nur in der Nähe von Granat vor. Quarzreiche Bereiche treten ebenfalls verstärkt um die großen Granatkörner herum auf. Akzessorisch sind Rutil und Apatit im Gestein enthalten.

In der Gavilanes-Einheit können häufig Eklogitboudins oder -Schlieren in Marmor beobachtet werden. Ein Beispiel ist M 366 (E 031). Diese Probe repräsentiert den Übergang vom Marmor zum Eklogit. Der Marmor setzt sich aus Dolomit und Calcit zusammen und wird von Graphitbahnen durchzogen. Vereinzelt treten Zoisitrelikte sowie Quarz, Chlorit, Paragonit und Magnetit auf. Paragonit ist häufig mit Chlorit verwachsen. In unregelmäßigen Lagen dominieren Omphacit, Paragonit, Amphibol, Zoisit und Granat. Quarz, Rutil, der von Titanit ummantelt wird, Magnetit und Apatit kommen in diesen Lagen akzessorisch vor.

Im Eklogit sind Amphibol und Omphacit hypidiomorph ausgebildet. Die Korngröße beider Minerale variiert. Paragonit ist ebenso wie im Marmor mit Chlorit verwachsen. Granat tritt in zwei Variationen auf. Kleine idiomorphe Granate sind nahezu einschlußfrei und nur bis zu 200 µm groß. Daneben treten große Granatkörner auf (4 mm), die sehr einschlußreich sind. Als Einschlußphasen sind fast alle Phasen der Matrix vertreten. Calcit kommt neben Dolomit vor, auch beide Titanphasen, Titanit und Rutil, sind im Granat enthalten. Im Kontakt zu Paragonit und Zoisit ist zusätzlich Phengit zu finden. Quarz und Omphacit sind weitere Einschlußphasen.

4.2.2 Profil Buenos Aires – Firme de la Diana

Vergleichbar zum Profil Gavilanes treten auch hier Granat-führende Quarz-Karbonatglimmerschiefer, z.B. M 572 (E 028), auf. Diese Probe ist grünlich-grau, feinkörnig und deutlich eingeregelt. Die Matrix besteht aus feinkörnigem Quarz. Calcit ist in ähnlichen Mengenverhältnissen, Albit untergeordnet vorhanden; beide zeigen aber größere Körner mit unregelmäßigen Kornformen. Chlorit ist mit Paragonit vergesellschaftet. Auch Phengit und Paragonit sind miteinander verwachsen. Granat kommt selten vor und wird dann von Chlorit abgebaut. Es sind nur noch Relikte vorhanden. Das gesamte Gestein wird von Graphit durchzogen. Akzessorisch kommen Titanit und Pyrit vor.

Weitere Gesteinstypen finden sich in Lokalität E 028 in Form von Lagen oder Boudins (vgl. Abb. 2.4) in den Karbonatglimmerschiefern. G 1038 (E 028) ist ein Amphibol-Granatfels. Das Gestein ist grau-weiß, fein- bis mittelkörnig und zeigt eine deutlich Einregelung der Minerale, eine große Menge Granat und große dunkelgraue, deformierte Blasten (bis zu 1 cm). Die Matrix des Gesteins bilden feinkörniger Quarz, Calcit, Chlorit, Titanit, Epidot und Amphibol. Xenomorpher Zoisit und Albitblasten haben die Matrixminerale eingeschlossen. Hypidiomorpher bis idiomorpher Granat ist bis zu 1 mm groß und zeigt insbesondere im Kern Einschlüsse von Quarz, Epidot, Paragonit und Calcit. Der Granat wird an Rissen von Chlorit

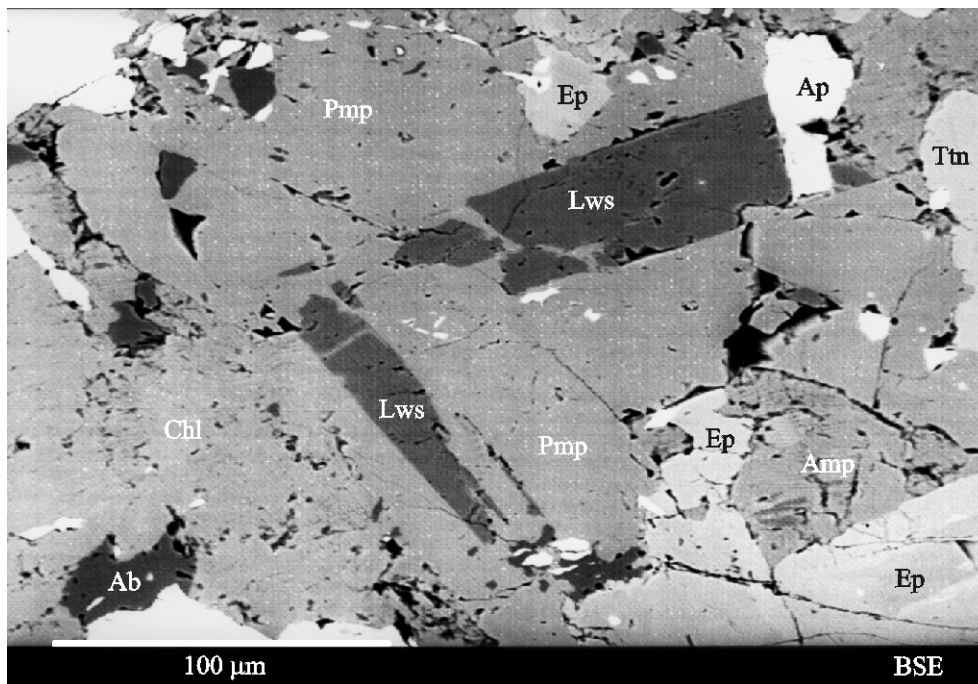


Abbildung 4.13: Unregelmäßig gewachsener Pumpellyit mit idiomorphem Lawsonit (G 1038, BSE-Bild).

verdrängt. Auffällig sind große xenomorphe Amphibol- und Pumpellyitblasten, die die anderen Mineralphasen überwachsen haben. Dazu gehören auch Klinopyroxenrelikte. Im Kontakt zu Pumpellyit tritt idiomorpher Lawsonit auf (Abb. 4.13). Die Blasten sind genau wie alle anderen Minerale parallel zur Foliation eingeregelt. In dieser Foliation ist als Nebenbestandteil Paragonit zu finden, der häufig mit Chlorit verwachsen ist. Akzessorisch kommt Apatit vor.

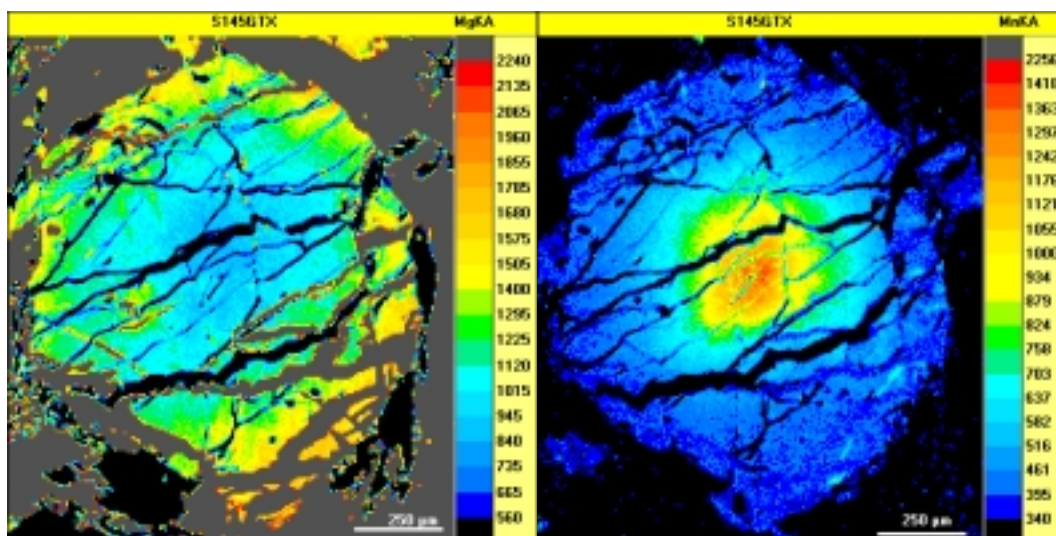
G 2166 (E 028) ist ein Omphacit-Amphibol-Schiefer. Das Gestein ist sehr feinkörnig, grau, mit helleren und dunklen Lagen, und deutlich deformiert. Die dunklen Lagen bestehen hauptsächlich aus Quarz mit Graphit. In den helleren Lagen wechseln sich albitreiche Bereiche sowie Bereiche, die hauptsächlich aus xenomorph ausgebildetem Natriumamphibol bestehen, ab. In Albit treten Omphacitrelikte, Titanit und eingeregelt idiomorphe Amphibolkörner auf. Größere Phengit- und Chloritkörner sind ebenfalls in der Foliation eingeregelt. Epidot ist zonierte. Kleine idiomorphe Phengitkörner (10 µm) sind neben Quarz später gewachsen. Auch Chlorit, der quer zur Foliation liegt ist später gewachsen. Als Akzessorien sind Rutil und Zirkon zu finden.

Der Zoisitschiefer S 047 (E 028) ist ein fein- bis mittelkörniges Gestein und deutlich deformiert. Zoisit und Granat sind in einer grün-blauen Matrix makroskopisch deutlich zu erkennen. Die Matrix wird aus Albit, Amphibol, Chlorit, Epidot, Phengit und Paragonit gebildet. Zoisit ist ebenso eingeregelt wie die anderen Phasen, zeigt aber Korngrößen bis zu 4 mm. Granat ist nur noch reliktsch erhalten. Er wird von Chlorit verdrängt. Pumpellyit tritt mit idiomorphen Kornformen auf und ist erst nach der Deformation gewachsen.

Ähnlich wie am Rio Caracusey (E 031) können auch in dieser Lokalität Eklogit-Boudins in Marmor beobachtet werden. M 568 (E 028) ist ein feinkörniges, graues Gestein mit grünen gefalteten Lagen, in denen Granat zu erkennen ist. Es repräsentiert den Übergangsbereich vom Marmor zum Eklogit. Im Marmor treten neben Calcit nur noch Paragonit und Chlorit auf. An den Marmor schließt sich ein Bereich mit einer karbonat- und graphitreichen Matrix (ausschließlich Calcit) mit einigen quarzreichen Partien an. Daneben kommen vereinzelt Albit, Zoisit, Chlorit und Paragonit vor. Die grünen Lagen bestehen hauptsächlich aus eingeregelt Omphacitkörnern. Neben Omphacit ist auch Natriumamphibol zu finden. Dominierender Hellglimmer ist Paragonit. Paragonit kommt zusammen mit Phengit vor, aber auch Phengit und Chlorit sind miteinander verwachsen. Weiterer Bestandteil der Matrix ist Titanit. Größere Granatkörner (bis zu 500 µm) sind xenomorph ausgebildet. Im Granat sind Einschlüsse von Amphibol und Zoisit. Risse im Granat sind mit Chlorit gefüllt. Idiomorpher Epidot kommt ebenfalls in den Rissen vor. Kleine Granatkörner (30-150 µm) sind idiomorph ausgebildet. Apatit und Pyrit treten akzessorisch auf. In dem grünen feinkörnigen karbonatreichen Eklogit

G 2169 (E 028) ist neben Granat auch Pyrit makroskopisch zu erkennen. Mikroskopisch sind darüber hinaus die Einregelung und Plättung der Minerale zu sehen, die durch die Deformation entstanden sind. Die Matrix des Gesteins bildet Omphacit. Unregelmäßige Calcit- und Dolomitblasten (langgestreckt, bis zu 2 mm) haben Omphacit überwachsen, wurden aber ebenfalls deformiert. Xenomorph ausgebildeter Granat (Korngröße bis zu 500 μm) zeigt Einschlüsse von Paragonit, Epidot und Omphacit. In der Nähe der Karbonatminerale sowie von Pyrit und Granat treten große Phengitkörner auf, die nicht deformiert wurden. Dieser Phengit ist häufig mit Chlorit verwachsen. In der Matrix sind kleinere eingeregeltere Phengitkörner zu finden. Nebenbestandteile sind Albit, Quarz, gerundete und eingeregeltere Titanitkörner, Amphibol und Epidot. Amphibol zeigt teilweise idiomorphe Kornformen.

In der Nähe der Lokalität E 028 wurde ein Eklogitblock S 145 (E 122) am Straßenrand gefunden. Das Gestein ist fein- bis mittelkörnig, blau-grün mit unterschiedlich großen Granatkörnern. Makroskopisch ist eine Einregelung der Mineralphasen zu erkennen, die sich auch in abwechselnd grünen und blauen Lagen ausdrückt. In diesen Lagen dominieren Omphacit bzw. Amphibol. Der blaue Amphibol ist von einem schmalen Saum eines grünen Amphibols umgeben. Weiterer Hauptbestandteil der Probe ist Chlorit. Epidot zeigt als einziges Mineral hypidiomorphe bis idiomorphe Kornformen. Er kommt in der Matrix genauso wie Phengit nur untergeordnet vor. Granat tritt in diesem Gestein in unterschiedlichen Korngrößen auf (200 μm bis ca. 4 mm). Die Zusammensetzung variiert (Abb. 4.14). Ein kleiner Kernbereich ist Mn-, der äußere Rand Mg-reich. Einschlußphasen sind Epidot, Amphibol, Klinopyroxen und Rutil.



(a)

(b)

Abbildung 4.14: Granatzonierung in S 145, (a) Flächenscan der Magnesiumverteilung, (b) Flächenscan der Manganverteilung.

Außerdem ist Granat xenomorph ausgebildet, deformiert und weist Risse auf, die etwa senkrecht zur Foliation verlaufen. Die Risse sind in erster Linie mit Albit gefüllt. Interessant ist hier die Paragenese Albit + Phengit + Chlorit, die eine retrograde Überprägung des Gesteins anzeigt. Rutil, der in der Matrix vorkommt, wird von Titanit ummantelt. Quarz tritt im Druckschatten von Granat auf, akzessorisch kommt Calcit vor.

Etwas weiter südlich auf dem Weg zum Firme de la Diane sind in verwitterten grünen Schiefen Metaquarzitlagen aufgeschlossen. Die Gesteine sind weiß bis grau, teilweise schwarz, sehr feinkörnig und deutlich deformiert. In einer Matrix aus rekristallisierten Quarzkörnern ist blauer Amphibol eingeregelt. Der Amphibol zeigt häufig, bereits unter dem Mikroskop zu sehen, eine ausgeprägte Zonierung. Opake Phasen sind in jeder Probe enthalten.

Im Metaquarzit G 2079 (E 125) erfolgte eine starke Segregation in quarzreiche und eisenreiche, dunkle Bänder. Diese dunklen Bänder setzen sich aus Amphibol, Klinopyroxen, Granat, Magnetit und Chromspinell zusammen. Akzessorisch kommen Phengit und Apatit vor.

Neben deutlich zoniertem Amphibol mit Korngrößen bis zu 2 mm (Abb. 4.15) ist in G 2077 (E 125) Granat reliktsch erhalten. Weiterer Bestandteil ist Magnetit. Sehr kleine Nadeln, die nicht eingeregelt sind, sind teilweise blau und teilweise bräunlich stark verwittert. Möglicherweise war und ist in dieser Probe Deerit vorhanden, eindeutige Analysen liegen aber nicht vor. Akzessorisch tritt Phengit auf.

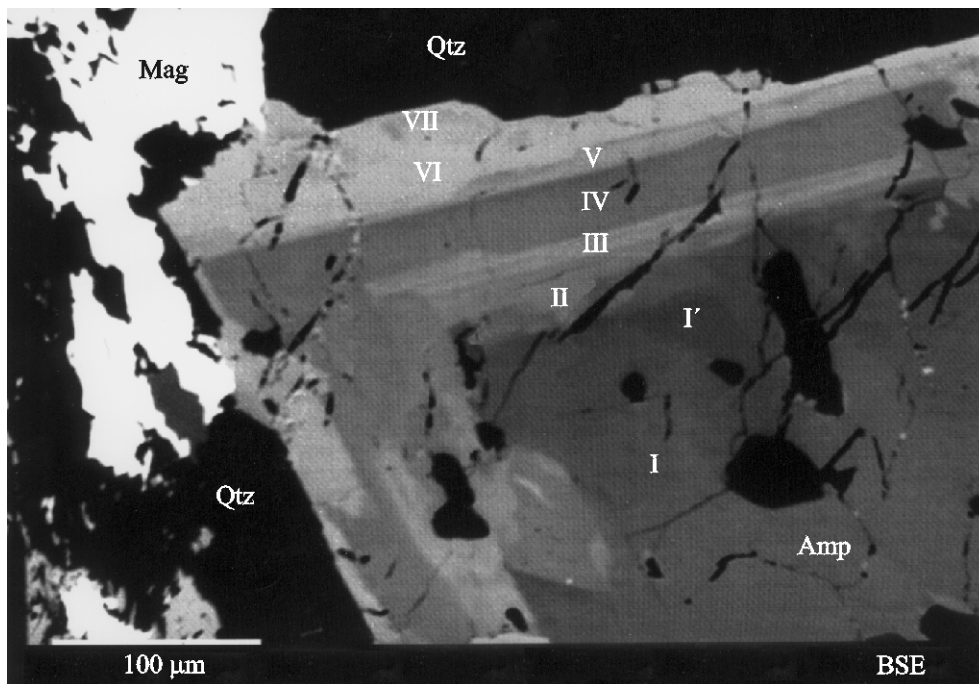


Abbildung 4.15: Zonierter Amphibol der Probe G 2077 (BSE-Bild). Die einzelnen Zonen sind scharf voneinander getrennt.

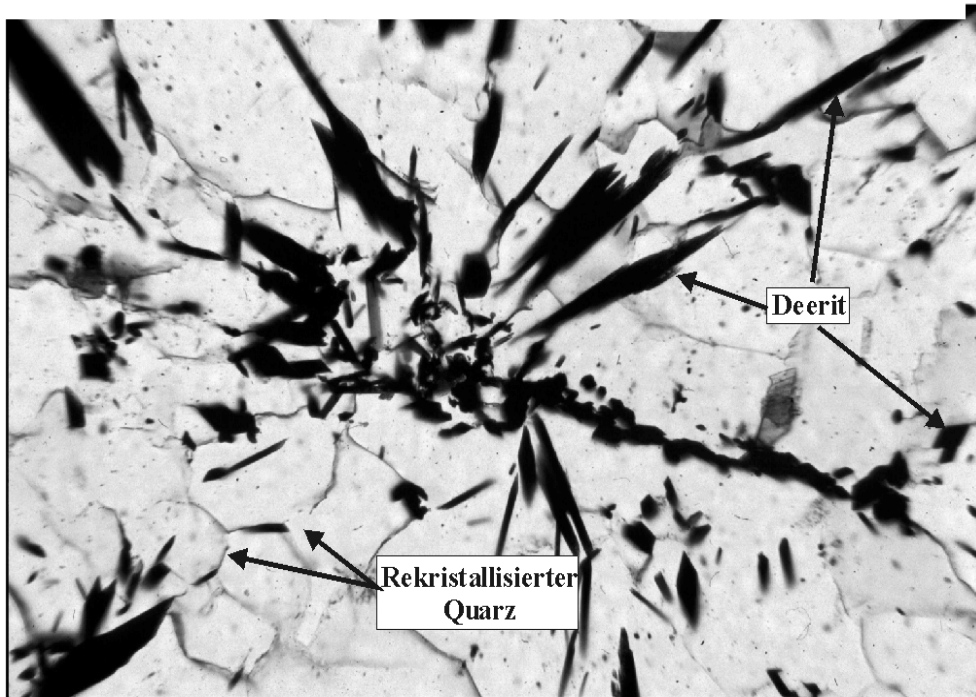


Abbildung 4.16: Deerit in einer Matrix aus Quarz (Probe G 2074). Das Rekristallisationsgefüge der Quarzkörner (120°-Winkel) ist an einigen Stellen bereits im linear polarisierten Licht zu erkennen (lange Bildkante 0.65 mm).

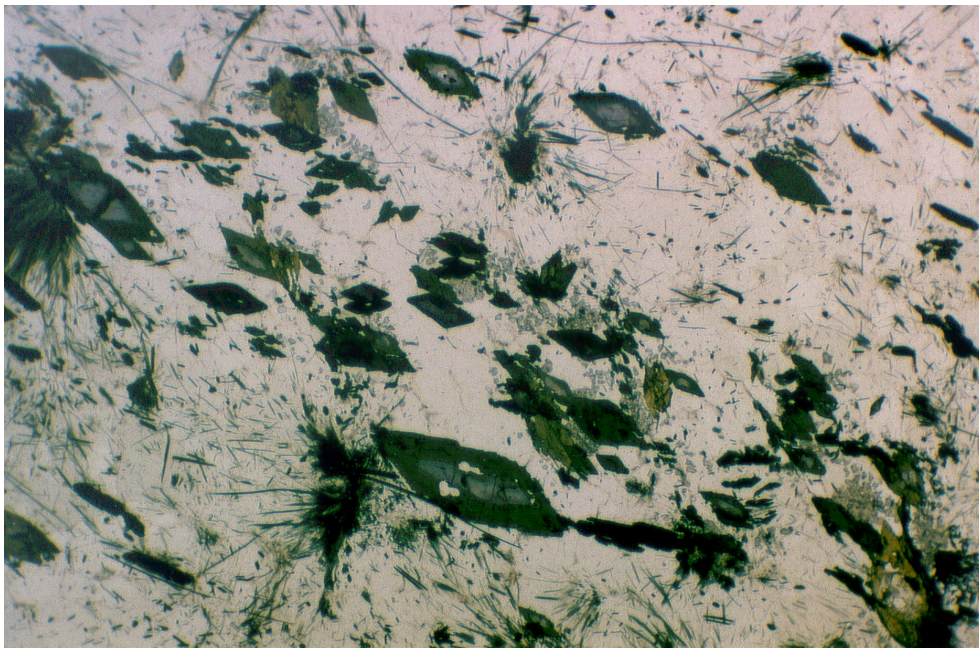


Abbildung 4.17: Mikrogefüge der Probe M 562 (linear polarisiertes Licht; lange Bildkante 2.7 mm).

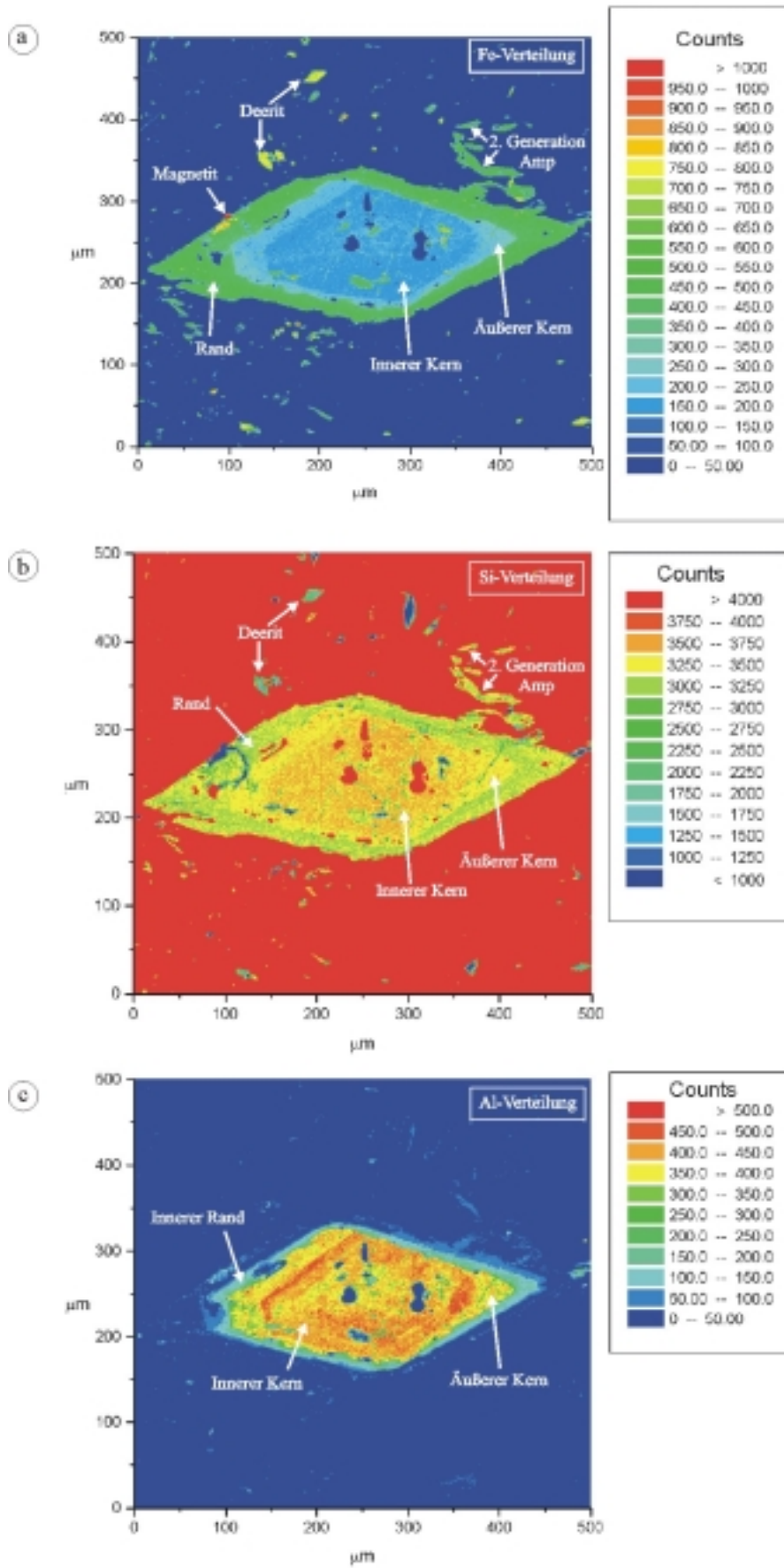


Abbildung 4.18: Elementverteilungsbilder eines komplex zonierten Amphibols in M 562.

(a) Fe-Verteilung, (b) Si-Verteilung, (c) Al-Verteilung (Aufnahmen von D. Speer).

In G 2074 (E 124) und in M 562 (E 026) ist neben Amphibol Deerit enthalten. Deerit ist ein sehr eisenreiches Mineral, das in Kapitel 5 (Mineralchemie) vorgestellt wird. In G 2074 tritt außerdem Granat auf, der von Chlorit verdrängt wird. Als opake Phase kommt Spinell vor. Wie in G 2077 sind kleine blaue Nadeln (Amphibol) und – in diesem Fall eindeutig – Deerit unorientiert gewachsen (Abb. 4.16). Dies trifft ebenso für M 562 zu (Abb. 4.17). Dort weist Amphibol einen korrodierten Kern auf, der von einem dunkelgrünen Anwachssaum scharf getrennt wird. In den Elementverteilungsbildern (Abb. 4.18) sind weitere Zonen im Amphibol zu erkennen.

Auch weitere Charakteristika dieser Probe werden in den Elementverteilungsbildern in Abbildung 4.18 gezeigt: In Abbildung a), der Eisenverteilung im Amphibol, werden der innere und der äußere Kern deutlich. Außerdem zeigt diese Abbildung, daß die zweite Generation Amphibol (kleine Nadeln) die gleiche Zusammensetzung wie der Rand des großen Korns aufweist. Weiterhin ist es möglich, Deerit auszumachen und diesen von den kleinen Amphibolnadeln und auch von Magnetit zu unterscheiden. Die unter c) dargestellte Aluminiumverteilung spiegelt die komplexe Metamorphosegeschichte wider, die das Gestein erlebt hat, die aber aufgrund der einfachen Mineralogie in diesem Gestein gar nicht detailliert und präzise nachvollzogen werden kann. Es wird jedoch deutlich, daß die äußere Zone des inneren Amphibolkerns die höchsten Aluminiumgehalte aufweist, möglicherweise ein Anzeichen für die höchsten Druckbedingungen zu dieser Zeit (vgl. Triboulet, 1992; mit steigendem Druck nimmt der Al-Gehalt auf der Oktaederposition zu). Auch die Randzone des Amphibols muß in mehrere Bereiche unterteilt werden. Während der Eisen- und Siliziumgehalt in der Randzone konstant bleibt, sind 3 Zonen unterschiedlichen Aluminiumgehaltes zu erkennen. Ein schmaler Saum mit höheren Gehalten (grün), ein Saum mit geringen Al-Gehalten (hellblau) und ein Bereich ohne Aluminium, der sich im Bild vom Quarz nicht unterscheidet.

4.2.3 Gesteinsproben aus anderen Teilen der Gavilanes-Einheit

In diesem Unterkapitel werden hochdruckmetamorph überprägte Gesteine der Gavilanes-Einheit beschrieben, die nicht zu den beiden oben genannten Profilen gehören.

Auch im südlichen und westlichen Teil der Sancti-Spiritus-Kuppel wurde Eklogit gefunden. Am Ufer des Stausees Higuanojo am Südrand der Kuppel liegen große Blöcke, die aus grünem, massigem, sehr feinkörnigem Gestein bestehen. Makroskopisch ist idiomorpher Granat zu erkennen. In G 2094 (E 126) bilden xenomorpher Omphacit und hypidiomorpher Epidot die Matrix des Gesteins. Vereinzelt tritt Natriumamphibol auf, der von einem unre-

gelmäßigen Saum umgeben ist (Abb. 4.19). Es scheint, daß der blaue Amphibol von einem grünlicherem Amphibol + Quarz verdrängt wird. Während Omphacit und blauer Amphibol Korngrößen zwischen 40 und 400 µm zeigen, ist Epidot gleichkörnig mit Korngrößen zwischen 50 und 100 µm. In Omphacit treten Amphibol-Einschlüsse auf. Granat ist in diesem Gestein idiomorph ausgebildet, bis zu 5 mm groß und sehr einschlußreich. Nur ein schmaler Randbereich zeigt keine Einschlüsse. Einschlußphasen sind Quarz, Rutil, Epidot, Amphibol, Omphacit und Hellglimmer. Quarz, Dolomit, Albit, selten Hellglimmer und Rutil sind Bestandteile der Matrix. Apatit und Titanit kommen akzessorisch vor.

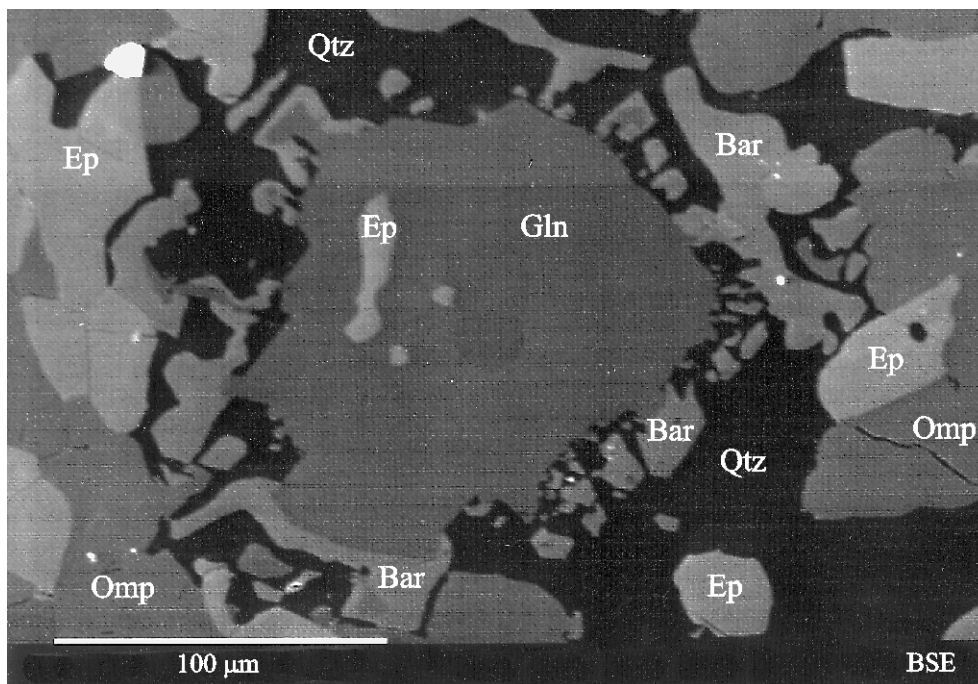


Abbildung 4.19: Natriumamphibol in der Matrix wird von Barroisit + Quarz verdrängt (G 2094).

In M 761 (E 234), einem Eklogit vom Nordwestrand der Kuppel, sind Granat und Klinopyroxen in einer dunkelgrünen, feinkörnigen Matrix makroskopisch zu erkennen. Die feinkörnige Matrix setzt sich aus Epidot sowie hypidiomorphem Amphibol und Klinopyroxen (alle 100 – 200 µm) zusammen. In dieser Matrix liegen größere Körner von Klinopyroxen, Granat und Hellglimmer. Alle Phasen sind unregelmäßig verteilt. Dominierendes Mineral ist Omphacit (700 µm - 2 mm), der eine deutliche Zonierung aufweist. Diese Zonierung des Omphacits ist im Flächenscan der Ca-Verteilung, die ursprünglich für den Granat erstellt wurde, gut zu erkennen (Abb. 4.20 c und d). Omphacit hat Epidot, Titanit und Rutil überwachsen. Eine interessante Beobachtung an einer Korngrenze zwischen zwei Omphacit-

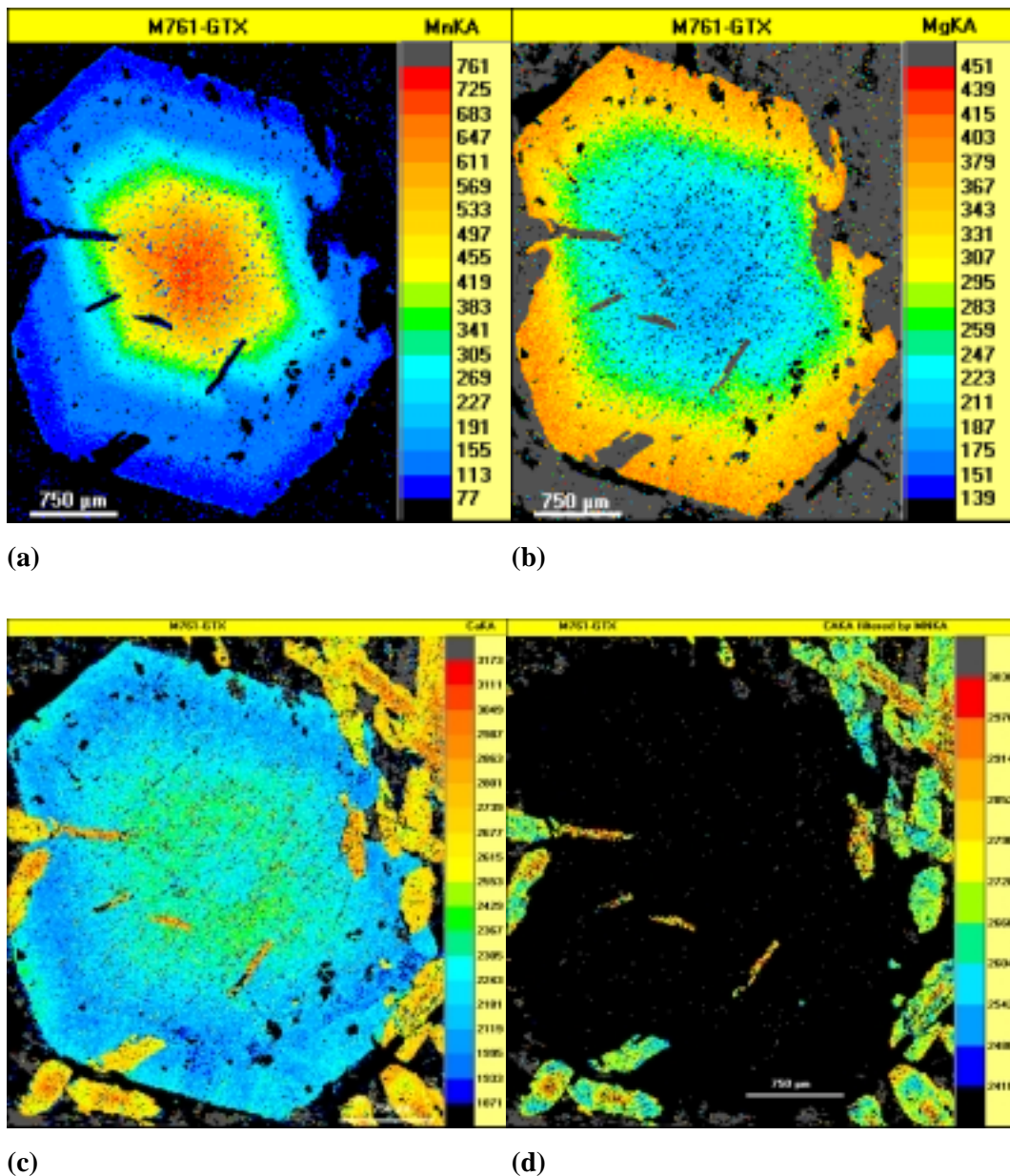


Abbildung 4.20: Flächenscan eines Granats der Probe M 761, (a) Magnesiumverteilung, (b) Manganverteilung, (c) Calciumverteilung, (d) Calciumverteilung, gefiltert durch die Manganverteilung, zur Verdeutlichung der Zonierung in Omphacit.

körnern ist Kalifeldspat neben Paragonit. Paragonit ist dominierender Hellglimmer in diesem Gestein. Die Korngröße ist vergleichbar zu der des Omphacits. Neben Paragonit kommt vereinzelt Phengit (um 300 µm) vor, der möglicherweise später gewachsen ist. Granat ist idiomorph ausgebildet, bis zu 5 mm groß und zeigt im Kernbereich gleichmäßig verteilt feinkörnige Titaniteinschlüsse. Diese Einschlüsse sind ebenfalls im Flächenscan der Ca-Verteilung gut zu erkennen (Abb. 4.20 c). Der Randbereich des Granats ist einschlußfrei oder hat Quarz überwachsen, der sich im Druckschatten gebildet hat. Dieser Randbereich spiegelt sich auch in

der Zonierung des Granats wider. Die meisten Titaniteinschlüsse liegen in der Zone, die an den manganreichen Kern angrenzt (Abb. 4.20 b und c). Nach der Zone mit den niedrigsten Ca-Gehalten sind keine Titaniteinschlüsse mehr vorhanden (Abb. 4.20 c). Weitere Einschlußphase ist Omphacit, der in allen Zonen des Granats vorkommt und mit den Omphaciten der Matrix zu vergleichen ist. Rutil, Epidot und vereinzelt Paragonit sind ebenfalls im Granat eingeschlossen. An einem Riß im Granat hat sich grüner Amphibol gebildet, während Amphibol in der Matrix bläuliche Farben zeigt.

Im zentralen Teil der Kuppel wurden keine Eklogitproben gefunden, aber auch dort ist der Übergang von der Pitajones- zur Gavilanes-Einheit aufgeschlossen. Im Hangenden eines größeren Serpentinikrpers treten Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer und Marmorpakete auf – die charakteristische Abfolge im oberen Teil der Pitajones-Einheit. Im Flußbett des Rio Unimazo liegen außerdem Blocke von einem massigen, sehr feinkörnigen, grau-grünen Gestein. Diese Proben zeigen einen interessanten Mineralbestand und Hinweise auf Relikte

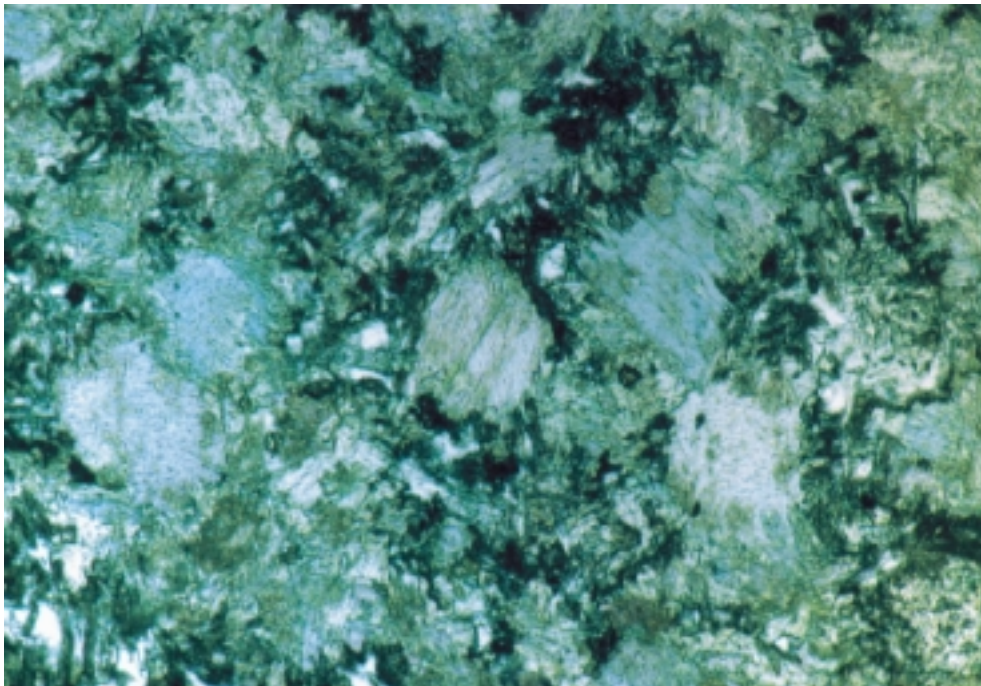


Abbildung 4.21: Dnnschliffaufnahme der Probe M 591: (gekreuzte Polarisatoren, lange Bildkante 1.8 mm).

unterschiedlicher Generationen, die durch mehrere Abbildungen dokumentiert sind. In M 591 (E 032) sind Jadeit und blauer Amphibol Hauptbestandteile (Abb. 4.21). Sie haben die magmatischen Pyroxene und Plagioklase fast vollständig verdrängt. Der Jadeit zeigt Verwachsungen mit Omphacit. Dieser Omphacit ist sehr feinkörnig und unregelmäßig angeordnet. Am

Rand des Jadeits scheint er sich anzureichern. An einigen Stellen grenzen Omphacit und jadeitreicher Klinopyroxen mit geraden Korngrenzen aneinander. Möglicherweise hat hier eine Homogenisierung stattgefunden. Der Natriumamphibol ist „ausgefranst“ und geht randlich in Chlorit + Calciumamphibol über. Chlorit ist neben Epidot (xenomorph) auch in der Matrix vorhanden. Als späte Phase tritt Albit auf. Akzessorisch kommen Titanit, Biotit, Apatit und Eisensulfide (FeS und CuFeS) vor.

Makroskopisch sind in M 592 (E 032) aufgrund der sehr feinkörnigen Ausbildung des Gesteins keine Unterschiede zur oben beschriebenen Probe zu erkennen. Hauptbestandteil dieses Gesteins bildet magmatischer Pyroxen (durchschnittliche Korngröße 1 mm, einige Pyroxene

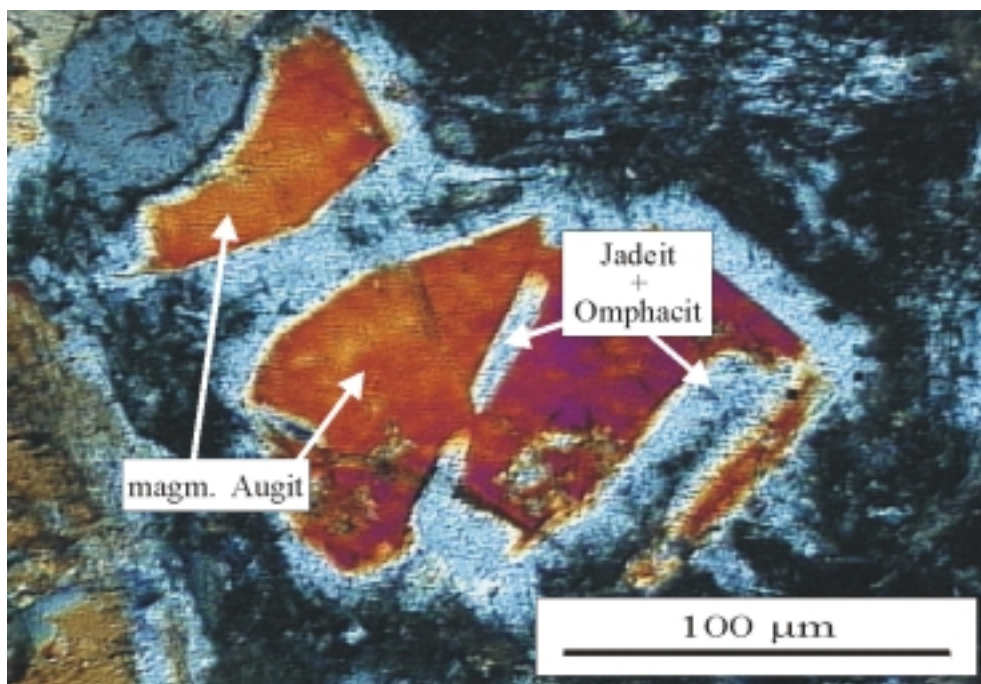


Abbildung 4.22: Jadeit und Omphacit haben sich auf Kosten des Plagioklas und des magmatischen Augits gebildet (Dünnschliffaufnahme, M 592).

sind bis zu 1.5 mm lang), der auf Rissen und randlich von Jadeit und Omphacit verdrängt wird (Abb. 4.22); die Orientierung ist dann $c_{Jd} \parallel c_{Aug}$ (topotaktische Verdrängung). Diese Beobachtung wurde bereits von Tröger (1969; vgl. S. 415) beschrieben. Jadeit tritt in 3 unterschiedlichen Formen auf:

1. feinkörnige Verwachsungen zwischen Jadeit + Omphacit + Pumpellyit + Chlorit in der Matrix zwischen magmatischem Augit (Abb. 4.23);
2. ähnliche Verwachsungen (ohne Chlorit) als Lamellen (Länge 50-100 µm) im magmati-

schen Pyroxen - Lamellen und Augit spiegeln das magmatische, ophitische Gefüge wider (Abb. 4.24);

3. Jadeit + Omphacit + Chlorit-Verwachsungen als Füllung in Rissen, die das gesamte Gestein durchschlagen (Abb. 4.25).

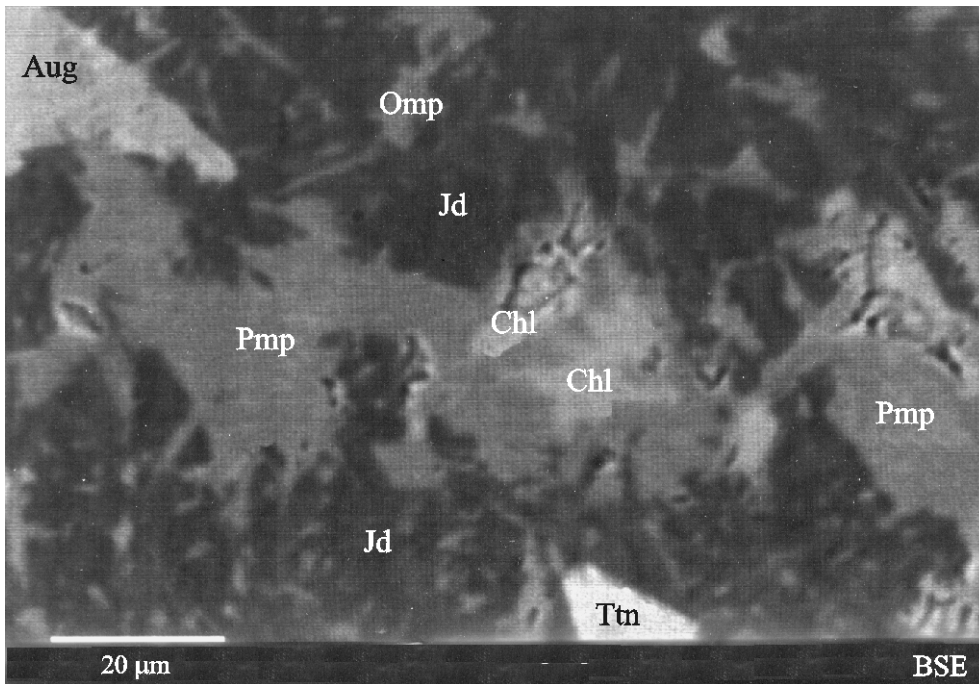


Abbildung 4.23: Verwachsungen zwischen Jadeit + Omphacit + Pumpellyit + Chlorit (BSE-Bild, M 592).

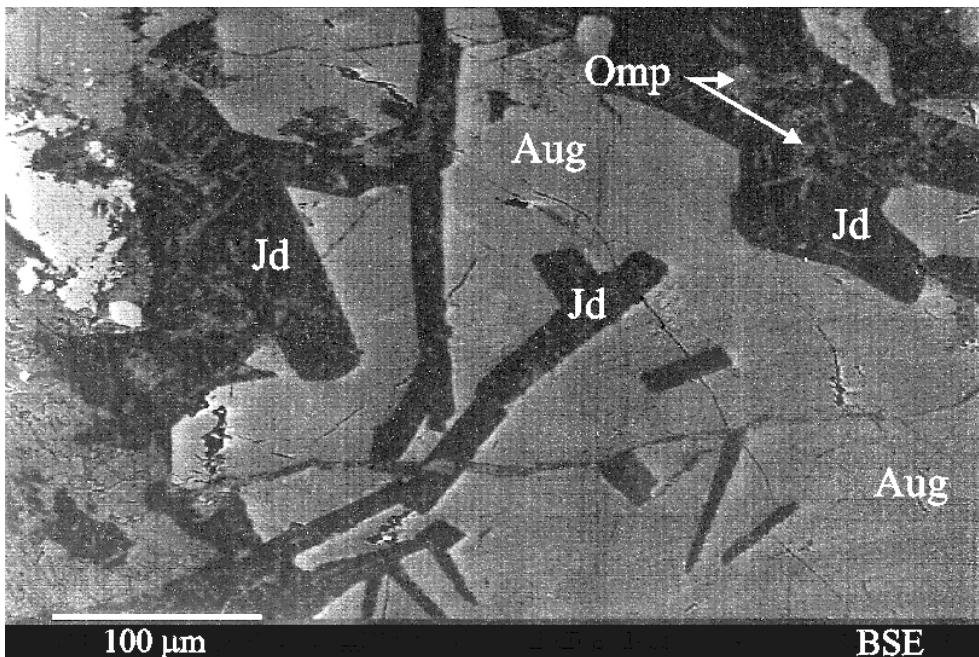


Abbildung 4.24: Jadeit-reiche Lamellen in Augit (BSE-Bild, M 592).

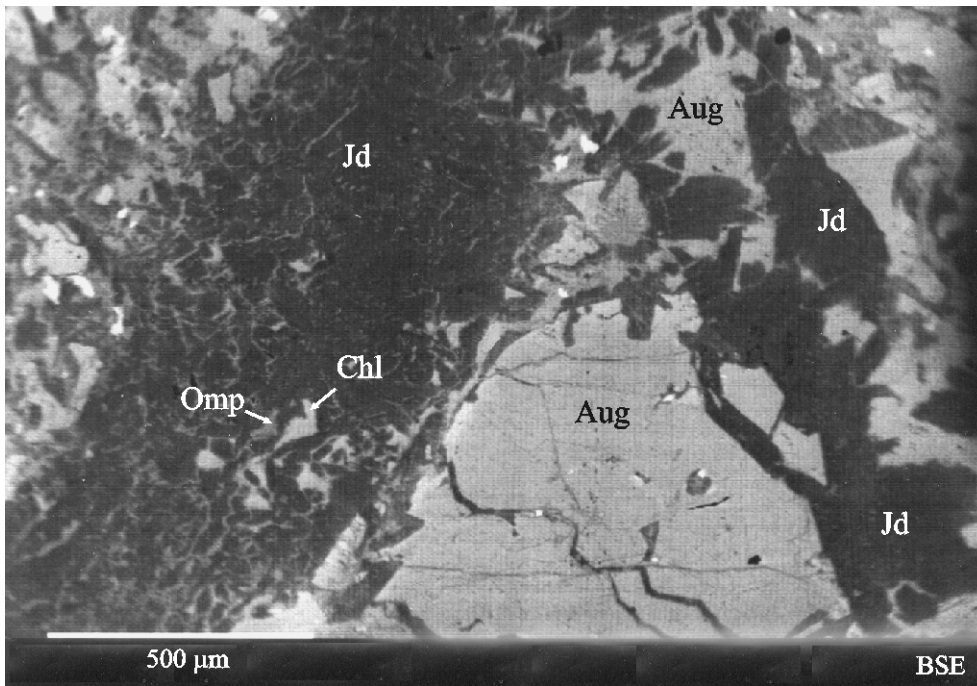


Abbildung 4.25: Jadeit + Omphacit + Chlorit-Verwachsungen als Rißfüllung (BSE-Bild, M 592).

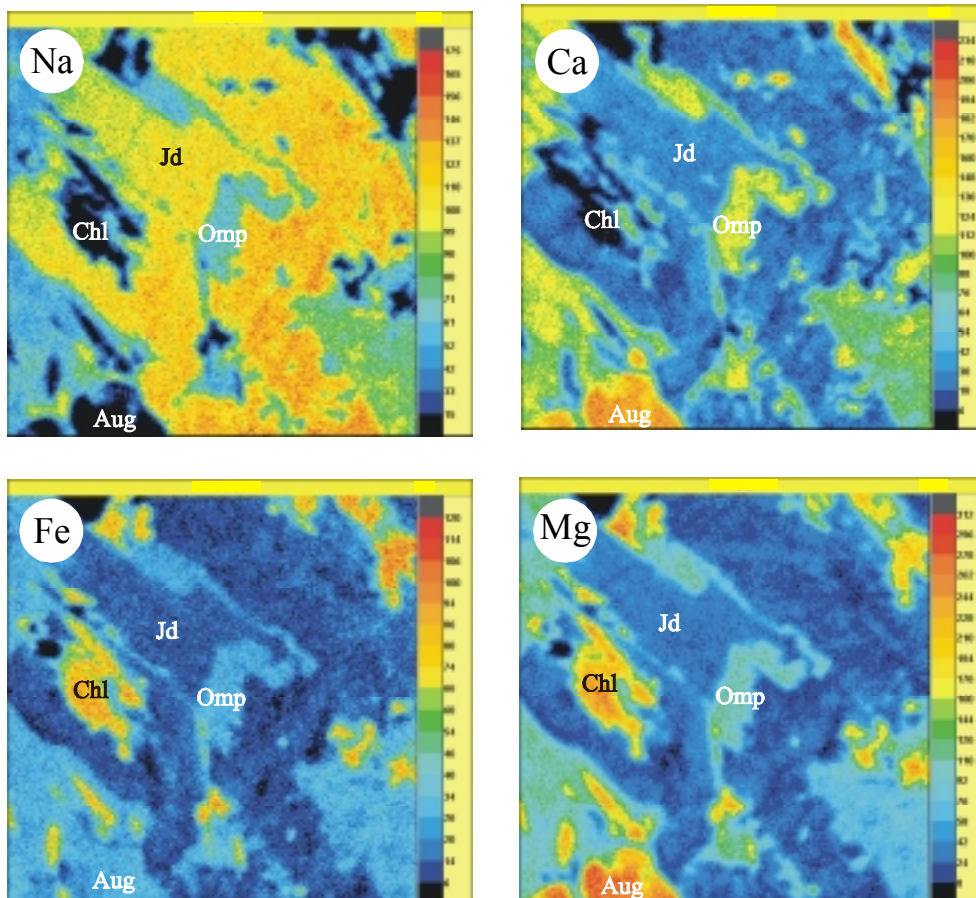


Abbildung 4.26: Omphacit-Anreicherungen in Jadeit der Probe M 592 („Beam Scan“, Bildkanten jeweils 82 x 82 µm).

Teilweise Rekristallisation führt zu Omphacit-Anreicherungen in Kernbereichen des Jadeits und zu Jadeit + Omphacit-Domänen mit geraden Korngrenzen, die möglicherweise ein lokales Gleichgewicht darstellen (Abb. 4.26). Späte Phasen sind Albit, Amphibol, hypidiomorpher Epidot und Chlorit. Titanit und sehr wenig Quarz sind Nebenbestandteile in dieser Probe.

4.3 Yayabo-Einheit

Neben unterschiedlichen Amphibolgesteinen der Yayabo-Einheit werden an dieser Stelle auch einige Proben aus der Mabujina-Formation beschrieben. Der Kontakt zwischen den beiden Einheiten ist an einigen Stellen im Gelände aufgeschlossen. Die Einteilung der Gesteine zu den jeweiligen Einheiten fällt dort jedoch sehr schwer, da sie sich makroskopisch und zum Teil sogar auch mikroskopisch kaum unterscheiden.

4.3.1 Proben der Yayabo-Einheit

Exemplarisch wurden einige Proben herausgesucht, die möglichst über das Gebiet verstreut vorkommen (Abb. A.4: topographische Karte mit Probenpunkten der Yayabo-Einheit sowie der Mabujina-Formation). Es handelt sich bei allen Proben um amphibolreiche Gesteine, die die Paragenese Amphibol + Plagioklas + Epidot \pm Chlorit \pm Granat \pm Hellglimmer \pm Quarz sowie Titanit und/oder Rutil zeigen. Der Anteil an Hellglimmer beziehungsweise an Quarz ermöglicht eine Unterteilung in Amphibolschiefer und Amphibolgneise; alle Proben sind eingeregelt.

In den beiden feinkörnigen, quarzreichen Granat-Amphibolgneisen G 1062 (E 062) und G 1068 (E 062) bilden eingeregelt Amphibol-, Phengit- und Epidotkörner sowie rekristallisierte Quarzkörner und Albit die Matrix. Beide Gesteine sind deutlich foliiert. In G 1062 kommt Granat vermehrt in Quarz- und Hellglimmer-reichen Bändern vor. Dieser Granat zeigt Einschlüsse von Epidot und Quarz. Im poikiloblastischen Granat der Probe G 1068 findet man neben sehr vielen Quarzeinschlüssen Titanit-, Epidot- und Amphiboleinschlüsse. Die Granatkörner sind mit bis zu 0.3 mm auch deutlich größer als die Granatkörner in G 1062. Nebenbestandteil bildet in beiden Proben Chlorit, als Akzessorien treten Titanit und Apatit, in G 1068 außerdem noch Rutil und Pyrit auf. In G 2213 (E 150) sind die Granatkörner auffällig

groß (etwa 0.5 mm), aber nur noch reliktsch erhalten. Der weitere Mineralbestand ist identisch zu G 1062, in einigen Bereichen ist zusätzlich Calcit enthalten.

G 2180 (E 138), G 2199 (E 144) und S 192 (E 144) heben sich durch einen hohen Anteil an Zoisit von den anderen Gesteinen ab und sind auch etwas grobkörniger. In G 2180 treten neben großen Granatkörnern (bis zu 1 cm) Zoisitnadeln (bis zu 0.3 mm lang) eingeregelt in einer feinkörnigen, makroskopisch fast schwarzen Matrix auf. Die Matrix bilden Amphibol, kleine xenomorphe Epidot- und Titanitkörner sowie Albit. Quarz und Hellglimmer sind nur in der Nähe des Granats zu finden. Die Granate zeigen Einschlüsse von Quarz, Epidot, Titanit und Hellglimmer. Auch die Zoisitnadeln sind einschlußreich. Als Einschlußminerale liegen Amphibol, Epidot, Titanit, Albit und Apatit vor. Die Einschlüsse zeigen, daß Zoisit später als die oben aufgeführte Paragenese gebildet wurde, aber die Deformation erlebt hat (synkinematisch) und eingeregelt worden ist. Chlorit kommt nur sehr selten vor. Akzessorisch sind Apatit und Pyrit zu finden. G 2199 weist größere Granatkörner auf, und Zoisit ist weniger idiomorph ausgebildet. Chlorit und Pyrit wurden in dieser Probe nicht gefunden. In S 192 ist der Zoisitanteil etwas geringer und als zusätzliches Akzessorium tritt Zirkon auf.

Im Granat-Amphibolschiefer G 2195 (E 141) ist makroskopisch Hellglimmer deutlich zu erkennen.

G 1070 (E 063) ist deutlich feinkörniger als die zuvor beschriebenen Proben. In diesem Gestein sind kein Quarz, Granat und Chlorit vorhanden. Hauptbestandteil neben Amphibol ist Epidot. Weitere Besonderheit ist das Auftreten von Paragonit.

In Tabelle 4.1 ist der Mineralbestand der untersuchten Proben entlang des Flußbettes des Rio Yayabo aufgelistet. Um die Gemeinsamkeiten herauszustellen, ist auch der Mineralbestand in den Gesteinen der Mabujina-Formation aufgelistet. Die Unterstreichung von Zoisit soll herausstellen, daß mehr Zoisit als Epidot im Gestein vorhanden ist.

4.3.2 Proben aus der Mabujina-Formation

Am Kontakt zur Yayabo-Einheit fällt auf, daß sich das Mesogefüge – wie auch das Mikrogefüge – der amphibolreichen Gesteine aus der Yayabo-Einheit und der östlich angrenzenden Gabbros der Mabujina-Formation ähneln, was auf eine gemeinsame texturale Prägung zurückzuführen sein könnte (Stanek, 1998). Auch der Mineralbestand ist vergleichbar (Tab. 4.1).

Tabelle 4.1: Mineralbestand der Gesteine aus der Yayabo-Einheit (G 1062 bis S 192) und der Mabujina-Formation (M 600 bis G 2071), (X = vorhanden, (X) = selten).

	Amp	Pl	Ep	Chl	Grt	Hgl	Qtz	Ti-Phase	Akz.
G 1062	X	Ab	X	X	X	X	X	Ttn	Ap
G 1068	X	Ab	X	X	X	X	X	Ttn	Ap, Pyr
G 1070	X	Ab	X			Pg		Rt	Ap
G 2180	X	Ab	<u>Zo</u> , X	X	X	X	X	Ttn	Ap, Pyr
G 2195	X	Ab	X	X	X	X	X	Ttn, Rt	Ap
G 2199	X	Ab	<u>Zo</u> , X		X	X	X	Ttn, Rt	Ap
G 2213	X	Ab	X	X	X	X		Ttn	Cal
S 192	X	Ab	Zo, X	X	X	X	X	Ttn, Rt	Zrn, Ap
M 600	X	X, Ab	X	X	X	X	X	Ttn, Rt, Ilm	Ap, Fe-Oxid
S 114	X	X	X		X		X	Rt	Ap, Cpx
G 2002	X	X	SEE-Ep				(X)	Ilm	Ap, Zr
G 2003	X	X	X	X*		X		Ilm, Rt	Ap
G 2004	X	X	X	X		X		Ttn, Rt	Ap
G 2071	X	X,Ab	X	X	X			Rt	

* sekundär

Der Amphibolmylonit G 2071 (E 155) tritt im Kontaktbereich der beiden Einheiten auf. Das Gestein ist grün und stellenweise sehr feinkörnig, vereinzelt kommen deformierter Granat und größere Albitblasten vor. Deutlich sind Scher- und Fluidbahnen zu sehen. Mikroskopisch tritt großer xenomorpher Amphibol hervor („Altkörner“). Auch „alte“ Plagioklaskörner sind, umgeben von reinem Albit, vorhanden. Einen weiteren Hauptbestandteil bildet xenomorpher Epidot, der randlich von Amphibol + Albit verdrängt wird. Der Granat ist nicht zoniert. Sehr auffällig sind graphische Verwachsungen zwischen Albit und Hellglimmer sowie Albit und Epidot. Untergeordnet kommen Quarz und Chlorit vor, Rutil tritt akzessorisch auf.

Deutliche Ähnlichkeiten zu den Gesteinen vom Rio Yayabo zeigen die Granat-Amphibolgneise S 114 (E 107) und M 600 (E 107). Beide Gesteine sind mittelkörnig und zeigen große Granatkörner (cm-Bereich) sowie dunkle, Amphibol-reiche bzw. helle, Plagioklas-reiche Bereiche. Weiterer Hauptbestandteil ist hypidiomorph ausgebildeter Epidot. In M 600 zeigt Epidot graphische Verwachsungen mit Quarz (Abb. 4.27). Neben „Plagioklas-Altkörnern“ kommt Albit vor, der mit Zoisit und Hellglimmer verwachsen ist – ein typisches

Abbauprodukt vom magmatischem Plagioklas unter metamorphen Bedingungen (Abb. 4.28). Eine weitere interessante Beobachtung ist Amphibol mit Titanit- und Hellglimmerkörnern,

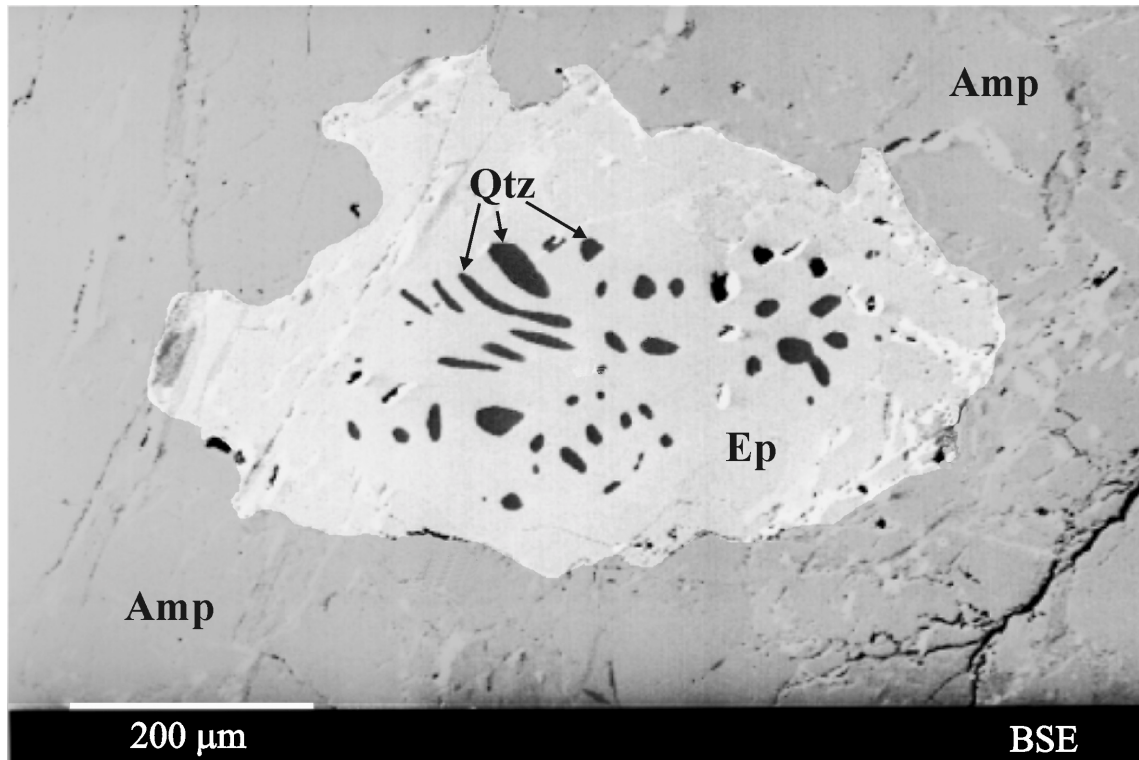


Abbildung 4.27: Epidot-Quarz-Verwachsungen in M 600 (BSE-Bild).

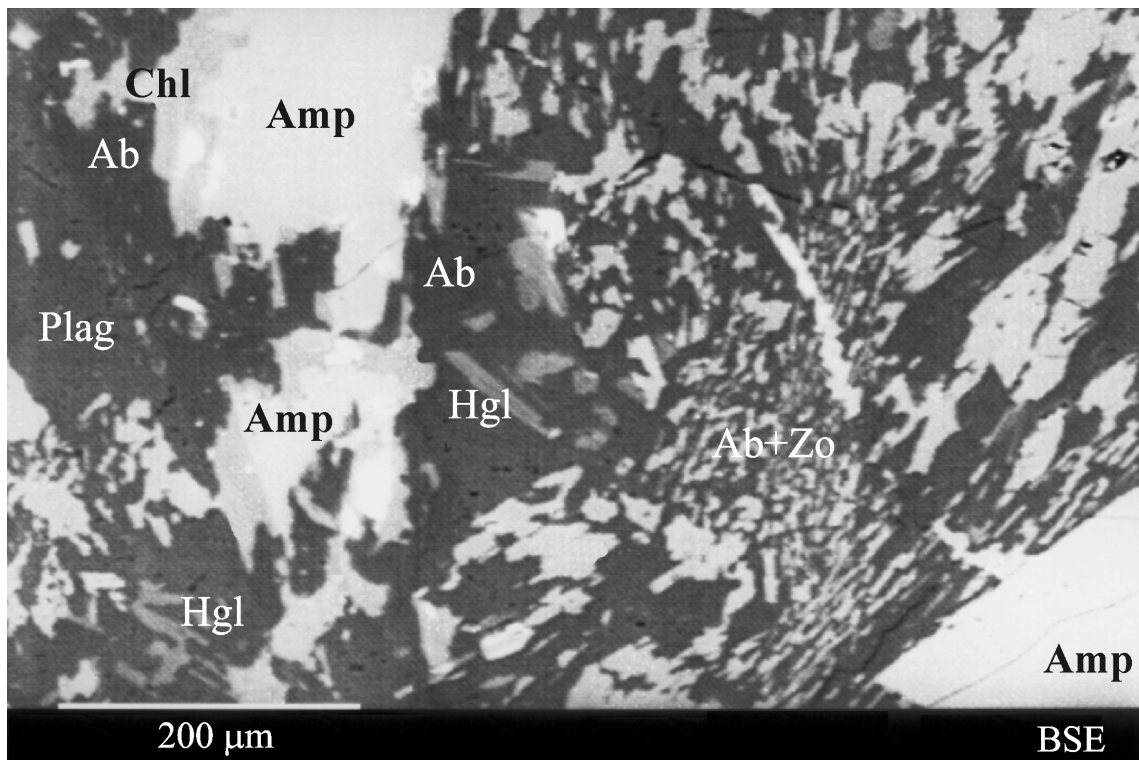


Abbildung 4.28: Verwachsungen von Albit + Zoisit sowie Chlorit-Saum um Amphibol in M 600 (BSE-Bild).

die orientiert gewachsen sind. Randlich wird der Amphibol von Chlorit verdrängt. Als Akzessorien treten Rutil, Apatit und ein Eisenoxid (Hämatit) auf. Teilweise ist Rutil mit Ilmenit vergesellschaftet.

In S 114 hat Epidot Amphibol, Rutil und Quarz umwachsen. Plagioklas ist in dieser Probe vollständig saussuritisiert. Klinopyroxen ist, umgeben von Granat, reliktsch erhalten (vgl. Abb. 4.29).

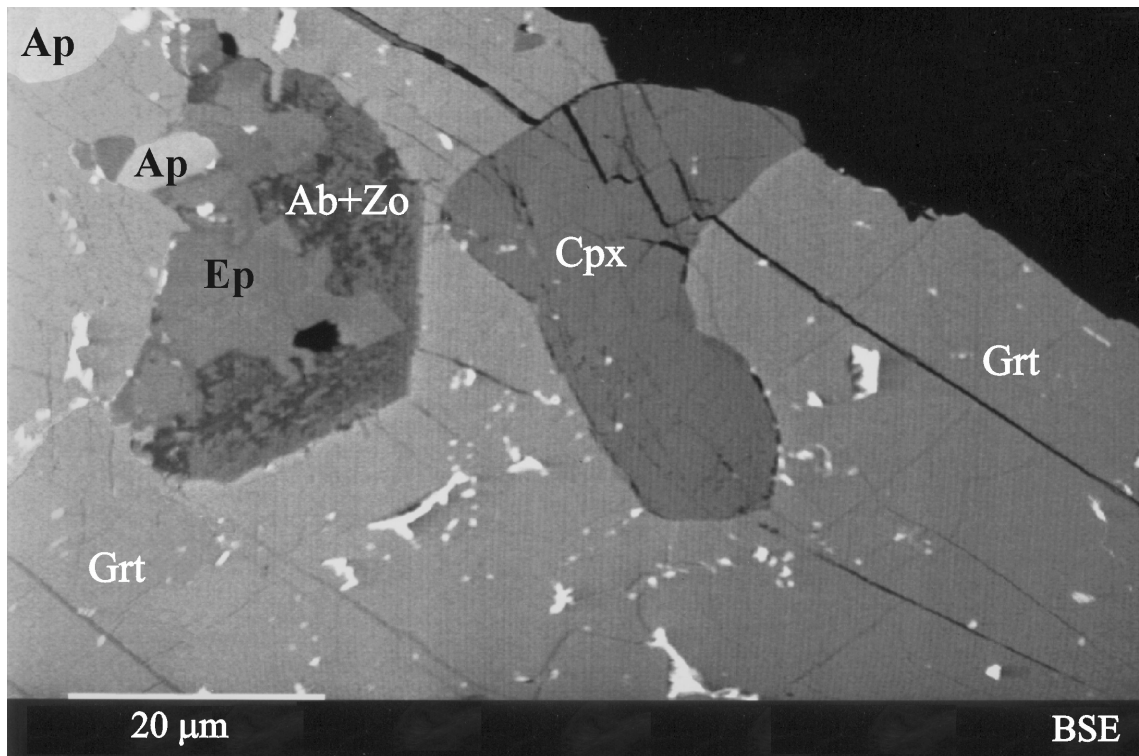


Abbildung 4.29: Klinopyroxenrelikt in Granat (S 114, BSE-Bild).

Die Probe G 2004 (E 106) stammt ebenfalls aus einer Lokalität am Fluß Yayabo. Sie besteht zu mehr als 95 Vol. % aus Amphibol mit Korngrößen zwischen 100 µm und 0.1 mm. Daneben tritt Albit mit Hellglimmer- und Zoisit-Verwachsungen auf. In der Matrix sind akzessorisch Epidot, Chlorit, Titanit, Rutil und Apatit zu beobachten.

Zum Vergleich sind zwei Proben aus der Mabujina-Formation untersucht worden, die vom Nordrand der Kuppel stammen. G 2002 (E 105) ist ein Metagabbro mit einem hellen Band. Das Gestein ist feinkörnig und deutlich deformiert. Im hellen Bereich liegen in einer Matrix aus Plagioklas größere Plagioklaskörner, die xenomorph ausgebildet sind. Kleine Quarzkörner, teilweise polygonal angeordnet, sind ein weiterer Hauptbestandteil. Amphibol tritt vereinzelt auf. Der dunkle Bereich ist insgesamt fein- und gleichkörniger. Hauptbestandteile sind hier

Plagioklas und Amphibol, Nebenbestandteile Epidot und Titanit. Als Akzessorien treten Apatit, Ilmenit und Zirkon auf. Titanit und die Akzessorien kommen auch im hellen Bereich, wenn auch seltener, vor. G 2003 (E 105) ist grobkörniger und weniger eingeregelt. Hauptbestandteile sind saussuritisierter Plagioklas, Amphibol und Epidot. Auf Rissen in Amphibol tritt Chlorit auf. Akzessorisch kommen Hellglimmer, Ilmenit, Rutil und Apatit vor.

5 Mineralchemie

In diesem Kapitel wird die Mineralchemie in den zuvor beschriebenen Proben anhand der durchgeführten Untersuchungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde beschrieben. Eine Tabelle aller mit der Elektronenstrahlmikrosonde untersuchten Proben, Hinweise zur Berechnung der Strukturformeln der einzelnen Minerale und ausgewählte Analysen befinden sich in Anhang B; EXCEL®-Tabellen aller Mikrosondendaten sind auf einer CD hinzugefügt.

Im nachfolgenden Text werden, auch wenn es sich um sehr unterschiedliche Gesteinstypen handelt, alle Gesteine zusammengefaßt und innerhalb der Mineralgruppe (z.B. Amphibol, Epidot, Granat, usw.) besprochen. Diese Form der Darstellung ermöglicht einen direkten Vergleich der Einheiten; Gemeinsamkeiten und Unterschiede können anschaulich herausgestellt werden. Details zur jeweiligen Einheit oder zu den jeweiligen Proben werden direkt angesprochen und in zusätzlichen Abbildungen dokumentiert.

5.1 Amphibol

Trägt man alle Amphibole der untersuchten Gesteine in ein Diagramm ein, in dem die Ca-Atome pro Formeleinheit gegen die Na-Atome pro Formeleinheit der Amphibole dargestellt sind, lassen sich vier diskrete Gruppen unterscheiden (Abb. 5.1). Die Amphibole in den Gesteinen der Pitajones-Einheit (grün) zeigen die höchsten Calcium- gekoppelt mit den niedrigsten Natriumgehalten. In der Mabujina-Formation (schwarz) treten Amphibole mit hohen Ca-Gehalten und hohen Na-Gehalten auf. Im Vergleich dazu zeigen die Amphibole der Yayabo-Einheit (rot) niedrigere Calciumgehalte (also höhere Na-Gehalte auf der M4-Position). Natriumamphibole treten dagegen ausschließlich in der Gavilanes-Einheit (blau-lila) auf und, bis auf einige Amphibole der Yayabo-Einheit, sind auch Ca-Na-Amphibole nur dort zu finden. Zusätzlich kommen in der Gavilanes-Einheit Calciumamphibole vor, die durch sehr niedrige Natriumgehalte charakterisiert sind (vergleichbar zu den Amphibolen der Pitajones-Einheit). Um den sehr unterschiedlichen Gesteinstypen in der Gavilanes-Einheit Rechnung zu tragen, ist folgende weitere Einteilung vorgenommen worden:

Gavilanes-E	alle Eklogite	lila
Gavilanes-M	die beiden Metagabbros	violett
Gavilanes-Q	die eisenreichen Metaquarzite	hellblau
Gavilanes-R	die verbleibenden Gesteine	dunkelblau

Die Amphibole in den untersuchten Metagabbros der Pitajones-Einheit zeigen, trotz ihrer unterschiedlichen Korngröße und Ausbildung, recht einheitliche chemische Zusammensetzungen. Bei fast allen Amphibolen handelt es sich um Aktinolith. Nur in den Proben M 532 und M 543 tritt neben Aktinolith Magnesiohornblende auf.

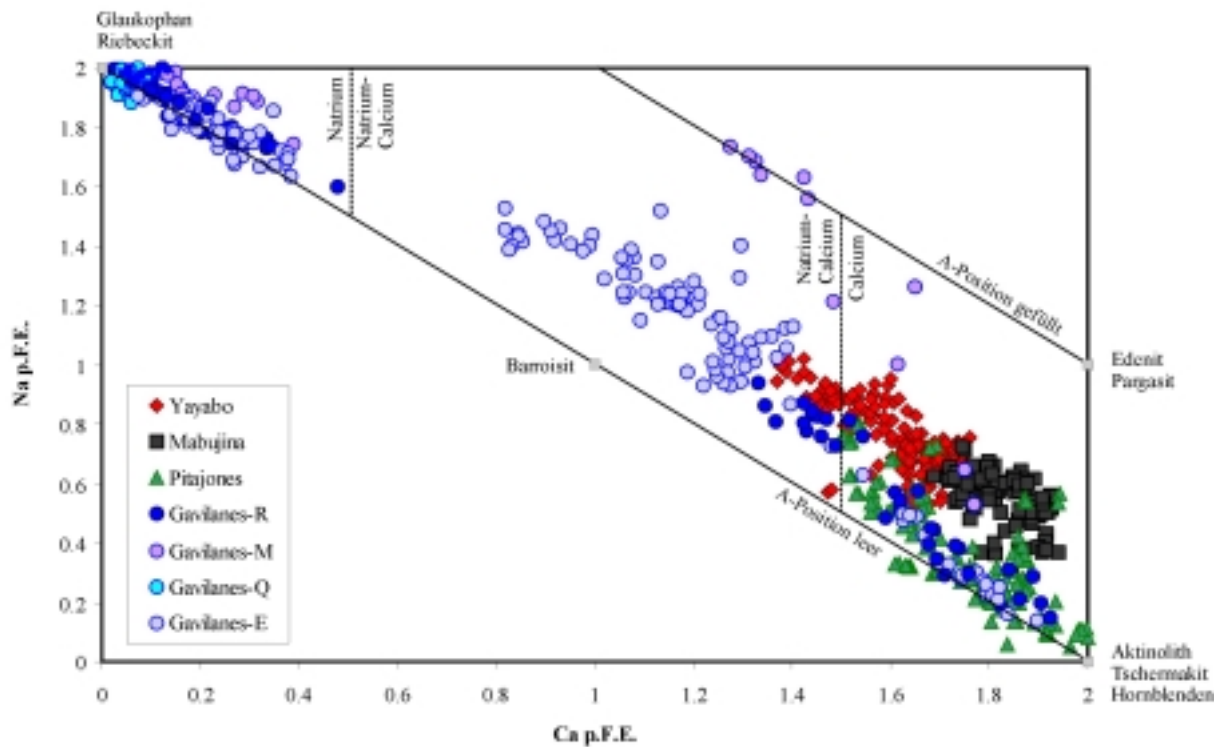


Abbildung 5.1: Amphibolzusammensetzung in den untersuchten Proben der vier Einheiten (Erklärung zur Legende siehe Text).

Wie bereits oben erwähnt, treten in den Gesteinen der Gavilanes-Einheit sehr unterschiedliche Amphibole auf, die in den folgenden Abschnitten detaillierter vorgestellt werden.

Um diese unterschiedlichen Amphibolzusammensetzungen darzustellen, ist ein mg-Si-Diagramm in Abbildung 5.2 gewählt ($mg \equiv Mg/(Mg+Fe)$).

In fast allen Proben tritt Natriumamphibol auf. Ausnahmen bilden G 1038 und M 761. In G 1038 treten Barroisit und später Aktinolith auf. Beide Amphibole sind als Einschlüsse in Granat anzutreffen. In M 761 kommt Barroisit in Form von unregelmäßigen Körnern neben Epidot in der Matrix vor. Aktinolith, der sich an Rissen in Granat gebildet hat, ist später gewachsen.

Glaukophan ist in allen Proben durch hohe Si-Gehalte bei variierenden mg-Zahlen charakterisiert. Abhängig von der Pauschalzusammensetzung kommen von $mg = 0.8$ in den Gesteinen aus Buenos Aires (G 2166, S 047) über $mg = 0.7$ in den Eklogiten (M 366, M 369, S 067, G 1107, M 568, G 2169, S 145, G 2094) sowie in G 1081, $mg = 0.65$ in den Proben aus

dem Profil Gavilanes (G 1080 nur Kern und G 1093) bis zu $mg = 0.6-0.5$ im Metagabbro (M 591) und in den Kernen der eisenreichen Metaquarzite aus Buenos Aires (M 562, G 2077, G 2079) vor. Ferro-Glaukophan, also ein Amphibol mit höheren Eisen- als Magnesiumgehalten tritt in G 2260/S 232 und in G 1094 auf ($mg = 0.5-0.4$) sowie in den Randbereichen der Proben G 1080, G 2077 und G 2079. Die Randzusammensetzung der Amphibole in den Metaquarziten M 562 und G 2074 ist nahezu magnesiumfrei.

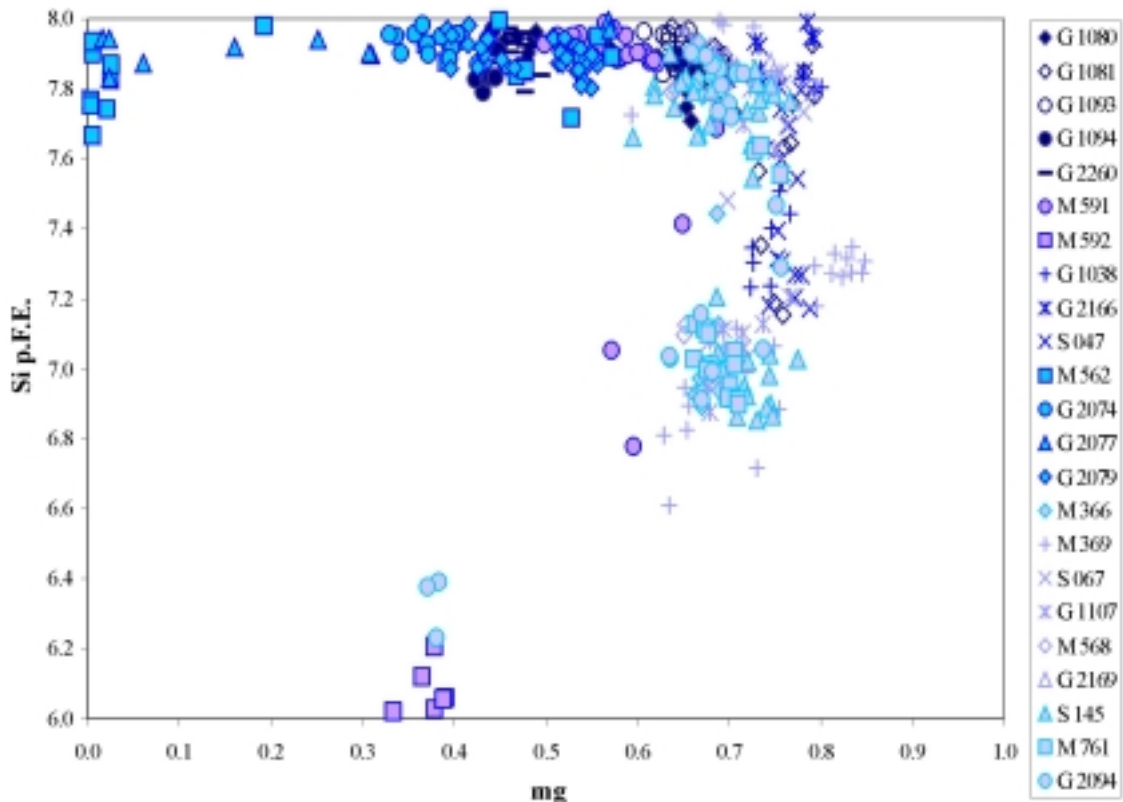


Abbildung 5.2: Darstellung der Amphibole in der Gavilanes-Einheit im mg-Si-Diagramm.

In S 047 scheint Glaukophan nur reliktsch vorhanden zu sein. Es dominiert Barroisit, der von einem Aktinolithsaum umgeben ist. In G 2166 tritt Glaukophan in der Matrix auf. Aktinolith ist in dieser Probe ausschließlich in Form orientierter idiomorpher Kristalle in Albit zu finden. Proben, in denen alle drei Amphibolgruppen auftreten, sind G 1081 und S 145. In G 1081 umwächst Glaukophan reliktsch erhaltenen Aktinolith oder Natrium-armen Barroisit, so daß von einer prograden Metamorphose von Aktinolith über Barroisit bis hin zu Glaukophan ausgegangen werden kann. In S 145 kommt hauptsächlich Barroisit vor, während Glaukophan reliktsch erscheint. Auch Einschlüsse in Granat zeigen eine barroisitische Zusammensetzung. Barroisit in der Matrix ist von einem schmalen Saum Aktinolith umgeben. Aktinolith selbst zeigt an einigen Stellen einen Saum von einem Aktinolith, der eine niedrige mg-Zahl aufweist.

In M 366, M 568 und in G 1107 gibt es Bereiche innerhalb des Glaukophans, die barroisische Zusammensetzung zeigen und Relikte der prograden Metamorphose repräsentieren. In M 369 zeigt nur ein schmaler Anwachssaum Glaukophan-zusammensetzung, während hauptsächlich Barroisit auftritt. Siliziumreicher Barroisit dieser Probe hat gleichzeitig eine hohe mg-Zahl (0.8; höchste mg-Zahl!) und kommt in erster Linie in der Matrix vor. In Granat eingeschlossener Barroisit zeigt jeweils niedrigere Werte. Eine weitere interessante Probe hinsichtlich ihrer Amphibolzusammensetzungen stellt G 2094 dar. In dieser Probe sind in Omphacit Barroisitrelikte eingeschlossen und in Granat Taramitrelikte – dies ist ein Amphibol mit niedrigen Si-Gehalten und mehr als 0.5 Atomen p.F.E auf der A Position. Hinzu kommt, daß Taramit eine niedrige mg-Zahl (unter 0.5) aufweist. Damit unterscheidet sich dieser Amphibol deutlich von den Amphibolen der anderen Gesteine, aber auch von den Barroisitrelikten in Omphacit derselben Probe. Neben den beiden Ca-Na-Amphibolen kommt in dieser Probe Glaukophan vor, der von Barroisit + Quarz verdrängt wird. Barroisit hat in G 2094, M 761, S 145, M 366 und M 568 vergleichbare mg-Zahlen und Si-Gehalte. Davon abweichende Zusammensetzungen zeigt lediglich Barroisit in M 369 (s.o.). Die mg-Zahlen in den Calciumamphibolen liegen generell etwas höher als die der Natriumamphibole, sind aber identisch im Aktinolith in S 145 und in M 761. Besonders deutlich fällt der Taramit der Probe G 2094 mit niedrigen Si-Gehalten und einer niedrigen mg-Zahl auf.

Neben Quarz ist Amphibol das häufigste Mineral in den eisenreichen Metaquarziten. In den hier untersuchten Gesteinen kommen ausschließlich Natriumamphibole vor. Die Zusammensetzung reicht vom eisenreichen Glaukophan bis hin zu fast reinem Riebeckit.

Besonders auffällig ist die komplexe Zonierung in M 562 und G 2077. In Abbildung 5.3 sind die Amphibolzusammensetzungen in diesen beiden Proben abgebildet. Erwähnenswert sind die teilweise beachtlichen Gehalte an den Übergangsmetallen Chrom, Nickel und Zink in den Amphibolen (Tab. B.3).

Auch die beiden Metagabbros unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Amphibolzusammensetzung sehr deutlich. In M 592 tritt Taramit auf, während in M 591 neben Glaukophan, der an den Rändern deutlich „ausgefranst“ ist, natriumreicher Aktinolith vorkommt, der zusammen mit Chlorit zur retrograden Paragenese zählt. Außerdem kommt ein Na-Ca-Amphibol (Magnesiokataphorit; höhere Si-Gehalte als Taramit) vor, der an einigen Stellen Glaukophan umgibt.

In allen untersuchten Proben der Yayabo- und der Mabujina-Formation ist Amphibol der dominierende Bestandteil. Generell sind die Natrium-Gehalte in den Yayabo-Amphibolen etwas höher und die mg-Zahlen etwas niedriger als in Amphibolen der Mabujina-Formation.

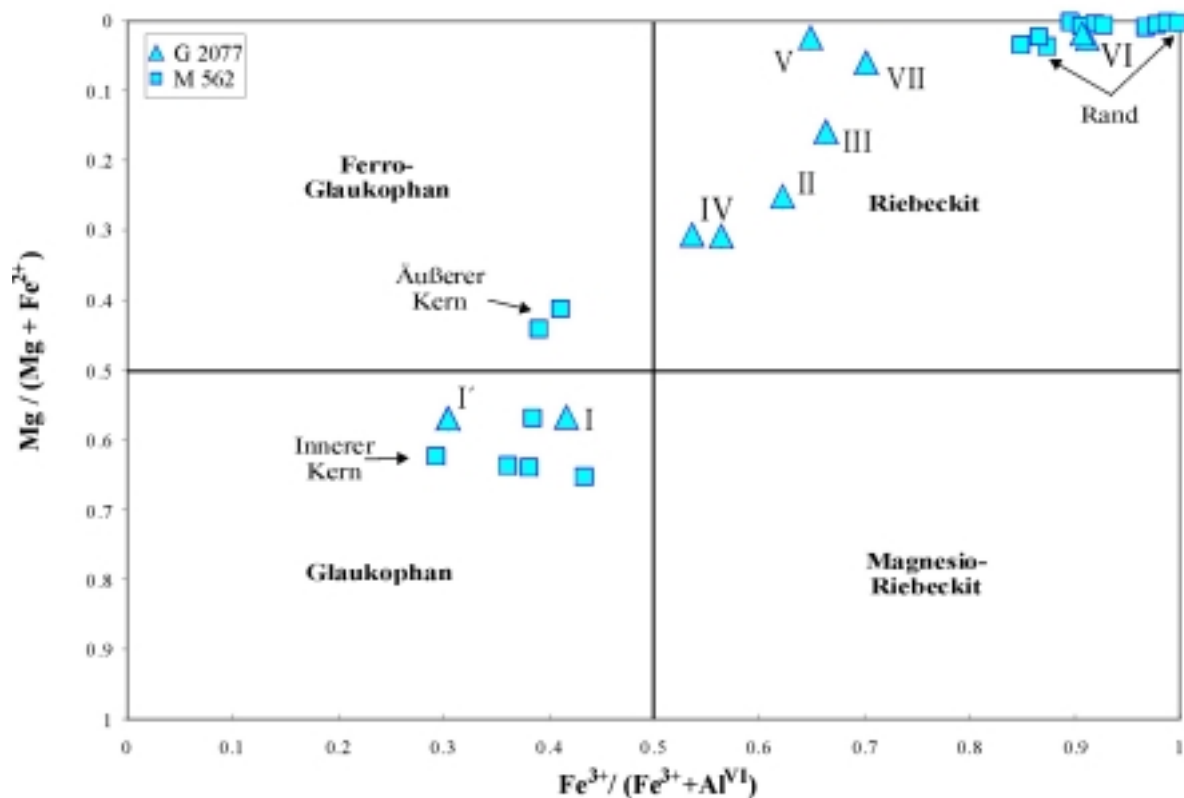


Abbildung 5.3: Amphibolzusammensetzungen der Proben G 2077 und M 562. Die römischen Ziffern korrespondieren mit den Ziffern in Abbildung 4.15, die von I bis VII die unterschiedlichen Zonen des Amphibols von innen nach außen repräsentieren.

In allen Proben der Yayabo-Einheit sind die Amphibolzusammensetzungen sehr ähnlich mit Si-Gehalten um 6.5 Si p.F.E., Ca-Gehalten um 1.5 Ca p.F.E. und einer Besetzung der A-Position um 0.5 Atome p.F.E, fallen aufgrund dieser „Grenzzusammensetzung“ aber in vier unterschiedliche Nomenklaturdiagramme zwischen Taramit und Barroisit sowie Pargasit und Magnesiohornblende. Barroisit kommt in den Proben G 1068, G 1070, G 2195 und G 2213 (hier teilweise Magnesiotaramit) vor. Daneben ist in diesen vier Proben aber auch Ca-Amphibol zu finden, hauptsächlich Magnesiohornblende, untergeordnet Edenit/Pargasit. Zur Charakterisierung dieser Amphibole sind die Zusammensetzungen in Klassifikationsdiagramme eingetragen (Abb. 5.4 a, b). Auffällig ist der Trend von niedrigen mg-Zahlen bei gleichzeitig niedrigen Si-Gehalten (Kern) hin zu höheren mg-Zahlen und höheren Si-Gehalten (Rand) in den Amphibolen der Proben G 1070 und in G 2180 aus der Yayabo-Einheit.

In G 1062 können die Amphibole ebenfalls in zwei Gruppen eingeteilt werden. Amphibol mit höheren mg-Zahlen zeigt eine geringere Besetzung der A-Position (Magnesiohornblende, Kernzusammensetzung), während mg-Zahlen um 0.51-0.55 gleichzeitig eine höhere Besetzung der A-Position zeigen (Pargasit, Randzusammensetzung). Dies ist analog in Probe G 2213. In

der Probe G 1068 weichen die Amphiboleinschlüsse in Granat von der durchschnittlichen Zusammensetzung (Edenit-Barroisit) ab. Bei ähnlichen mg-Zahlen zeigen sie höhere Si-Gehalte und niedrigere Na-Gehalte (Magnesiohornblende). Eine weitere Besonderheit ist die hohe mg-Zahl in den Amphibolen der Probe G 1070, die eher mit den mg-Zahlen in den Amphibolen aus der Mabujina-Formation zu vergleichen ist.

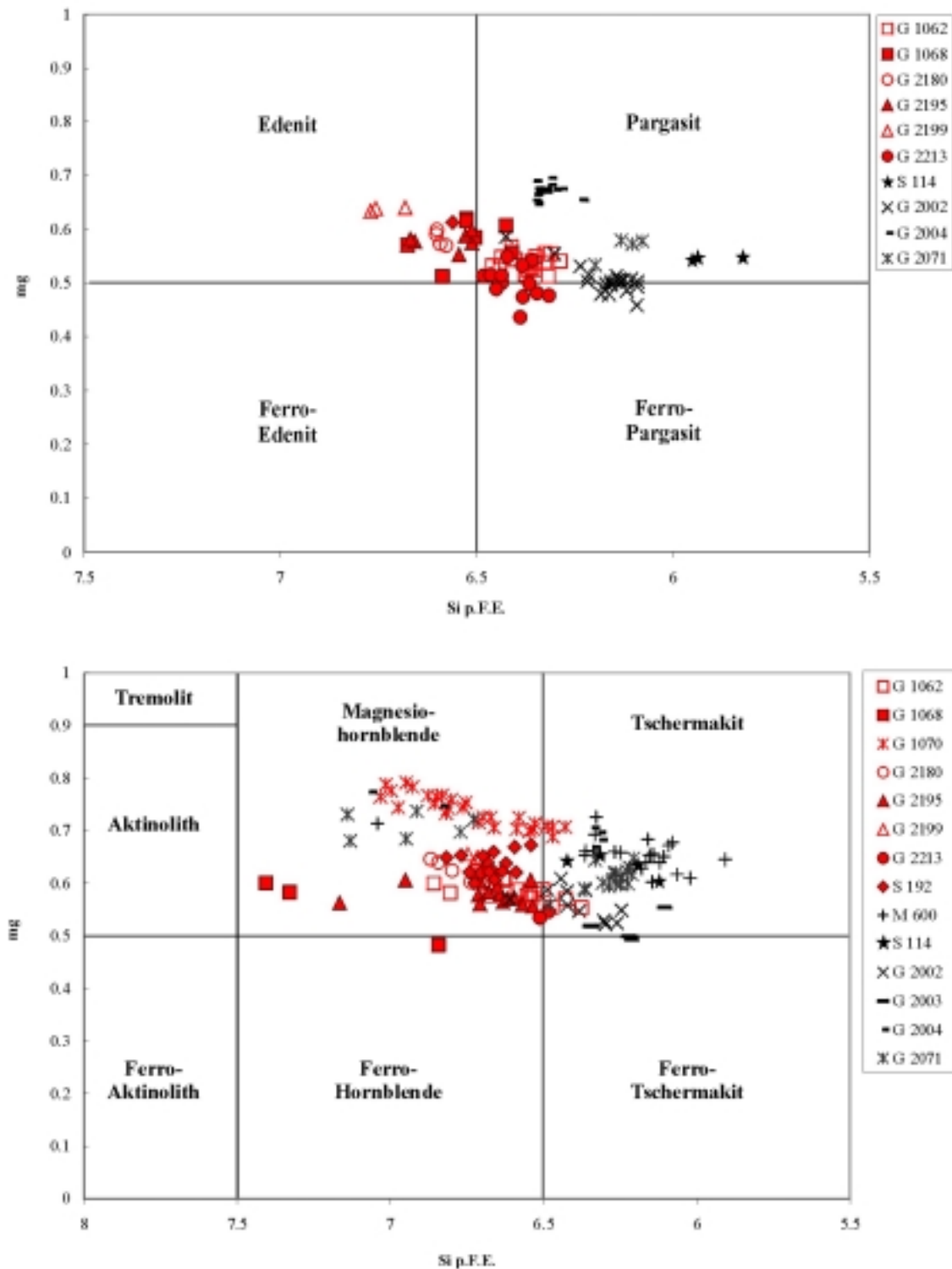


Abbildung 5.4: Zusammensetzung der Calciumamphibole in den Gesteinen der Yayabo- und Mabujina-Formation, (a) (Na+K) A > 0.5, (b) (Na+K) A < 0.5.

Neben den etwas höheren mg-Zahlen zeichnen sich die Amphibole der Mabujina-Formation durch niedrigere Si-Gehalte (6-6.5 Si p.F.E.) im Vergleich zu den Amphibolen der Yayabo-Einheit aus. Dies wird anschaulich in Abbildung 5.4 dokumentiert. Dominierender Amphiboltyp ist Tschermakit, teilweise Pargasit. Einzige Ausnahme bildet G 2071. In dieser Probe tritt neben Tschermakit/Pargasit auch Magnesiohornblende auf. Amphibol, der sich auf Kosten von Epidot gebildet hat, und ein schmaler Saum der großen Amphibolkörner zeichnen sich durch höhere mg-Zahlen und Si-Gehalte aus (Magnesiohornblende). In M 600 und in G 2003 ist ausschließlich Tschermakit vorhanden. Vergleichbar zur Probe G 1062 zeigen Amphibole in G 2002 mit niedrigen mg-Zahlen eine höhere Besetzung der A-Position (Pargasit), als Amphibole mit niedrigen mg-Zahlen (Tschermakit). In G 2004 ist Pargasit bestimmender Amphibol. Reliktisch kommt Magnesiohornblende vor.

5.2 Epidotgruppenminerale

Epidot ist, vergleichbar zum Amphibol, Bestandteil in fast allen Proben (Abb. 5.5).

In den Metagabbros der Pitajones-Einheit treten Minerale der Epidotgruppe mit unterschiedlichen Eisengehalten auf. Es können drei diskrete Gruppen unterschieden werden. Generell gehört Epidot mit mittleren Eisengehalten (0.25-0.4 Fe³⁺ p.F.E.) zu einer frühen Bildung, Epidot mit den niedrigsten Fe-Gehalten (0-0.25 Fe³⁺ p.F.E.) kann den maximalen Metamorphosebedingungen zugeordnet werden und der eisenreichste Epidot (0.4 – 0.55 Fe³⁺ p.F.E.) tritt spät auf (Randzusammensetzung).

In M 532 ist Zoisit vorhanden, sowohl als Relikt in Albit, als auch in Form von hypidiomorphen Körnern. Eisenreicherer Epidot mit ähnlicher Korngröße könnte gemeinsam mit Zoisit der Matrix gebildet worden sein. In G 1130 tritt reliktsch Zoisit auf, aber es dominiert ein idiomorpher, später gewachsener, eisenreicher Epidot. Die größte Variation der Epidotzusammensetzung ist in Probe G 1008 zu finden. Unregelmäßige Bereiche in xenomorphem Epidot sind eisenarm, während der Rand hohe Eisengehalte aufweist. Albit hat Zoisit und Epidot mit mittleren Eisengehalten umwachsen. In G 1005 können ebenfalls drei Gruppen unterschieden werden. Zoisit-Relikte mit sehr geringen Fe-Gehalten, hypidiomorphe zonierte Epidote und schließlich kleine Epidotkörner, die Eisengehalte von bis zu 9 Gew. % Fe₂O₃ aufweisen. In M 501 kommt reliktsch Zoisit vor, aber es dominiert ein idiomorpher, später gewachsener eisenreicher Epidot.

In M 543 weisen kleine gerundete Epidotkörner niedrige Eisengehalte auf. Untergeordnet

sind hypidiomorphe größere eisenreiche Epidotkörner zu finden, die vermutlich spät gewachsen sind. Epidot ist außer in G 1094 (Albitgneis) in allen anderen Proben der Gavilanes-Einheit vorhanden. Allerdings kommt in G 2166 Epidot vor, der durch hohe Gehalte an Seltenen Erdelementen charakterisiert ist (vgl. Tab. C. 1 im Anhang). In dieser Probe liegt der Eisengehalt zwischen 6 und 9 Gew. % Fe_2O_3 und damit ähnlich hoch wie in G 2260, dem sehr eisenreichen Metapelit. In den anderen Metapeliten treten durchschnittlich 7 Gew. % Fe_2O_3 auf. Dies entspricht etwa 0.4 Fe^{3+} p.F.E.

In S 047, G 1038 und G 1081 kommt eine zweite Generation von Epidotmineralen vor. Generell läßt sich der Trend ableiten, daß zunächst Zoisit, häufig in größeren Körnern, gewachsen ist, und sich anschließend kleinerer eisenreicher Epidot gebildet hat. Epidoteinschlüsse in Granat zeigen ebenfalls hohe, in G 1081 die höchsten Fe-Gehalte und gehören so zu einer frühen Paragenese.

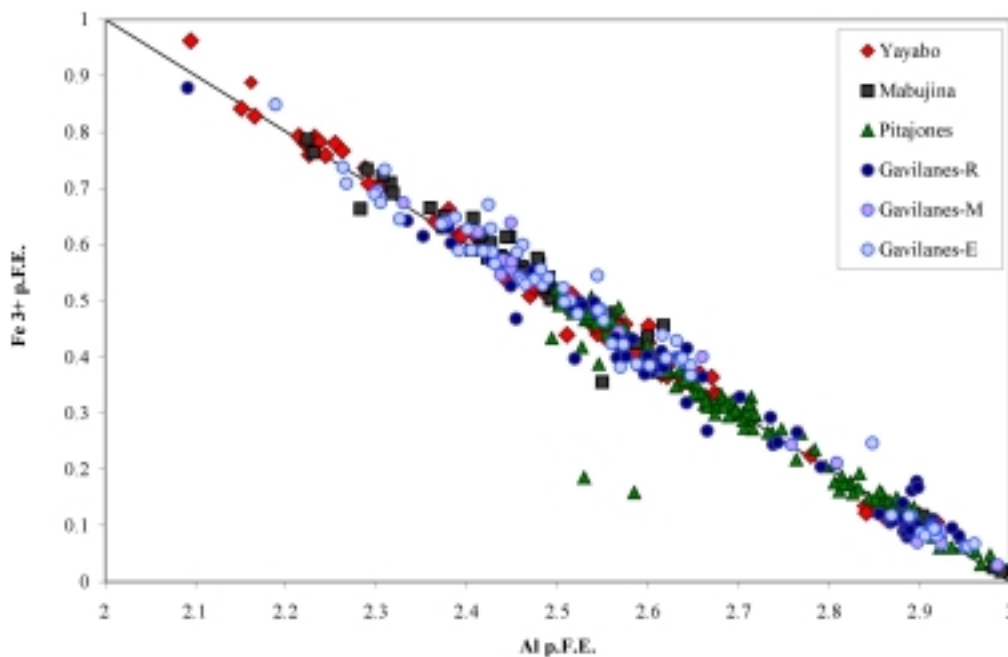


Abbildung 5.5: Al gegen Fe^{3+} Diagramm für die Epidotminerale der untersuchten Gesteine der jeweiligen Einheiten. Die eingezeichnete Linie stellt den Austauschvektor $\text{Fe}^{3+}_1\text{Al}_1$ dar.

In den Eklogiten tritt Epidot nur in G 2094 und in den beiden Marmor/Eklogit-Proben M 366 und M 568 in bemerkenswerter Häufigkeit auf. Kleine, gerundete und zonierte Epidotkörner sind in G 2094 Hauptbestandteil der Matrix. In M 366 und in M 568 sind Zoisitrelikte sowohl im karbonatreichen Bereich als auch im Eklogit zu finden. In den anderen Gesteinen kommt Epidot als Nebenbestandteil oder nur akzessorisch vor. Dabei ist Epidot hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet und zoniert. Die Kerne sind immer etwas eisenreicher als die

Randbereiche der Körner. Der Gehalt an dreiwertigem Eisen liegt etwa zwischen 0.4 und 0.7 Fe³⁺ p.F.E. In G 2169 treten Epidote auf, die durch hohe Gehalte an Seltenen Erdelementen charakterisiert sind (vgl. G 2166).

In M 592 ist Epidot ausschließlich idiomorph ausgebildet. Er kommt vereinzelt in der Matrix, und sehr häufig zusammen mit Chlorit in einigen Bereichen des Gesteins vor (Chlorit-Epidot-Nester). Die Zusammensetzung ist vergleichbar und mit 0.55 bis 0.64 Fe³⁺ p.F.E. eisenreich. In M 591 ist Epidot hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet und deutlich zoniert. Große Bereiche des Epidots sind eisenarm und nur in einem schmalen Randbereich treten eisenreichere Zusammensetzungen auf; maximal sind 0.4 Fe³⁺ p.F.E. eingebaut.

In der Yayabo-Einheit gehört eisenreicher Epidot zur frühen Bildung, da er häufig in Granat eingeschlossen ist. In den Zoisit-Amphibol-Gesteinen G 2180, G 2195 und S 192 ist Klinozoisit Bestandteil der Paragenese, die die maximalen Metamorphosebedingungen liefert. Die höchsten Eisengehalte in Epidot treten in G 1068 auf.

In der Mabujina-Formation stellt Zoisit/Klinozoisit in erster Linie ein Abbauprodukt der Ca-Komponente in Plagioklas dar. Vereinzelt kommt Fe-reicher Epidot vor. In G 2003 hat sich um diesen Fe-reichen Epidot Zoisit gebildet, der eine Zusammensetzung aufweist wie der Zoisit/Klinozoisit in Albit. In G 2002 ist Epidot durch hohe Gehalte an SEE gekennzeichnet.

5.3 Chlorit

Chlorit ist außer in der Mabujina-Formation wichtiger Bestandteil der untersuchten Proben (Abb. 5.6) und tritt häufig in einem Gestein in mehreren Generationen auf.

Auffällig in den untersuchten Metagabbros sind nahezu identische mg-Werte, aber eine Variation in den Aluminiumgehalten jeder einzelnen Probe. Ebenso deutlich unterscheiden sich dagegen die mg-Zahlen von Probe zu Probe. Um diesen Trend herauszustellen, sind die Chloritzusammensetzungen dieser Proben in Abbildung 5.7 mit unterschiedlichen Symbolen erneut dargestellt. M 543 zeigt die höchste mg-Zahl mit 0.7 bis 0.74, dann folgen M 532 mit 0.65 bis 0.67, G 1130 mit 0.62 bis 0.65, G 1008 mit 0.59 bis 0.63 und schließlich G 1005 mit den niedrigsten Werten von 0.57 bis 0.61. Vergleicht man diese Werte mit den mg-Verhältnissen im jeweiligen Gesamtgestein, so spiegelt sich ein hoher Magnesiumgehalt im Gestein auch im Chlorit wider.

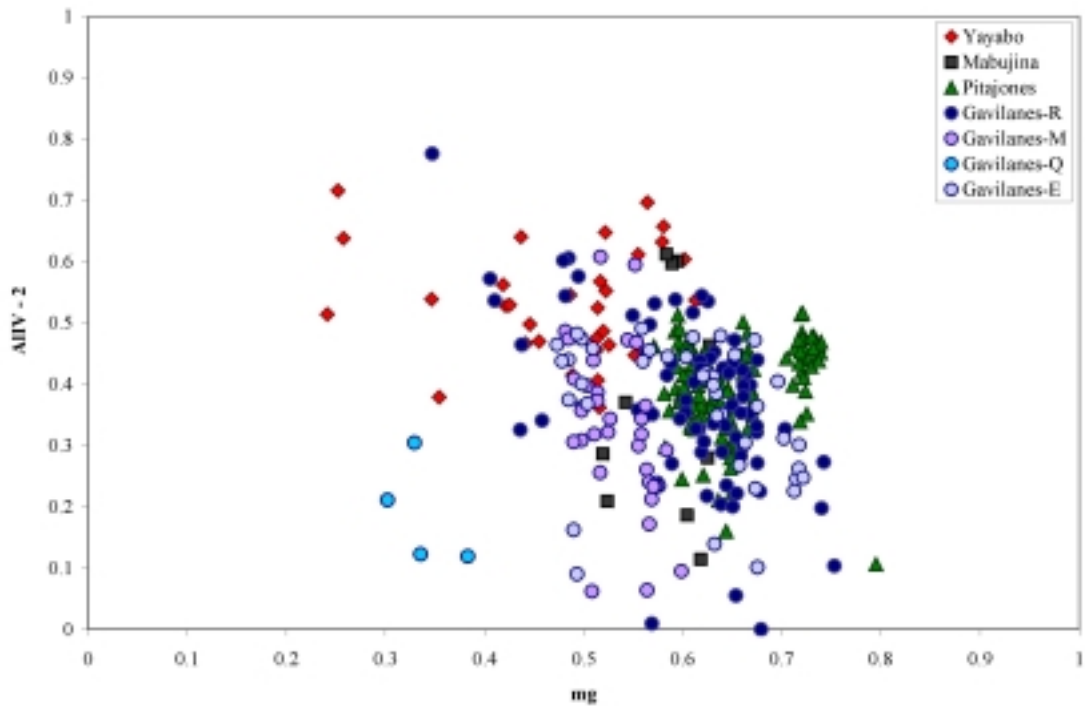


Abbildung 5.6: Darstellung der untersuchten Chlorite in einem mg-Al^{IV}-Diagramm.

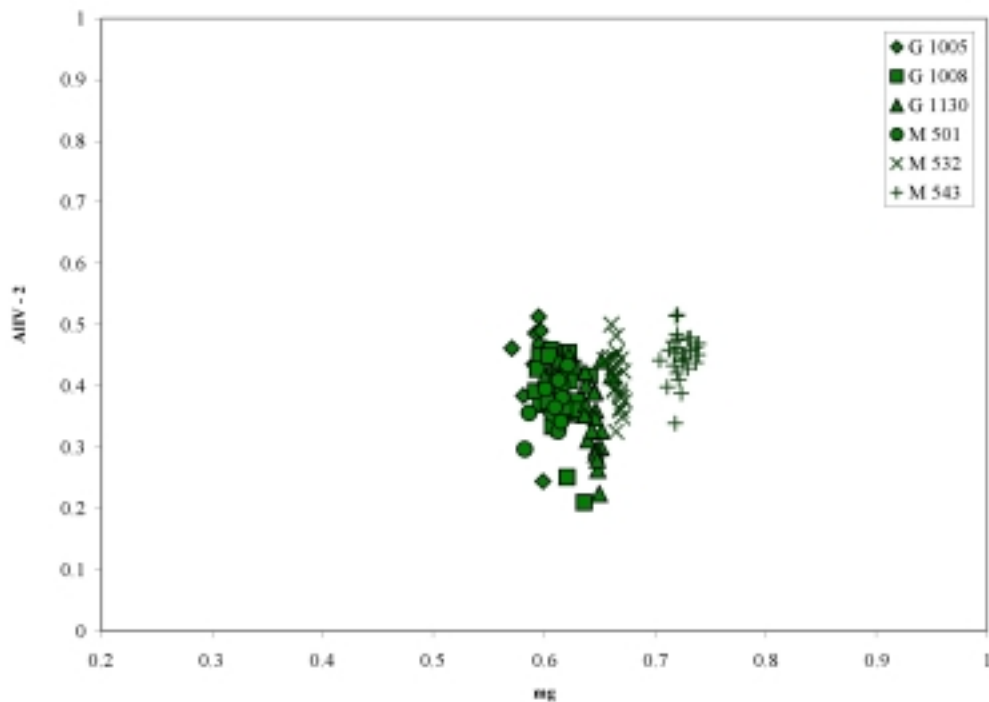


Abbildung 5.7: Darstellung der Chlorite aus den Gesteinen der Pitajones-Einheit in einem mg-Al^{IV}-Diagramm.

Ein weiterer Aspekt ist, daß in allen Proben Chlorit vergleichbarer Zusammensetzung in Albit vorkommt. Dort zeigen alle Chlorite zwischen 2.4 und 2.5 Al p.F.E. in der Tetraederpo-

sition (vgl. Abb. 5.7). Davon abweichende Aluminiumgehalte auf der Tetraederposition lassen sich unterschiedlichen Generationen in den jeweiligen Proben zuordnen. Ausnahme bildet die Probe M 543, in der nur geringfügige Unterschiede zwischen den Aluminiumgehalten in Chlorit der Matrix bzw. in Albit vorliegen. In M 532 zeigen die großen Chloritkörner, die von idiomorphen Aktinolithkörnern überwachsen werden, sowie der homogen wirkende Chlorit, der Amphibol verdrängt, Aluminiumgehalte auf der Tetraederposition, die zwischen 2.3 und 2.4 Al^{IV} p.F.E. liegen.

Auch in G 1130 weist Chlorit in der Matrix niedrigere Aluminiumgehalte im Tetraeder auf. In den Proben G 1005 und G 1008 liegen keine Unterschiede in der Zusammensetzung des Chlorits in Albit und in der Matrix vor. Deutlich geringere Aluminiumgehalte zeigen Chlorit aus G 1008, der neben Quarz in Epidot vorkommt, und Chlorit in G 1005, der Granat abbaut. Besonders unterschiedlich sind die Chloritzusammensetzungen in M 501 (vgl. Tab 5.1). Auffällig ist Chlorit, der neben Pumpellyit in Epidot zu finden ist. Dieser Chlorit besitzt ein deutlich höheres Magnesium-zu-Eisen-Verhältnis als Chlorit in der Matrix und Chlorit, der Granat retrograd abbaut.

Tabelle 5.1: Mg-Zahl unterschiedlicher Chloritgenerationen in Probe M 501.

Analyse	Kommentar	Mg
100	Kern	0.60
99	Rand	0.62
91	In Epidot	0.61
109	In Albit	0.62
138	Abbauprodukt von Granat	0.58
93	Neben Pumpellyit in Epidot	0.80

In den Metapeliten der Gavilanes-Einheit weist Chlorit durchschnittlich eine mg-Zahl zwischen 0.6 und 0.7 und Aluminiumgehalte zwischen 2.2 und 2.5 Al p.F.E. auf der Tetraederposition auf. Höhere Aluminiumgehalte bei gleichzeitig niedrigeren mg-Zahlen sind im Karbonatglimmerschiefer und im Metaquarzit aus dem Profil Gavilanes anzutreffen. Die höchsten mg-Werte liegen in der Probe G 2166 vor. Besonders auffällig ist Chlorit mit sehr hohen Eisengehalten in G 1038. Eine Einordnung dieses Chlorits anhand des Gefüges erscheint nicht möglich. Aus den Beobachtungen in anderen Proben ist dieser Chlorit möglicherweise recht spät gewachsen, da sich „früher“ Chlorit eher durch hohe Magnesiumgehalte auszeichnet.

Hinweise auf die Geschichte des Gesteins liefert Chlorit in S 145. Dort kann man zwei Ge-

nerationen unterscheiden. Im Vergleich zu Chlorit in der Matrix hat retrograd gebildeter Chlorit mit 0.5 eine niedrigere mg-Zahl, vergleichbar zu den mg-Zahlen im Saum des Matrixchlorits. In M 366 und in M 568 kommt Chlorit eingeregelt zusammen mit Paragonit vor. Er weist hohe mg-Werte auf. Vereinzelt tritt Chlorit in G 2169 und in M 369 auf mit ähnlich hohen mg-Zahlen wie in den beiden Marmor/Eklogit-Proben. Chlorit mit $mg = 0.5$ in M 369 ist möglicherweise später gewachsen, analog zu Chlorit in S 145.

In den eisenreichen Metaquarziten wird Granat von einem ebenfalls sehr eisenreichen Chlorit verdrängt. Der Chlorit zeigt eine grüne Eigenfarbe und ist in G 2074 durch hohe Nickel- und Chromgehalte gekennzeichnet.

Die Chloritzusammensetzung unterscheidet sich in den Metagabbros M 591 und M 592 durch ihre unterschiedliche mg-Zahl. Während in M 591 Chlorit mit mg-Zahlen zwischen 0.48 und 0.52 vorkommt, liegen die Werte in M 591 generell höher (0.54-0.58). In beiden Proben liegen unterschiedliche Al-Gehalte auf der Tetraederposition vor. Die Spanne reicht von 0.28 bis 0.6 in M 592 und von 0.18-0.6 in M 591. Dabei zeigen die Verwachsungen von Chlorit mit Pumpellyit und Omphacit in Jadeit der Probe M 592 durchschnittliche Werte von 2.35 Al p.F.E. Idiomorph ausgebildeter Chlorit in der Matrix besitzt etwas höhere Aluminiumgehalte (2.5 Al p.F.E.). Deutlich abweichende Werte sowohl bezüglich des Al-Gehaltes als auch der mg-Zahl weist Chlorit auf, der in Anreicherungen („Nestern“) zusammen mit idiomorph ausgebildetem Epidot vorkommt. Bei sehr niedrigen Al-Gehalten zeigt dieser Chlorit ähnliche mg-Zahlen wie Chlorit aus M 591. Dort ist eine Einteilung der Chlorite zu unterschiedlichen Ausbildungen nicht möglich, die durchschnittliche Zusammensetzung liegt in dieser Probe bei $mg = 0.564$ und 2.311 Al p.F.E (vgl. Abb. 5.6).

In der Yayabo-Einheit ist Chlorit durch höhere Aluminiumgehalte auf der Tetraederposition und niedrigere mg-Zahlen als Chlorit in den anderen Einheiten charakterisiert. In G 1062 zeigt Chlorit, der als Einschluß in Albit oder Amphibol vorkommt, also zu einer frühen Paragenese zu rechnen ist, niedrigere Al-Gehalte und auch leicht niedrigere mg-Zahlen als Chlorit, der mit Epidot verwachsen ist. In G 1068 tritt Chlorit mit einer sehr niedrigen mg-Zahl als Einschluß in Granat auf. Chlorit, der sich später auf Kosten von Granat gebildet hat, weist deutlich höhere mg-Zahlen auf. Auch in G 2180 treten unterschiedliche Chlorite auf, die anhand ihrer mg-Zahl unterschieden werden können. In Amphibol und in Parallel-Verwachsungen mit Hellglimmer besitzt Chlorit niedrigere mg-Zahlen als in der Matrix.

Chlorit kommt in den Gesteinen der Mabujina-Formation nur sehr selten vor. Er ist dort im Vergleich zum Chlorit der Yayabo-Einheit durch niedrigere Aluminiumgehalte auf der Tetraederposition charakterisiert. Die höchsten Aluminiumgehalte zeigt G 2071, die Probe, die aus

dem Kontaktbereich der beiden Einheiten stammt. Die mg-Zahlen liegen mit Werten zwischen 0.5 und 0.6 vergleichbar zu einigen Chloriten (mit maximalen mg-Werten) der Gesteine aus der Yayabo-Einheit (Abb.5.6).

5.4 Glimmer

Eine wichtige Beobachtung, die auch für die Metamorphosegeschichte des gesamten Gebietes von Bedeutung ist, ist die Tatsache, daß, mit einer Ausnahme, nur Hellglimmer in den Gesteinen der Escambray auftreten.

Die Hellglimmer der einzelnen Einheiten zeigen signifikante Unterschiede (Abb. 5.8). Während die Hellglimmer der Pitajones- und der Gavilanes-Einheit durch hohe Si-Gehalte charakterisiert sind, besitzen die Hellglimmer in den Gesteinen der Yayabo-Einheit niedrigere Si-Gehalte. In den Gesteinen der Mabujina-Formation handelt es sich um nahezu reine Muscovite, also Glimmer, die sehr niedrige Si-Gehalte aufweisen.

Die Zusammensetzung der analysierten Hellglimmer liegen entlang der Tschermak-Substitution (Abb. 5.8), allerdings weist die Abweichung von dieser Linie, insbesondere in den

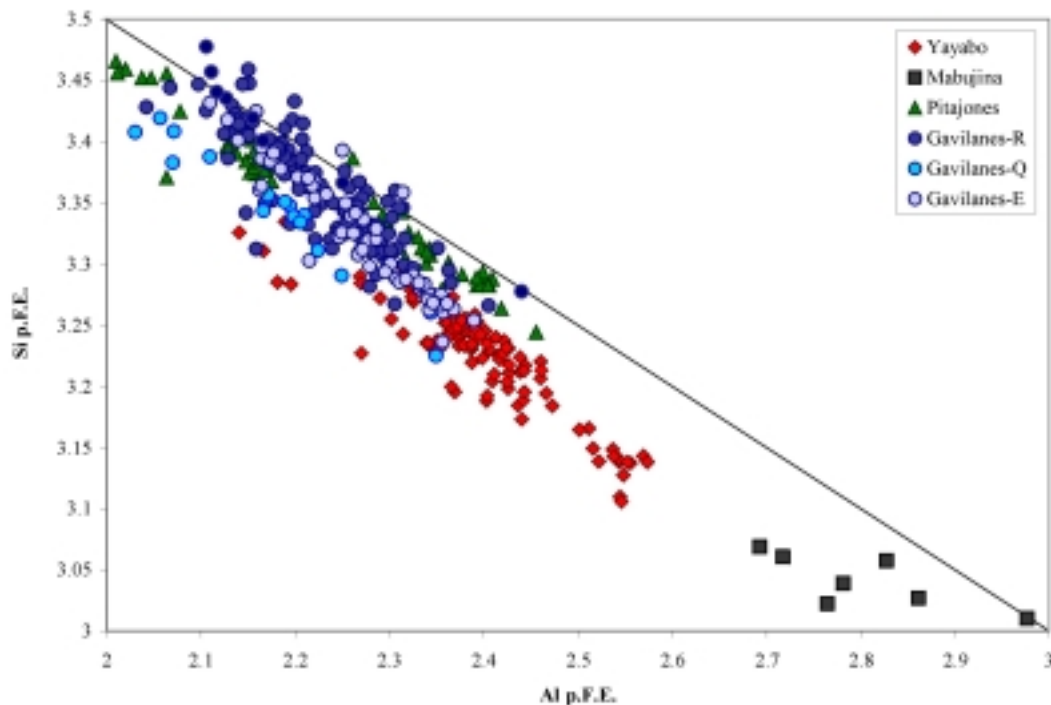


Abbildung 5.8: Darstellung des Aluminium- zu Silizium-Verhältnisses in Phengit der untersuchten Gesteine. Die eingezeichnete Linie stellt die Tschermak-Substitution ($\text{Al}^{\text{IV}}_{+1}\text{Al}^{\text{VI}}_{+1}\text{Si}_{-1}(\text{Mg}, \text{Fe})_{-1}$) dar.

Hellglimmern mit niedrigen Si-Gehalten, auf eine Substitution von Aluminium durch dreiwertiges Eisen hin.

Die Einteilung in drei Gruppen spiegelt sich auch in der nächsten Abbildung, der Darstellung der mg-Zahl gegen den Si-Gehalt wider (Abb. 5.9). Die Glimmer der beiden erstgenannten Einheiten zeichnen sich durch hohe mg-Zahlen aus. Die höchsten mg-Zahlen zeigen Phengite aus der Pitajones-Einheit. Die niedrigsten mg-Zahlen in Phengiten liegen in den eisenreichen Metaquarziten aus Buenos Aires vor.

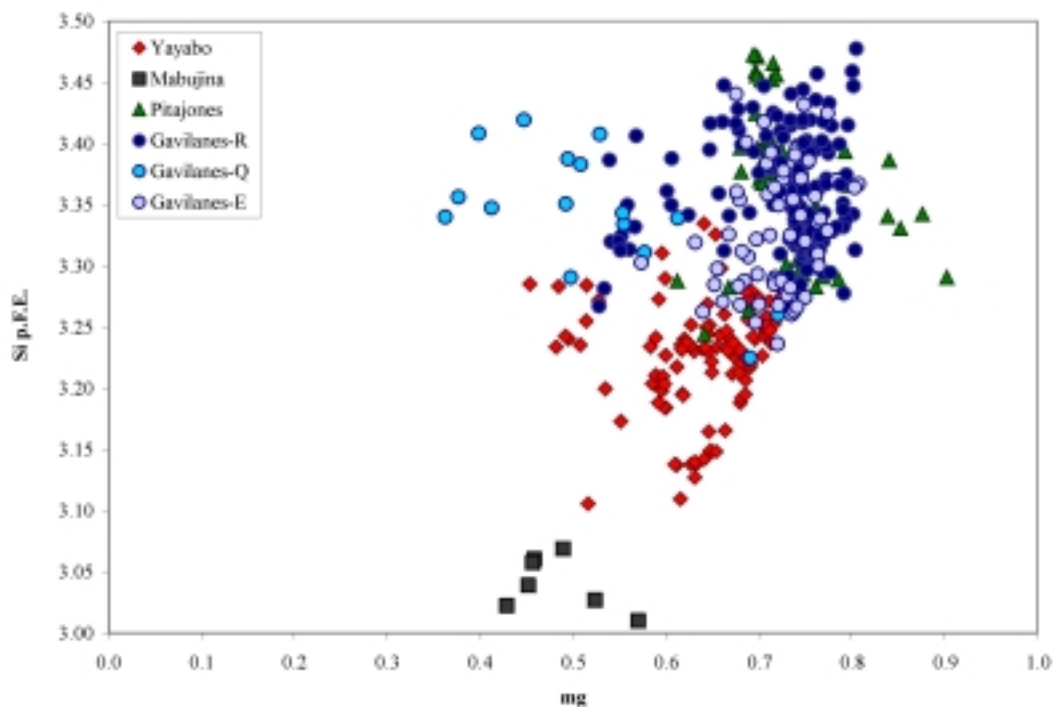


Abbildung 5.9: Darstellung der mg-Zahl gegen den Silizium-Gehalt in Phengit der untersuchten Gesteine.

In der Yayabo-Einheit liegen die mg-Zahlen zwischen 0.59 und 0.73, nur einige wenige Hellglimmer zeigen mg-Zahlen von 0.45 - 0.55, vergleichbar zu den Werten in den Glimmern der Mabujina-Formation.

In den Metagabbros der Pitajones-Einheit ist Phengit, wie es für mafische Gesteine typisch ist, nur in untergeordneten Mengen vorhanden. Eine Ausnahme bildet die Probe G 1005. In dieser Probe kommt Phengit ausschließlich in der Matrix vor und zeigt hohe Si-Gehalte bei mg-Zahlen von 0.68 bis 0.73. Phengit mit niedrigeren Si-Gehalten und mg-Zahlen über 0.7 ist später gewachsen und weist nur eine geringe Korngröße auf. In den anderen Proben ist Phengit vorzugsweise in Albit zu finden und zeigt dort Si-Gehalte um 3.25 bis 3.35 Si p.F.E. und hohe mg-Zahlen. In G 1008 tritt Phengit auch in der Matrix auf und besitzt dort geringfügig höhere

Si-Gehalte bei einem niedrigeren Magnesium-zu-Eisen-Verhältnis. In M 543 zeigt Phengit, der neben Paragonit auf Spaltflächen in Amphibol gewachsen ist, niedrigere Si-Gehalte und mg-Zahlen als Phengit in Albit.

Die Si-Gehalte in den Phengiten aller Proben der Gavilanes-Einheit reichen von 3.27 bis 3.46 Si p.F.E. Die Werte variieren bereits in einer Probe ähnlich deutlich, ohne daß unterschiedliche Gehalte unterschiedlichen Generationen oder einer Zonierung zugeordnet werden könnten.

In den Metapeliten des Profils Gavilanes dominiert Phengit. Nur in G 1093 ist Paragonit beherrschender Hellglimmer. Phengit ist nur selten in Form von dünnen Lagen im Kontakt zu Paragonit zu finden. In den untersuchten Gesteinen aus Buenos Aires ist Paragonit vorhanden und auch der dominierende Hellglimmertyp. Phengit tritt in diesen Proben häufig nur neben Paragonit oder neben Chlorit auf. In G 1038 gibt es keinen Phengit.

Die mg-Zahl in den Phengiten der beiden Profile unterscheidet sich mit Ausnahme der Probe G 1094 nicht. Die niedrige mg-Zahl ist dabei konsistent mit den ebenfalls niedrigen mg-Zahlen in Amphibol in diesem Gestein. Eine Koexistenz des Phengits in G 1080 mit Amphibol, der eine Ferroglaukophanzusammensetzung aufweist, ist aufgrund der unterschiedlichen mg-Zahlen auszuschließen. Phengit mit deutlichen Gehalten an dreiwertigem Eisen tritt in G 2260/S 232 und in den Metaquarziten G 2077 und G 2079 auf.

In den hier untersuchten Eklogiten sind meistens sowohl Paragonit als auch Phengit zu finden. Ausnahmen sind S 145 und M 369; in beiden Proben ist nur Phengit enthalten. Dabei zeigt Phengit in S 145 in der Matrix hohe Si-Gehalte (Si = 3.38 bis 3.42 p.F.E.) und Phengit, der neben Chlorit und Albit retrograd gebildet wird, niedrigere Si-Gehalte (Si = 3.25 bis 3.3 p.F.E.). In M 369 tritt nur ganz vereinzelt Phengit mit Si-Gehalten um 3.35 auf.

In den anderen Proben dominiert Paragonit, und nur selten kommt Phengit vor. Diese Phengite lassen sich in zwei Gruppen einteilen. In S 067 und in M 761 tritt Phengit mit Si-Gehalten zwischen 3.23 und 3.32 auf, in M 366, M 568 und G 2169 zeigt Phengit etwas höhere Si-Gehalte. Interessant ist, daß Phengit aus allen Proben ähnliche mg-Zahlen (0.6 bis 0.75) aufweist. In M 761 kommt in der Matrix Phengit vor, der homogen ausgebildet ist. Er ist möglicherweise später gebildet worden. In M 366 tritt in der Matrix und als Einschlußphase im Granat vereinzelt Phengit im direkten Kontakt zu Paragonit auf. In G 2094 sind beide Hellglimmer sowohl in der Matrix, als auch als Einschluß in Granat zu finden. Die Si-Gehalte der Phengite unterscheiden sich nicht, allerdings ist die mg-Zahl des Einschluß-Phengits niedriger als die in Phengit der Matrix.

In den beiden Metagabbros tritt kein Hellglimmer auf. M 591 ist die einzige Probe, in der

Biotit vorkommt (Korngrößen $< 10 \mu\text{m}$). Er zeigt eine hohe mg-Zahl (0.56) und niedrige Aluminiumgehalte, wie es für Glimmer in metabasischen Gesteinen typisch ist (Guidotti, 1984).

Die Hellglimmer in der Yayabo-Einheit überschreiten 3.35 Si p.F.E. nicht. Interessant sind hier auch wieder die mg-Zahlen. Die niedrigsten Werte treten in G 2213 und G 1068 (mg = 0.48) auf, die höchsten in S 192 und G 2199 (mg = 0.7). Phengit in G 2195 zeigt mg-Werte um 0.6 bei Si-Gehalten zwischen 3.2 und 3.3 Si p.F.E. In G 2180 kommt Phengit mit ähnlichen Si-Gehalten, aber höheren mg-Zahlen (0.65) vor. In G 1062 sind zwei unterschiedliche Hellglimmer zu finden. Phengit neben Quarz und Granat in der Matrix zeigt mg-Zahlen um 0.65 und Si-Gehalte um 3.15, in Albit liegen die Werte jeweils höher (0.68; 3.25). Erwähnenswert ist der hohe Ba-Gehalt von bis zu 4 Gew. % BaO (\approx bis zu 0.1 Ba p.F.E.) in den Hellglimmern der Yayabo-Einheit.

Generell sind nur sehr wenig Hellglimmer in den untersuchten Gesteinen der Mabujina-Formation vorhanden. Sie kommen lediglich in Koexistenz mit Albit, also als späte Bildung vor. Die Si-Gehalte sind niedrig, häufig handelt es sich um nahezu reinen Muscovit. In M 600 treten in Albit kleine idiomorphe Hellglimmer auf, die analog zu Glimmern der Yayabo-Einheit hohe Bariumgehalte aufweisen.

5.5 Granat

In Abbildung 5.10 ist die Granatzusammensetzung der Gesteine dargestellt, die die Unterschiede zwischen den Zusammensetzungen der jeweiligen Einheiten herausstellt.

Die chemische Zusammensetzung des Granats in den Metagabbros der Pitajones-Einheit ist in allen Proben nahezu identisch. Es handelt sich um almandin- und grossularreichen Granat. In G 1005 ist der Granat soweit erhalten, daß eine Zonierung bestimmt werden konnte. Die Spessartinkomponente nimmt vom Kern zum Rand hin ab.

In den anderen Proben sind nur noch Relikte vorhanden. In M 532 und M 543 tritt kein Granat auf.

Granat in den Gesteinen der Gavilanes-Einheit kann in zwei Gruppen eingeteilt werden. Die Metapelite und insbesondere die eisenreichen Metaquarzite zeigen eine deutliche Zonierung ausgehend von einer sehr spessartinreichen Zusammensetzung im Kern, die zum Rand hin abnimmt, während die Almandinkomponente deutlich und die Pyropkomponente leicht zunehmen. Der absolut Mangan-reichste Granat ist im Metaquarzit G 2079 zu finden (Profil Buenos Aires), der Mangan-reichste Granat des Profils Gavilanes ist im Metaquarzit G 1077

enthalten, aber auch Granat in G 1080 weist eine hohe Spessartinkomponente auf. Die zweite Gruppe stellen die Eklogite und basischeren Gesteine aus Buenos Aires dar. Sie sind durch insgesamt niedrigere Mangangehalte und eine deutliche Zonierung der Pyropkomponente gekennzeichnet. Die Grossularkomponente unterscheidet sich in den jeweiligen Proben nur wenig. Doch auch die Unterschiede sind signifikant. Die höchste Pyropkomponente liegt in den Proben M 369 und S 145 vor. Die höchste Spessartinkomponente weisen G 2169 und M 761 auf, dort sind Mangan, aber auch Calcium besonders deutlich zoniert. Weiterhin auffällig ist eine sehr niedrige Pyropkomponente in M 568. Die Granatzusammensetzung in dieser Probe zeigt auch kaum Ähnlichkeit zu M 366, dem zweiten Marmor/Eklogit dieser Untersuchungsreihe. Die höchste Almandinkomponente besitzt Granat in G 2260/S 232.

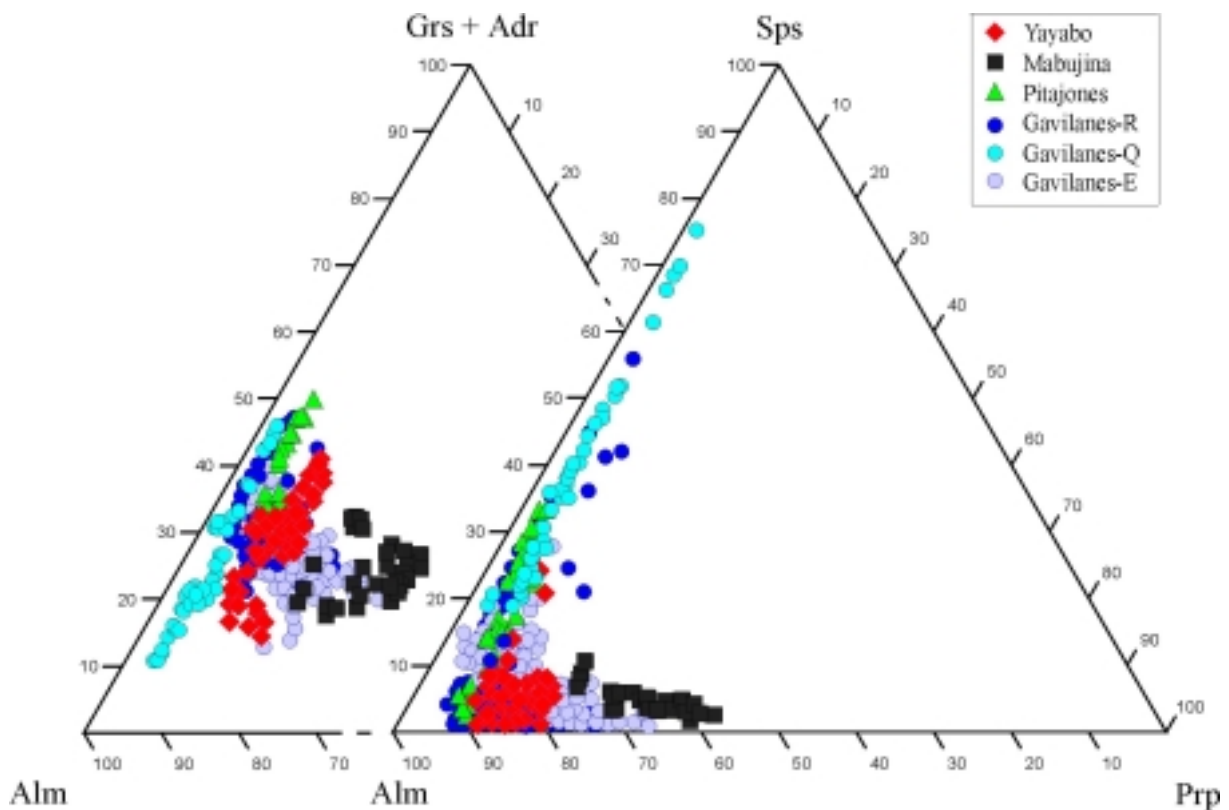


Abbildung 5.10: Granatzusammensetzungen in den untersuchten Gesteinen aller Einheiten, (a) Almandin-Grossular + Andradit-Pyrop, (b) Almandin-Spessartin-Pyrop.

Besonders deutlich sind die Unterschiede in den Granatzusammensetzungen der Yayabo-Einheit bzw. der Mabujina-Formation (Abb. 5.11).

In der Yayabo-Einheit dominieren Almandin-Grossular-Zusammensetzungen mit geringen Spessartinanteilen. Die höchste Grossularkomponente tritt in G 2180 auf, die höchste Almandinkomponente in G 1068. In der Mabujina-Formation ist die Spessartinkomponente

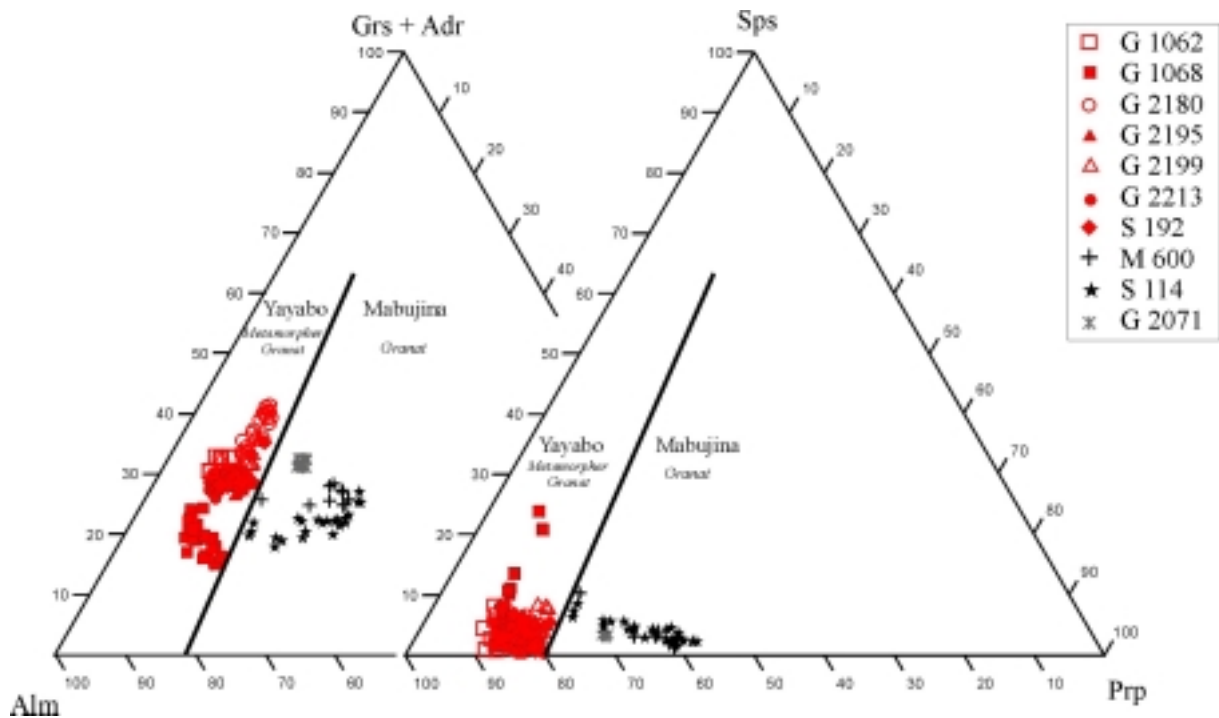


Abbildung 5.11: Granatzusammensetzungen in den Gesteinen der Yayabo-Einheit bzw. der Mabujina-Formation, (a) Almandin-Grossular + Andradit-Pyrop, (b) Almandin-Spessartin-Pyrop.

noch niedriger, die Pyropkomponente in Granat dagegen deutlich höher, sogar höher als die in den Eklogiten. Interessant ist auch die Granatzusammensetzung der Probe G 2071 (grau). Diese Probe tritt im Kontaktbereich der beiden Einheiten auf. Der Granat bietet einen ersten Hinweis, daß die Probe zur Mabujina-Formation gerechnet werden muß. Andererseits zeigt dieser Granat eine höhere Grossularkomponente als die anderen Gesteine dieser Einheit. Auch die Pyropkomponente ist vergleichsweise niedrig.

In den untersuchten Proben vom Nordrand ist kein Granat vorhanden.

5.6 Feldspäte

Feldspat spielt in den untersuchten Gesteinen eine unterschiedliche Rolle. In den Metagabbros der Pitajones-Einheit ist Plagioklas Hauptbestandteil. Die ehemaligen magmatischen Calcium-haltigen Plagioklase sind in allen Proben zu nahezu reinem Albit umgewandelt.

In den untersuchten Proben der Gavilanes-Einheit spielen Feldspäte dagegen nur eine untergeordnete Rolle, Ausnahmen bilden der Albitgneis G 1094 und der Eklogit M 761. Neben Albit kommt in G 1094 Kalifeldspat (96 mol % Orthoklas-Komponente) vor, der gemeinsam mit Relikten eines jadeitreichen Pyroxens umgeben von Glaukophan und Paragonit auftritt.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von Kalifeldspat neben Paragonit in M 761. In allen anderen Proben ist untergeordnet reiner Albit vorhanden, der zu einer retrograden Paragenese gehört.

Noch deutlicher als in der Amphibol- bzw. Granatzusammensetzung sind die Unterschiede in der Plagioklaszusammensetzung der Yayabo-Einheit und der Mabujina-Formation. In den Yayabo-Gesteinen tritt ausschließlich reiner Albit auf. In den Gesteinen der Mabujina-Formation kommen Plagioklas-Mischkristalle (Abb. 5.12) sowie saussuritisierte Plagioklase, d.h. Albit mit Zoisit/Klinozoisit- und Muscovit-Verwachsungen, vor. Die Verwachsungen konzentrieren sich auf den Kernbereich. Diese Verwachsungen werden von reinem Albit umgeben.

Die höchste Anorthitkomponente liegt in den Plagioklasen der Gesteine vom Nordrand der Kuppel vor, mit bis zu 64 mol % An in G 2002. Anorthitkomponente tritt außerdem in den Proben G 2003, S 114 und teilweise in G 2071 auf. Das Vorkommen eines Plagioklasmischkristalls in G 2071 bestätigt wiederum die Zuordnung dieser Probe zur Mabujina-Formation.

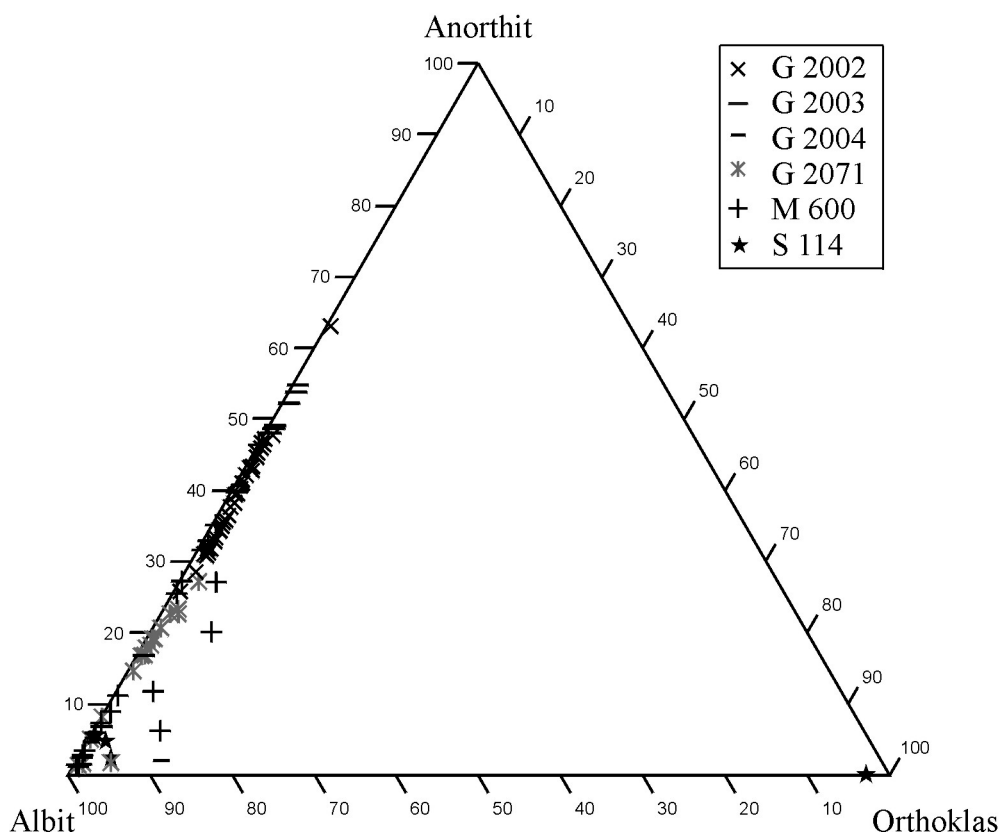


Abbildung: 5.12: Feldspatzusammensetzungen in den Proben der Mabujina-Formation.

Die Plagioklaszusammensetzung mit durchschnittlich $An < 50$ würde nach der Klassifikation von Streckeisen (1980) für einen Diorit sprechen; der sehr niedrige Gehalt an SiO_2 im Gestein (vgl. Tabelle C.1 im Anhang) widerspricht aber dieser Einteilung, so daß die Gesteine als Gabbros beziehungsweise Metagabbros angesprochen werden.

Eine weitere Besonderheit ist das Auftreten von nahezu reinem Kalifeldspat in S 114 (vgl. Abb. 5.12).

5.7 Klinopyroxen

In diesem Kapitel werden sowohl die magmatischen als auch die metamorphen Klinopyroxene vorgestellt. Magmatische Pyroxene sind als Relikte in einigen Metagabbros sowohl der Pitajones- als auch der Gavilanes-Einheit zu finden. Metamorphe Pyroxene treten ausschließlich in den Gesteinen der Gavilanes-Einheit auf.

In den meisten Proben aus den beiden Profilen zeigt Klinopyroxen eine Zusammensetzung mit einer Jadeitkomponente von $X_{Jd} \approx 0.5$ (Abb. 5.13) – dies ist eine Zusammensetzung, die häufig in metamorphen Gesteinen und auch in metamorphen basischen Gesteinen wie Eklogiten anzutreffen ist. Eine niedrigere Jadeitkomponente liegt in zwei Proben aus Buenos Aires vor (G 1038, G 2166), während die höchsten Jadeitgehalte in Omphacitrelikten im Metaquarzit (G 2260, S 232) aus dem Profil Gavilanes vorliegen. Dieser Omphacit zeigt auch die höchsten Werte für dreiwertiges Eisen (Ägirinkomponente). Die größte Vielfalt ist im Albitgneis G 1094 zu finden. Die Omphacitrelikte in dieser Probe haben eine niedrige Jadeitkomponente von durchschnittlich 38 mol %. Der kleinste Wert liegt sogar bei $X_{Jd} = 30$. Andererseits liegen Relikte mit Jadeitgehalten von 77 mol % vor, die in das Jadeitfeld fallen. Im eisenreichen Metaquarzit G 2079 tritt Ägirin auf, ein sehr eisen- und natriumreicher Klinopyroxen.

Deutliche Unterschiede liegen auch in der Zusammensetzung der Pyroxene der Eklogite vor. Omphacit ist in S 145, M 761 und G 2094 dominierende Phase. Insbesondere in M 761 ist Omphacit aufgrund der idiomorphen Ausbildung und seiner Zonierung sehr auffällig. Omphaciteinschlüsse in Granat sind ebenfalls idiomorph ausgebildet. Sie zeigen die niedrigsten Jadeitgehalte im Omphacit aller Eklogite ($X_{Jd} = 36$). Die Ränder der Matrixomphacite weisen dagegen recht hohe Jadeitgehalte ($X_{Jd} = 52$) auf. Eine vergleichbare Jadeitkomponente zur durchschnittlichen Zusammensetzung im Omphacit in M 761 tritt in S 145 auf. Etwas höhere Werte zeigen Omphacite in G 2094 (bis zu $X_{Jd} = 59$). Ebenfalls zoniert ist Omphacit in Probe G 2169. In dieser Probe besitzt Pyroxen im Kern eine niedrige Jadeitkomponente ($X_{Jd} = 42$), die zum Rand ($X_{Jd} = 57$) hin zunächst ansteigt, am äußersten Rand ($X_{Jd} = 49$) jedoch wieder etwas niedriger liegt. Omphaciteinschlüsse in Granat weisen eine vergleichbare Jadeitkomponente wie die Kerne der Matrix auf.

In den beiden Eklogiten, die als gefaltete Boudins im Marmor auftreten, ist der Jadeitgehalt mit $X_{Jd} = 46-50$ in M 366 etwas höher als der in M 568 ($X_{Jd} = 41-48$), aber vergleichbar mit den durchschnittlichen Werten der anderen Proben.

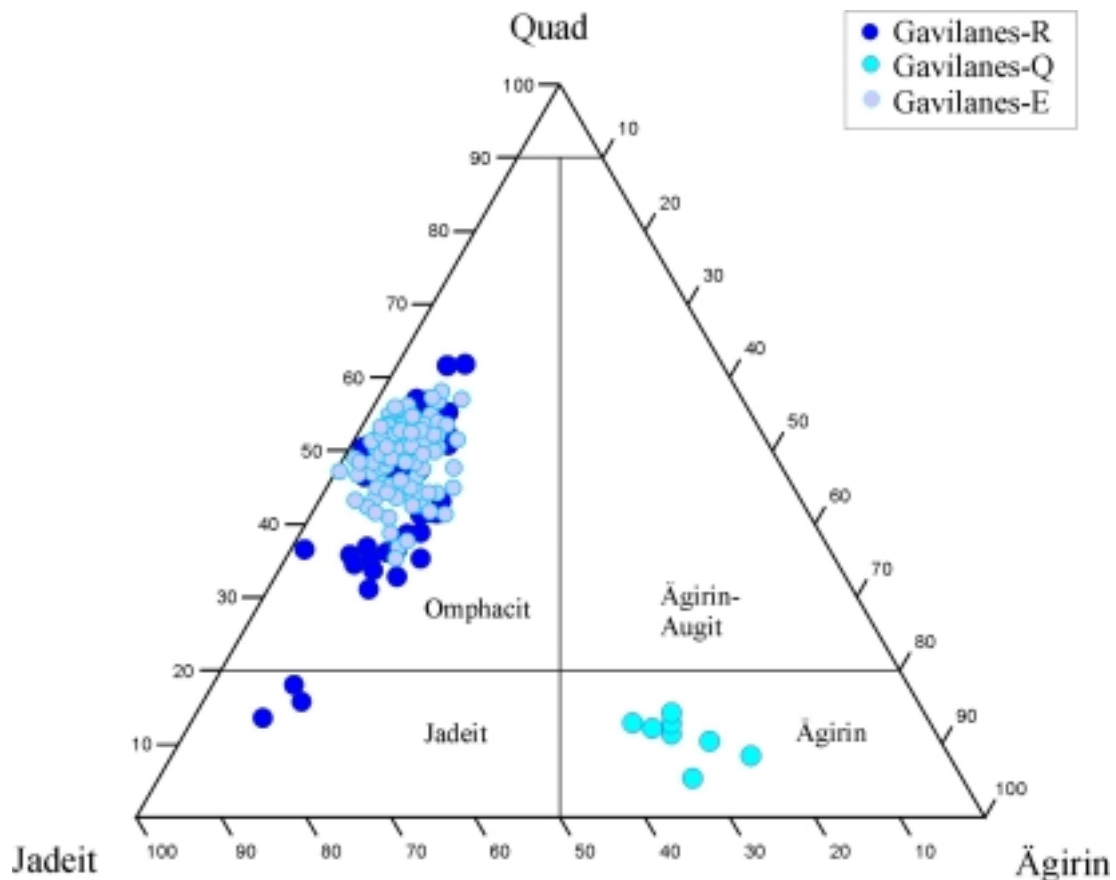


Abbildung 5.13: Pyroxenzusammensetzung in den Gesteinen aus den beiden Profilen sowie den Eklogiten aus der Gavilanes-Einheit (Nomenklatur nach Morimoto, 1989; QUAD: Ca-Mg-Fe-Pyroxene).

Die Pyroxene der drei Proben aus der Lokalität E 069 unterscheiden sich recht deutlich in ihrem Jadeitgehalt. Im eher massigen Eklogit liegt der Jadeitgehalt bei $X_{Jd} = 0.41$, im Blauschiefer (G 1107) bei 0.48 und im deutlich eingeregeltten Blauschiefer (S 067) bei 0.51. Hinzu kommt in der letztgenannten Probe eine höhere Ägerinkomponente. Der Na_2O -Gehalt liegt zwischen 8 und 9.3 Gew. % und damit 2 bis 3 Gew. % höher als in den anderen beiden Proben.

Eine besondere Varianz zeigen die Pyroxene der beiden Metagabbros aus der Gavilanes-Einheit, die in Abbildung 5.14 dargestellt ist. In beiden Proben, wenn auch in M 591 nur als Relikte mit Korngrößen $< 10 \mu\text{m}$, sind drei unterschiedliche Pyroxene, magmatische Pyroxene, Omphacit und sehr jadeitreiche Pyroxene vorhanden. Bei einigen Analysen handelt es sich wahrscheinlich um Mischanalysen, insbesondere bei den magmatischen Pyroxenrelikten aus M 591.

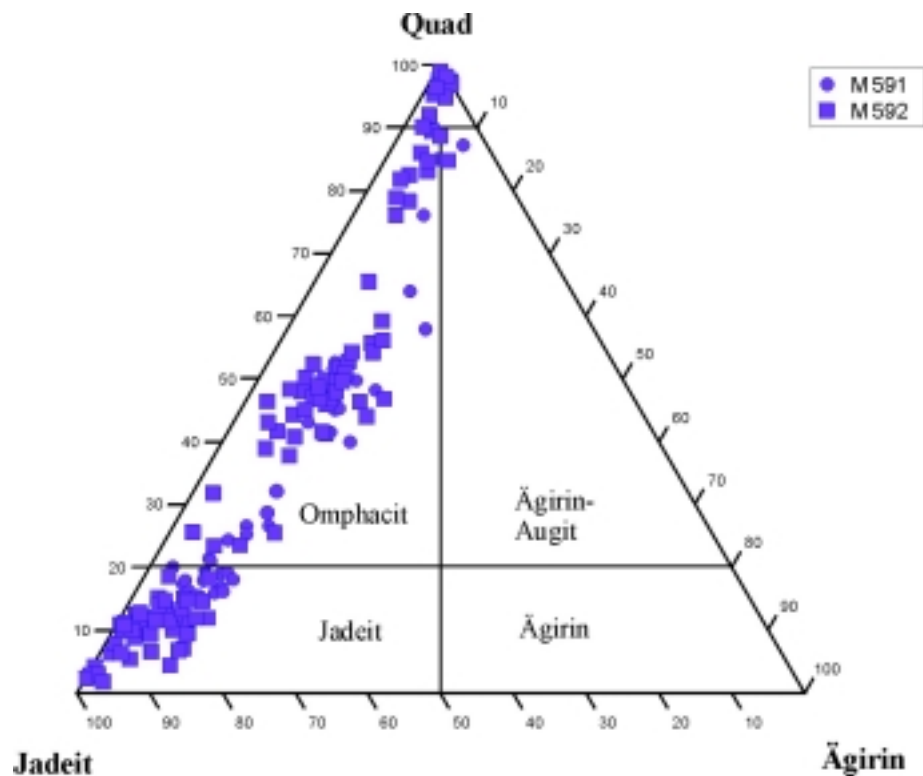


Abbildung 5.14: Darstellung aller Pyroxenzusammensetzungen der Metagabbros im Klassifikationsdiagramm (Nomenklatur nach Morimoto, 1989).

In M 592 zeigen die magmatischen Pyroxene eine Zonierung mit einer eisenreicheren Zusammensetzung im Kern und einem breiten Saum eines magnesiumreicheren Pyroxens (Abb. 5.15). Magmatischer Pyroxen in M 591 ist eisen- und calciumreicher.

Auffällig in M 592 sind die leistenförmigen Jadeitkörner, die zum Teil vollständig von Augit umgeben sind. Die Trennung der beiden Pyroxene verläuft scharf und auch Auswirkungen einer Diffusion ist nicht zu erkennen, wie Abbildung 5.16 belegt. Zwischen Jadeit in den Klüften, als Leisten in Augit und auch Jadeit, der zwischen Augit gewachsen ist, gibt es keine Unterschiede in der Zusammensetzung. Sie ist jeweils nicht ganz homogen, es treten unregelmäßige Bereiche auf, die etwas natriumreicher sind (vgl. Abb. 4.26 in Kapitel 4.2.3).

Die höchste Jadeitkomponente in Omphacit tritt auf, wenn Omphacit Augit verdrängt. In Verwachsungen mit Jadeit zeigt Omphacit dagegen niedrigere Jadeit-Gehalte. Eine jeweils geringere Jadeit-Komponente weisen sowohl Jadeit als auch Omphacit auf, die eine homogene Zusammensetzung besitzen und möglicherweise ein (späteres) lokales Gleichgewicht anzeigen.

Letztgenannte Feststellung ist auch in M 591 zu beobachten. In dieser Probe ist der Jadeitgehalt insgesamt etwas niedriger, der höchste Wert liegt bei $X_{Jd} = 0.79$. Auch die Volumenanteile an metamorphen Pyroxenen sind deutlich geringer.

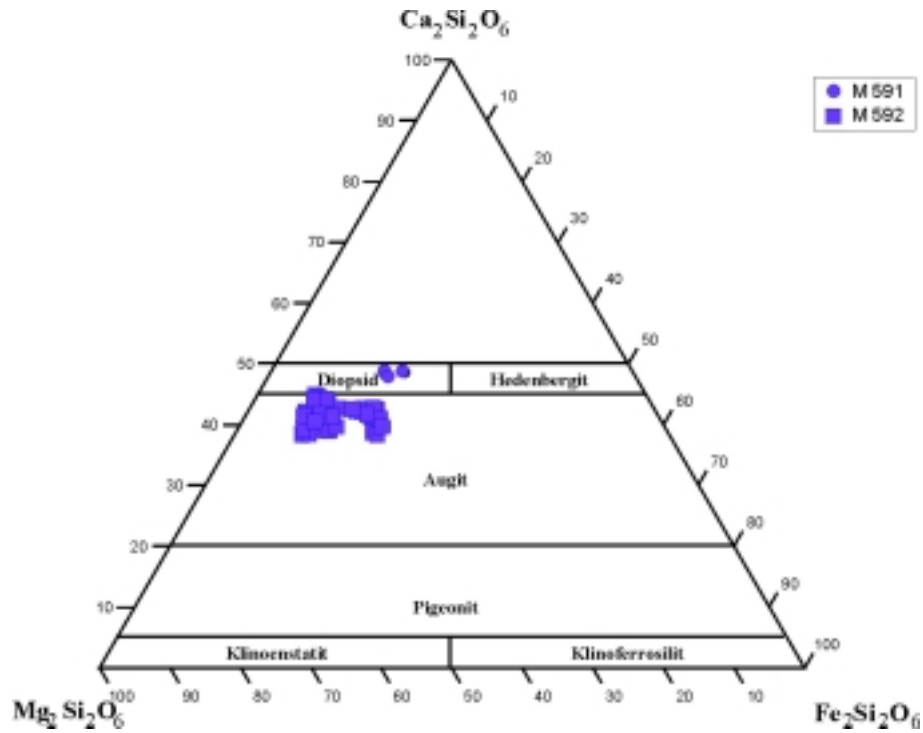


Abbildung 5.15: Darstellung der magmatischen Pyroxene im Klassifikationsdiagramm für Ca-Fe-Mg-Klinopyroxene (Nomenklatur nach Morimoto, 1989).

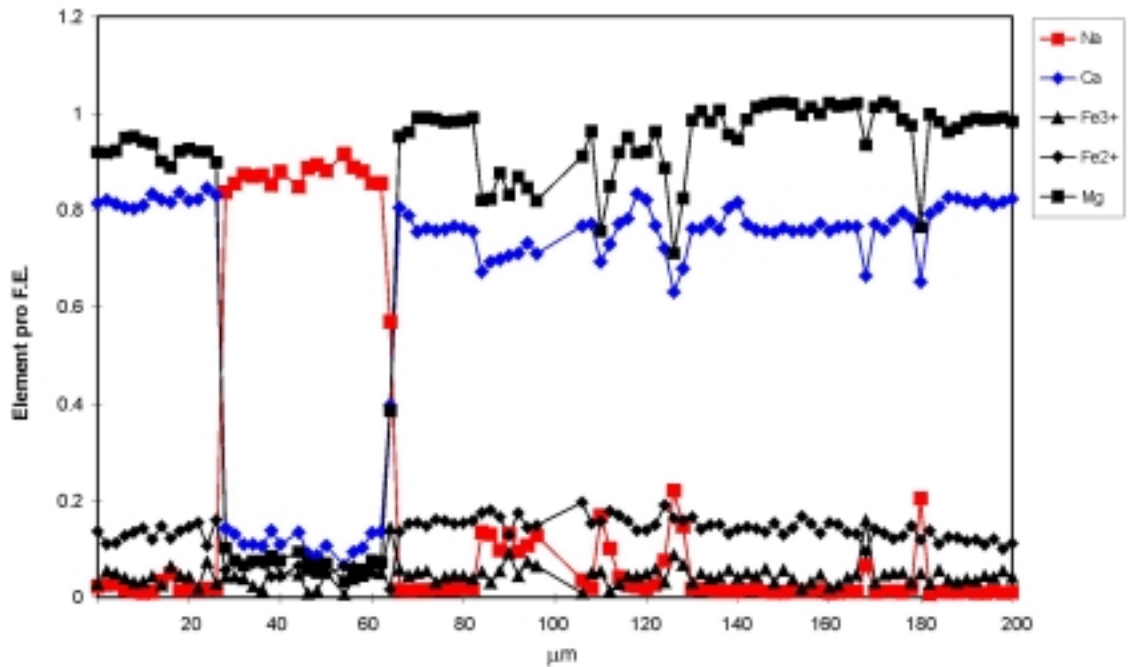


Abbildung 5.16: Scan durch einen Augit mit eingeschlossenem Jadeit (+ Omphacitverwachsung) aus M 592.

5.8 Pumpellyit

Pumpellyit tritt in einem Gestein der Pitajones-Einheit (M 501) und in 4 Gesteinen der Gavilanes-Einheit (M 592, G 1081, S 047 und G 1038) auf. Die Zusammensetzung des Pumpellyits ist in allen Gesteinen sehr ähnlich und sehr aluminiumreich (Abb. 5.17).

Die Zusammensetzung des Pumpellyits in den Metagabbros ist etwas magnesiumärmer, insbesondere die der Probe M 592. Die anderen Proben weisen einen nahezu identischen Pumpellyitchemismus auf. Interessant ist, daß Pumpellyit in den beiden Metagabbros M 501 und M 592 prograd und in den anderen Gesteinen retrograd auftritt.

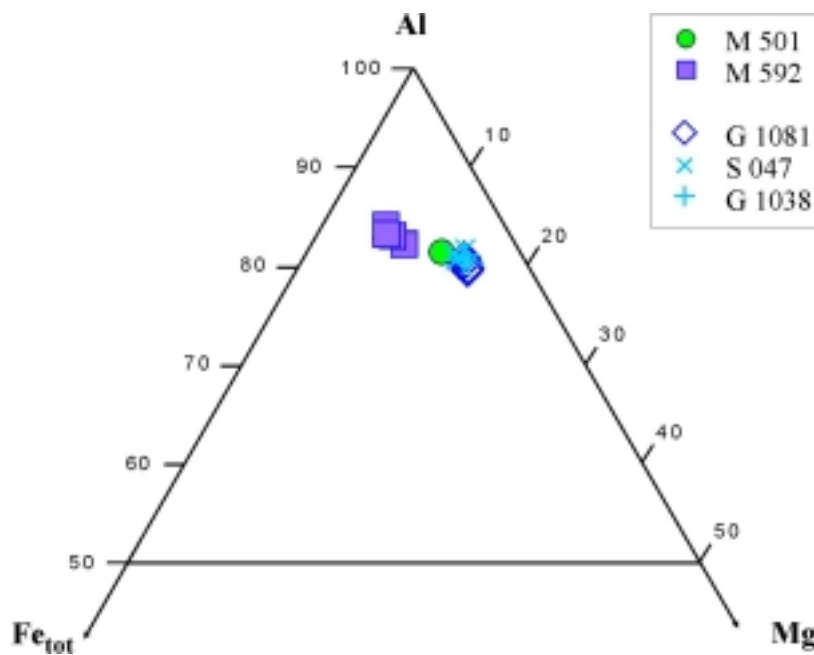


Abbildung 5.17: Pumpellyitzusammensetzung im Al – Fe_{tot} – Mg - Dreieck.

5.9 Lawsonit

Lawsonit ist Bestandteil in G 1008 sowie in den Gesteinen der Gavilanes-Einheit G 1038, G 1078, G 1080 und G 1081. Die Zusammensetzung des Lawsonit entspricht der idealen Strukturformel.

5.10 Deerit

Auch wenn das Mineral Deerit heute nicht mehr als seltenes Mineral bezeichnet werden kann – es ist aus mehr als 20 Lokalitäten bekannt (Lattard & Le Breton, 1994; Klein-Helmkamp, 1996) – so ist es hier doch als etwas besonderes zu betrachten, da das Vorkommen im Escambray Massiv das bisher einzige in der Karibik und Südamerika darstellt. Bevor auf dieses Vorkommen in den beiden Proben der Lokalität Buenos Aires näher eingegangen wird, erfolgt daher eine kurze Vorstellung dieses Minerals.

Deerit wurde erstmals von Agrell *et al.* (1965) aus dem Laytonville Quarry beschrieben - der Typlokalität der Minerale Deerit, Howieit und Zussmanit. Es ist ein sehr eisenreiches Silikat mit der Formel



Deerit bildet schwarze Nadeln, die in c-Richtung gestreckt sind. In der Vergangenheit wurde Deerit häufig als opaker Amphibol beschrieben oder teilweise sogar übersehen. Er weist eine gute Spaltbarkeit parallel 110 auf.

Im Deerit kann das zweiwertige Eisen durch Mn substituiert werden, aber auch Mg, Zn, Al, Cr, Ti und V können in die Struktur eingebaut werden. Während jedoch natürlicher Deerit mit bis zu 77 mol % Mn gefunden wurde, können – nach experimentellen Untersuchungen von Langer *et al.* (1977) – nur 20 mol % Al in die Struktur, die von Fleet (1977) beschrieben wurde, eingebaut werden. Wichtige Merkmale der Struktur sind hier zusammengefaßt:

Bei Deerit handelt es sich um ein Kettensilikat mit monokliner Symmetrie und mit der Raumgruppe $P2_1/a$. Die Struktur kann vereinfacht anhand von zwei Strukturmerkmalen dargestellt werden: Die eine Baueinheit ist durch $[\text{Si}_6\text{O}_{17}]$ -Ketten gegeben. Jeweils 6 Tetraeder bilden einen Ring. Diese Ringe sind in unendlichen Ketten entlang der c-Achse aneinandergereiht. Die zweite Baueinheit bilden die ebenfalls parallel c verlaufenden Oktaederbänder. Sechs Oktaeder sind parallel zu (110) über Kanten verknüpft, wobei die randlichen Oktaeder von den 3-wertigen Kationen besetzt werden. Somit ergibt sich ein Tetraeder - Oktaeder - Tetraeder – „Sandwich“, wie es auch in vielen Schichtsilikaten anzutreffen ist. Beim Deerit ist dieses Paket jedoch nach 6 Oktaedern unterbrochen. Weitere Merkmale der Struktur sind oktaedrische Sauerstoffe, die nicht mit Silizium, sondern mit Wasserstoff verbunden sind und Hohlräume zwischen den Tetraederketten (-Rücken).

Eine weitere Besonderheit des Minerals ist sein Stabilitätsfeld. Nach experimentellen Un-

tersuchungen von Lattard und Le Breton (1994) ist Deerit erst ab Drücken oberhalb 10 kbar stabil und das bei nur sehr niedrigen Temperaturen. Es muß daher bei einem geothermischen Gradienten unterhalb von $10^{\circ}\text{C km}^{-1}$ gebildet worden sein. Außerdem ist das Vorkommen von Deerit begrenzt auf relativ Al-arme, sehr Fe-reiche oder Fe-Mn-reiche Metapelite. Auffällig

Tabelle 5.2: Repräsentative Deeritanalysen (normiert auf 30 Kationen und 90 Ladungen).

Probe	M 562	M 562	G 2074	G 2074
Analyse	6	14	22	23
SiO₂	33.08	32.77	33.33	32.79
TiO₂	0.14	0.14	0.24	0.19
Al₂O₃	0.12	0.15	0.53	0.35
Fe₂O₃	22.14	22.41	21.49	22.89
Cr₂O₃	0.06	0.00	0.51	0.51
FeO	38.79	38.53	37.23	36.59
MnO	0.37	0.30	0.95	0.89
MgO	0.10	0.07	0.92	0.91
CaO	0.03	0.02	0.04	0.05
Na₂O	0.06	0.06	0.04	0.04
Summe	94.87	94.44	95.28	95.21
Si	11.944	11.896	11.884	11.736
Ti	0.038	0.037	0.064	0.051
Al	0.049	0.064	0.223	0.148
Fe³⁺	6.016	6.121	5.766	6.165
Cr	0.016	0.000	0.144	0.144
Fe²⁺	11.712	11.698	11.101	10.952
Mn	0.113	0.091	0.287	0.270
Mg	0.053	0.035	0.489	0.486
Ca	0.011	0.008	0.015	0.019
Na	0.039	0.044	0.028	0.028
K	0.007	0.006	0.000	0.002

ist eine größere Anzahl von Vorkommen im Tethys-Bereich und in der Franciscan-Formation (Kalifornien). Muir Wood (1979) hat zwischen zwei „Deerit-Lokalitäten“ unterschieden:

- Franciscan-Typ
- Alpidischer Typ

Deerit aus der Franciscan-Formation ist Mn-reicher und auch die Amphibolzusammensetzungen, mit denen Deerit koexistiert, unterscheiden sich. Im Glaukophan aus dem „Franciscan“ sind der Fe^{3+} - und der Mg-Gehalt höher als im Amphibol aus den Alpen, in dem mehr Aluminium zu finden ist. Diese Unterschiede führt Muir Wood (1979) auf unterschiedliche Metamorphosegrade zurück. Insbesondere die Drücke, die die Gesteine der Franciscan-Formation erlebt haben, sind höher. Deerit mit dem höchsten Mn-Gehalt (bis zu 33 Gew. % MnO) ist von der griechischen Insel Andros beschrieben worden (Reinecke, 1987).

In der Escambray tritt Deerit in den Metaquarziten M 562 und G 2074 auf. Die Zusammensetzung des Deerits kommt in beiden Proben der des Deerit-Endglieds sehr nahe. Dies wird in Tabelle 5.2 anschaulich dokumentiert.

5.11 Akzessorien

In den monotonen Karbonat- und Quarzglimmerschiefern der Pitajones-Einheit ist Pyrit ein häufiges Akzessorium. Apatit tritt in den Gesteinen der Gavilanes- sowie der Yayabo-Einheit auf. In fast allen Gesteinen sind Titanit und/oder Rutil zu finden. Die häufigste Titanphase in den untersuchten Gesteinen aus der Mabujina-Formation stellt dagegen Ilmenit dar.





In den Metaquarziten tritt häufig Magnetit auf. Spinellmischkristalle sind Bestandteil der vier untersuchten Metaquarzite aus dem Profil Buenos Aires. In G 2077, G 2079 und in M 562 kommt Magnetit vor, in G 2079 kommt ein Chromspinell hinzu. In G 2074 wird ein Chromit-Hercynit-Mischkristall $(\text{Fe}^{2+}_{0.905}\text{Mg}_{0.059}\text{Zn}_{0.025}\text{Mn}_{0.10})(\text{Fe}^{3+}_{0.047}\text{Cr}_{0.956}\text{Al}_{0.993})\text{O}_4$ von einem weiteren, aluminiumärmeren Spinellmischkristall $(\text{Fe}^{2+}_{0.93}\text{Mn}_{0.049}\text{Zn}_{0.014})(\text{Al}_{0.085}\text{Fe}^{3+}_{0.973}\text{Cr}_{0.933})\text{O}_4$ umwachsen.

6 Geochemie

Von insgesamt 87 Gesteinsproben der Escambray wurden chemische Gesamtgesteinsanalysen angefertigt, um Gemeinsamkeiten bzw. Unterschiede der verschiedenen Gesteine in den vier Deckeneinheiten zu dokumentieren und möglicherweise Informationen über ihre Ausgangsgesteine zu erhalten. Im Einzelnen wurden alle Proben geochemisch untersucht, die auch detailliert an der Elektronenstrahlmikrosonde bearbeitet worden sind. Weitere 39 Proben wurden hauptsächlich ausgewählt, um Fragestellungen, die sich im Laufe der Bearbeitung ergeben haben, diskutieren zu können:

Pitajones-Einheit	ob und wie wirkt sich die Albitblastese (vgl. Kap. 4) in den Gesteinen geochemisch aus?
Gavilanes- Einheit	welche Gründe gibt es für die hohe Anzahl an Ca-Phasen (Zoisit, Lawsonit usw.) in den Gesteinen ?
Yayabo-Einheit/ Mabujina- Formation	gibt es geochemische Unterschiede zwischen den makroskopisch ähnlichen Gesteinen?

Die nur geochemisch untersuchten Proben sind in den folgenden Diagrammen mit den typischen Symbolen der jeweiligen Einheit (vgl. Kap. 5) - nicht ausgefüllt – dargestellt. Dies sind im Einzelnen:

-  Weitere Proben aus der Pitajones-Einheit
-  Weitere Proben aus der Gavilanes-Einheit (in den jeweiligen Blautönen)
-  Weitere Proben aus der Yayabo-Einheit
-  Weitere Proben aus der Mabujina-Formation

Eine Liste der chemischen Analysen der ausgewählten Proben befindet sich im Anhang in Tabelle C.1.

Berücksichtigt wurden die Oxide der elf Hauptelemente Si, Ti, Al, Fe³⁺, Fe²⁺, Mn, Mg, Ca, Na, K und P (neben H₂O und CO₂) sowie die gängigen Spurenelemente Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, Rb, Sn, Sr, V, Y, Zn und Zr (in alphabetischer Reihenfolge). Radiogene und stabile Isotope, die als geeigneter angesehen werden, Informationen über Eigenschaften der Gesteine oder geologische Prozesse zu liefern (vgl. Wilson, 1989; Rollinson, 1993), wurden nicht ermittelt, da der notwendige apparative und zeitliche Aufwand über die Zielsetzung dieser

Arbeit hinausging. Aber auch die hier ermittelten Haupt- und Spurenelemente werden in der magmatischen Petrologie dazu verwendet, Gesteine zu klassifizieren und tektono-magmatische Milieus zu bestimmen (Pearce & Cann, 1971; Wilson, 1989; Rollinson, 1993). In der Petrologie metamorpher Gesteine werden die Diagramme dazu genutzt, mögliche Ausgangsgesteine zu ermitteln und dadurch Rückschlüsse auf das Milieu zu ziehen. Es muß jedoch berücksichtigt werden, daß in metamorphen Gesteinen eventuell Stoffverschiebungen während der Metamorphose stattgefunden haben. Dies erschwert die Interpretation. Gleichwohl lassen sich möglicherweise anhand der unterschiedlichen Klassifizierungsdiagramme Gesteine vergleichen und Trends ablesen.

6.1 Metagabbros

In diesem Kapitel sind die Metagabbros der Pitajones- und der Gavilanes-Einheit zusammengefaßt, um die Analogien in den Gesteinen darstellen zu können. In Gesteinen beider Einheiten treten Relikte magmatischer Pyroxene und in jeweils einem Gestein Pumpellyitrelikte auf.

Der SiO_2 -Gehalt liegt in den untersuchten Proben mit 46 bis 53 Gew. % im Bereich der basischen Gesteinstypen und einer durchschnittlichen Gabbro-Zusammensetzung. Bei den Vergleichsproben handelt es sich um Gabbros ozeanischer Herkunft (von Mittelozeanischen Rücken und Inselbögen; Wilson, 1989). Die Hauptelementzusammensetzung der Vergleichsgesteine ist im Anhang in Tabelle C.2 aufgeführt.

Die mg-Zahl, die bereits im vorherigen Kapitel als wesentlicher Faktor zur Einteilung der Minerale herangezogen wurde, zeigt Werte um und oberhalb von 0.50 – im Vergleich zu anderen Gabbros eine leicht höhere Zahl. Dieses Verhältnis erklärt sich durch die niedrigeren Eisengehalte in den Proben, während der Magnesiumgehalt vergleichbar ist. Unterschiede treten außerdem im Calciumgehalt (geringere) und im Natriumgehalt (höhere Werte) auf. Um diese chemischen Charakteristika der Proben zu verdeutlichen, sind ausgewählte Hauptelemente in xy-Diagrammen vergleichend dargestellt (Abb. 6.1 a-d). Zur genetischen Einordnung zu möglichen Protolithen wurde die chemische Zusammensetzung in Klassifikationsdiagramme eingetragen. Trägt man das Zirkon/ TiO_2 -Verhältnis gegen den SiO_2 -Gehalt der Proben auf, so

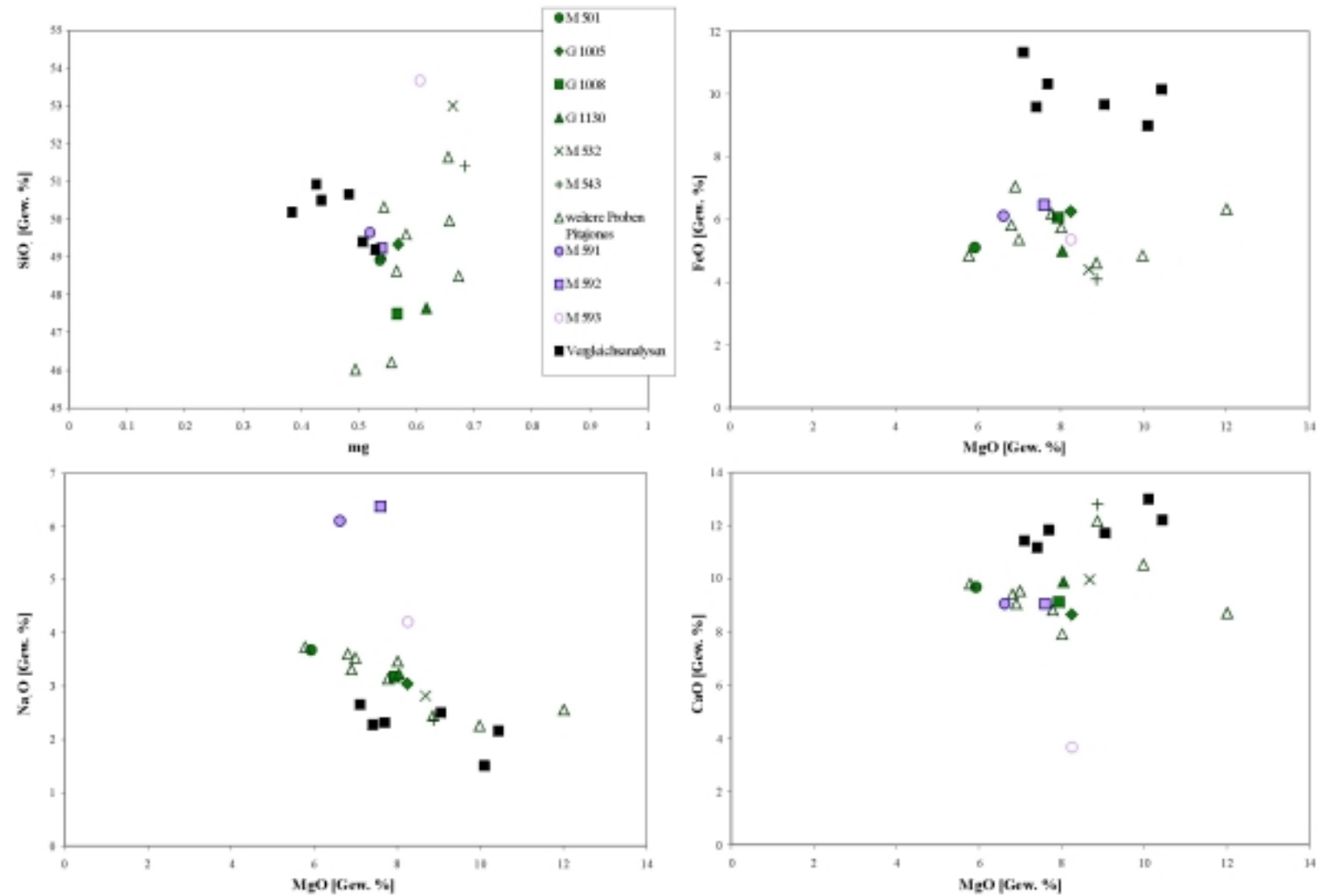


Abbildung 6.1: Vergleich der Hauptelemente in den Metagabbros der beiden Einheiten (grün: Pitajones-Einheit; violett: Gavilanes-Einheit) zu Gabbrozusammensetzungen nach Wilson (1989).

(a) mg-SiO₂

(b) MgO-FeO

(c) MgO-Na₂O

(d) MgO-CaO

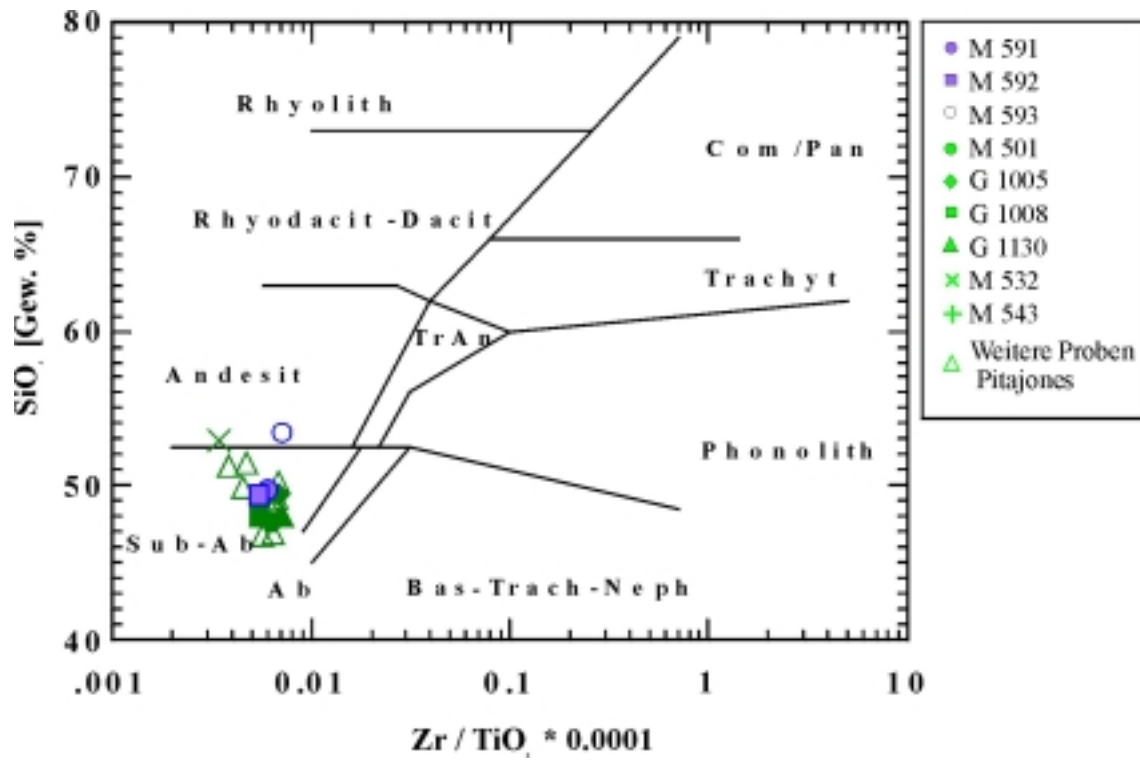


Abbildung 6.2: Klassifikationsdiagramm zur Einteilung magmatischer Gesteine nach Winchester & Floyd (1977).

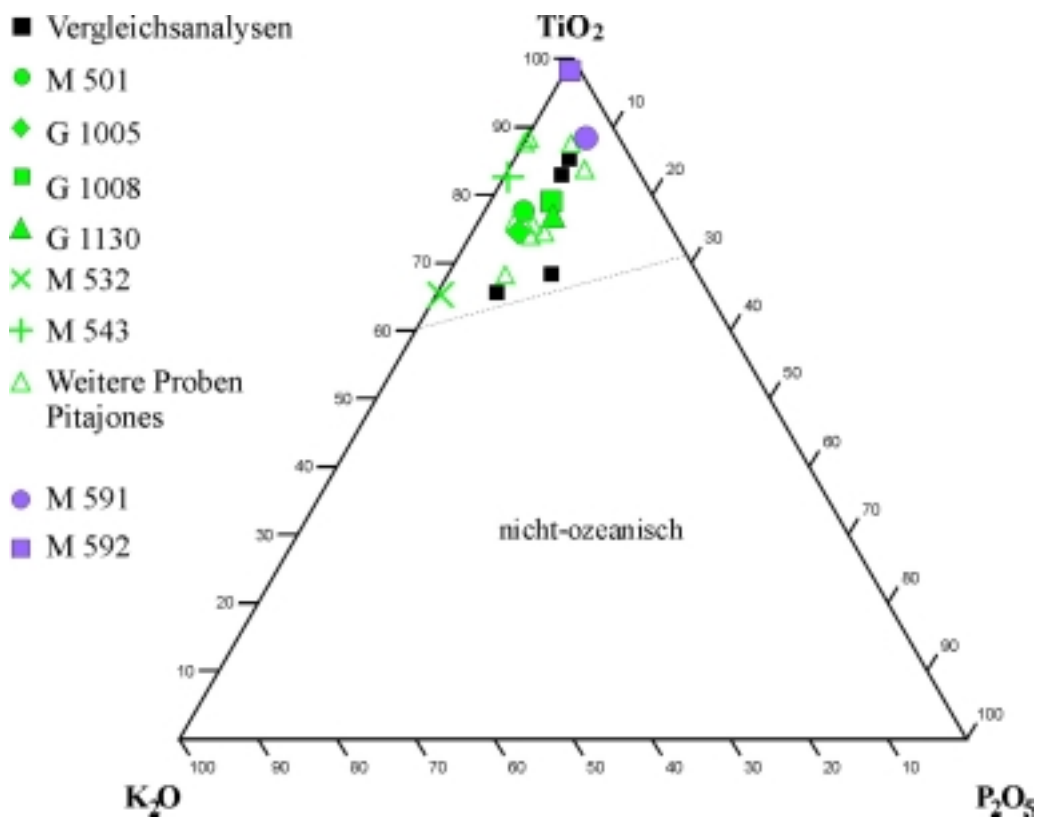


Abbildung 6.3: Klassifikationsdiagramm zur Unterscheidung von Gesteinen ozeanischer und nicht-ozeanischer Herkunft nach Pearce & Cann (1973).

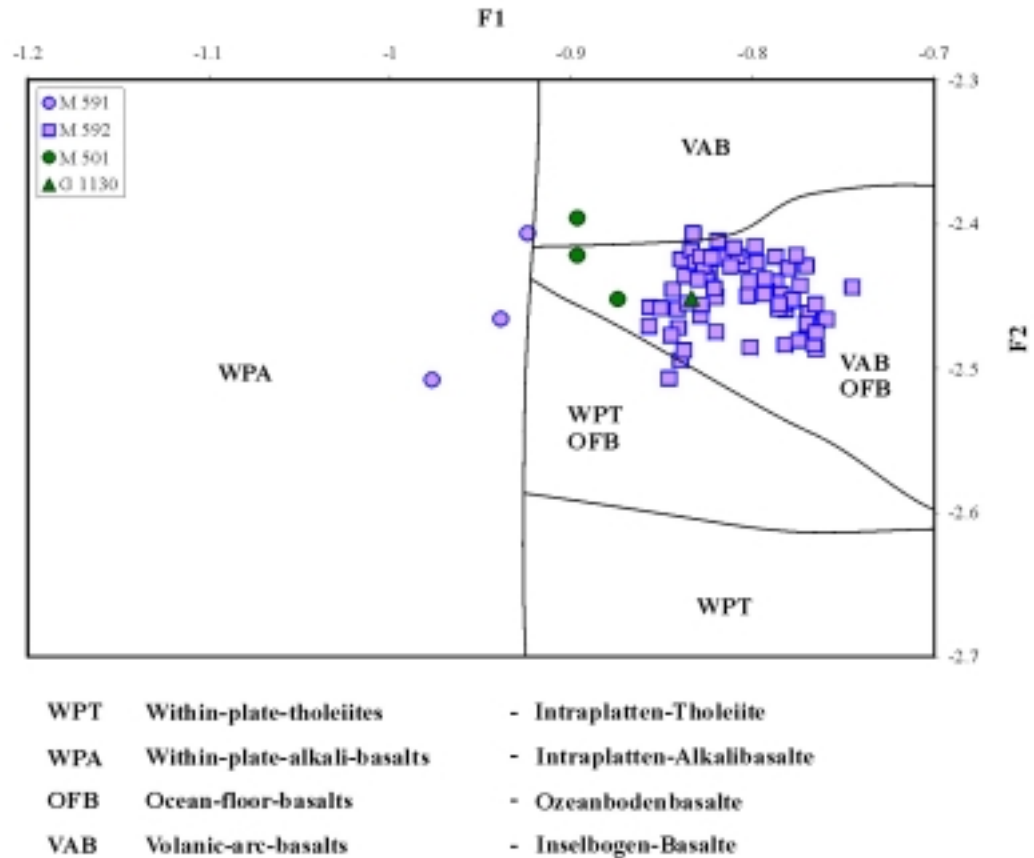


Abbildung 6.4: Klassifikationsdiagramm zur Einordnung magmatischer Pyroxene nach Nisbet & Pearce (1977).

$$F1 = -0.012 \cdot SiO_2 - 0.0807 \cdot TiO_2 + 0.0026 \cdot Al_2O_3 - 0.0012 \cdot FeO^t - 0.0026 \cdot MnO + 0.0087 \cdot MgO - 0.0128 \cdot CaO - 0.0419 \cdot Na_2O$$

$$F2 = -0.0469 \cdot SiO_2 - 0.0818 \cdot TiO_2 + 0.0212 \cdot Al_2O_3 - 0.0041 \cdot FeO^t - 0.1435 \cdot MnO + 0.0029 \cdot MgO - 0.0085 \cdot CaO - 0.016 \cdot Na_2O$$

erkennt man, daß die untersuchten Gabbros im Bereich der Subalkalinen Basalte liegen (Winchester & Floyd, 1977; Abb. 6.2). Die Konzentration der Oxide $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ ermöglicht nach Pearce & Cann (1973) eine Klassifizierung der Gesteine nach ozeanischer und nicht-ozeanischer Herkunft (Abb. 6.3). In diesem Diagramm sind alle hier untersuchten Gesteine in dem Feld der Vulkanite aus dem ozeanischen Bereich zu finden. Die magmatischen Pyroxenrelikte eröffnen die Möglichkeit, das Ausgangsgestein über die Zusammensetzung dieses Minerals zu bestimmen (Nisbet & Pearce, 1977). Im Diagramm, das wichtige Hauptelemente berücksichtigt, liegen die Gesteine im Bereich der Ozeanbodenbasalte beziehungsweise der Vulkanischen-Rücken-Basalte (Abb. 6.4).

6.2 Gavilanes-Einheit

Die chemische Variabilität in den verschiedenen Gesteinen dieser Einheit wird in unterschiedlichen Diagrammen herausgestellt (Abb. 6.5). Die Gesteine lassen sich aufgrund ihrer geochemischen Eigenschaften in drei Gruppen einteilen, in denen Details und Besonderheiten einzelner Gesteine diskutiert werden.

1. Die Glimmerschiefer i.w.S. sind im Vergleich zu den Metabasiten erwartungsgemäß durch niedrige MgO-, FeO- und TiO₂-Gehalte bei gleichzeitig hohen Gehalten an K₂O charakterisiert.
2. Die Metaquarzite aus dem Profil Buenos Aires zeichnen sich durch sehr niedrige Gehalte in den anderen Hauptelementen außer Silizium aus.
3. Die basischen Gesteine zeigen deutliche Unterschiede in ihren Konzentrationen der Hauptelementoxide (insbesondere MgO, FeO und TiO₂), wobei sich die beiden Marmor/Eklogit-Proben natürlich insbesondere durch hohe CaO und CO₂-Gehalte von den anderen Eklogiten abheben.

Zu 1: Die Siliziumoxidgehalte in den Metasedimenten der Profile Gavilanes und Buenos Aires schwanken zwischen 48 und 67 Gew. % SiO₂. Die niedrigen Werte resultieren aus dem hohen Anteil an Calcit, der sich auf den CaO- und CO₂- und auch auf den SiO₂-Gehalt auswirkt. Die anderen Hauptelementoxide sind charakteristisch. Im Vergleich zu den anderen Proben ist die Konzentration von MgO und TiO₂ gering, diejenige von K₂O hingegen höher. Ausnahmen bilden die Proben G 1081, G 1093 und M 572, die dadurch bedingt auch sehr niedrige Rubidium-Konzentrationen aufweisen. Interessant ist, daß in allen drei Proben der CaO-Gehalt und gekoppelt auch der Strontiumgehalt recht hoch sind.

Die hohen Calciumgehalte in den Gesteinen und die große Anzahl an Ca-reichen Phasen wie Epidot, Lawsonit und auch Pumpellyit legen die Vermutung nahe, daß es sich bei den Ausgangsgesteinen der Metasedimente und möglicherweise auch einiger Eklogite um Mergel handeln könnte. Dazu wurden die Gesteine dieser Einheit einem diesbezüglichen Diskriminierungstest unterworfen. Matthes *et al.* (1975) haben Zusammensetzungen von Mergeln in K_2O -Rb-, K_2O -Sr- und in TiO_2 - Al_2O_3 -Diagrammen eingetragen (vgl. Abb. 6.6). Die Abbildungen zeigen, daß G 2260/S 232 und die nur geochemisch untersuchten Proben aus dem Profil Gavilanes in allen drei Plots die von Matthes *et al.* (1975) vorgeschlagenen Kriterien für einen Mergel erfüllen. Es handelt sich um zwei Proben aus der Lokalität E 066 (Serpentinitmelange, G 1076 und G 1084), sowie zwei Proben der Lokalität E 068 („Blauschieferfelsen“, G 1096 und G 1101).

Zu 2: Auffällig in den Metaquarziten aus dem Profil Buenos Aires sind die hohen Gehalte an Eisen und insbesondere an dreiwertigem Eisen. Die höchsten Werte zeigt G 2079 mit über 12 Gew. % Fe_2O_3 – dies spiegelt sich in einem hohen Gehalt an Magnetit wider. Die mg-Zahl ist in allen Proben sehr niedrig und das Verhältnis von zwei- zu dreiwertigem Eisen ebenfalls. Ebenso auffällig sind die Unterschiede in den Spurenelementkonzentrationen, wobei eine hohe Konzentration an Übergangselementen in eisenreichen Gesteinen nicht ungewöhnlich ist.

Die chemische Zusammensetzung der beiden Deerit-führenden Gesteine (Tab. 6.1) ist sehr ähnlich – mit Ausnahme der Werte für Nickel und Chrom – und sehr typisch für Metacherts. Der Unterschied im Chromgehalt ist auf das Vorkommen von Chromit in G 2074 zurückzuführen. Nickel ist in beiden Gesteinen im Amphibol enthalten. In M 562 zeigt jedoch nur der Kernbereich hohe Ni-Gehalte. In G 2074 tritt neben nickelhaltigem Amphibol zusätzlich Chlorit mit Nickelgehalten bis zu 2.4 Gew. % NiO auf.

Zu 3: Zur Verdeutlichung der Unterschiede in den Hauptelementen bei den Eklogitproben sind die Konzentrationen in Tabelle 6.2 aufgeführt. Wie bereits anfangs erwähnt, heben sich die beiden im Marmor eingeschlossenen Eklogit-Proben (M 366 und M 568) deutlich von den anderen Proben ab, sind aber untereinander vergleichbar. Eine weitere Gruppe bilden die beiden blauschieferfaziell überprägten Gesteine aus dem Serpentinikörper (S 067 und G 1107), die eine deutliche Einregelung zeigen. Diese Gesteine sind Silizium- und Aluminium-reicher und Calcium-ärmer als die anderen Gesteine dieser Gruppe. Die verbleibenden fünf Proben lassen sich wiederum gut miteinander vergleichen. Auffällig sind die hohen Fe_2O_3 - und niedrigen

MgO-Gehalte in G 2094 sowie der hohe Anteil an SO_3 in G 2169. Die Größenordnung der Spurenelementkonzentrationen stimmt in allen Proben überein. Erwähnenswert sind die Bariumkonzentrationen in den Proben aus Buenos Aires und aus dem Serpentinikörper.

Tabelle 6.1: Chemische Analyse der untersuchten Metaquarzite aus dem Profil Buenos Aires. G 2074 und M 562 sind Deerit-führende Gesteine.

Probe	G 2074	G 2077	G 2079	M 562	G 2087
SiO₂	84.04	94.22	82.07	88.95	92.71
TiO₂	0.04	0.04	0.00	0.01	0.01
Al₂O₃	1.01	0.30	0.89	0.09	0.31
Fe₂O₃	5.85	1.69	12.27	6.49	4.60
FeO	4.15	0.69	2.83	2.24	0.46
MnO	0.08	0.08	0.15	0.02	0.01
MgO	0.96	0.15	0.47	0.13	0.10
CaO	0.12	0.06	0.14	0.05	0.01
Na₂O	0.84	0.13	0.57	0.31	0.05
K₂O	0.00	0.14	0.03	0.00	0.06
P₂O₅	0.00	0.15	0.03	0.01	0.00
H₂O⁺	0.87	0.29	0.41	1.12	0.33
H₂O⁻	0.33	0.02	0.36	0.22	0.27
CO₂	0.09	0.07	0.15	0.10	0.11
Total	98.38	98.03	100.38	99.74	99.03
Ba	0	0	0	0	0
Co	209	38	197	347	169
Cr	3405	126	3672	54	0
Cu	33	39	10	65	13
Ga	0	1	0	1	0
Nb	4	4	2	4	2
Ni	1243	0	1361	36	0
Pb	0	5	0	0	2
Rb	2	1	2	3	4
Sc	8				
Sn	5	5	1	16	0
Sr	0	0	3	5	0
V	50	254	60	101	4
Y	13	10	18	1	6
Zn	79	9	60	84	2
Zr	33	1	9	36	0

Tabelle 6.2: Pauschalchemismus der detailliert untersuchten Eklogitproben.

Probe	M 366	M 369	G 1107	S 067	M 568	G 2169	S 145 * ¹	M 761	G 2094
Lokalität	Rio	Serpentinit-	Serpentinit-	Serpentinit-	Buenos	Buenos	Buenos	NW	Higuanojo
	Caracusey	körper	körper	körper	Aires	Aires	Aires	Sobimba	
SiO ₂	39.54	47.67	54.92	57.10	40.96	46.36	47.27	47.97	47.97
TiO ₂	0.93	1.58	1.16	1.49	0.86	1.14	1.57	1.68	2.05
Al ₂ O ₃	12.41	14.60	16.08	17.04	12.12	12.86	14.43	16.60	15.67
Fe ₂ O ₃	1.52	3.06	2.42	2.80	1.81	3.46	5.00	1.90	5.88
FeO	4.81	8.36	7.11	4.37	4.85	4.51	8.00	8.81	3.74
MnO	0.17	0.18	0.12	0.12	0.10	0.12	0.18	0.20	0.19
MgO	5.63	8.62	6.33	4.51	5.46	6.31	8.64	5.76	3.30
CaO	17.10	11.71	4.99	4.40	14.24	10.66	8.52	11.96	14.80
Na ₂ O	3.60	2.45	3.70	5.76	2.49	4.64	3.03	3.27	3.04
K ₂ O	0.20	0.06	0.29	0.48	1.03	1.59	0.45	0.13	0.00
P ₂ O ₅	0.10	0.04	0.36	0.36	0.05	0.08	0.15	0.17	0.25
H ₂ O ⁺	1.25	1.12	2.50	1.76	2.97	1.38		1.39	0.67
H ₂ O ⁻	0.32	0.00		0.24	0.20	0.33		0.60	0.23
CO ₂	12.38	0.06	0.14	0.07	11.64	2.83		0.08	1.75
SO ₃					0.95	2.90			
LOI* ²							2.23		
Summe:	100.51	99.51	100.12	100.50	99.73	99.17	99.47	100.52	99.54
Ba	0	22	60	119	111	129	141	0	0
Co	23	63	140	51	14	25	n.g.	76	38
Cr	207	235	100	117	131	34	n.g.	192	171
Cu	4	19	38	151	64	50	20	28	22
Ga	11	15	17	21	13	17	16	16	19
Nb	9	10	9	14	13	18	2	11	15
Ni	78	75	75	52	75	46	96	50	98
Pb	0	0	0	0	7	1	5	10	0
Rb	5	2	8	10	48	65	12	1	3
Sn	5	0	0	15	37	22	n.g.	17	5
Sr	260	178	425	380	300	52	222	231	385
V	175	356	185	134	173	245	341	273	247
Y	31	27	26	43	37	33	38	42	40
Zn	47	50	28	52	86	79	84	104	58
Zr	51	98	171	356	83	68	77	94	168

*¹ Gesamtgesteinsanalyse wurde in Münster durchgeführt*² LOI ≡ Loss on Ignition = Glühverlust

6.3 Yayabo-Einheit und Mabujina-Formation

Die Untersuchung des Pauschalchemismus in den Gesteinen der beiden Einheiten zeigt nur geringfügige Unterschiede sowohl bei den Haupt- als auch bei den Spurenelementen (vgl. Tabelle C.1 im Anhang). Eine auffällige Besonderheit ist lediglich ein hoher SiO_2 -Gehalt in G 1068; hingegen konnten die leicht erhöhten CaO-Gehalte in den Zoisit-führenden Gesteinen erwartet werden.

Aufgrund der Analogien in den Gesteinen der beiden Einheiten drängt sich unmittelbar die Frage auf, ob die Amphibolschiefer und -gneise der Yayabo-Einheit zum Inselbogen gerechnet werden müssen.

Um Übereinstimmungen oder Differenzen zwischen den Gesteinen aufzuzeigen, wurde die Zusammensetzung zunächst in unterschiedliche xy-Diagramme eingetragen. Trends sind aber lediglich im TiO_2 - und Na_2O -Gehalt im Bereich der Hauptelemente und im Nb- und Sr-Gehalt im Bereich der Spurenelemente auszumachen. Die Metagabbros der Mabujina-Formation zeigen höhere Na_2O - und Sr-Gehalte bei niedrigeren TiO_2 - und Nb-Gehalten im Vergleich zu den Gesteinen der Yayabo-Einheit (Abb. 6.7).

Da gerade diese Elemente als sensitiv zur Klassifizierung magmatischer Gesteine angesehen werden, lassen sich möglicherweise Trends in Bezug auf das Ausgangsgestein ableiten. Trägt man zunächst den MgO-Gehalt gegen den FeO-Gehalt und die Summe von $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Irvine & Baragar, 1971; Abb. 6.8) auf, so liegen mehr oder weniger alle Gesteine im Feld der tholeiitischen Basalte. Unter Berücksichtigung der Spurenelemente Zr, Sr, Y und Ti ist eine weitere Einteilung tholeiitischer Gesteine möglich (Pearce & Cann, 1973; Abb. 6.9). Nach den Angaben dieser Autoren sollten diese Diagramme im Zusammenhang genutzt werden. Das Diagramm Zr-Ti-Y ermöglicht zunächst die Identifizierung der Intraplatten-Basalte. Anschließend können die Gesteine, die in Feld B plotten, über die Diagramme Zr-Ti und Zr-Ti-Sr weiter eingeordnet werden. Während die Gesteine der Mabujina-Formation im ersten Diagramm weit streuen, liegen die Amphibolgesteine der Yayabo-Einheit im Feld B, dem Feld, in dem sowohl MORB als auch Inselbogentholeiite und Kalkalkalische Basalte plotten. Im Zr-Ti-Diagramm zeigen fast alle Yayabo-Gesteine eine MORB-Affinität. Das dritte Diagramm dient lediglich der weiteren Zuordnung für Proben, die in Diagramm 2 in das Feld B fallen. Zweifelsfrei werden die Beobachtungen aus den beiden vorherigen Diagrammen bestätigt.

Es muß jedoch berücksichtigt werden, daß Strontium als mobiles Element gilt und man gerade für dieses Diagramm nur frische Proben verwenden sollte (Pearce & Cann, 1973). Bereits

unter niedrigen Metamorphosebedingungen (z.B. Zeolith- und Prehnit-Pumpellyit-Fazies) wird Strontium als beweglich angesehen (Morrison, 1980).

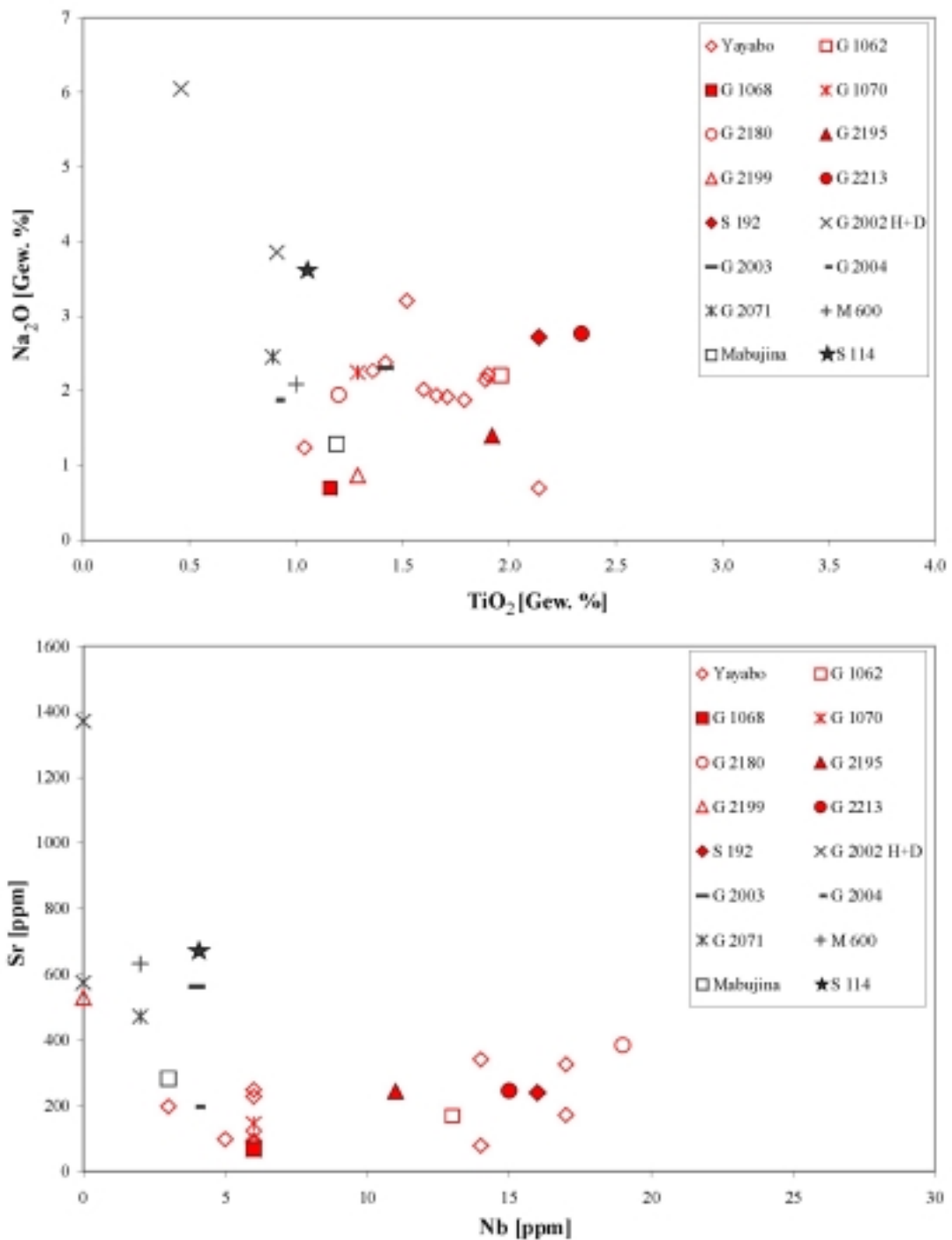


Abbildung 6.7: Vergleich von Titanoxid und Natriumoxid sowie der Spurenelemente Niob und Strontium in den Gesteinen der beiden Einheiten, (a) TiO₂-Na₂O, (b) Nb-Sr. Nicht ausgefüllte Symbole mit der Bezeichnung Yayabo bzw. Mabujina repräsentieren die nur geochemisch untersuchten Proben.

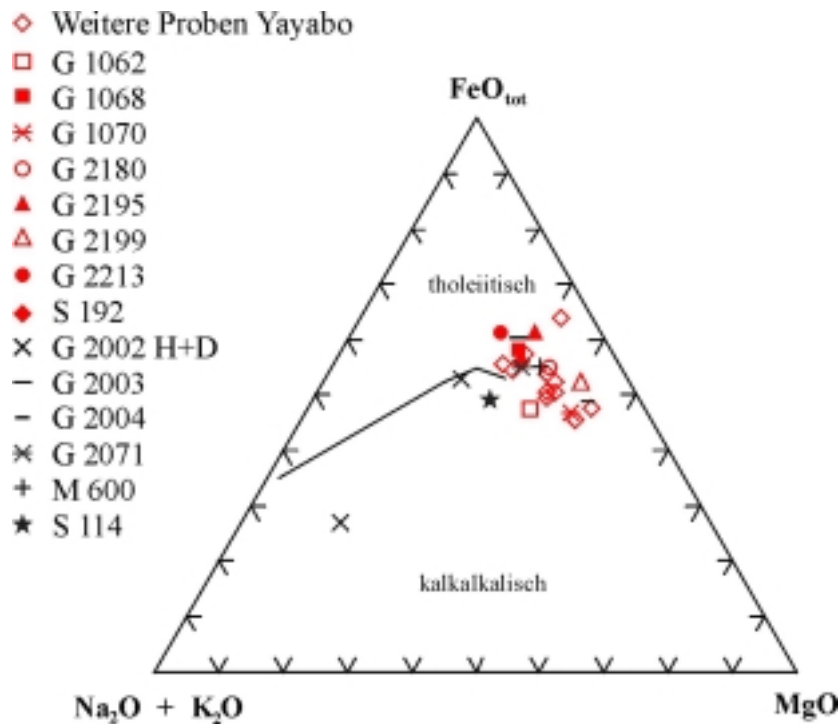


Abbildung 6.8: Klassifikationsdiagramm nach Irvine & Baragar (1971) zur Identifizierung tholeiitischer Basalte.

Unter Berücksichtigung der Elemente Zirkonium, Yttrium und Niob hat Meschede (1986) eine weitere Diskriminierung für Basalte aus unterschiedlichem Milieu vorgeschlagen. Das Element Niob liegt aber in den Gesteinen beider Einheiten in sehr geringen Konzentrationen vor, die teilweise unterhalb der Grenze des Vertrauensbereiches liegen (vgl. Tabelle 3.2 bzw. C.1), so daß die Erstellung eines aussagefähigen Diskriminationsdiagramms nach Meschede (1986) nicht ratsam erschien. Die einzig mögliche Aussage ist, daß die Niob-Konzentrationen in den Gesteinen der Mabujina-Formation geringer sind als in den Gesteinen der Yayabo-Einheit.

Schließlich sind die Zusammensetzungen in ein MgO-FeO-Al₂O₃-Diagramm (Abb. 6.10) eingetragen worden, das ebenfalls eine Zuordnung subalkalischer, basischer Gesteine nach bestimmten tektonischen Umgebungen zuläßt (Pearce *et al.*, 1977). In diesem Diagramm fallen die Gesteine der Mabujina-Formation bis auf eine Ausnahme in das Feld der Inselbogen, während die Mehrheit der Gesteine der Yayabo-Einheit eher an der Grenze zu MORB beziehungsweise kontinentalen Basalten zu finden ist.

Ein Vergleich der basischen Gesteine aller Einheiten läßt ebenfalls einen Trend erkennen. Im Na₂O + K₂O - FeO^{tot} - MgO - Diagramm nach Irvine & Baragar (1971) zeigen die Metagabbros der Pitajones-Einheit generell die höchsten MgO-Gehalte, während der Gehalt an den

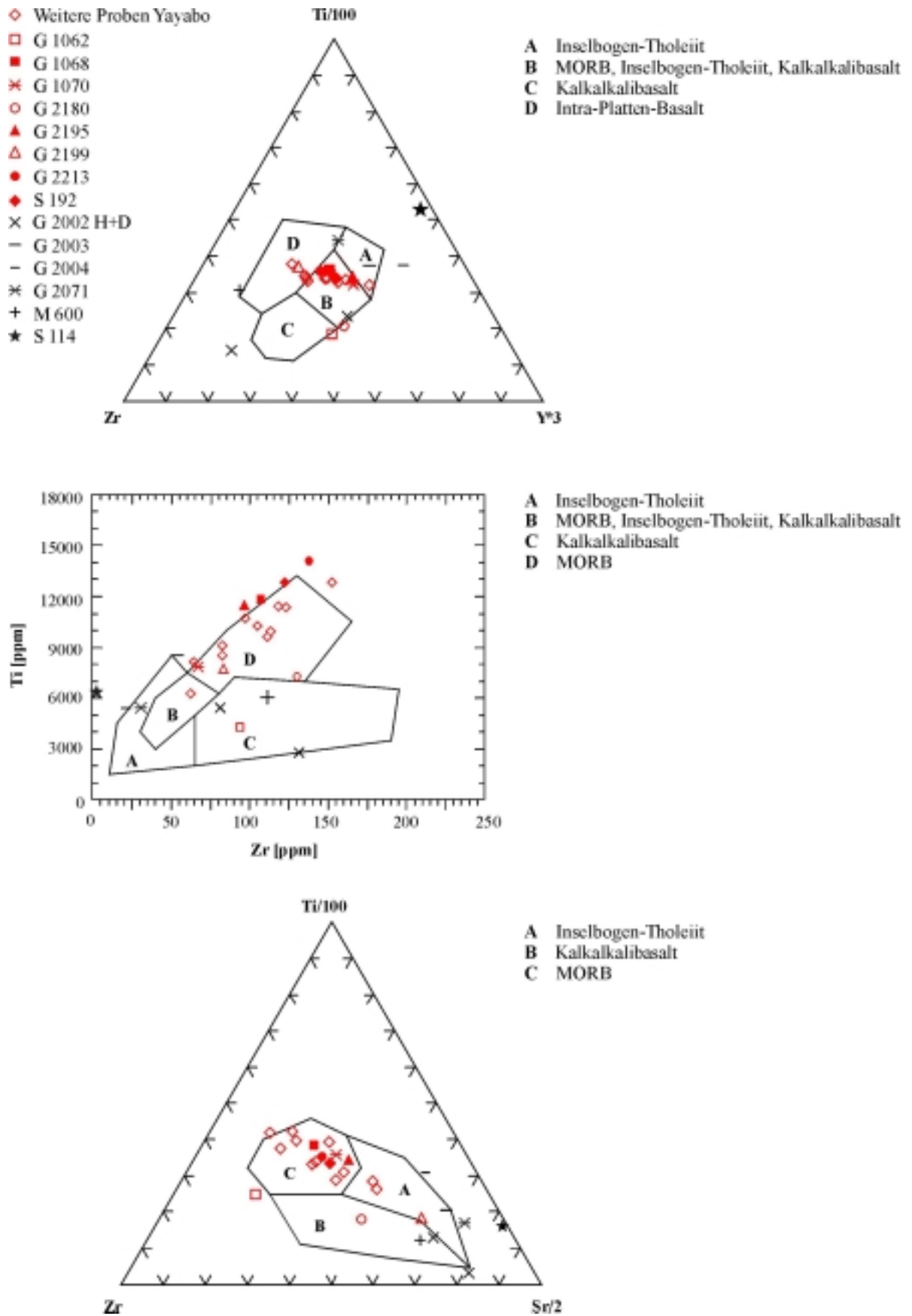


Abbildung 6.9: Diskriminationsdiagramme nach Pearce & Cann (1973) zur weiteren Einteilung der Basalte, (a) Zr-Ti-Y-Diagramm, (b) Zr-Ti-Diagramm, (c) Zr-Ti-Sr-Diagramm.

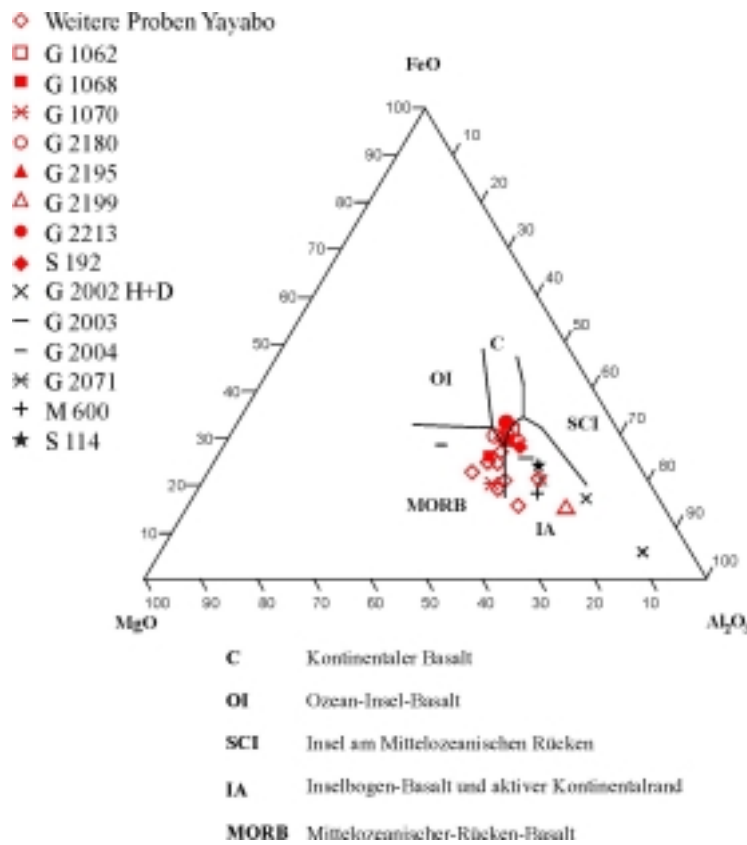


Abbildung 6.10: Diskriminationsdiagramm nach Pearce *et al.* (1977).

Alkali-Oxiden im Vergleich zu den Gesteinen der Yayabo-Einheit höher und im Vergleich zu den basischen Gesteinen der Gavilanes-Einheit niedriger liegen (Abb. 6.11). Die Gesteine der Yayabo-Einheit sind durch hohe FeO^{tot} -Gehalte gekennzeichnet, während die Gesteine der Mabujina-Formation nur der Vollständigkeit halber eingetragen sind, aufgrund der geringen Probenanzahl aber nicht repräsentativ sein können.

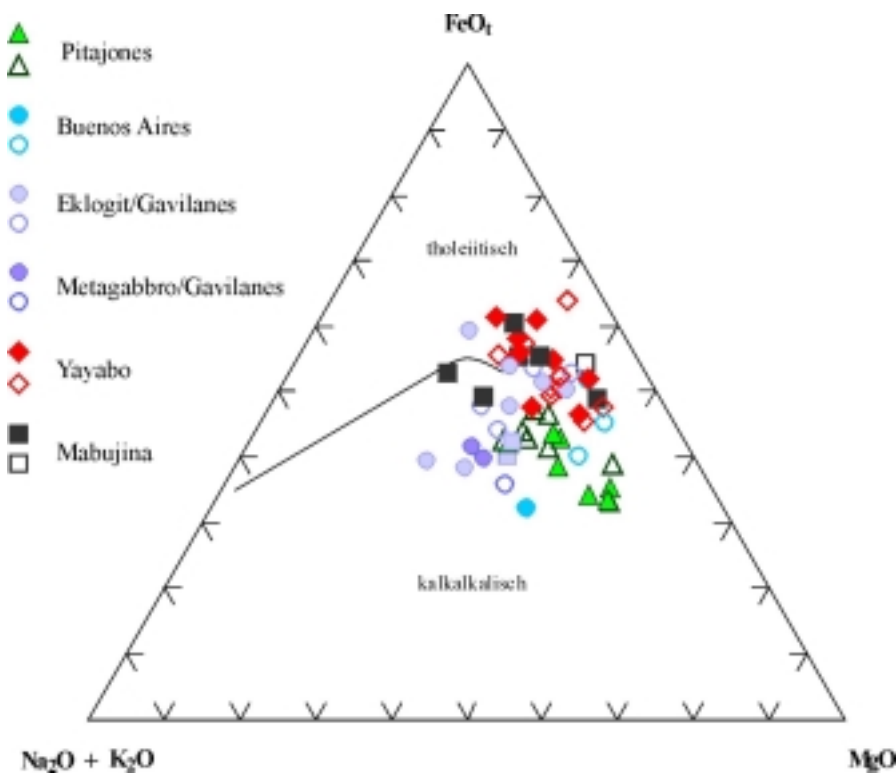


Abbildung 6.11: Vergleich der basischen Gesteine aus allen Einheiten (Irvine & Baragar, 1971). Die ausgefüllten Symbole repräsentieren detailliert untersuchte Proben, die anderen die für die Geochemie zusätzlich ausgewählten Proben.

7 Zusammenfassung der mineral- und geochemischen Untersuchungen

Die geochemischen Eigenschaften der unterschiedlichen Gesteine und Gesteinstypen werden in Hinblick auf ihre Entstehung und Entwicklung diskutiert; dabei wird die Reihenfolge aus Kapitel 6 beibehalten.

Die bisherigen Beobachtungen und Untersuchungen legen nahe, daß die Gesteine der unterschiedlichen Einheiten auch eine unterschiedliche Metamorphose erlebt haben. Im folgenden werden die für die Druck- und Temperaturbestimmungen wichtigen Aussagen zusammengefaßt.

7.1 Metagabbros

Anhand verschiedener Klassifikationsdiagramme (z.B. Winchester & Floyd, 1977; Pearce & Cann, 1973) kann eine genetische Einordnung der Metagabbros – dies gilt auch für alle anderen Gesteine – unter der Voraussetzung vorgenommen werden, daß keine wesentlichen stofflichen Veränderungen durch die metamorphe Überprägung der Gesteine erfolgten. Ein Vergleich der Hauptelemente zwischen den hier untersuchten Gabbrovarietäten und Analysen unterschiedlicher Basaltgesteine (Durchschnittszusammensetzungen) aus der Literatur (Wilson, 1989) ergab geringere Gehalte an FeO und CaO sowie höhere Gehalte an Na₂O (Abb. 6.1 a-d) in fast allen Metagabbro-Proben der beiden Einheiten. Dabei ist auffällig, daß die Gesteine, die keine Albitblastese aufweisen, auch keine höheren Natriumgehalte zeigen. Weiterhin zeichnen sich die beiden blauschieferfaziell überprägten Gesteine aus der Gavilanes-Einheit durch die höchsten Natriumgehalte aus. Ungeachtet der stofflichen Unterschiede könnte es sich bei den Ausgangsgesteinen der untersuchten Gabbros um Subalkaline Basalte (Winchester & Floyd, 1977) ozeanischer Herkunft (Pearce & Cann, 1973) handeln. Dies wird durch die chemische Zusammensetzung der Pyroxenrelikte bestätigt. Trägt man die wichtigsten Hauptelemente nach einem Vorschlag von Nisbet & Pearce (1977) auf, so liegt die Zusammensetzung im Bereich der Ozeanbodenbasalte beziehungsweise der Inselbogen-Basalte.

Die großen Albitblasten sind sowohl in metamorph überprägten pelitischen als auch in basischen Gesteinen weit verbreitet, doch nur wenig geklärt. Jamieson & O'Beirne-Ryan (1991) beschrieben Albitblasten in pelitischen Schiefen der Fleur de Lys Supergroup in West-Neufundland. Die Entstehung erklärten sie durch eine Stabilitätsverschiebung in Richtung

Feldspat auf Kosten von Hellglimmer bei der Druckentlastung (Jamieson & O'Beirne-Ryan, 1991). Die steuernden Parameter sind dabei die Na^+ - und K^+ -Aktivitäten der im Gestein koexistierenden wäßrigen Gasphase. In den bearbeiteten Metabasiten sollte Calcium eine weitaus größere Rolle als Kalium spielen, da Hellglimmer nur vereinzelt auftritt, Epidot und Aktinolith dagegen sehr häufig anzutreffen sind. Anhand der Bilddokumentation (Abb. 4.2-4.5) kann eine retrograde Bildung von Albit bei der Druckentlastung, wie sie von Jamieson & O'Beirne-Ryan (1991) in pelitischen Schiefen aus Neufundland beschrieben wurde, ausgeschlossen werden. Die Dünnschliffbeobachtungen können nur das orientierte Wachstum des Aktinoliths erklären. Teilweise gehen die eingeregelteten Aktinolithkörner über die Korngrenze eines Albits hinaus (Abb. 4.2b), sie richten sich aber nicht ausschließlich nach einem externen Gefüge. Das könnte bedeuten, daß sich die Albitblasten prograd gebildet haben.

Eine mögliche Erklärung, die auch das Auftreten der Pumpellyitrelikte begründen könnte, ist eine erste metamorphe Beanspruchung des Gesteins im Rahmen einer Spilitisierung. Als Spilit bezeichnet man ein niedriggradig metamorphes Gestein, das durch eine Ozeanbodenmetamorphose aus einem Basalt entstanden ist. Zirkulierendes Meerwasser wird durch den sich abkühlenden Basalt erhitzt und reagiert mit diesem. Es entsteht eine typische Mineralparagenese mit Albit, Chlorit, Titanit und Mineralen der Zeolith- oder Prehnit-Pumpellyit-Fazies wie zum Beispiel Laumontit, Heulandit oder Analcim. Spilite sind häufig nicht durchbewegt, das magmatische Gefüge bleibt erhalten. Zwei der untersuchten Proben, M 501 aus der Pitajones-Einheit und M 592 aus der Gavilanes-Einheit, zeigen Mineralrelikte, die auf eine Spilitisierung der Gesteine hinweisen könnten. Beide Gesteine zeigen keine Einregelung und enthalten Chlorit neben Pumpellyit als Relikte in Epidot (M 501) beziehungsweise Jadeit (M 592). Die Gesteine zeigen eine unterschiedliche metamorphe Überprägung, sind jedoch in ihrem Gesamtchemismus vergleichbar (Tab. 7.1). Bei den Hauptelementen gibt es lediglich Unterschiede im Natrium- und im Aluminiumgehalt. Auch die Spurenelemente unterscheiden sich bis auf den Strontiumgehalt kaum. Diese Differenzen sind auf den unterschiedlichen Mineralbestand zurückzuführen. In der Probe M 501 dominieren Epidot (hoher Aluminiumgehalt), Ca-Amphibol, Albit und auch Glimmer sind vorhanden (Kalium- und Strontiumgehalt), während M 592 in erster Linie aus Pyroxenen (Augit, Jadeit, Omphacit; hohe Natriumgehalte) aufgebaut ist. Zum Vergleich ist in Tabelle 7.1 die Zusammensetzung eines Pumpellyit-führenden Basalts (Ophiolithkörper, Kalabrien; Cortesogno *et al.*, 1984) aufgenommen worden. Dieses Gestein weist einen ähnlichen Mineralbestand zu den hier untersuchten Metababbros auf. Er zeigt neben Pumpellyit auch Relikte eines magmatischen Pyroxens und ist im Zuge einer Spilitisierung überprägt worden.

Tabelle 7.1: Vergleich des Gesamtgesteinschemismus in den Proben M 501, M 591 und M 592 (ohne H₂O). Zum Vergleich sind ein Pumpellyit-führender Metabasalt mit Pyroxenrelikten (Cortesogno *et al.*, 1984) sowie ein Metabasalt mit Jadeit (Seki *et al.*, 1960) aufgelistet.

	M 501 Pitajones- Einheit	M 591 Gavilanes- Einheit	M 592 Gavilanes- Einheit	SA-358 Kalabrien Cortesogno <i>et al.</i>, 1984	F-28 Sangabawa/Ja- pan, Seki <i>et al.</i>, 1960
SiO₂	48.92	49.65	49.24	45.47	43.49
TiO₂	1.50	1.04	1.23	1.94	
Al₂O₃	18.10	15.01	14.84	17.66	18.52
Fe₂O₃	2.37	3.16	2.92		1.37
FeO	5.11	6.12	6.46	10.66*	3.90
MnO	0.13	0.21	0.15	0.17	0.64
MgO	5.92	6.62	7.60	8.09	8.11
CaO	9.69	9.07	9.07	7.27	13.45
Na₂O	3.68	6.11	6.38	2.66	2.34
K₂O	0.34	0.05	0.01	0.70	1.22
P₂O₅	0.09	0.09	0.00		
H₂O	2.82	2.04	2.39		6.94
CO₂	0.10	0.26	0.14		
L.O.I.				4.74	
Total	98.77	99.43	100.43	99.36	99.98
Ba	81	47	64		
Co	33	69	69		
Cr	282	126	277		
Cu	42	70	80		
Ga	17	15	12		
Nb	8	5	3		
Ni	77	52	106		
Pb	0	9	4		
Rb	10	9	12		
Sn	20	6	9		
Sr	340	194	64		
V	198	282	258		
Y	24	34	37		
Zn	48	33	76		
Zr	105	69	72		

* FeO_{tot}

In der letzten Spalte ist außerdem ein Metagabbro aus Japan aufgeführt (Seki *et al.*, 1960), der neben Pumpellyit auch Jadeit enthält. Auffällig sind die hohen Natriumgehalte in den Gesteinen der Escambray, auch im Vergleich zum jadeitführenden Metagabbro aus Japan. Jadeit in einem Metagabbro wurde außerdem von Dobretsov (1962) und Dobretsov *et al.* (1971) beschrieben. Dort sind keine Gesamtgesteinsanalysen aufgeführt. In beiden Publikationen wird insbesondere die begrenzte Mischbarkeit Na-haltiger Pyroxene (Jadeit-Omphacit) diskutiert.

Das Auftreten der Pyroxen- und der Pumpellyitrelikte in beiden Gesteinen ist außerdem ein Hinweis auf eine unvollständige Equilibrierung. Dies hat zur Folge, daß die Gleichgewichtsbedingung, die die Basis zur Berechnung von Druck- und Temperaturbedingungen darstellt, nicht zutrifft. Ein lokales Gleichgewicht würde die Bestimmung von Druck- und Temperaturdaten ermöglichen. Hinweise für dieses sogenannte Domänengleichgewicht können sich aus der Mineralchemie der betreffenden Phasen ergeben. Um die Mineralchemie zu vergleichen, wurde eine „Epidotprojektion“ nach Harte & Graham (1975) gewählt (Abb. 7.1). Für diese graphische Darstellung wird vorausgesetzt, daß Chlorit und Pumpellyit mit Albit, Epidot, Quarz und Titanit im Gleichgewicht waren. Davon kann man in beiden Gesteinen ausgehen.

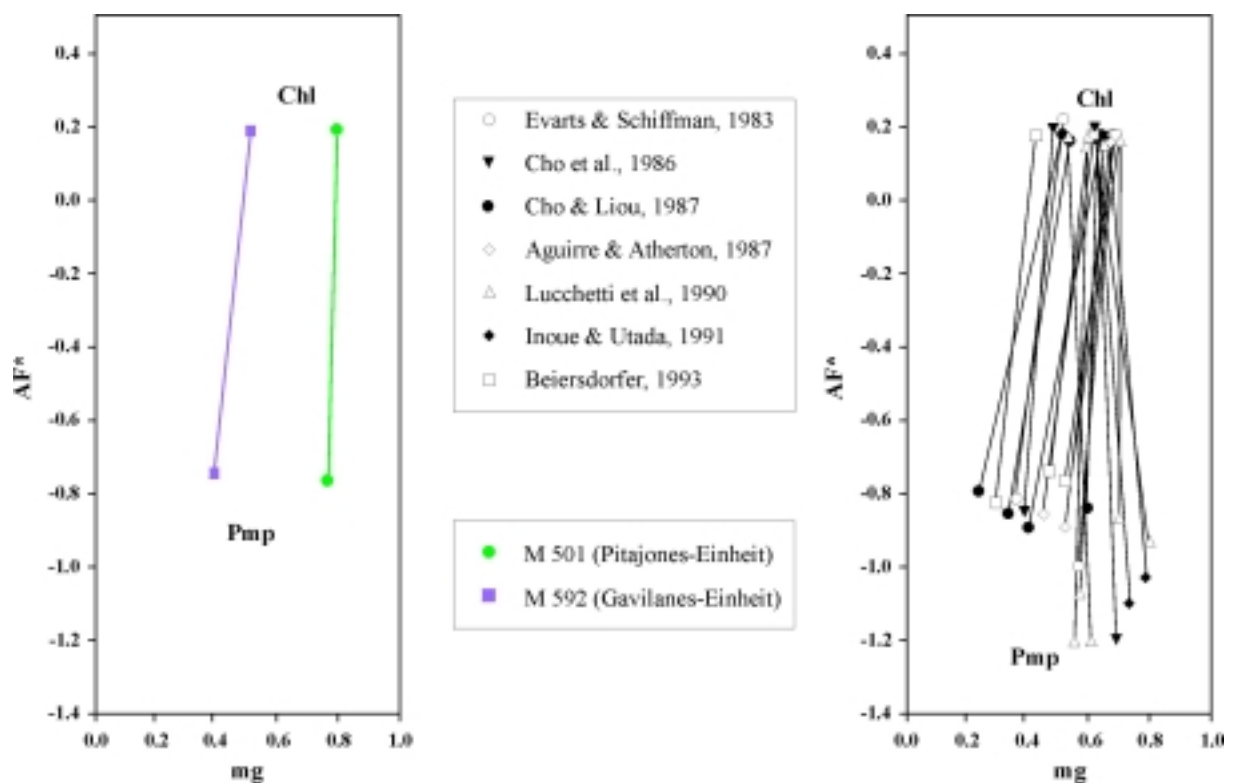


Abbildung 7.1: Projektion von Albit, Epidot, Quarz und H₂O der koexistierenden Chlorit-Pumpellyit-Paare, (a) der Metagabbros M 501 und M 591, (b) von Mineralpaaren aus der Literatur.

$$AF^* \equiv (Al + Fe^{3+} - Na - 0.75Ca) / (Al + Fe^{3+} - Na - 0.75Ca + Mg + Fe^{2+}), \quad mg \equiv Mg / (Mg + Fe).$$

Die Abbildung zeigt, daß beide Mineralpaare eine sehr unterschiedliche Zusammensetzung aufweisen und auch die Steigung der Konoden unterschiedlich ist. Während in M 592 die Konode für das Mineralpaar Chlorit-Pumpellyit parallel zu einem mg-Wert von ca. 0.45 liegt, liegt die Konode für M 501 bei einem Wert von 0.8. Die subparallelen Konoden zwischen Pumpellyit und Chlorit und die nebeneinander liegenden Körner sprechen allerdings für ein lokales Gleichgewicht.

Beiersdorfer & Day (1995) haben diese Art der Darstellung für Gesteine unterschiedlicher Ophiolithkomplexe verwendet, die alle bei Temperaturen von etwa 140 °C bis 250 °C und bei Drücken zwischen 1 kbar und 1.5 kbar gebildet wurden. Auch in den dort dargestellten Mineralpaaren reicht die Spanne in der Magnesiumzahl von $mg = 0.3$ bis $mg = 0.8$. Der maximale mg-Wert entspricht den mg-Zahlen in Pumpellyit bzw. Chlorit in M 501. Dieser hohe mg-Wert spiegelt allerdings nicht den Gehalt an Magnesium im Gesamtgestein wider, der mit $MgO = 5.92$ eher niedrig ausfällt. Der kontrollierende Faktor für die Pumpellyitzusammensetzung ist nach Cortesogno *et al.* (1984) weniger die Pauschalzusammensetzung des Gesteins als vielmehr das Vorläufer-Mineral. Dies könnte für die beiden hier untersuchten Proben zutreffen. Allerdings ist der maximale mg-Wert der Klinopyroxenrelikte mit $mg = 0.9$ in M 592 sogar höher als der in M 501. Eine mögliche Erklärung für die Unterschiede könnte daher sein, daß sich Pumpellyit in der Probe M 501 auf Kosten des magmatischen Klinopyroxens gebildet hat, Pumpellyit in M 592 aber den magmatischen Plagioklas verdrängt hat. Das notwendige Magnesium beziehungsweise Eisen muß zwar nach wie vor durch den Abbau von Augit zur Verfügung gestellt werden, das Magnesium-zu-Eisen-Verhältnis könnte sich auf dem „Weg“ aber verändern, da Magnesium als mobiler gilt. Albit ist seinerseits bei steigender Metamorphose von Jadeit abgebaut worden.

Der Vergleich zu den Spiliten, die in der Literatur beschrieben werden (Pauschalzusammensetzung, Mineralparagenese), könnte die These einer Ozeanbodenmetasomatose, also eines Stofftransports, der vor der (unterschiedlichen) späteren metamorphen Überprägung ablief, unterstützen.

Zusammenfassend lassen sich folgende Paragenesen in den Metagabbros der Pitajones-Einheit ableiten, die in Abbildung 7.2 skizziert sind:

1. Magmatischer Pyroxen ist in einigen Proben reliktsch erhalten.
2. In einem frühen Stadium der Metamorphose haben sich Albit + Zoisit + Chlorit ± Pumpellyit gebildet – typische Minerale der Ozeanbodenmetamorphose.
3. Mit steigender Temperatur und steigendem Druck bilden sich Aktinolith + Chlorit ± Granat ± Phengit (hohe Si-Gehalte) ± Lawsonit.

4. Als Anzeichen retrograder Metamorphose wird Granat von Chlorit verdrängt. In M 543 bildet sich auf Rissen in Amphibol Paragonit + Phengit (niedrige Si-Gehalte). Ein weiteres Anzeichen sind idiomorph ausgebildete Aktinolithkörner, die kaum Natrium enthalten und alle anderen Minerale überwachsen.

	Ozeanboden- metamorphose	Regionale Metamorphose <small>T und P zunehmend</small> →	Retrograde Überprägung
Ab			
Akt	-----		
Zo		-----	
Ep	---		
Chl			
Phe			-----?
Grt	---		
Lws		-----	
Pmp		-----	

Abbildung 7.2: Paragenesenabfolge in den Metagabbros der Pitajones-Einheit.

Nur in einem der untersuchten Metagabbros dieser Einheit gibt es Hinweise auf eine metamorphe Überprägung unter erhöhten Drücken. In G 1008 treten Lawsonitrelikte und Albitpseudomorphosen nach Lawsonit auf. Lawsonit ist ein typisches Mineral der Blauschieferfazies und erfordert Mindestdrücke von 3 kbar. Deutlich höhere Drücke haben möglicherweise die beiden Metagabbros aus der Gavilanes-Einheit erfahren, so daß diese hinsichtlich ihrer maximalen Metamorphosebedingungen gesondert diskutiert werden müssen. Um die Entwicklungsstadien dieser beiden Metagabbros abzuleiten, wurden weitere detaillierte Untersuchungen durchgeführt:

- Beam Scan-Analysen mit der Elektronenstrahlmikrosonde, um chemische Unterschiede im μm -Bereich abzubilden (vgl. Kap 3).
- TEM¹⁾-Analysen von Dr. M. Carpenter (University of Cambridge), um Mikrogefüge und Ordnungszustände der Omphacite zu analysieren.

¹⁾ TEM: Transmission Electron Microscope; Transmissions-Elektronen-Mikroskop

Die Beam Scans (vgl. Abb. 4.26) haben gezeigt,

- daß die chemische Zusammensetzung des Jadeits und des Omphacits nicht homogen ist – ein Anzeichen für ein Ungleichgewicht.
- teilweise Rekristallisation führte zu Omphacit-Anreicherungen in Kernbereichen der Jadeitaggregate und zu geraden Korngrenzen zwischen Jadeit und Omphacit, die möglicherweise ein spätes lokales Gleichgewicht darstellen.

Die TEM-Analysen ergaben folgende Ergebnisse:

- In M 591 wird Omphacit, der auf Kosten des magmatischen Klinopyroxens gewachsen ist, von Amphibol verdrängt. Das zusätzliche Auftreten von feinsten Chloritlagen resultiert in komplexen Mikrostrukturen.
- In M 592 wird magmatischer Augit (C2/m) von geordnetem Omphacit (P2/n) verdrängt. Beide haben die gleiche kristallographische Orientierung, so daß eine topotaktische Bildung stattgefunden hat. Ähnliche Beobachtungen wurden von Tröger (1969) beschrieben. Im Omphacit treten Anti-Phasen-Domänen (APD) auf, die zeigen, daß der erste Omphacit zunächst ungeordnet war und sich erst später geordnet hat (Carpenter, 1980, 1983).

Weitere Gemeinsamkeiten sowie die Unterschiede im Mineralbestand und der chemischen Zusammensetzung der beiden Proben sind in Tabelle 7.2 zusammengefaßt.

Aus der Gesamtanalyse lassen sich folgende Stadien ableiten:

Stadium I:

Metamorphose bei niedrigen Temperaturen und Drücken, die vermutlich zur Bildung von Albit + Epidot und/oder Prehnit + Chlorit ± Pumpellyit führte (Sub-grünschieferfaziell, Ozeanbodenmetamorphose).

Für dieses frühe Metamorphosestadium finden sich in M 591 keine Hinweise mehr.

Stadium II:

Mit zunehmender Metamorphose wird Jadeit und Omphacit gebildet. An der Reaktion könnten Pumpellyit und Prehnit beteiligt sein.

Stadium III:

Rekristallisation von Omphacit und Jadeit (Homogenisierung, gerade Korngrenzen). In M 591 wird Omphacit durch Glaukophan verdrängt. Noch später bildeten sich Chlorit + Epidot (Nester) und Albit.

Tabelle 7.2: Vergleich der beiden jadeitführenden Metagabbros aus dem Zentralteil der Kuppel (Gavilanes-Einheit).

M 591	M 592
Ähnliche Pauschalzusammensetzung	
Regelloses Gefüge	
Jadeit + Omphacit-Verwachsungen, die sich auf Kosten der magmatischen Plagioklase und Augit gebildet haben	
Albit (spät)	
wenig Quarz	
Titanit	
Epidot und Chlorit als große Körner vorhanden	Chlorit + Epidot-, „Nester“ (spät) Chlorit + Pumpellyit (prograd)
Magmatischer Pyroxen kaum noch vorhanden	Nahezu idiomorphe Augitkörner, die auf Rissen von Omphacit verdrängt werden; im Augit topotaktisch gewachsene Jadeit- Leisten (97 mol % Jadeitkomponente)
Glaukophan als dominierendes Mineral, verdrängt Omphacit	Wenig Taramit, zeitliche Zuordnung pro- blematisch
Biotit	
Aktinolith (spät)	
Apatit, Eisen-, bzw. Cu-Fe-Sulfide	

7.2 Metasedimente und Metabasite der Gavilanes-Einheit

Betrachtet man die weiteren Einschaltungen in den Karbonatglimmerschiefern der Gavilanes-Einheit, so gibt es mehrere eindeutige Hinweise für eine hochdruckmetamorphe Überprägung der Gesteine:

- Das Vorkommen von aluminiumreichen Natriumamphibolen
- Die Paragenese Granat + Omphacit
- Das Vorkommen von Deerit
- Das Vorkommen von Jadeit
- Hohe Si-Gehalte in Phengit

Eine besonders interessante Probe für die Ableitung eines P-T-Pfades stellt die Probe G 1081 dar. In diesem Gestein ist als Relikt progradierender Metamorphose eindeutig Aktinolith auszumachen. Zur Hochdruckparagenese können Granat + Omphacit + Zoisit + Natriumamphibol + Phengit zusammengefaßt werden. Retrograd haben sich Lawsonit + Pumpellyit gebildet, die alle anderen Phasen überwachsen haben. Zur späteren Überprägung können auch der hypidiomorpher Epidot und Phengit mit niedrigeren Si-Gehalten gezählt werden. Abbildung 7.3 zeigt die beobachteten Paragenesen in dieser Probe.

	Prograd	Hochdruckparagenese	Spätere Überprägung
Quarz			
Granat	-----		?-----
Zoisit			
Omphacit			
Amphibol	Akt Bar	Gln	
Phengit	? -----	Hohe Si-	Niedrige Si-Gehalte
Epidot	Ep-Einschluß in Grt		Hypidiomorph ?
Lawsonit			
Pumpellyit			

Abbildung 7.3: Darstellung der Mineralparagenesen der Hochdruckmetamorphose und der späteren Überprägung. In der zweiten Spalte (prograd) ist ein Gleichgewicht zwischen den Phasen kaum zu belegen.

Ob die Minerale, die sich bei der prograden Metamorphose gebildet haben, miteinander im Gleichgewicht vorlagen, kann nicht eindeutig belegt werden. In dieser Spalte findet sich nur eine Auflistung der Minerale, die aufgrund ihres Vorkommens (als Einschluß) zu einem frühen Zeitpunkt gebildet worden sein müssen. Aktinolith und später Barroisit gehören ebenso dazu wie der Kernbereich des Granats sowie Quarz, Titanit und eisenreicher Epidot, die als Einschlüsse im Granat zu finden sind.

Eine weitere interessante Beobachtung ist das Vorkommen von Deerit in Metaquarziten der Sancti-Spiritus-Kuppel. Dort tritt Deerit in Glaukophan-führenden gebänderten Metaquarziten auf. Diese Metaquarzitbänder alternieren mit quarzitischen und karbonatischen Glimmerschiefern sowie Grünschiefern. Diese Abfolgen von Metaquarziten, Glimmerschiefern und Metabasiten treten verteilt über die ganze Sancti-Spiritus-Kuppel und sogar in der Trinidad-

Kuppel auf (vgl. Tabelle A.2). Die Metaquarzite zeichnen sich durch eingeregelt blaue Amphibole (Glaukophan-Ferroglaukophan-Riebeckit) und Phengit aus. Weitere Phasen sind Granat \pm Epidot sowie Oxidminerale. In einigen Proben kommt zusätzlich Ägirin-reicher Klinopyroxen vor. Anders als in den Metaquarziten der Trinidad-Kuppel sind titanhaltige Minerale (Rutil und/oder Titanit) selten. Nur in der Nähe von Buenos Aires wurden bisher eisenreiche Metaquarzite gefunden. Neben extrem magnetitreichen Lagen mit bis zu 90 Vol. % Magnetit treten Lagen mit Deerit-führenden Metaquarziten auf.

Anhand der Mineralformel ist ersichtlich, daß Deerit aus der Escambray eine nahezu ideale Zusammensetzung aufweist (Tab. 5.2, Abb. 7.4). Er zeigt extrem geringe Gehalte an anderen Kationen. Dies ist zwar typisch für dieses Mineral, aber Abbildung 7.4 zeigt, daß insbesondere die Zusammensetzung des Deerit aus M 562 dem reinen Endglied näher kommt als alle zuvor beschriebenen Deerit-Zusammensetzungen.

Die Abbildung ist analog zu den Abbildungen 6 und 7 in Vernie *et al.* (1986) und zeigt mögliche Substitutionen für zwei- bzw. dreiwertiges Eisen. Die Daten für den Deerit aus der Escambray sind in die Abbildung hineinprojiziert. Im Deerit aus der Franciscan-Formation (Kalifornien) wird zwar das dreiwertige Eisen nicht substituiert, der Mangengehalt ist dagegen aber deutlich höher als im Deerit aus der Escambray. Nicht dargestellt ist Deerit in Meta-Eisensteinen von Sifnos, für den Evans (1986) nur eine durchschnittliche Zusammensetzung angibt, die allerdings auf ähnlich „ideale“ Zusammensetzungen schließen läßt. Auf die Darstellung weiterer publizierter Deeritanalysen (vgl. Klein-Helmkamp, 1996; Reinecke, 1987; Worthing, 1987; Dudek & Kienast, 1989) wurde aus Gründen der Übersicht verzichtet, da daraus keine weiteren Erkenntnisse abgeleitet werden können.

In den Metaquarziten aus dem Profil Buenos Aires konnte aufgrund der geochemischen Eigenschaften keine Abhängigkeit zwischen den Elementkonzentrationen und dem Vorkommen von Deerit festgestellt werden. Die hohen Metallkonzentrationen in allen Proben dieser Lokalität sind nicht ungewöhnlich für Sedimente des Ozeanbodens oder Sedimente, die sich durch Ausfällung im Wasser gebildet haben (vgl. Eisenformationen usw.; z.B. Füchtbauer & Müller, 1977). Das Auftreten von fast reinem Deerit ist aber ein eindeutiges Indiz für eine hochdruckmetamorphe Überprägung dieser Gesteine.

Eine Beobachtung, die sowohl in den Metaquarziten des Profils Buenos Aires als auch in einigen Proben des Profils Gavilanes auffällt, sind Natriumamphibole mit mg-Zahlen < 0.5 , die nicht eingeregelt sind. Beispiele dafür sind die Randzusammensetzungen der Amphibole sowie unorientiert gewachsene kleine Amphibolnadeln in den „Fe-Metaquarziten“ (z.B. in M 562), der Anwachsraum in G 1080 sowie die eisenreiche Zusammensetzung der Amphibole

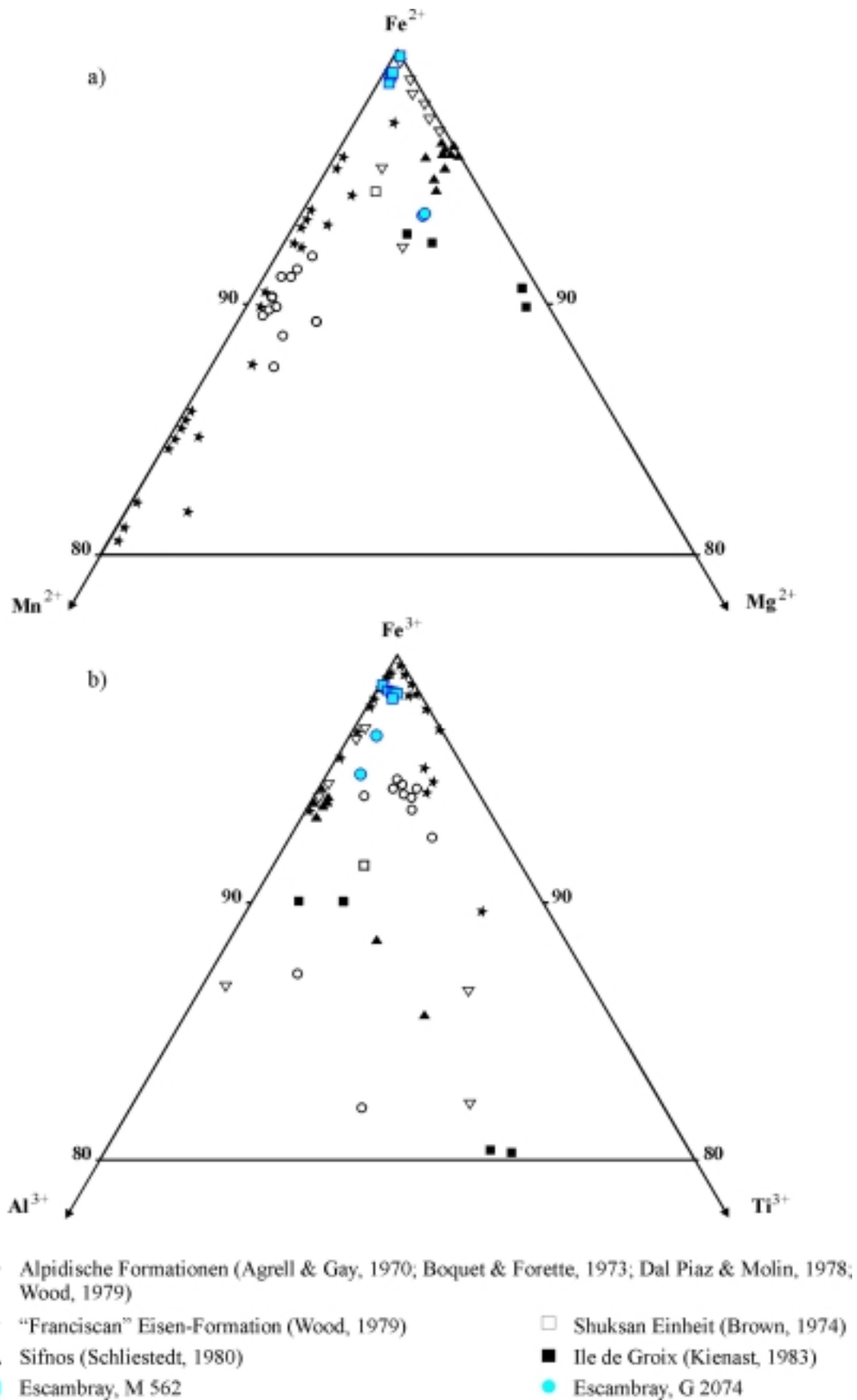


Abbildung 7.4: Kationenvariationen in Deerit (verändert nach Vernie *et al.*, 1986),
 (a) Variation der zweiwertigen Kationen, (b) Variation der drei- bzw. vierwertigen Kationen.

in G 1094 (idiomorpher Ferroglaukophan verdrängt Omphacit) und in G 2260 (idiomorpher Ferroglaukophan, der frühere Mineralparagenese überwächst). Dies deutet auf ein späteres Wachstum von Hochdruckphasen unter streßfreien Bedingungen hin.

Eine weitere Gruppe der hochdruckmetamorphen Gesteine stellen die Eklogite dar. Für diese Gesteine lassen sich folgende Ergebnisse ableiten:

1. Es gibt neben dem unterschiedlichen Gefüge in den jeweiligen Gesteinen auch eine deutliche Variationen in der Mineralchemie.
2. Granat + Klinopyroxen + Paragonit kennzeichnen die Hochdruckparagenese
3. Phengit ist in M 366, M 568, G 2169 und S 145 weiterer Bestandteil der Hochdruckparagenese.
4. Barroisit ist ein wichtiges Mineral überwiegend bei der prograden Metamorphose.
5. Chlorit mit niedrigen mg-Zahlen und Phengit mit niedrigen Si-Gehalten haben sich bei der retrograden Metamorphose gebildet.

Eine eklogitfazielle Probe, die aufgrund ihres Mineralbestandes und der Mineralzonierungen differenzierter diskutiert wird, ist M 761. In der schematischen Skizze (Abb. 7.5), die auf den Abbildungen 4.20a-d basiert, wird deutlich, daß die Omphaciteinschlüsse im Granatkern nicht zониert sind, während Omphacit im Randbereich des Granats und in der Matrix einen schmalen Saum mit einer höheren Jadeitkomponente zeigt. In der Matrix kann außerdem ein äußerer Rand mit einer wiederum geringen Natriumkonzentration beobachtet werden. Diesen Saum weisen allerdings nicht alle Omphacitkörner auf. Zur prograden Mineralparagenese dieser Probe gehören neben Quarz Titanit und Rutil. Alle drei sind als Einschluß in Granat zu finden. Im Randbereich des Granats treten Rutil-Titanit-Verwachsungen auf, die auch in der Matrix zu beobachten sind. Titanit, der Rutil umgibt, sollte sich auf dem retrograden Pfad, also bei der Heraushebung bilden. Weiteres Mineral ist Epidot, der mit ähnlicher Zusammensetzung in drei Formen auftritt:

- Als Einschluß in Granat
- Als Einschluß in den Matrix-Pyroxenen
- Als Einschluß in Pyroxen, der wiederum in Granat eingeschlossen ist.

Epidoteinschlüsse im Kernbereich des Granats zeigen die höchsten Fe-Gehalte (0.7 Fe^{3+} p.F.E.). Die Hochdruckphase wird durch Granat (Rand), Cpx (Rand) und Paragonit repräsen-

tiert. Retrograd haben sich Barroisit, Epidot ($0.4-0.55 \text{ Fe}^{3+}$ p.F.E.) und Phengit gebildet. Barroisit ist teilweise idiomorph ausgebildet und homogen oder bildet Verwachsungen mit Epidot.

Das Auftreten von Kalifeldspat neben Paragonit umgeben von Omphacit (vgl. Kap. 4.3.2) wurde zunächst detaillierter untersucht, da die Analysensummen für den Feldspat sehr niedrig waren. Die Überlegung, daß es sich um das Mineral Kalium-Cymrit handeln könnte, das bisher in der Natur noch nicht gefunden wurde, konnte am Rasterelektronenmikroskop (REM) sofort ausgeschlossen werden. Die EBSD-Methode (Electron Back Scattered Diffraction; *Channel Software*), erlaubt die Bestimmung der Kristallsymmetrie über die Auswertung der Kikuchi-Linien (Gapais & White, 1982).

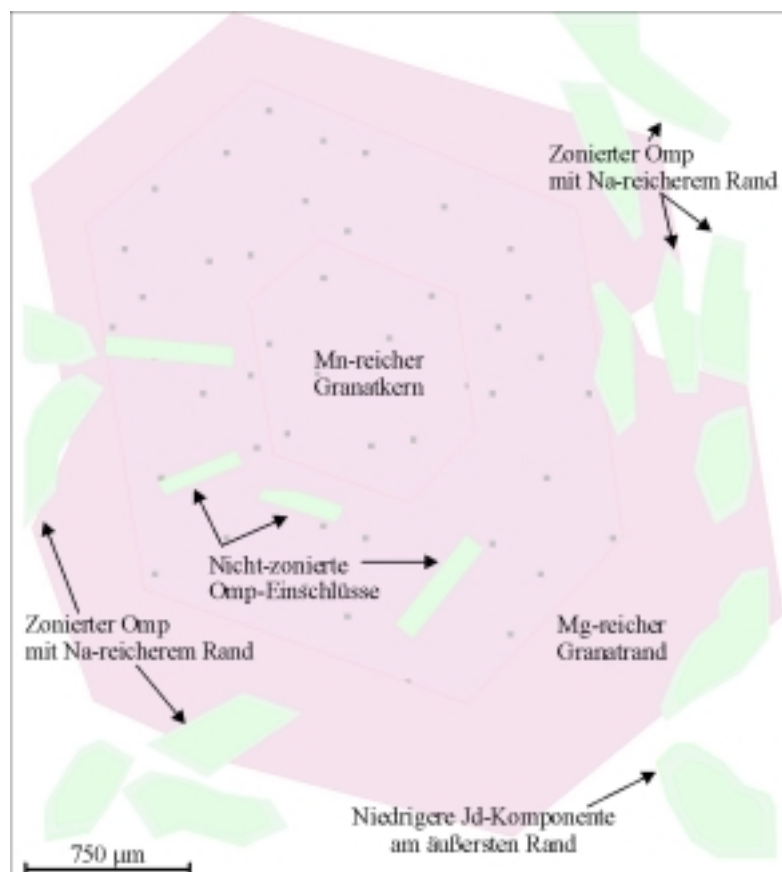


Abbildung 7.5: Schematische Skizze der Granat- und Omphacitzonierung in M 761.

7.3 Yayabo-Einheit und Mabujina-Formation

Die Grenze zwischen den Amphibolgesteinen der Yayabo-Einheit und den Metagabbros der Mabujina-Formation ist im Gelände nicht oder kaum zu unterscheiden. Tabelle 4.1 hat gezeigt,

daß der Mineralbestand der Amphibolgesteine der Yayabo-Einheit beziehungsweise der Mabujina-Formation ebenfalls nahezu identisch ist. In beiden Einheiten treten Amphibol, Plagioklas, Epidot und Titanit auf. Unterscheidungskriterien sind serizitisierte Plagioklase oder bräunliche Kernbereiche (Altkörner) im Amphibol der Metagabbros. Ein sicheres Kriterium für die Unterscheidung ist der Mineralchemismus. An der Zusammensetzung des Amphibols, des Plagioklas und des Granats usw. kann eine klare Einteilung zwischen den beiden Einheiten vorgenommen werden. Der Plagioklas in den Metagabbros weist noch eine deutliche Anorthitkomponente auf (vgl. Abb. 5.12, Maximalwert 64 mol %), während Plagioklas in den Yayabo-Amphibolgesteinen vollständig albitisiert ist. Auch Amphibol, der mikroskopisch einen Pleochroismus von grün zu blaugrün zeigt, unterscheidet sich in den Gesteinen der jeweiligen Einheit (Abb. 7.6). In den Metagabbros der Mabujina-Formation tritt Tschermakit auf. Amphibol der Yayabo-Einheit zeigt eine deutlich höhere Na-Komponente bis hin zum Barroisit. Eine interessante Beobachtung ist, daß sowohl der Amphibol der Probe G 1070 (Yayabo-Einheit) als auch der Amphibol der Probe G 2071 (Mabujina-Formation) aus dem mylonitischen Kontaktbereich der beiden Einheiten Ähnlichkeiten in der Zusammensetzung aufweisen (Abb. 7.6).

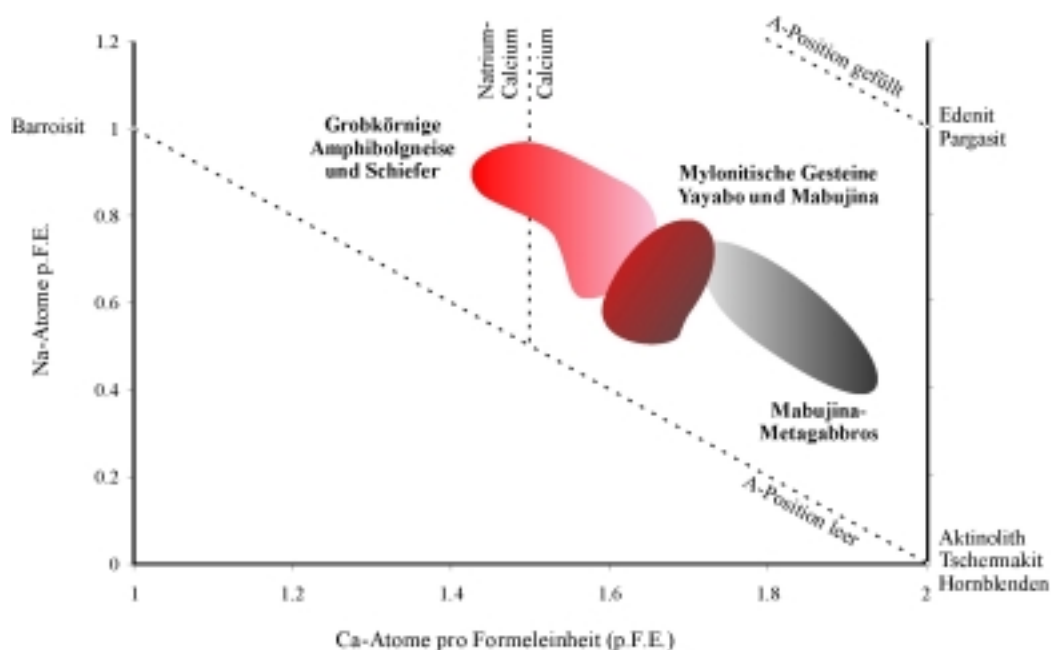


Abbildung 7.6: Natrium- und Calciumgehalt in den Amphibol-reichen Gesteinen mit überlappender Zusammensetzung im Kontaktbereich der beiden Einheiten.

Gesamtgesteinsanalysen (vgl. Tabelle C.1 im Anhang) ergaben auf den ersten Blick weder im Hauptelement- noch im Spurenelementchemismus nennenswerte Unterschiede zwischen den beiden Gesteinstypen (s. u.). Im Rahmen einer Studienarbeit über geochemische Charakteristika in Yayabo- und Mabujina-Gesteinen, die von J. Pfeiffer am Institut für Geologie in Freiberg durchgeführt wurde, haben sich folgende Fakten herauskristallisiert (15 Proben aus der Yayabo-Einheit, 8 aus der Mabujina-Formation entlang des Yayabo-Flusses): Unterschiede in den Konzentrationen der Oxide von Si, Al, Fe³⁺, Mg und Ca treten zwischen den Gesteinen der beiden Einheiten nicht auf. Von Ost nach West sind eine kontinuierliche Abnahme des TiO₂-, Co-, Ga- und Sc-Gehaltes zu verzeichnen, sowie eine Zunahme der Na₂O-Konzentration. Signifikant höhere Oxid- beziehungsweise Elementwerte treten aber in zwei Scherzonen (Lokalitäten E 112 und E 144) auf. Dort sind die Konzentrationen der Elemente Sr und Ga höher, sowie Cr und Co niedriger als in den übrigen Gesteinen.

Diese Ergebnisse werden durch die in Kapitel 6.3 beschriebenen geochemischen Eigenschaften der hier untersuchten Proben bestätigt. Ein Stofftransport hat eindeutig innerhalb der Scherzonen stattgefunden, der sich möglicherweise aber auch auf die angrenzenden Gesteine ausgewirkt hat. Auffällig sind auch die hohen Silizium- und Bariumkonzentrationen in einigen Proben der Yayabo-Einheit. Das mindert die Aussagekraft der Diskriminationsdiagramme in Kapitel 6. Unter diesem Vorbehalt zeigen die Gesteine der Yayabo-Einheit eine Affinität zu Ozeanbodenbasalten. Wenn auch die Gesteine der Yayabo-Einheit zum Inselbogen gehören sollten, ist es schwierig, die Differenzen in den Gehalten der relativ immobilen Elemente Titan und Niob zu erklären.

In Tabelle 7.3 werden die Gesteine in den jeweiligen Einheiten verglichen. Qualitativ läßt sich aus dieser Gegenüberstellung entnehmen, daß die Gesteine der Mabujina-Formation eine eher temperaturbetonte, die der Yayabo-Einheit eine druckbetontere Metamorphose erfahren haben.

Pro- beziehungsweise retrograde Äste eines Metamorphosepfades sind häufig schwierig zu bestimmen. Abschließend sind dazu in Tabelle 7.4 die Hinweise sowohl auf prograde als auch auf retrograde Minerale bzw. Mineralparagenesen in den Gesteinen aufgeführt.

Tabelle 7.3: Vergleich amphibolreicher Gesteine, Yayabo-Einheit und Mabujina-Formation.

	Yayabo	Mabujina
<u>Makroskopisch</u>	deutlich foliiert	etwas grobkörniger, weniger eingeregelt
<u>Mikroskopisch</u>	Mehr Epidot	Mehr Plagioklas, alte Plagioklaskörner
	Quarz immer vorhanden	selten Quarz
	Titanit und/oder Rutil	selten Rutil, häufig Ilmenit
<u>Mineralchemie</u>		
Plagioklas	nur Albit	Plagioklasmischkristall (bis An ₆₄), teilweise umgeben von Albit
	Albitblastese	Saussurit
Amphibol	Ca-Amphibole und Ca-Na-Amphibole	nur Ca-Amphibole
Granat	höhere Sps-Komponente	höhere Prp-Komponente
Hellglimmer	höhere Si-Gehalte, 3.1-3.3 Si p.F.E	Selten, dann Muscovit
Epidot	Neben- bis Hauptbestandteil z.T. Zoisit	Epidot wesentlicher Bestandteil nur in S 114 und M 600
Chlorit	verbreitet	nur vereinzelt (sekundär?)
<u>Geochemie</u>		
Hauptelemente	TiO ₂ > 1 Gew. %	TiO ₂ < 1 Gew. %
Spuren	Nb > 10 ppm	Nb < 10 ppm
	Sr < 400 ppm	Sr teilweise > 400 ppm

Tabelle 7.4: Zusammenfassende Aufstellung der Anzeichen für pro- und retrograde Paragenesen bzw. Mineralvorkommen in den Gesteinen der vier Einheiten der Escambray.

Probe	Prograd	Retrograd
<u>Pitajones-Einheit</u>		
M 501	Chl (hohe mg) + Pmp	Chl verdrängt Grt
M 532		Amp-Saum um Chl
M 543		Pg + Phe auf Rissen in Amp
G 1008	Lws	
<u>Gavilanes-Einheit</u>		
G 1078		Lws
G 1080		Ferro-Gln-Saum, Lws
G 1081	Aktinolith, Barroisit	Lws + Pmp
G 1038		Pmp + Akt (id. Lws in Pmp)
S 047		id. Pmp
M 591		Biotit ?
M 592	Pumpellyit + Chlorit	
G 2094	Taramit, Barroisit	Barroisit
M 366	Barroisit	
M 369	Barroisit	
G 1107	Barroisit	
M 568	Barroisit	
S 145		Ab + Chl + Phe
M 761	Cpx-Einschlüsse	Barroisit
<u>Yayabo-Einheit</u>		
G 1068	Magnesiohornblende	
G 2180	Phengit	
<u>Mabujina-Formation</u>		
G 2071		Magnesiohornblende

8 Geothermobarometrie

Die Geothermobarometrie stellt das Werkzeug dar, mit dem Druck und Temperaturbedingungen, die einzelne Gesteine erlebt haben, ermittelt werden können. Diese Daten ermöglichen dann eine Rekonstruktion des Metamorphoseverlaufs des jeweiligen Gesteins. Bevor die für die Gesteine der Sancti-Spiritus-Kuppel ermittelten P-T-Daten vorgestellt werden, sind die thermodynamischen Grundlagen im folgenden Unterkapitel kurz skizziert.

8.1 Thermodynamische Grundlagen

Alle geothermobarometrischen Berechnungen basieren auf der Anwendung der Gleichgewichtsbedingung

$$\Delta G^0 + RT \ln K_{eq} = 0, R = 8.3144 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1} \text{ (universelle Gaskonstante)}$$

In dieser Gleichung ist die Standard-Gibbsenergie der Reaktion, ΔG^0 , abhängig von Druck (P) und Temperatur (T). Aus diesen Abhängigkeiten resultiert folgende Gleichung:

$$\Delta G^0 + RT \ln K_{eq} = \Delta H_f^0 + \int_{T^0}^T \Delta C_p^0 dT - T \left(\Delta S^0 + \int_{T^0}^T \frac{\Delta C_p^0}{T} dT \right) + \int_{P^0}^P \Delta V^0 dP + RT \ln K_{eq} = 0$$

Dabei stellen $T^0 \equiv 298.15 \text{ K}$ und $P^0 \equiv 1 \text{ bar}$ die Referenzbedingungen dar, während T (K) und P (bar) sich auf die Temperatur und den Druck des Systems beziehen. Ferner stehen ΔH_f^0 für die Standard-Reaktionsenthalpie, ΔS^0 für die Standard-Reaktionsentropie, $\Delta C_p^0(T)$ für die Standard-Wärmekapazitätsänderung der Reaktion und ΔV^0 für das Standard-Reaktionsvolumen.

K_{eq} ist die Gleichgewichtskonstante, in die die Aktivitäten (a) der an der Reaktion beteiligten Phasen (m) eingehen. Sie ist definiert als:

$$K_{eq} = \prod_{i=1}^m (a_i^{v_i})$$

Dabei sind v_i die stöchiometrischen Koeffizienten der einzelnen Reaktionspartner.

Die Herleitung der Gleichung aus den Hauptsätzen der Thermodynamik ist unter anderem in speziell für die Mineralogie verfaßten Lehrbüchern mit dem Schwerpunkt Thermodynamik

erklärt (z.B. Chatterjee, 1991; Spear, 1993; Will, 1998).

Eine wichtige Methode der Geothermobarometrie liegt in der Berechnung invarianter Mineralgleichgewichte in multivarianten Systemen, deren Reaktionskurven sich in einem invarianten Punkt schneiden. Dieses Verfahren bietet die Möglichkeit, P-T-Daten zu bestimmen, die von der Änderung der Zusammensetzung der am Gleichgewicht teilnehmenden Phasen abhängig sind. Den Berechnungen liegen intern konsistente thermodynamische Datensätze zugrunde (z.B. Berman, 1988; Holland & Powell, 1990 und 1998; Chatterjee *et al.*, 1994; Gottschalk, 1997; Chatterjee *et al.*, 1998). Im Rahmen dieser Arbeit wurde insbesondere das Programm TWEEQU von Berman *et al.* (1991, Version 2.02) genutzt. Dieses Programm hat gegenüber THERMOCALC, das die Verwendung des sehr umfangreichen und aktuellen Datensatzes von Holland & Powell (1998) ermöglicht, den Vorteil, daß errechnete Daten direkt in den jeweiligen Diagrammen dargestellt werden können. Sowohl beide Datensätze als auch beide Programme sind weit verbreitet und werden derzeit angewendet. Eine Weiterentwicklung des Bermanschen Datensatzes (1988, 1990) unter besonderer Berücksichtigung des Magnesium-Eisen-Austausches unterschiedlicher Mineralpaare (z.B. Granat-Klinopyroxen, Granat-Biotit usw.) wurde 1996 vorgestellt (Aranovich & Berman, 1996 und 1997; Berman & Aranovich, 1996). Da die beiden Datensätze nicht kompatibel sind, im neueren Datensatz aber weniger Phasen zur Verfügung stehen (z.B. keine Amphibole), wurde dieser Datensatz nur zum Vergleich herangezogen. Die ebenfalls erst kürzlich veröffentlichten Datensätze von Gottschalk (1997) und Chatterjee *et al.* (1998) beinhalten ausschließlich Daten von Mineral-Endgliedern und sind daher für geothermobarometrische Berechnungen nicht geeignet.

Um die Berechnungen der multivarianten Gleichgewichte zu bestätigen und/oder zu unterstützen, wurden zusätzlich unterschiedliche Geothermobarometer auf die Gesteine der Escambray angewendet (vgl. Tab. 8.1). Sogenannte klassische Geothermometer und Geobarometer stellen Mineralgleichgewichte dar, die dazu verwendet werden, Druck- und Temperaturbedingungen, bei denen ein bestimmtes Mineral oder eine Mineralparagenese gebildet wurden, zu bestimmen. Geothermometer zeichnen sich dabei durch größere Reaktionsentropien und -Enthalpien (ΔS_{Reakt} , ΔH_{Reakt}) und ein kleines Reaktionsvolumen (ΔV_{Reakt}) aus – dies wirkt sich in einem P-T-Diagramm in einer hohen Steigung aus. Sie basieren häufig auf dem Austausch von Kationen ähnlicher Größe, zum Beispiel dem Austausch von Eisen und Magnesium. Im Gegensatz dazu zeigen Geobarometer ein relativ großes ΔV_{Reakt} , ein kleines ΔS_{Reakt} und ΔH_{Reakt} und eine flache Steigung im P-T-Diagramm. Sie beruhen auf sogenannten „net-transfer“-Reaktionen – dies sind Reaktionen, bei denen die Kationen der Reaktanden und der Produkte unterschiedliche Koordinationszahlen aufweisen.

Tabelle 8.1: Darstellung der verwendeten Geothermo- und Geobarometer. Die Kurzbezeichnungen in Spalte 2 werden im Text, in Tabellen und Abbildungen verwendet.

	Kurzbezeichnung	Paragenese	Zitat
Barometer	B1	Granat – Omphacit – Phengit	Waters & Martin (1993)
	B2	Granat – Amphibol – Plagioklas	Kohn & Spear (1990)
	B3*	Si-Gehalt in Phengit	Massonne (1991)
			Massonne & Szpurka (1997)
	B4 [#]	Jadeitgehalt in Klinopyroxen	Holland (1983)
Thermometer	T1	Granat – Klinopyroxen	Powell (1985)
	T2	Granat – Phengit	Green & Hellman (1982)
	T3	Granat – Amphibol	Graham & Powell (1984)
	T4	Granat – Plagioklas	Holland & Blundy (1994)
Thermo- Barometer	TB1	Amphibol-Epidot-Chlorit-Albit	Triboulet (1992)

* Ein recht bekanntes und häufig verwendetes Geobarometer ist das sogenannte Phengitbarometer, das ursprünglich von Massonne & Schreyer (1987) beschrieben und von Massonne & Szpurka (1997) verbessert wurde. Dieses Barometer beruht auf der Paragenese

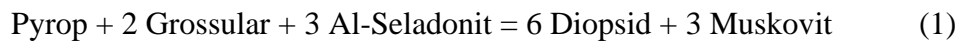
Phengit + Kalifeldspat + Phlogopit + Quarz

Wenn weder Phlogopit noch Kalifeldspat in den untersuchten Gesteinen auftreten, können nur Mindestdrücke anhand des Silizium-Gehaltes in den Hellglimmern abgeschätzt werden (Massonne, 1991). Die Verwendung von Isoplethen in der Geothermobarometrie wird allerdings in Frage gestellt (Massonne & Szpurka, 1997) und soll auch hier nur als erste Eingrenzung verwendet werden.

[#] Das Barometer von Holland (1983) liefert nur Mindestdrücke, da in der Regel Plagioklas nicht mit Omphacit koexistiert.

Um geothermobarometrische Berechnungen an hochdruckmetamorphen Gesteinen durchzuführen, haben Carswell *et al.* (1997) das Barometer von Waters & Martin (1993), das auf der Hochdruckparagenese Granat-Klinopyroxen-Hellglimmer beruht, mit zwei Thermometern, einerseits den Granat-Klinopyroxen-Thermometern von Powell (1985) beziehungsweise Krogh (1988), andererseits dem Granat-Hellglimmer-Thermometer von Green & Hellman (1982) kombiniert. Daraus ergibt sich die Möglichkeit, in den Hochdruckgesteinen der Escambray, die weder Phlogopit noch Kalifeldspat enthalten, nicht nur Mindestdrücke, sondern absolute Drücke zu berechnen. Diese „Instrumente“ zur P-T-Daten-Bestimmung werden im folgenden näher beschrieben und als Diskussionsgrundlage möglicher Fehlerquellen genutzt.

Zur Druckbestimmung haben Carswell *et al.* (1997) das Barometer B1 (Waters & Martin, 1993) verwendet, das auf der Gleichung



beruht. Es wird über die inverse Tschermak-Substitution formuliert:

$$P(\text{kbar}) = 26.9 + 0.0159 T(\text{K}) - 0.00249 T(\text{K}) \ln K \quad (2)$$

mit

$$\ln K = 6 \ln a_{\text{di}}^{\text{cpx}} - \ln a_{\text{prp}}^{\text{grt}} - 2 \ln a_{\text{grs}}^{\text{grt}} + 3 \ln a_{\text{invphe}}^{\text{hgl}} \quad (3)$$

Hierbei werden von Carswell *et al.* (1997) folgende Aktivitätsmodelle für Phengit, Granat (Pyrop, Grossular und Almandin) sowie Diopsid angegeben:

Für Phengit wird eine ideale Mischung (mixing on sites) von Mg und Al auf den Oktaederpositionen ($M^{[6]}$) und Si und Al auf den T1-Tetraederplätzen angenommen.

$$a_{\text{invphe}}^{\text{hgl}} = \frac{a_{\text{idealer Muscovit}}}{a_{\text{idealer Seladonit}}} = \frac{(X_{\text{AlM1}})(X_{\text{AlT1}})}{(X_{\text{MgM1}})(X_{\text{SiT1}})} \quad (4)$$

mit

$$X_{\text{AlT1}} = (4 - \text{Si}) \quad (5)$$

und

$$X_{\text{SiT1}} = (\text{Si} - 2) \quad (6)$$

Die Berechnung der Aktivitäten der Pyrop- und Grossularkomponente im Granat beruht auf einem Mischungsmodell von Newton & Haselton (1981); der Aktivitätskoeffizient für die Grossularkomponente, γ_{grs} , ergibt sich aus

$$RT \ln \gamma_{\text{grs}} = W_{\text{Ca-Mg}} (X_{\text{prp}}^2 + X_{\text{prp}} * X_{\text{alm}}) \quad (7)$$

mit

$$W_{\text{Ca-Mg}} = 13820 - 6.282 * T \quad (W_{\text{Ca-Mg}} = \text{Margules-Parameter}) \quad (8).$$

da

$$X_{\text{alm}} = 1 - X_{\text{prp}} - X_{\text{grs}} \quad (9)$$

⇒

$$\begin{aligned}
RT \ln \gamma_{\text{grs}} &= W_{\text{Ca-Mg}} (X_{\text{prp}}^2 + X_{\text{prp}} * (1 - X_{\text{prp}} - X_{\text{grs}})) \\
&= W_{\text{Ca-Mg}} (X_{\text{prp}}^2 + X_{\text{prp}} - X_{\text{prp}}^2 - X_{\text{prp}} * X_{\text{grs}}) \\
&= W_{\text{Ca-Mg}} (X_{\text{prp}} - X_{\text{prp}} * X_{\text{grs}}) \tag{10}
\end{aligned}$$

Die Berechnungsgrundlage zur Diopsidaktivität in Omphacit bildet das Aktivitätsmodell nach Holland (1990), das binäre, nichtideale Mischungen in Na-haltigen Diopsid-Hedenbergit-Jadeit-Ägirin-Mischkristallen berücksichtigt.

CaMg - NaAl und CaFe - NaAl

$$(W_{\text{Di-Jd}}) = 26 \text{ kJ} \tag{11}$$

$$(W_{\text{Hd-Jd}}) = 25 \text{ kJ} \tag{12}$$

die Aktivitäten sind gegeben durch:

$$RT \ln \gamma_{\text{Di}} = X_{\text{Na}} X_{\text{Fe}^{3+}} W_{\text{Di-Jd}} + X_{\text{Fe}^{2+}} W_{\text{Di-Jd}} - X_{\text{Fe}^{2+}} W_{\text{Hd-Jd}} + X_{\text{Al}} W_{\text{Di-Jd}} \tag{13}$$

Annahme:

$$X_{\text{Di}} \equiv X_{\text{Mg}} \tag{14}$$

$$X_{\text{Hd}} \equiv X_{\text{Fe}} \tag{15}$$

$$X_{\text{Jd}} \equiv X_{\text{Al}} \tag{16}$$

$$X_{\text{Ae}} \equiv X_{\text{Fe}^{3+}} \tag{17}$$

außerdem:

$$X_{\text{Na}} = X_{\text{Al}} + X_{\text{Fe}^{3+}} \tag{18}$$

$$X_{\text{Ca}} = X_{\text{Mg}} + X_{\text{Fe}} \tag{19}$$

⇒

$$\begin{aligned}
RT \ln \gamma_{\text{Di}} &= (X_{\text{Al}} + X_{\text{Fe}^{3+}}) [X_{\text{Ae}} W_{\text{Di-Jd}} + X_{\text{Hd}} (W_{\text{Di-Jd}} W_{\text{Hd-Jd}}) + X_{\text{Jd}} W_{\text{Di-Jd}}] \\
&= W_{\text{Di-Jd}} [(X_{\text{Jd}} + X_{\text{Ae}}) (X_{\text{Ae}} + X_{\text{Hd}} + X_{\text{Jd}})] - [W_{\text{Hd-Jd}} (X_{\text{Jd}} + X_{\text{Ae}}) X_{\text{Hd}}] \\
&= W_{\text{Di-Jd}} [(X_{\text{Jd}} + 1 - X_{\text{Di}} - X_{\text{Hd}} - X_{\text{Jd}}) (1 - X_{\text{Di}} - X_{\text{Hd}} - X_{\text{Jd}} + X_{\text{Hd}} + X_{\text{Jd}})] \\
&\quad - [W_{\text{Hd-Jd}} (1 - X_{\text{Di}} - X_{\text{Hd}} - X_{\text{Jd}} + X_{\text{Jd}}) X_{\text{Hd}}] \tag{20a} \\
&= W_{\text{Di-Jd}} (1 - X_{\text{Di}} - X_{\text{Hd}}) (1 - X_{\text{Di}}) - W_{\text{Hd-Jd}} (1 - X_{\text{Di}} - X_{\text{Hd}}) X_{\text{Hd}}
\end{aligned}$$

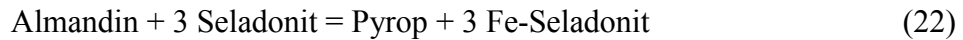
⇒

$$RT \ln \gamma_{\text{Di}} = (1 - X_{\text{Di}} - X_{\text{Hd}}) [W_{\text{Di-Jd}} (1 - X_{\text{Di}}) - W_{\text{Hd-Jd}} X_{\text{Hd}}] \tag{20b}$$

Die Thermometer werden über die Gleichungen



beziehungsweise



formuliert.

Zunächst werden die beiden Granat-Klinopyroxen-Thermometer beschrieben. Nach Powell (1985) wird die Gleichgewichtstemperatur folgendermaßen berechnet:

$$T(\text{K}) = \frac{2790 + 10P + 3140X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}}}{1.735 + \ln K_{\text{D}}} \quad (24)$$

mit

$$K_{\text{D}} = \frac{(\text{Fe} / \text{Mg})^{\text{Grt}}}{(\text{Fe} / \text{Mg})^{\text{Cpx}}} \quad (25)$$

Während Powell (1985) eine lineare Abhängigkeit zwischen Calcium-Gehalt in Granat und dem Logarithmus des Mg/Fe-Verteilungsgleichgewichts zwischen Granat und Klinopyroxen annimmt, beschreibt Krogh (1988) eine quadratische Abhängigkeit zwischen diesen Parametern.

$$T(\text{K}) = \frac{-6173 (X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}})^2 + 6731 * X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}} + 10P}{1.393 + \ln K_{\text{D}}} \quad (26)$$

Das Granat-Hellglimmer-Thermometer wird nach Green & Hellman (1982) folgendermaßen berechnet:

$$T(\text{K}) = \frac{5170 + 0.036P(\text{bar})}{\ln K_{\text{D}} + 4.17} \quad (27)$$

mit

$$K_{\text{D}} = \frac{(X_{\text{Mg}}^{\text{Phe}})^{1/2} (X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}})^{1/2}}{(X_{\text{Fe}}^{\text{Phe}})^{1/2} (X_{\text{Mg}}^{\text{Gt}})^{1/2}} \quad (28)$$

Diese Gleichung gilt für basaltische Zusammensetzungen mit $mg \approx 67$ ($mg = \text{Magnesiumzahl} = 100 * \text{MgO} / [\text{MgO} + \text{FeO}]$).

Angefangen von der Wahl des geeigneten Geothermo- und/oder Geobarometers beinhaltet die Berechnung von P-T-Daten einige Unsicherheiten, die teilweise schwierig zu quantifizieren sind, aber letztendlich bei der Interpretation der erhaltenen Bedingungen berücksichtigt werden müssen.

1. Mineraldaten:

Abhängig vom jeweils gemessenen Element und der Konzentration des Elements in der Probe beträgt die relative Abweichung bei Messungen an der Mikrosonde etwa 1 – 4 % (vgl. Kapitel 3.1). Einen Einfluß auf die P-T-Daten haben zusätzlich die Berechnung der Komponenten einer Phase und die Berechnung des $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnisses. Beide bzw. alle drei oben vorgestellten Thermometer beruhen auf dem Austausch von Magnesium und Eisen. Eisen liegt jedoch in vielen Mineralen u. a. auch in Hellglimmer und Klinopyroxen nicht ausschließlich in Form des 2-wertigen Eisens (Fe^{2+}) vor, sondern kann auch als 3-wertiges Eisen (Fe^{3+}) vorkommen. An der Mikrosonde kann aber nur der Gesamteisengehalt gemessen werden. Die Bestimmung des $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnisses erfolgt unter bestimmten Annahmen, die einen zusätzlichen Fehler beitragen. Diese Annahmen sind abhängig vom jeweiligen Mineral (vgl. z.B. Leake *et al.*, 1997 für das Mineral Amphibol). Im Falle des Klinopyroxens folgen Carswell *et al.* (1997) dem Vorschlag von Cawthorn & Collerson (1974), nur dann Fe^{3+} zu berücksichtigen, wenn der Natriumgehalt im Klinopyroxen größer ist als der Aluminiumgehalt. Diese Annahme schließt gleichzeitig Aluminium auf der Tetraederposition aus. Im Falle des Phengits wird kein 3-wertiges Eisen angenommen, da es weder in der Kalibrierung von Green & Hellman (1982) vorgesehen ist, noch bei den hohen Magnesium/Eisen-Verhältnissen in den Gesteinen, die Carswell *et al.* (1997) untersucht haben, erwartet wird. Sollte in den untersuchten Proben dreiwertiges Eisen im Hellglimmer vorhanden sein, würde sich dies dahingehend auswirken, daß nur eine Maximaltemperatur über das Granat-Hellglimmer-Thermometer abgeleitet werden könnte. Abbildung 5.8 hat gezeigt, daß insbesondere die Hellglimmer in den Gesteinen der Gavilanes-Einheit keine Abweichung von der Tschermak-Substitutions-Linie zeigen, die Abweichung aber mit sinkendem Si-Gehalt im Hellglimmer (z.B. in den Gesteinen der Yayabo-Einheit) ansteigt.

2. Mischungsmodelle:

Das Mischungsverhalten der Minerale ist nicht nur abhängig von Druck, Temperatur, Kationengröße und -ladung, sondern ist auch eine Funktion der Geometrie und Größe des Gitterplatzes in einer Kristallstruktur. Hierbei spielt auch die Frage des Ordnungs- bzw. Un-

ordnungszustandes eine wichtige Rolle. Unter diesen Gesichtspunkten sollte ein Mischungsmodell ausgesucht werden. Im kombinierten Thermo-Barometer nach Carswell *et al.* (1997) sind folgende Mischungsmodelle vorgeschlagen (s.o.) und aus diesem Grund auch genommen worden:

- Ideale Mischung für Phengit
- Nichtideale symmetrische Mischung für Granat
- Nichtideale asymmetrische Mischung für Klinopyroxen

Eine Abschätzung des Fehlers erfolgt häufig über die Verwendung anderer Mischungsmodelle. Carswell *et al.* (1997) haben anstelle des Mischungsmodells von Newton & Haselton (1981) auch das Granatmischungsmodell von Berman (1990) zur Druckberechnung mit B1 eingesetzt und Druckunterschiede von 1 – 4 kbar je nach X_{Ca}^{Grt} erhalten. Waters & Martin (1993) geben für B1 eine Unsicherheit von ± 2.5 kbar an.

Neben den oben aufgeführten, verwendeten Aktivitätsberechnungen wurden „ideale“ Aktivitäten mit dem Programm AX (Holland & Powell, 1994) errechnet. Weiterhin wurden Mischungsmodelle genutzt, die dem Programm TWEEQU sowie den verwendeten klassischen Thermobarometern zugrunde liegen. Dies sind in TWEEQU das Aktivitätsmodell für Granat von Berman (1990) und das Modell für Hellglimmer von Chatterjee & Froese (1975).

3. Kalibrierung des Geothermometers/Geobarometers:

Thermometer und Barometer werden unter definierten Bedingungen kalibriert. Diese Bedingungen können den P-T-Bereich, die Mineralzusammensetzungen, das Mischungsmodell und auch die Pauschalzusammensetzung des Gesteins beinhalten. Aus kinetischen Gründen werden zum Beispiel viele Geothermometer bei sehr hohen Temperaturen experimentell bestimmt. Angewendet werden diese Thermometer häufig bei niedrigeren Temperaturen, so daß die Extrapolation eine weitere, nicht zu quantifizierende Fehlerquelle darstellt.

Nach den Untersuchungen von Carswell *et al.* (1997) führt die Kalibrierung des Granat-Klinopyroxen-Thermometers von Krogh (1988) zu sehr niedrigen Temperaturen für Niedrig-Temperatur-Eklogite, in denen der Calcium-Gehalt X_{Ca}^{Grt} häufig unterhalb von 0.35 liegt (mit steigender Temperatur nimmt der Calcium-Gehalt in Granat zu). Deshalb verwenden Carswell *et al.* (1997) bei einem $X_{Ca}^{Grt} < 0.35$ die Kalibrierung von Powell (1985) und bei $X_{Ca}^{Grt} > 0.35$ die von Krogh (1988). Folgerichtig wurde in dieser Arbeit ausschließlich das Thermometer von Powell (1985) angewandt, da die Granatzusammensetzungen aller Proben Ca-Gehalte unterhalb $X_{Ca} < 0.35$ aufweisen. Green & Hellman (1982) haben in ihrem Thermometer (s.o.) eine Abhängigkeit von K_D mit dem Calcium-Gehalt in basaltischen Zusammensetzungen und

eine Abhängigkeit von der Magnesiumzahl in pelitischen Systemen festgestellt.

Die Auswirkung einer Abweichung von den im Geothermo-/Barometer aufgeführten Bedingungen kann aber ebenfalls nicht quantifiziert werden.

4. Weitere Fehlerquellen

Bei Gleichungen, in denen wasserhaltige Phasen beziehungsweise Wasser als freie Phase beteiligt sind, stellt die Abschätzung der Wasseraktivität eine weitere Fehlerquelle dar. Eine Quantifizierung der Größenordnung des Fehlers kann hier über die Verwendung unterschiedlicher Wasseraktivitäten erfolgen.

Nach Will (1998) ist jedoch der wahrscheinlich größte Fehler, der in der Druck-Temperatur-Berechnung auftritt, die Anwendung der Geothermobarometer auf Mineralpaare, die nicht in einer Gleichgewichtsparagenese vorliegen. Die Berechnung von P-T-Daten eines Gesteins setzt demnach eine detaillierte mikroskopische und mikroanalytische Bearbeitung der jeweiligen Probe voraus.

Da insgesamt eine rigorose Analyse der Fehlerfortpflanzung nicht möglich ist, wird die Streubreite der Daten als Maß für die Ungenauigkeit in der Temperatur- und Druckbestimmung angesehen.

Im nächsten Unterkapitel werden die Ergebnisse der geothermobarometrischen Untersuchungen für die Gesteine dargestellt.

Um auf den ersten Blick eine Zuordnung der berechneten Konditionen für die jeweiligen Proben zu erreichen, wurden unterschiedliche Farben für prograde (blau), maximale (rot) und retrograde (grün) Daten gewählt. Die verwendeten Analysen sind im Anhang in Tabelle D.2 aufgeführt und in Tabelle B.3 (Mikrosondenanalysen) detailliert dargestellt. P-T-Daten für weitere Proben sind ebenfalls in Tabelle D.2 aufgelistet.

8.2 P-T-Daten der Pitajones-Einheit

Die Bestimmung der P-T-Bedingungen für die Gesteine der Pitajones-Einheit erwies sich als schwierig, da der relativ einfache Mineralbestand mit nur wenig geeigneten beziehungsweise kritischen Paragenesen nur wenig präzise Daten liefert. Ein erster Überblick über die Temperaturen in der Pitajones-Einheit konnte über die Kohlenstoffisotopie an den koexistierenden Phasen Graphit und Calcit in den Karbonatglimmerschiefern erhalten werden. Die

Methode beruht auf der Fraktionierung der beiden stabilen Isotope des Kohlenstoffs C^{12} und C^{13} zwischen den beiden Phasen und geht auf die Kalibrierung von Morikiyo (1984) zurück. Für die im Rahmen der Diplomarbeit von Tröb (1998) untersuchten Gesteine wurde eine Temperaturspanne von 411 °C bis 556 °C bestimmt.

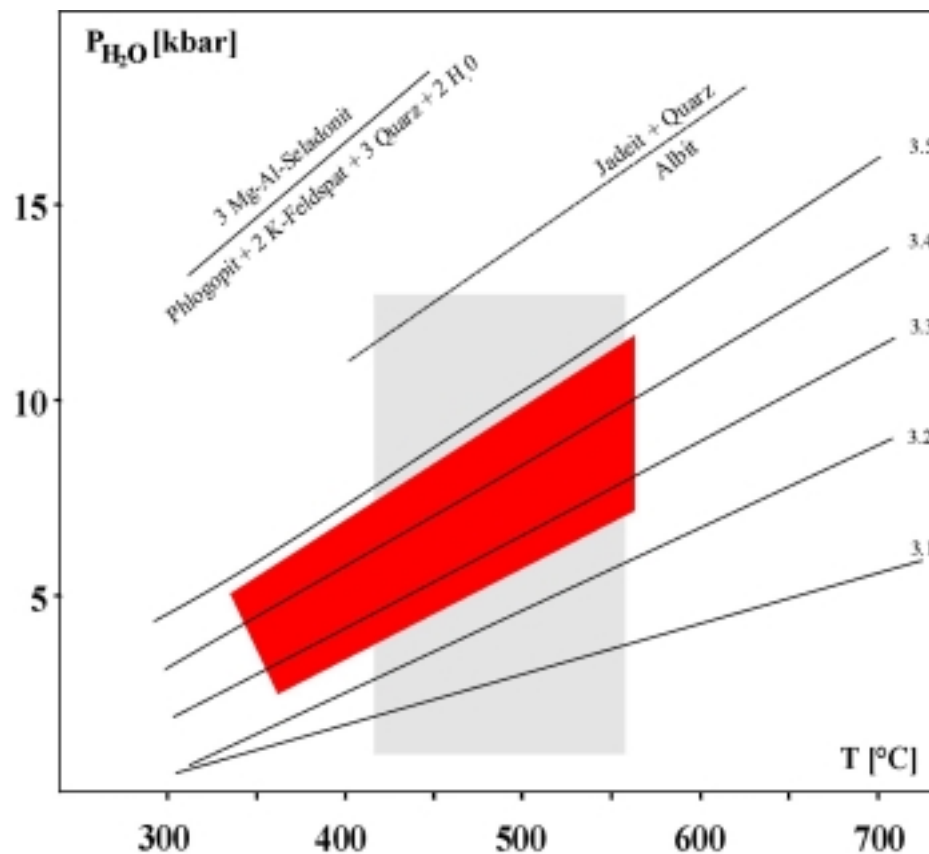


Abbildung 8.1: Darstellung des Si-Gehaltes in Hellglimmern aller untersuchten Gesteine aus der Pitajones Einheit inklusive der Daten aus Tröb (1998) in einem P-T-Diagramm (Si-Isoplethen nach Massonne & Szpurka, 1997; Reaktionskurve Albit = Jadeit + Quarz nach Holland, 1983). Der grau unterlegte Bereich zeigt die Temperaturbedingungen der Karbonatglimmerschiefer (Tröb, 1998).

Eine Möglichkeit, die zumindest eine Abschätzung des Mindestdruckes erlaubt, ist die Bestimmung des Silizium-Gehaltes in Hellglimmern (Massonne, 1991). Von allen untersuchten Proben aus dieser Einheit wurden die Si-Gehalte in einem P-T-Diagramm eingezeichnet (Abb. 8.1).

Ebenfalls dort abgebildet sind Linien gleichen Si-Gehaltes nach Massonne & Szpurka (1997) und der Temperaturbereich für die Karbonatglimmerschiefer. Das rote Feld spiegelt die Si-Gehalte in den hier untersuchten Gesteinen wider. Die Abbildung zeigt, daß Mindestdrücke zwischen 4 und 11 kbar für die Metagabbros aber auch für den Zoisit-Marmor dieser Einheit

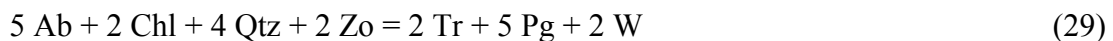
angenommen werden können. Die Si-Gehalte von 3.25 bis 3.5 Si p.F.E. stimmen auch mit den Daten überein, die von Tröb (1998) für Quarz- und Karbonatglimmerschiefer bestimmt wurden. Die maximalen Druckbedingungen, die die Gesteine erlebt haben können, werden durch die Präsenz von Albit begrenzt. Bei 500 °C ist Albit nur bis ca. 14 kbar stabil (Abb. 8.1).

Für die Probe G 2103 konnten die Thermometer T2 (Granat-Hellglimmer) und T3 (Granat-Amphibol) angewendet werden. Gekoppelt mit dem Mindestdruck über den Si-Gehalt ergeben sich Bedingungen von etwa 450 °C bei Drücken oberhalb von 6 kbar. Da der mittlere Bereich des Granats durch eine höhere Pyropkomponente gekennzeichnet ist, stellt der Druck von 6 kbar nur einen minimalen Druck dar.

Für die Metagabbros dieser Einheit konnten unter Anwendung der Thermometer T2, T3 und T4 Temperaturen im Bereich von 380 bis 520 °C ermittelt werden. Die einzelnen Ergebnisse für die jeweiligen Proben sind im Anhang in Tabelle D.2.1-D.2.4 aufgelistet. Diese Temperaturen liegen durchschnittlich um ca. 50 °C oberhalb der Temperaturen, die über TB1 errechnet werden können. Für die Proben G 1005 und G 1008 ergeben sich Bedingungen von 7.5 kbar bei 395 °C beziehungsweise 7 kbar bei 400 °C (Abb. 8.2).

Die Bedingungen für die Albitblastese sind nicht einfach zu bestimmen. Beteiligt sind die Phasen Albit, Epidot, Chlorit, Aktinolith und Phengit. Um aus diesen Mineralphasen Druckberechnungen abzuleiten, muß der Amphibol Natrium auf der A-Position (Edenit- oder Pargasitkomponente) aufweisen.

Aus der Reaktion



konnte der Temperaturbereich eingeschränkt werden. Die Entstehungsbedingungen liegen für die Albitblastese in den Proben G 1005, G 1008, G 1130, M 532 und M 501 im Bereich von 275 – 330 °C (bei einem Druck von 5 kbar) bis zu 300 – 360 °C (1 kbar). Abbildung 8.2 zeigt die Kurven der oben aufgeführten Reaktion für die jeweiligen Proben. Zusätzlich eingetragen sind die Si-Gehalte im Phengit, der an der Reaktion beteiligt ist. Diese Drücke geben jedoch nur Mindestdrücke an. Über das Stabilitätsfeld von Pumpellyit, der als Relikt in M 501 auftritt, wird der Metamorphoseverlauf dieser Proben weiter eingegrenzt (Abb. 8.2). Daraus lassen sich wahrscheinliche Bedingungen im Bereich von 270 – 300°C bei Drücken oberhalb von 4 kbar für die Probe G 1005 bis oberhalb von 6 kbar bei den Proben M 501 und M 532 ableiten.

Hinweise für den retrograden Pfad liefert die Probe M 532, in der Aktinolith als Saum um

Chlorit zu beobachten ist. Für diese Paragenese können unter Anwendung von TB1 Temperaturen von 280 °C bei etwa 2 kbar berechnet werden.

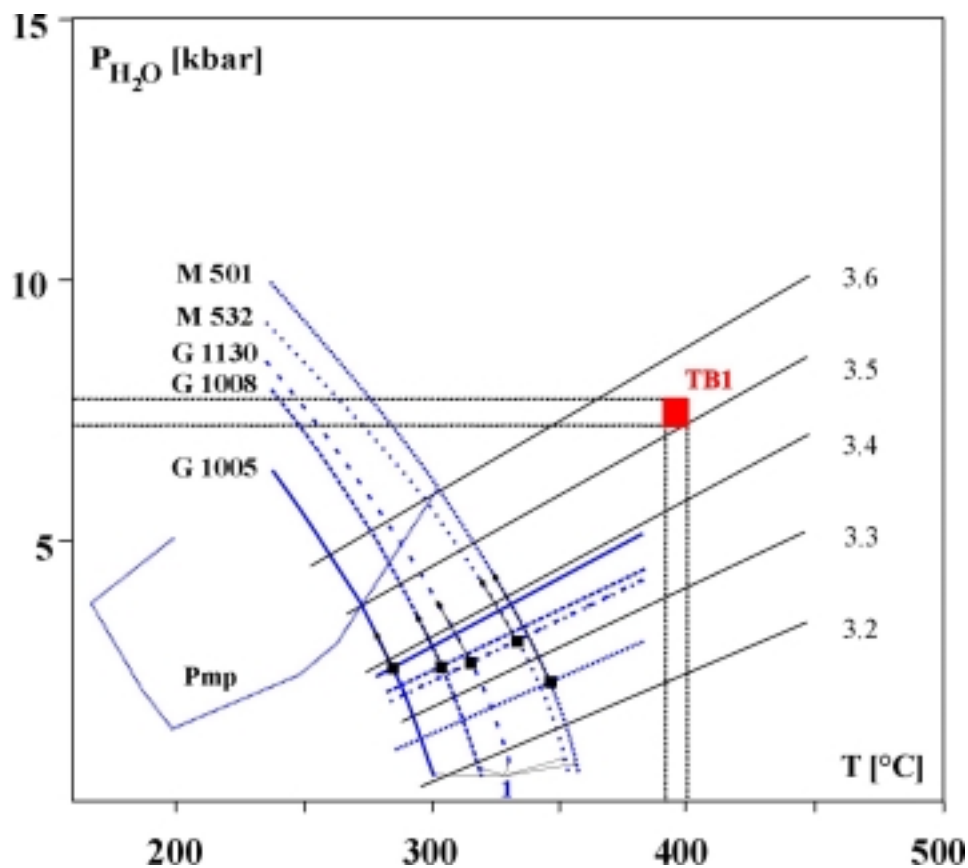


Abbildung 8.2: P-T-Diagramm mit Bildungsbedingungen für die Albitblastese (ingezeichnete Reaktion: $5 \text{ Ab} + 2 \text{ Chl} + 4 \text{ Qtz} + 2 \text{ Czo} = 2 \text{ Tr} + 5 \text{ Pg} + 2 \text{ W}$), Si-Isoplethen nach Massonne & Szpurka, 1997) und die maximalen Bedingungen für G 1005 und G 1008 (TB1).

8.3 P-T-Daten der Gavilanes Einheit

Auch in der Gavilanes-Einheit dominieren Quarz- und Karbonatglimmerschiefer. Bezüglich der Karbonatglimmerschiefer ergaben die Untersuchungen von Tröß (1998) keine unterschiedliche Fraktionierung des Kohlenstoffs in den Gesteinen der beiden Einheiten und auch keine Temperatursprünge, was auf eine ähnliche Metamorphose schließen lässt. Mit Temperaturen von 458 bis 564 °C für die Karbonatglimmerschiefer der Gavilanes-Einheit (Tröß, 1998) stimmen die Ergebnisse überein. Einige Quarzglimmerschiefer unterscheiden sich jedoch im Mikrogefüge von denen der Pitajones-Einheit. Quarzteilgefüge in Gesteinen der Gavilanes-Einheit weisen aufgrund der unterschiedlichen Vorzugsregelungen der kristallo-

graphischen Richtung (c-Achse) auf andere Deformationsmechanismen und -temperaturen hin (Stanek, 1998). Für die Probe S 044, einen Metaquarzit aus dem Profil Buenos Aires, wurden 500 bis 600 °C ermittelt (Stanek, 1998). Im Vergleich dazu zeigt S 028, ein Quarzglimmerschiefer aus der Pitajones-Einheit, nur Temperaturen von 300 – 400 °C (Stanek, 1998).

In den folgenden Abschnitten werden exemplarisch P-T-Diagramme für unterschiedliche Gesteine dieser Einheit vorgestellt. Im Anhang (Tab. D.2.12) befinden sich weitere P-T-Daten, die die hier angeführten Beispiele unterstützen beziehungsweise bestätigen.

Die Paragenese Granat-Omphacit-Phengit liefert für die Probe G 1080 maximale P-T-Bedingungen von 19 kbar bei 610 °C mit TWQ und 17.5 kbar bei 570 °C mit dem Granat-Omphacit-Phengit-Thermobarometer (T1, B1) nach Carswell *et al.* (1997; vgl. Abb. 8.3 und Tab D.2.5).

Hinweise auf den retrograden Verlauf ermöglicht die Paragenese Albit-Lawsonit-Klinozoisit-Paragonit-Quarz (Kurve 1 in Abb. 8.3), mit der Temperaturen um 300 °C abhängig vom Druck berechnet werden konnten. Um den Einfluß einer geringeren Wasseraktivität aufzuzeigen, wurde dieses Gleichgewicht mit einer Wasseraktivität von 0.5 berechnet. Es würde eine um ca. 50 °C niedrigere Temperatur für die Paragenese resultieren.

Ein etwas niedrigeres Temperaturmaximum läßt sich für die Probe G 1081 ableiten. Aus der Paragenese Granat-Omphacit-Paragonit-Zoisit-Quarz berechnen sich 19.5 kbar bei 530 °C. Unter der Annahme, daß auch Phengit Bestandteil dieses Gleichgewichtes ist, kann mit Hilfe des Thermobarometers (T1, B1) nach Carswell *et al.* (1997), dessen Anwendung 16.5 kbar bei 525 °C liefert, der maximale P-T-Bereich bestätigt werden. Möglicherweise wird damit aber auch eine Bedingung auf dem retrograden Pfad bestimmt (Abb. 8.4). Auf jeden Fall muß der retrograde Pfad durch das Stabilitätsfeld von Lawsonit + Pumpellyit verlaufen, das nach Bucher und Frey (1994) sehr begrenzt ist (vgl. Abb. 8.4).

Die nahezu ideale Zusammensetzung des Deerits in der Probe M 562 ermöglicht eine Ableitung der P-Bedingungen nach den experimentellen Untersuchungen von Lattard und Le Breton (1994). Der weitere Mineralbestand mit Quarz, Glaukophan und Magnetit ermöglicht jedoch keine Ableitung der Temperatur. Um die Temperaturbedingungen zu ermitteln, wurden von Herrn Prof. Hoernes (Universität Bonn) Untersuchungen der Sauerstoffisotopie an Quarz-Magnetit-Paaren durchgeführt. Für die Probe M 562 ergab sich eine Temperatur von 460 °C. Kombiniert mit der unteren Druckstabilität von Deerit von etwa 13 kbar bei diesen Temperaturen (Abb. 8.5), werden auch für die Metaquarzite aus dem Profil Buenos Aires hohe Drücke bestätigt.

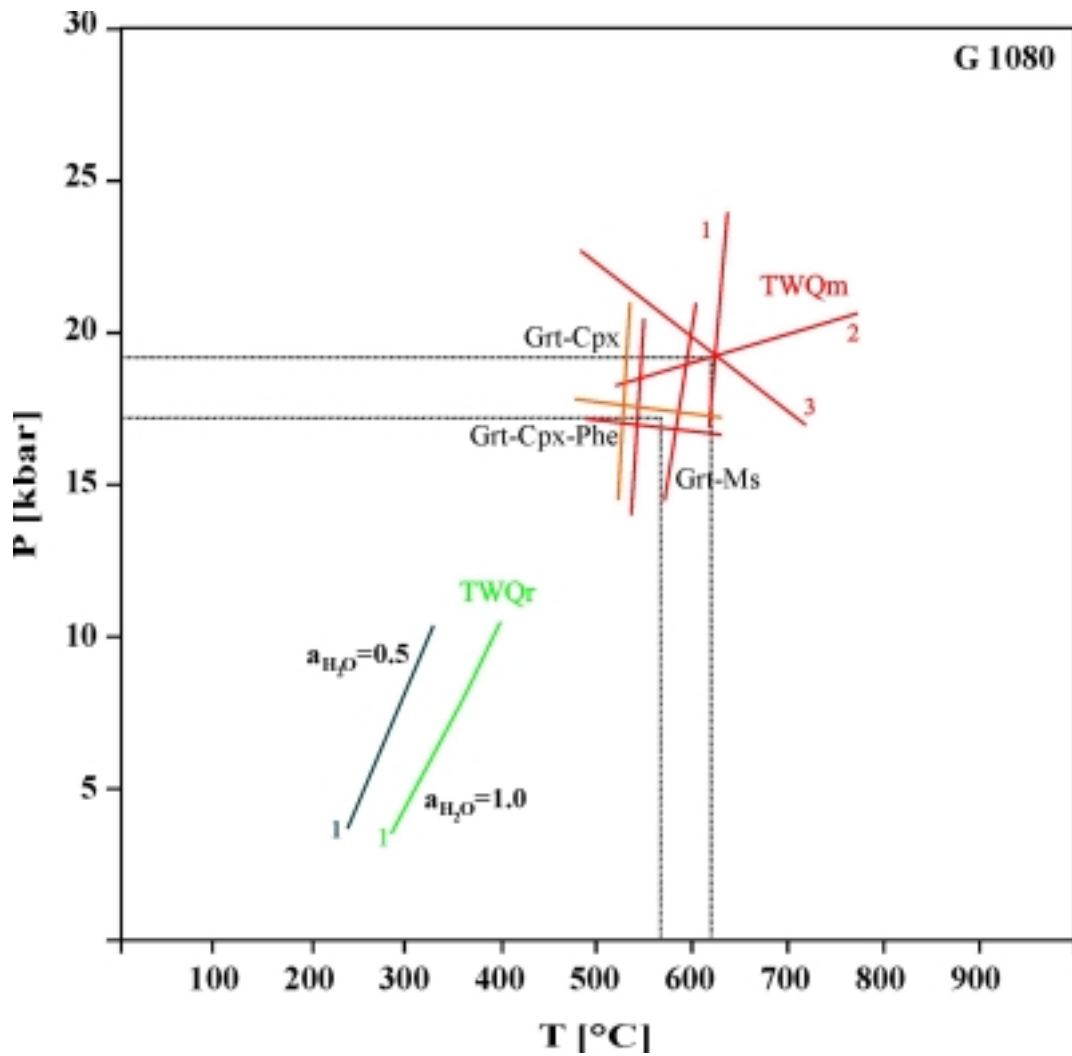


Abbildung 8.3: P-T-Diagramm für die Probe G 1080. Die farbigen Linien repräsentieren die Reaktionskurven, die Nummern an den Kurven korrespondieren mit den Nummern der Reaktionen:

TWQm

- 1 $3 \text{ Hd} + \text{Prp} = 3 \text{ Di} + \text{Alm}$
- 2 $3 \text{ Hd} + 2 \text{ Pg} = 2 \text{ Qtz} + \text{Alm} + \text{Grs} + 2 \text{ Jd} + 2 \text{ W}$
- 3 $3 \text{ Di} + 2 \text{ Pg} = 2 \text{ Qtz} + \text{Prp} + \text{Grs} + 2 \text{ Jd} + 2 \text{ W}$

TWQr

- 1 $\text{Ab} + 4 \text{ Lws} = 2 \text{ Czo} + 2 \text{ Qtz} + \text{Pg} + 6 \text{ W}$

Die schwarz-gestrichelten Linien erleichtern das Ablesen der P-T-Bedingungen (Die Signatur wird in den folgenden Abbildungen beibehalten).

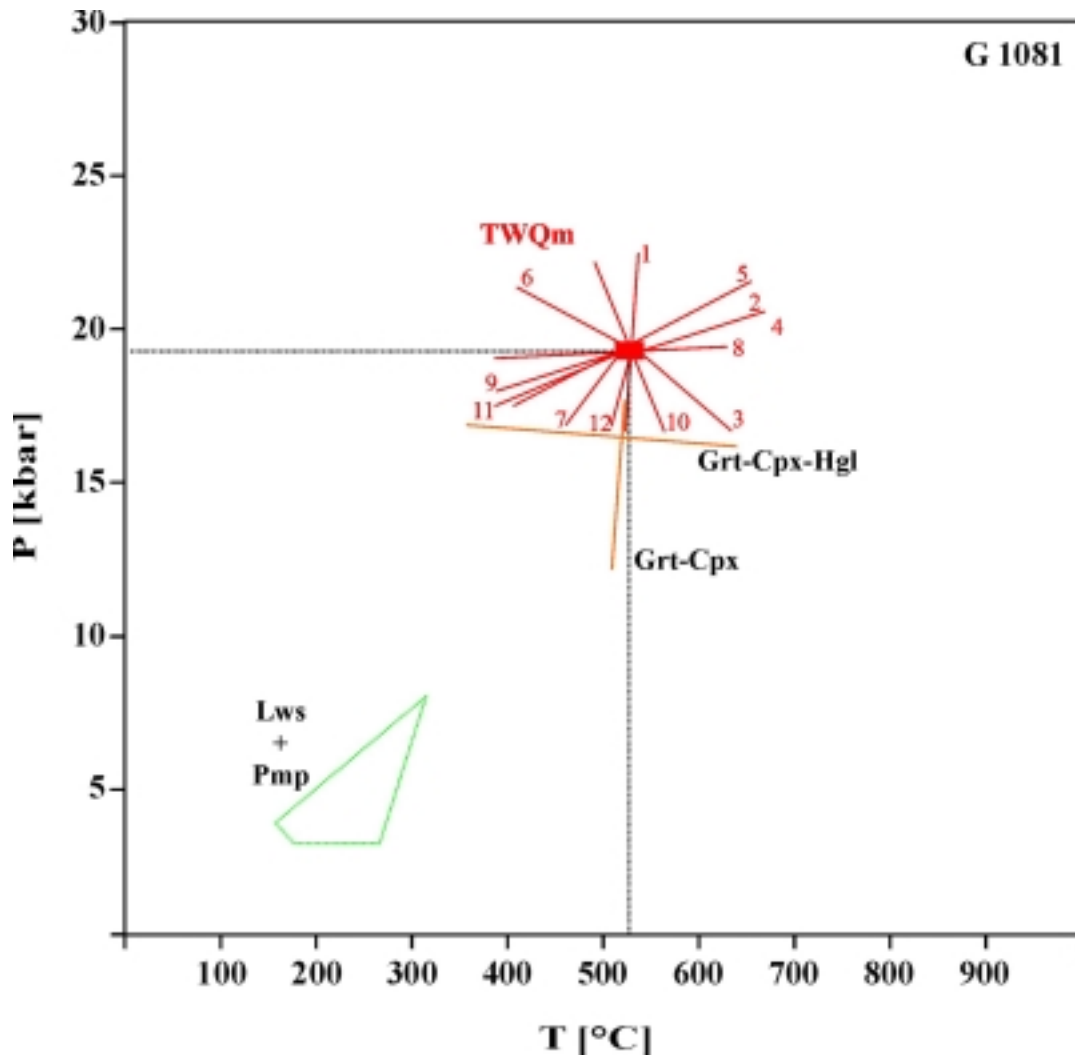


Abbildung 8.4: P-T-Diagramm für die Probe G 1081. Die grün gestrichelte Umrandung kennzeichnet das Stabilitätsfeld der Paragenese Lawsonit + Pumpellyit.

TWQm bilden folgende Reaktionen

- 1 $3 \text{ Hd} + \text{Prp} = 3 \text{ Di} + \text{Alm}$
- 2 $3 \text{ Hd} + 2 \text{ Pg} = 2 \text{ Qtz} + \text{Alm} + \text{Grs} + 2 \text{ Jd} + 2 \text{ W}$
- 3 $3 \text{ Di} + 2 \text{ Pg} = 2 \text{ Qtz} + \text{Prp} + \text{Grs} + 2 \text{ Jd} + 2 \text{ W}$
- 4 $12 \text{ Hd} + 13 \text{ Pg} = 6 \text{ Zo} + 7 \text{ Qtz} + 13 \text{ Jd} + 4 \text{ Alm} + 10 \text{ W}$
- 5 $4 \text{ Grs} + 5 \text{ Pg} + \text{Qtz} = 6 \text{ Zo} + 5 \text{ Jd} + 2 \text{ W}$
- 6 $12 \text{ Di} + 13 \text{ Pg} = 6 \text{ Zo} + 4 \text{ Prp} + 13 \text{ Jd} + 10 \text{ W}$
- 7 $3 \text{ Hd} + 3 \text{ Jd} + 6 \text{ Zo} = 3 \text{ Qtz} + 3 \text{ Pg} + 5 \text{ Grs} + \text{Alm}$
- 8 $15 \text{ Hd} + 12 \text{ Zo} = 12 \text{ Qtz} + 13 \text{ Grs} + 5 \text{ Alm} + 6 \text{ W}$
- 9 $3 \text{ Di} + 7 \text{ Grs} + 12 \text{ Pg} = 12 \text{ Zo} + \text{Prp} + 12 \text{ Jd} + 6 \text{ W}$
- 10 $15 \text{ Di} + 12 \text{ Zo} = 12 \text{ Qtz} + 5 \text{ Prp} + 13 \text{ Grs} + 6 \text{ W}$
- 11 $7 \text{ Grs} + 3 \text{ Hd} + 12 \text{ Pg} = 12 \text{ Zo} + 12 \text{ Jd} + \text{Alm} + 6 \text{ W}$
- 12 $3 \text{ Di} + 3 \text{ Jd} + 6 \text{ Zo} = 3 \text{ Qtz} + \text{Prp} + 3 \text{ Pg} + 5 \text{ Grs}$

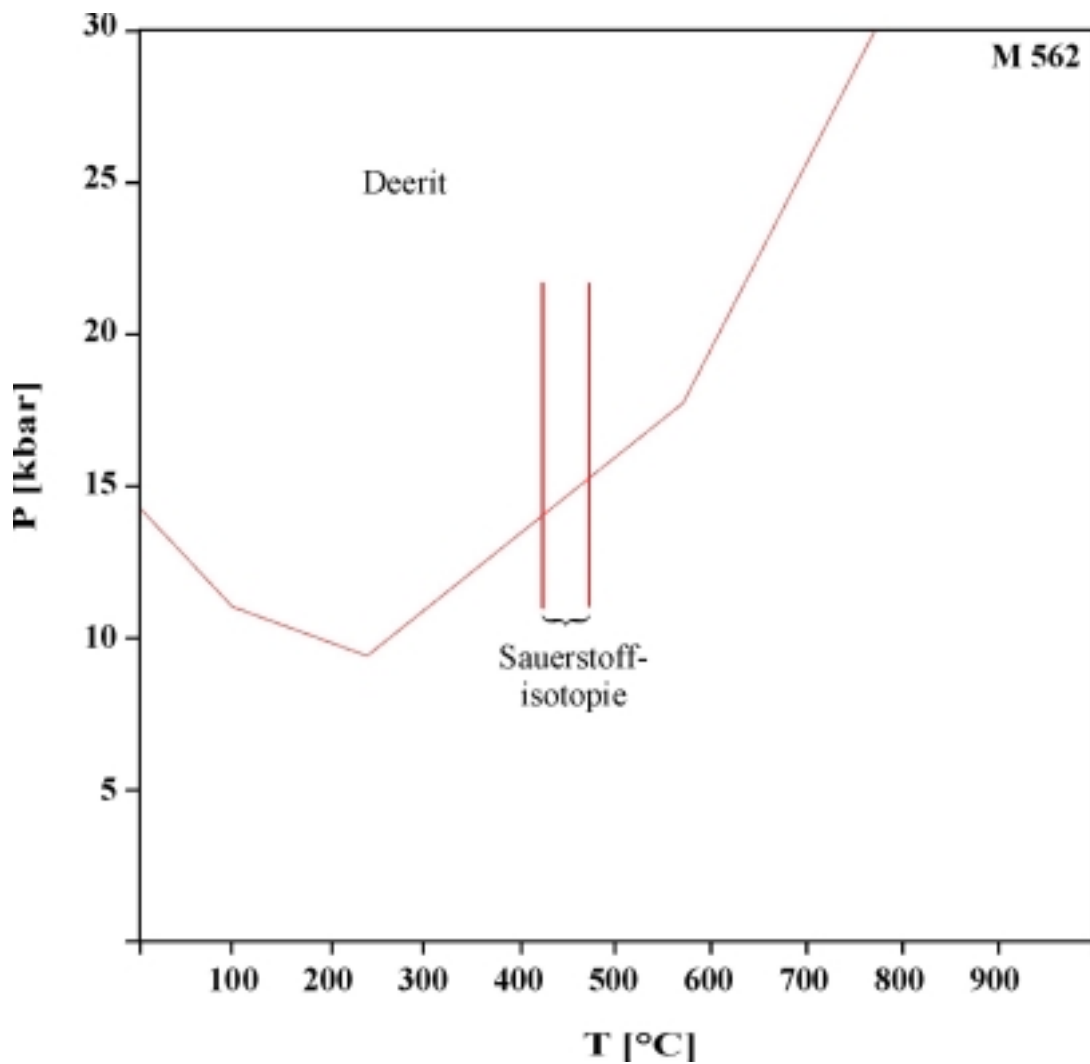


Abbildung 8.5: P-T-Diagramm für die Probe M 562 mit dem Stabilitätsfeld von Deerit nach Lattard & Le Breton (1994). Die senkrechten Linien kennzeichnen den Temperaturbereich, der mit Hilfe der Sauerstoffisotopie ermittelt wurde.

In M 369 konnte anhand der Omphaciteinschlüsse in Granat über das Granat-Klinopyroxen-Thermometer von Powell (1985; T1) eine Temperatur von ca. 490 °C ermittelt werden. Bei einer angenommenen Wasseraktivität von $a_{\text{H}_2\text{O}}=1$ errechnen sich die maximalen Bedingungen zu 19.5 kbar bei 580 °C. Dabei weichen die Schnittpunkte für wasserhaltige beziehungsweise wasserfreie Reaktionen geringfügig voneinander ab. Dies bietet die Möglichkeit über Variation der Wasseraktivität diese abzuleiten. Der „beste“ Schnittpunkt resultiert bei einer Wasseraktivität von $a_{\text{H}_2\text{O}}=0.8$ mit P-T-Bedingungen von 19 kbar und 575 °C (Abb. 8.6).

Für S 067, eine weitere Probe aus dieser Lokalität, belaufen sich die maximalen Bedingungen auf 20.5 kbar bei 630 °C (Abb. 8.7). Der retrograde Ast des P-T-Pfades konnte durch das Gleichgewicht Granat (kleine, idiomorphe Körner) – Omphacit (Matrix, Rand) – Phengit (im

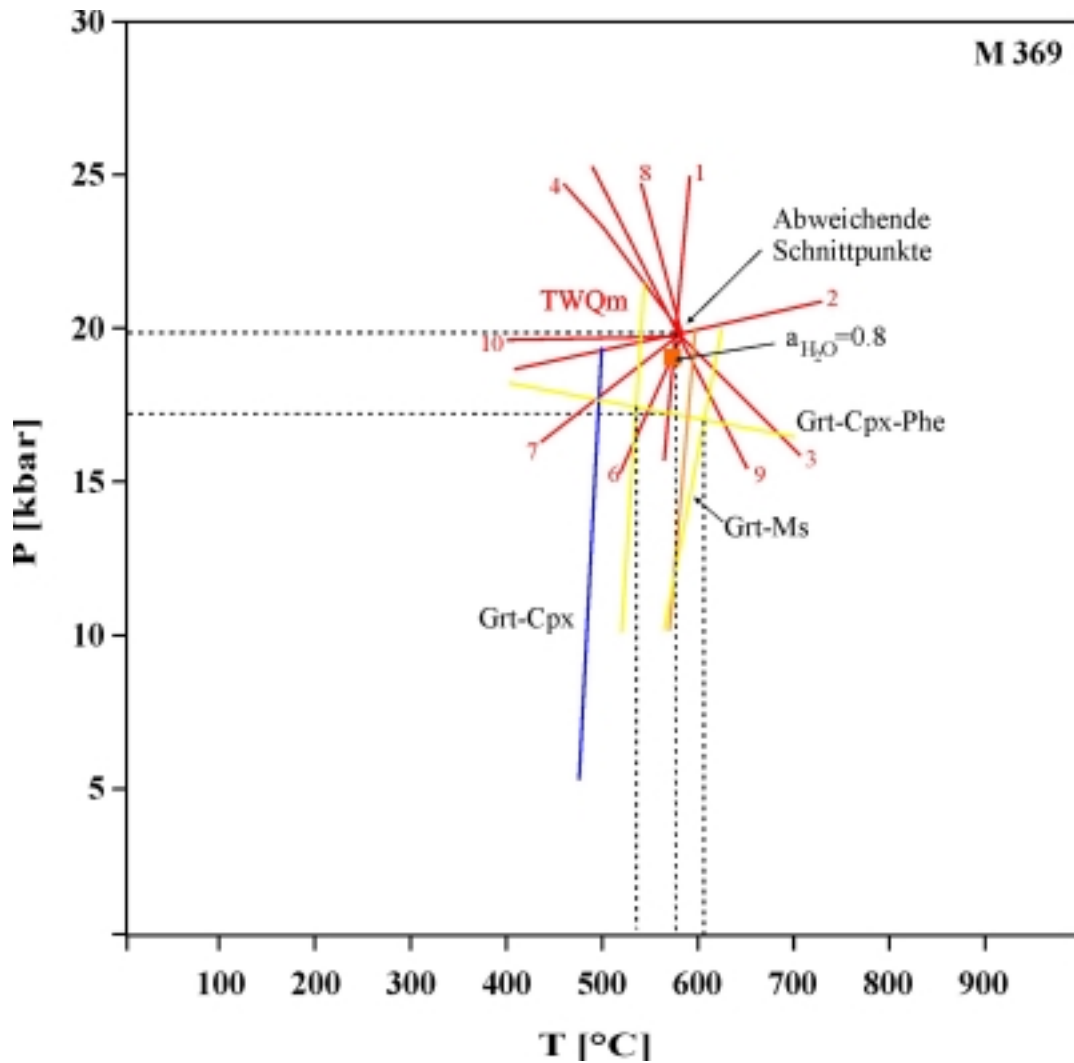


Abbildung 8.6: P-T-Diagramm für die Probe M 369. Der Schnittpunkt der wasserfreien Reaktionen 1 und 6 liegt unterhalb des invarianten Punktes der wasserhaltigen Reaktionen.

TWQm

- 1 $\text{Alm} + 3 \text{Di} = \text{Prp} + 3 \text{Hd}$
- 2 $3 \text{Hd} + 2 \text{Pg} = 2 \text{Qtz} + 2 \text{Jd} + \text{Grs} + \text{Alm} + 2 \text{W}$
- 3 $3 \text{Di} + 2 \text{Pg} = 2 \text{Qtz} + \text{Prp} + 2 \text{Jd} + \text{Grs} + 2 \text{W}$
- 4 $2 \text{Gln} + \text{Grs} + 3 \text{Hd} = 2 \text{Qtz} + 4 \text{Jd} + 6 \text{Di} + \text{Alm} + 2 \text{W}$
- 5 $\text{Gln} + 3 \text{Hd} + \text{Pg} = 2 \text{Qtz} + 3 \text{Jd} + 3 \text{Di} + \text{Alm} + \text{W}$
- 6 $\text{Gln} + \text{Grs} = \text{Pg} + \text{Jd} + 3 \text{Di}$
- 7 $6 \text{Di} + 3 \text{Hd} + 4 \text{Pg} = 2 \text{Qtz} + 3 \text{Grs} + \text{Gln} + \text{Alm} + \text{W}$
- 8 $2 \text{Gln} + \text{Grs} = 2 \text{Qtz} + \text{Prp} + 4 \text{Jd} + 3 \text{Di} + 2 \text{W}$
- 9 $\text{Gln} + \text{Pg} = 2 \text{Qtz} + \text{Prp} + 3 \text{Jd} + 2 \text{W}$
- 10 $9 \text{Di} + 4 \text{Pg} = 2 \text{Qtz} + \text{Prp} + 3 \text{Grs} + 2 \text{Gln} + 2 \text{W}$

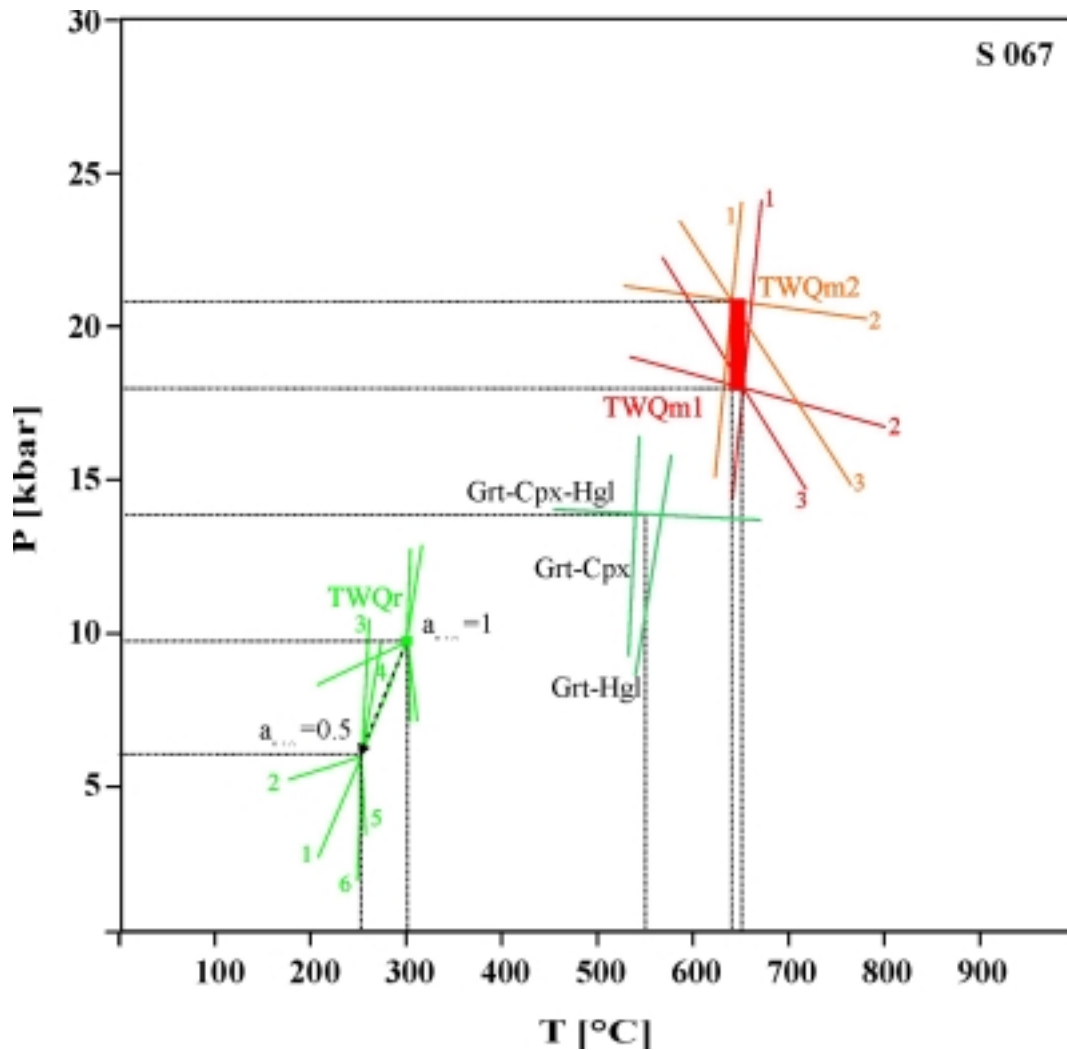


Abbildung 8.7: P-T-Diagramm für die Probe S 067. Der Pfeil zeigt die Verschiebung der Reaktionen bei geringerer Wasseraktivität.

TWQm

- 1 $3 \text{ Hd} + \text{Prp} = 3 \text{ Di} + \text{Alm}$
- 2 $3 \text{ Hd} + 2 \text{ Pg} = 2 \text{ Qtz} + \text{Alm} + \text{Grs} + 2 \text{ Jd} + 2 \text{ W}$
- 3 $3 \text{ Di} + 2 \text{ Pg} = 2 \text{ Qtz} + \text{Prp} + \text{Grs} + 2 \text{ Jd} + 2 \text{ W}$

TWQr

- 1 $\text{Gln} + \text{Grs} = \text{Pg} + \text{Jd} + 3 \text{ Di}$
- 2 $30 \text{ Di} + 14 \text{ Pg} = 3 \text{ Ts} + 4 \text{ Qtz} + 8 \text{ Grs} + 7 \text{ Gln} + 4 \text{ W}$
- 3 $3 \text{ Gln} + 2 \text{ Grs} + 4 \text{ Pg} = 3 \text{ Ts} + 4 \text{ Qtz} + 10 \text{ Jd} + 4 \text{ W}$
- 4 $7 \text{ Gln} + 6 \text{ Grs} = 3 \text{ Ts} + 4 \text{ Qtz} + 14 \text{ Jd} + 12 \text{ Di} + 4 \text{ W}$
- 5 $\text{Grs} + 7 \text{ Jd} + 4 \text{ Qtz} + 3 \text{ Ts} + 4 \text{ W} = 7 \text{ Pg} + 9 \text{ Di}$
- 6 $6 \text{ Di} + \text{Gln} + 6 \text{ Pg} = 3 \text{ Ts} + 4 \text{ Qtz} + 8 \text{ Jd} + 4 \text{ W}$

Kontakt zu kleinem Granat) bestimmt werden (14 kbar, 550 °C). Direkt im Kontakt liegen Granat (Analyse 11162/173) – Omphacit (11162/89) – Paragonit (11162/88) und Glaukophan (11162/87) vor. Für dieses Gleichgewicht konnten 9.5 kbar bei 300 °C bei einer Wasseraktivität von 1.0 errechnet werden. Für geringere Wasseraktivitäten verschieben sich die Reaktionen zu deutlich niedrigeren Drücken und leicht niedrigeren Temperaturen (6 kbar bei 250°C und $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$).

Für die Probe S 145 aus dem Profil Buenos Aires ergeben sich maximale P-T-Bedingungen von 25 kbar bei 520 °C unter der Annahme, daß der idiomorph ausgebildete Granatrand mit Hellglimmer, der die höchsten Si-Gehalte aufweist und mit Omphacit, der durch die höchste Jadeitkomponente ausgezeichnet ist, koexistieren (Abb. 8.8). Wie in M 369 kann auch in dieser Probe prograd über Omphacit-Einschlüsse in Granat nur eine Temperatur (um 480 °C) berechnet werden. Granat, Hellglimmer und Omphacit im Kontakt ergeben über das Geothermobarometer von Carswell *et al.* (1997; B1, T1) 16.8 - 17.5 kbar und Temperaturen im Bereich 590 – 615 °C. Informationen über den retrograden Verlauf liefert die Paragenese Amphibol-Chlorit-Hellglimmer-Epidot-Albit-Quarz mit einem Druck von 6.5 kbar bei einer Temperatur von 320 °C.

In G 2094 vom Südrand der Kuppel sind sowohl Klinopyroxen als auch Paragonit in Granat eingeschlossen. Daß diese Phasen auch im Gleichgewicht stehen, wird eindrucksvoll durch den Schnittpunkt der Reaktionskurven belegt. Dieser Schnittpunkt liegt bei 19.5 kbar und 575 °C. Über das Granat-Klinopyroxen-Thermometer lassen sich für den Granatrand und die Omphacite der Matrix deutlich höhere Temperaturen (600 – 700 °C) ableiten.

Sowohl pro- als auch retrograde Metamorphosebedingungen konnten für die Probe M 761 ermittelt werden (Abb. 8.9). Prograde und maximale Konditionen wurden über das Gleichgewicht Granat-Omphacit-Paragonit bestimmt. Die Einschlußbeziehungen (vgl. Abb. 7.5) in dieser Probe gewährleisten, daß sich die Mineralzusammensetzungen dort wahrscheinlich gar nicht oder nur noch wenig verändert haben, so daß hieraus sehr verlässliche Daten resultieren. Für den prograden Verlauf lassen sich Daten zwischen 14.5 und 15.5 kbar und 500 und 540 °C ableiten. Für die maximalen Bedingungen ergeben sich 18.5 kbar bei 600 – 620 °C. Ein retrograder Abschnitt konnte auf der Basis der Paragenese Barroisit-Epidot-Paragonit-Quarz rekonstruiert werden. Für das Gleichgewicht ergibt sich ein Schnittpunkt bei 11.5 kbar und 470°C.

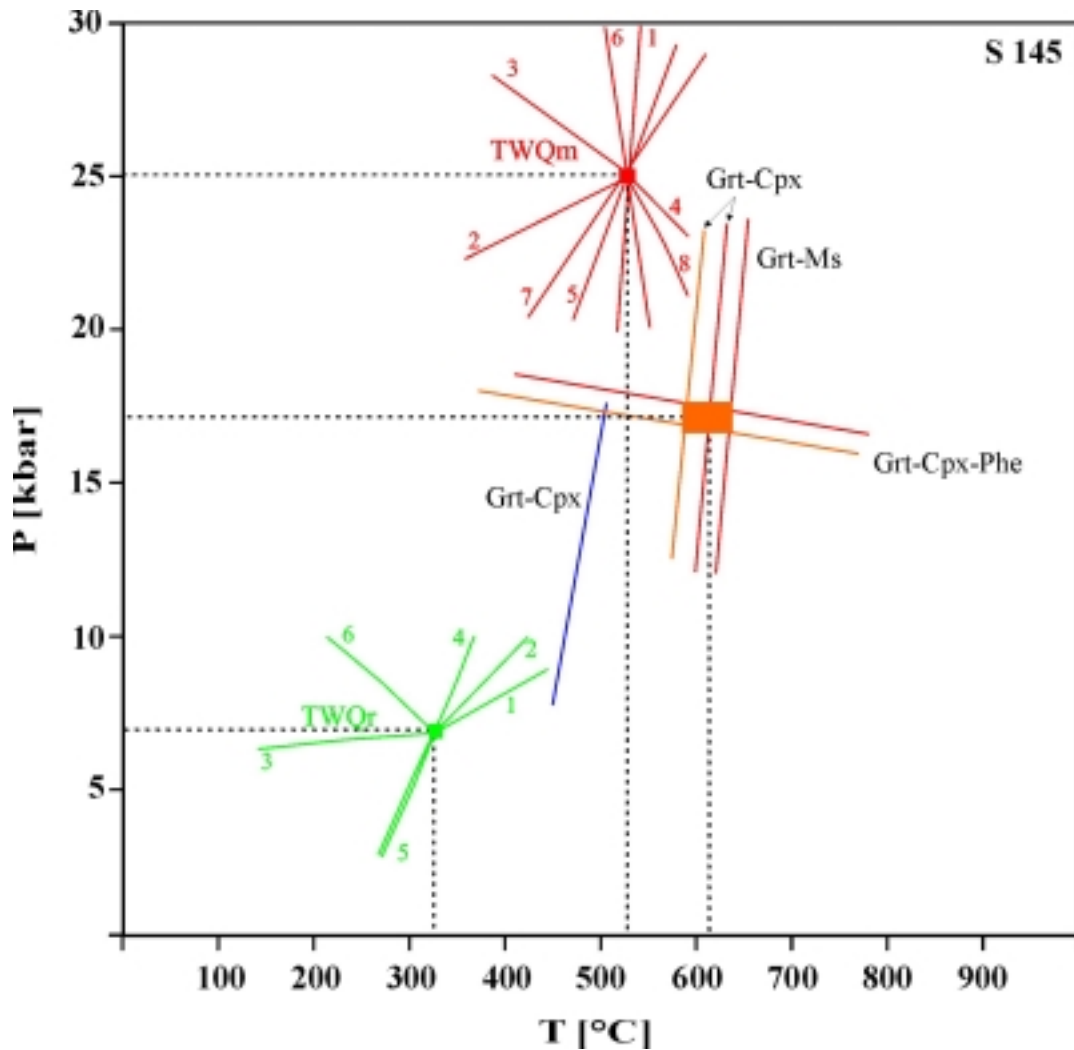


Abbildung 8.8: P-T-Diagramm für die Probe S 145.

TWQm

- 1 $\text{Alm} + 3 \text{Di} = \text{Prp} + 3 \text{Hd}$
- 2 $3 \text{Hd} + 2 \text{Pg} = 2 \text{Qtz} + 2 \text{Jd} + \text{Grs} + \text{Alm} + 2 \text{W}$
- 3 $3 \text{Di} + 2 \text{Pg} = 2 \text{Qtz} + \text{Prp} + 2 \text{Jd} + \text{Grs} + 2 \text{W}$
- 4 $\text{Alm} + 3 \text{Cats} + 4 \text{Jd} + 4 \text{Qtz} + 4 \text{W} = 4 \text{Pg} + 3 \text{Hd}$
- 5 $\text{Alm} + 2 \text{Grs} = 3 \text{Hd} + 3 \text{Cats}$
- 6 $\text{Grs} + 2 \text{Pg} = 2 \text{Qtz} + 2 \text{Jd} + 3 \text{Cats} + 2 \text{W}$
- 7 $3 \text{Cats} + 3 \text{Di} = \text{Prp} + 2 \text{Grs}$
- 8 $3 \text{Cats} + 4 \text{Jd} + 4 \text{Qtz} + 4 \text{W} = 4 \text{Pg} + 3 \text{Di}$

TWQr

- 1 $12 \text{Pg} + 5 \text{Tr} = 5 \text{Ts} + 4 \text{Qtz} + 2 \text{Chl} + 12 \text{Ab} + 4 \text{W}$
- 2 $7 \text{Pg} + 3 \text{Tr} + 2 \text{Czo} = 5 \text{Ts} + 7 \text{Ab} + 6 \text{W}$
- 3 $22 \text{Pg} + 9 \text{Tr} = 4 \text{Czo} + 5 \text{Ts} + 12 \text{Qtz} + 6 \text{Chl} + 22 \text{Ab}$
- 4 $14 \text{Chl} + 28 \text{Qtz} + \text{Tr} + 24 \text{Czo} = 10 \text{Ts} + 44 \text{W}$
- 5 $\text{Ab} + 6 \text{Chl} + 12 \text{Qtz} + 10 \text{Czo} = 10 \text{Ts} + \text{Pg} + 18 \text{W}$
- 6 $2 \text{Tr} + 5 \text{Pg} + 2 \text{W} = 5 \text{Ab} + 2 \text{Chl} + 4 \text{Qtz} + 2 \text{Czo}$

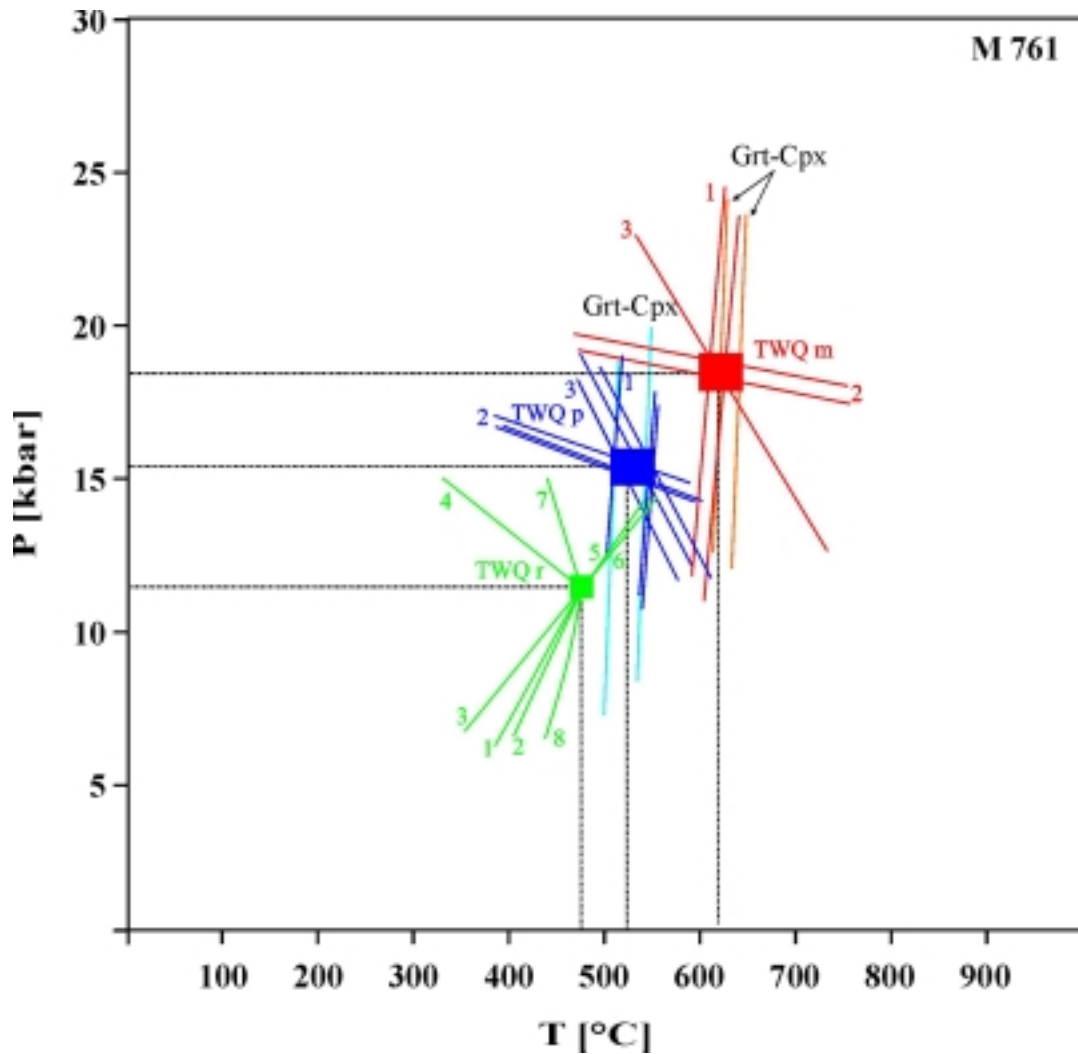


Abbildung 8.9: P-T-Diagramm für die Probe M 761. Die eingezeichneten Kästchen zeigen die Bereiche bei Verwendung unterschiedlicher Analysen an.

TWQp und TWQm

- 1 $3 \text{ Hd} + \text{Prp} = 3 \text{ Di} + \text{Alm}$
- 2 $3 \text{ Hd} + 2 \text{ Pg} = 2 \text{ Qtz} + \text{Alm} + \text{Grs} + 2 \text{ Jd} + 2 \text{ W}$
- 3 $3 \text{ Di} + 2 \text{ Pg} = 2 \text{ Qtz} + \text{Prp} + \text{Grs} + 2 \text{ Jd} + 2 \text{ W}$

TWQr

- 1 $3 \text{ Gln} + 5 \text{ Pg} + 7 \text{ Tr} + 4 \text{ Czo} = 11 \text{ Prg} + 41 \text{ Qtz} + 6 \text{ W}$
- 2 $14 \text{ Pg} + 13 \text{ Tr} + 4 \text{ Czo} = 14 \text{ Prg} + 3 \text{ Ts} + 56 \text{ Qtz} + 12 \text{ W}$
- 3 $6 \text{ Gln} + \text{Tr} + 3 \text{ Ts} + 4 \text{ Czo} = 8 \text{ Prg} + 26 \text{ Qtz} + 4 \text{ Pg}$
- 4 $20 \text{ Czo} + 41 \text{ Ts} + 56 \text{ Gln} + 52 \text{ W} = 98 \text{ Pg} + 47 \text{ Tr} + 14 \text{ Prg}$
- 5 $14 \text{ Gln} + 11 \text{ Tr} + 5 \text{ Ts} + 12 \text{ Czo} = 28 \text{ Prg} + 98 \text{ Qtz} + 8 \text{ W}$
- 6 $8 \text{ Czo} + 7 \text{ Ts} + 13 \text{ Gln} + 2 \text{ W} = 11 \text{ Pg} + 47 \text{ Qtz} + 15 \text{ Prg}$
- 7 $4 \text{ Czo} + 11 \text{ Ts} + 14 \text{ Qtz} + 16 \text{ W} = 28 \text{ Pg} + 15 \text{ Tr}$
- 8 $3 \text{ Pg} + 2 \text{ Tr} = \text{Prg} + \text{Ts} + 5 \text{ Qtz} + \text{Gln} + 2 \text{ W}$

Charakteristisch für die beiden Metagabbros dieser Einheit ist das Ungleichgewicht zwischen den einzelnen Mineralphasen. Dieses Ungleichgewicht schließt eine detaillierte Druck- oder Temperaturbestimmung nahezu aus. Für die retrograde Paragenese Aktinolith-Epidot-Chlorit-Albit konnten anhand des Geothermobarometers von Triboulet (1992) Bedingungen von 8.5 kbar bei 440 °C für die Probe M 591 ermittelt werden.

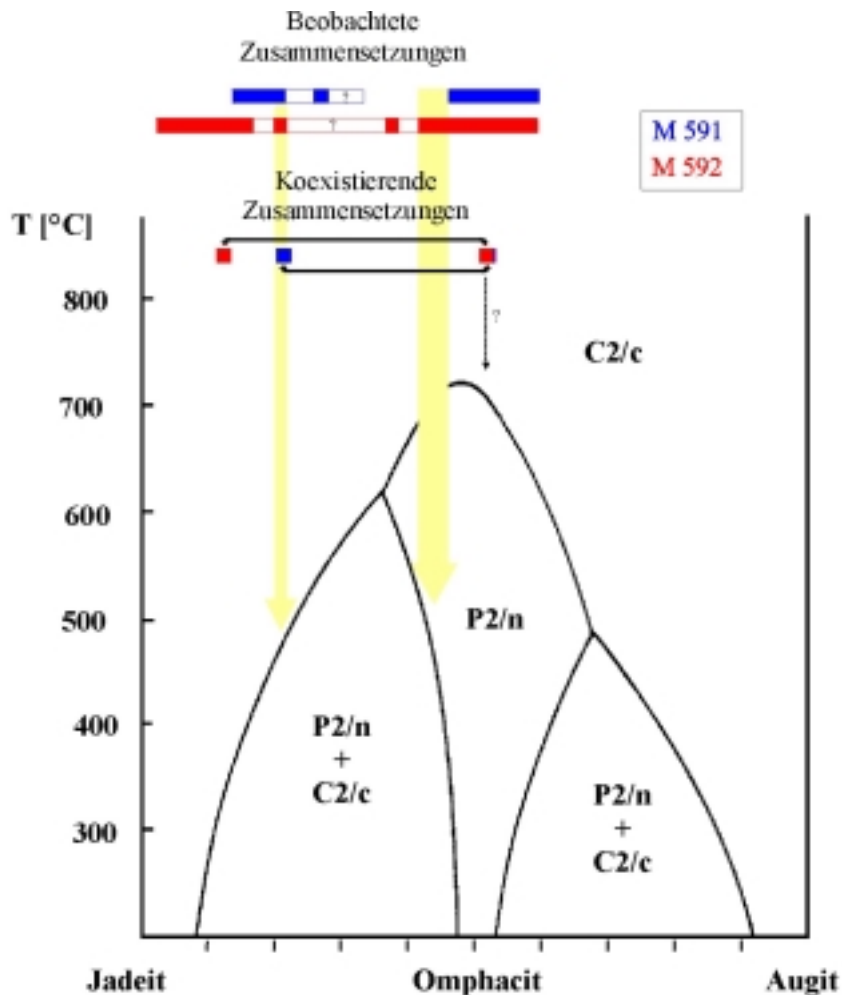


Abbildung 8.10: T-X-Diagramm mit Zusammensetzungen der metamorphen Pyroxene für die Proben M 591 und M 592. Die gelben Pfeile kennzeichnen Temperaturen, die aus den Pyroxenzusammensetzungen der beiden Proben unter Beachtung der vorgegebenen Mischungslücke resultieren würden.

In Abbildung 8.10 sind die metamorphen Pyroxene beider Gesteine in einem TX-Diagramm dargestellt. Omphacit tritt in beiden Proben mit geordneter Kristallstruktur (P2/n) auf. Würden Omphacit und Jadeit im thermodynamischen Gleichgewicht vorliegen, könnte daraus eine Temperatur abgeleitet werden. Gleichgewicht kann aber anhand des Mikrogefüges in

beiden Gesteinen nur lokal beobachtet werden. Für dieses späte Gleichgewicht können Temperaturen um 350 °C abgeleitet werden. Dabei ist jedoch zu beachten, daß die Omphacite nicht auf dem Solvus liegen (? an schwarzem Pfeil). Nimmt man die Na-ärmsten Jadeite und die Na-reichsten Omphacite (gelbe Pfeile) und setzt diese in Bezug zum vorgegebenen „verbotenen“ Bereich, können daraus Temperaturen um 500 °C abgeleitet werden – ein Bereich, der gut mit den bisherigen Metamorphosetemperaturen korrelieren würde.

8.4 P-T-Daten für die Gesteine der Yayabo-Einheit und der Mabujina-Formation

Die Gesteine der Yayabo-Einheiten zeichnen sich durch ihren simplen Mineralbestand mit relativ homogener Mineralzusammensetzung aus. Dies spiegelt sich erwartungsgemäß in den P-T-Untersuchungen wider. Die Bestimmungen ergeben für alle Proben ein einheitliches Bild.

Hinweise auf den prograden Metamorphosepfad sind in den Proben G 1068 und G 2180 vorhanden. In G 1068 ist Magnesiohornblende in Granat eingeschlossen, in G 2180 Phengit. Über das Granat-Amphibol-Thermometer (Graham & Powell, 1984; T3) konnte dafür eine Temperatur von 440 – 450 °C in G 1068 und über das Granat-Hellglimmer-Thermometer (Green & Hellman, 1982; T2) eine Temperatur um 550 °C abhängig vom Druck in G 2180 bestimmt werden. Mit dem Programm TWEEQU (Berman, 1991) errechnet sich die Bedingung für das Gleichgewicht Granat mit den Einschlußphasen Amphibol, Chlorit, Epidot und Quarz in G 1068 zu 14.6 kbar bei 520 °C.

In G 1062 konnten für die maximalen P-T-Bedingungen 14 - 15 kbar bei 560 - 590 °C über das Gleichgewicht Granat-Amphibol-Chlorit-Quarz ermittelt werden. Bei dem Versuch, dieses Gleichgewicht mit Albit zu errechnen, ergibt sich kein Schnittpunkt. Erst unter Weglassen von Chlorit können, dann auch mit Epidot, 7 kbar bei 730 °C berechnet werden. Diese hohen Temperaturen sind nicht konsistent mit den Temperaturen, die über das Granat-Hellglimmer-(T2), das Granat-Amphibol- (T3) oder das Amphibol-Plagioklas-Thermometer (T4) erhalten werden. Diese unterschiedlichen Thermometer liefern einheitliche Temperaturen zwischen 520 °C und 590 °C jeweils abhängig vom Druck (vgl. Tab. D.2.13). Eine weitere Möglichkeit, Druck-Temperatur-Bestimmungen für diese Paragenese durchzuführen, stellt das Amphibol-Epidot-Chlorit-Albit-Geothermobarometer von Triboulet (1992; TB1) dar. Im Unterschied zu den mit TWEEQU ermittelten Daten liegt hier der Druck mit ca. 5 kbar deutlich niedriger.

Vergleichbare Druck-Temperatur-Maxima treten in G 1068 auf, mit Bedingungen von etwa 14 kbar bei 620 °C. Auch hier liefern Gleichgewichte mit Albit sehr hohe Temperaturen

(735 °C). Rechnet man die Temperatur über T4 aus, also das Amphibol-Plagioklas-Thermometer, resultieren Temperaturen um 550 °C bei 5 kbar sowie 600 °C bei 10 kbar. Analog zur Probe G 1062 liefert TB1 niedrigere Drücke bei vergleichbaren Temperaturen. Bei der Berechnung mit dem Amphibolrand (Analyse 10754/9) ergibt sich ein Druck von 5 bis 5.5 kbar bei Temperaturen von etwa 580 °C über das Geothermobarometer TB1 – eine Temperatur in der Nähe des errechneten Metamorphose-Maximums. Diese Daten sind in Abbildung 8.11 zusammengefaßt.

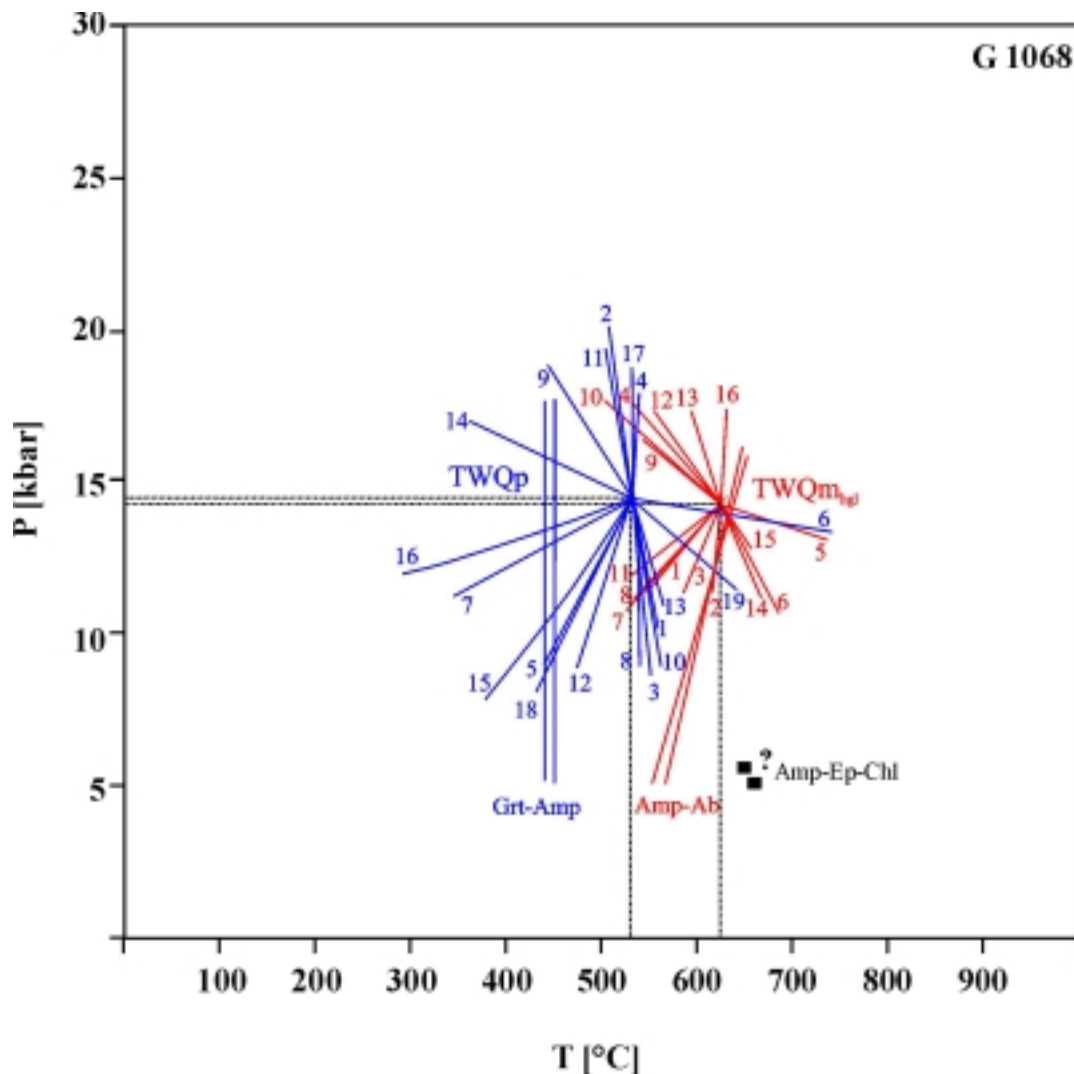


Abbildung 8.11: P-T-Diagramm für die Probe G 1068.

TWQp

- 1 $2 \text{ Gln} + 15 \text{ Prp} + 4 \text{ Tr} + 42 \text{ W} = 4 \text{ Prg} + 36 \text{ Qtz} + 11 \text{ Cln}$
- 2 $6 \text{ Tr} + 25 \text{ Prp} + 78 \text{ W} = 21 \text{ Cln} + 4 \text{ Grs} + 48 \text{ Qtz}$
- 3 $4 \text{ Tr} + 25 \text{ Prp} + 74 \text{ W} = 19 \text{ Cln} + 38 \text{ Qtz} + 4 \text{ Czo}$
- 4 $19 \text{ Cln} + 8 \text{ Gln} + 12 \text{ Grs} = 16 \text{ Prg} + 2 \text{ Tr} + 15 \text{ Prp} + 66 \text{ W}$
- 5 $\text{Tr} + 6 \text{ Grs} + 5 \text{ Gln} + 4 \text{ Cln} = 18 \text{ Qtz} + 10 \text{ Prg} + 12 \text{ W}$
- 6 $9 \text{ Tr} + 20 \text{ Prp} + 22 \text{ Grs} + 21 \text{ Gln} = 114 \text{ Qtz} + 42 \text{ Prg}$

- 7 $37 \text{ Gln} + 15 \text{ Prp} + 32 \text{ Tr} + 42 \text{ Czo} = 74 \text{ Prg} + 267 \text{ Qtz} + 4 \text{ Cln}$
- 8 $2 \text{ Czo} + \text{Qtz} + \text{Gln} + 4 \text{ Cln} = 5 \text{ Prp} + 2 \text{ Prg} + 16 \text{ W}$
- 9 $18 \text{ Cln} + 74 \text{ Grs} + 25 \text{ Prp} + 147 \text{ Qtz} = 78 \text{ Czo} + 33 \text{ Tr}$
- 10 $125 \text{ Prp} + 76 \text{ Grs} + 294 \text{ W} = 57 \text{ Cln} + 18 \text{ Tr} + 96 \text{ Czo}$
- 11 $25 \text{ Prp} + 8 \text{ Grs} + 66 \text{ W} = 15 \text{ Cln} + 18 \text{ Qtz} + 12 \text{ Czo}$
- 12 $5 \text{ Qtz} + 2 \text{ Grs} + \text{Cln} = \text{Tr} + 2 \text{ Czo} + 2 \text{ W}$
- 13 $38 \text{ Grs} + 25 \text{ Prp} + 57 \text{ Qtz} + 36 \text{ W} = 42 \text{ Czo} + 15 \text{ Tr}$
- 14 $38 \text{ Cln} + 49 \text{ Gln} + 178 \text{ Grs} + = 132 \text{ Czo} + 98 \text{ Prg} + 37 \text{ Tr}$
- 15 $5 \text{ Gln} + 7 \text{ Tr} + 12 \text{ Czo} = 10 \text{ Prg} + 48 \text{ Qtz} + 6 \text{ Grs} + 2 \text{ Cln}$
- 16 $6 \text{ Czo} + 6 \text{ Tr} + 5 \text{ Prp} + 4 \text{ Grs} = 57 \text{ Qtz} + 18 \text{ Prg}$
- 17 $65 \text{ Prp} + 36 \text{ Prg} + 222 \text{ W} = 24 \text{ Czo} + 8 \text{ Grs} + 18 \text{ Gln} + 5$
- 18 $5 \text{ Cln} + 5 \text{ Gln} + 8 \text{ Grs} = 2 \text{ Czo} + 10 \text{ Prg} + 13 \text{ Qtz} + 14 \text{ W}$
- 19 $25 \text{ Prp} + 32 \text{ Grs} + 15 \text{ Gln} + 24 \text{ W} = 57 \text{ Qtz} + 30 \text{ Prg} + 18 \text{ Czo}$

TWQmHgl

- 1 $11 \text{ Gln} + 4 \text{ Grs} + 9 \text{ Ts} + 2 \text{ W} = 15 \text{ Prg} + 43 \text{ Qtz} + 7 \text{ Pg}$
- 2 $7 \text{ Gln} + 9 \text{ Ts} = 9 \text{ Prg} + 29 \text{ Qtz} + 4 \text{ Prp} + 5 \text{ Pg} + 2 \text{ W}$
- 3 $9 \text{ Gln} + 2 \text{ Grs} + 9 \text{ Ts} = 12 \text{ Prg} + 36 \text{ Qtz} + 2 \text{ Prp} + 6 \text{ Pg}$
- 4 $3 \text{ Gln} + 10 \text{ Grs} + 14 \text{ Prp} + 12 \text{ W} = 6 \text{ Prg} + 9 \text{ Ts} + 6 \text{ Qtz}$
- 5 $2 \text{ Gln} + 2 \text{ Grs} + 2 \text{ Prp} + 2 \text{ W} = 3 \text{ Prg} + 7 \text{ Qtz} + \text{Pg}$
- 6 $14 \text{ Grs} + 3 \text{ Pg} + 22 \text{ Prp} + 9 \text{ Qtz} + 18 \text{ W} = 3 \text{ Prg} + 18 \text{ Ts}$
- 7 $\text{Gln} + 4 \text{ Czo} = \text{Ts} + 2 \text{ Qtz} + 2 \text{ Pg} + 2 \text{ Grs}$
- 8 $172 \text{ Czo} + 30 \text{ Prg} + 21 \text{ Gln} = 94 \text{ Grs} + 72 \text{ Pg} + 61 \text{ Ts} + 4 \text{ W}$
- 9 $58 \text{ Czo} + 47 \text{ Prp} + 12 \text{ Gln} + 38 \text{ W} = 21 \text{ Pg} + 55 \text{ Ts} + 3 \text{ Prg}$
- 10 $6 \text{ Czo} + \text{Qtz} + 5 \text{ Prp} + \text{Gln} + 4 \text{ W} = 2 \text{ Pg} + 6 \text{ Ts}$
- 11 $72 \text{ Czo} + 12 \text{ Prg} + 2 \text{ Prp} + 9 \text{ Gln} = 38 \text{ Grs} + 30 \text{ Pg} + 27 \text{ Ts}$
- 12 $4 \text{ Czo} + 24 \text{ Prp} + 14 \text{ Grs} + 3 \text{ Gln} + 20 \text{ W} = 19 \text{ Ts} + 6 \text{ Prg}$
- 13 $61 \text{ Prp} + 57 \text{ Pg} + 110 \text{ Grs} + 54 \text{ W} = 9 \text{ Gln} + 39 \text{ Prg} + 126 \text{ Czo}$
- 14 $7 \text{ Prp} + 3 \text{ Pg} + 8 \text{ Grs} + 6 \text{ W} = 3 \text{ Ts} + 3 \text{ Prg} + 6 \text{ Czo}$
- 15 $2 \text{ Czo} + 3 \text{ Qtz} + 5 \text{ Prp} + 2 \text{ Grs} + 4 \text{ W} = 5 \text{ Ts}$
- 16 $5 \text{ Gln} + 18 \text{ Czo} = 13 \text{ Qtz} + 5 \text{ Prp} + 10 \text{ Pg} + 12 \text{ Grs} + 4 \text{ W}$

Von den bisher beschriebenen Proben unterscheidet sich G 2180 durch das Vorkommen von Zoisit. Dies eröffnet die Möglichkeit, diese Phase mit in die Berechnung einzubeziehen. Für die Paragenese Granat-Amphibol-Zoisit-Quarz kann ein Druck von 12 –14 kbar bei 640 bis 675 °C (je nach Wasseraktivität bzw. verwendeter Zusammensetzung; vgl. Tab. D.2.15) berechnet werden. Die etwas höheren Temperaturen werden durch T2 und T3 bestätigt. Im

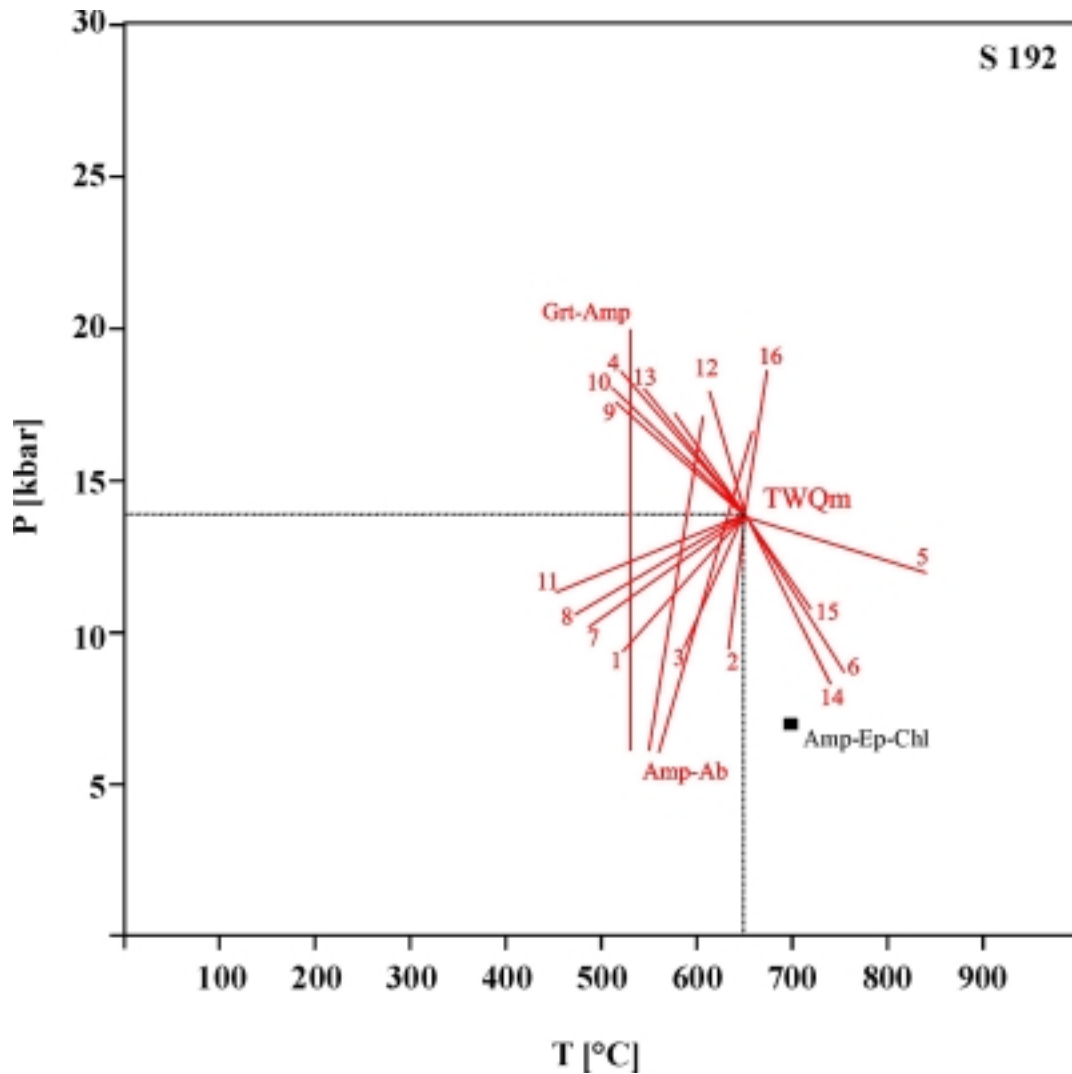


Abbildung 8.12: P-T-Diagramm für die Probe S 192.

TWQm

- 1 $11 \text{ Gln} + 4 \text{ Grs} + 9 \text{ Ts} + 2 \text{ W} = 15 \text{ Prg} + 43 \text{ Qtz} + 7 \text{ Pg}$
- 2 $7 \text{ Gln} + 9 \text{ Ts} = 9 \text{ Prg} + 29 \text{ Qtz} + 4 \text{ Prp} + 5 \text{ Pg} + 2 \text{ W}$
- 3 $9 \text{ Gln} + 2 \text{ Grs} + 9 \text{ Ts} = 12 \text{ Prg} + 36 \text{ Qtz} + 2 \text{ Prp} + 6 \text{ Pg}$
- 4 $3 \text{ Gln} + 10 \text{ Grs} + 14 \text{ Prp} + 12 \text{ W} = 6 \text{ Prg} + 9 \text{ Ts} + 6 \text{ Qtz}$
- 5 $2 \text{ Gln} + 2 \text{ Grs} + 2 \text{ Prp} + 2 \text{ W} = 3 \text{ Prg} + 7 \text{ Qtz} + \text{Pg}$
- 6 $14 \text{ Grs} + 3 \text{ Pg} + 22 \text{ Prp} + 9 \text{ Qtz} + 18 \text{ W} = 3 \text{ Prg} + 18 \text{ Ts}$
- 7 $\text{Gln} + 4 \text{ Zo} = \text{Ts} + 2 \text{ Qtz} + 2 \text{ Pg} + 2 \text{ Grs}$
- 8 $172 \text{ Zo} + 30 \text{ Prg} + 21 \text{ Gln} = 94 \text{ Grs} + 72 \text{ Pg} + 61 \text{ Ts} + 4 \text{ W}$
- 9 $58 \text{ Zo} + 47 \text{ Prp} + 12 \text{ Gln} + 38 \text{ W} = 21 \text{ Pg} + 55 \text{ Ts} + 3 \text{ Prg}$
- 10 $6 \text{ Zo} + \text{Qtz} + 5 \text{ Prp} + \text{Gln} + 4 \text{ W} = 2 \text{ Pg} + 6 \text{ Ts}$
- 11 $72 \text{ Zo} + 12 \text{ Prg} + 2 \text{ Prp} + 9 \text{ Gln} = 38 \text{ Grs} + 30 \text{ Pg} + 27 \text{ Ts}$
- 12 $4 \text{ Zo} + 24 \text{ Prp} + 14 \text{ Grs} + 3 \text{ Gln} + 20 \text{ W} = 19 \text{ Ts} + 6 \text{ Prg}$
- 13 $61 \text{ Prp} + 57 \text{ Pg} + 110 \text{ Grs} + 54 \text{ W} = 9 \text{ Gln} + 39 \text{ Prg} + 126 \text{ Zo}$
- 14 $7 \text{ Prp} + 3 \text{ Pg} + 8 \text{ Grs} + 6 \text{ W} = 3 \text{ Ts} + 3 \text{ Prg} + 6 \text{ Zo}$
- 15 $2 \text{ Zo} + 3 \text{ Qtz} + 5 \text{ Prp} + 2 \text{ Grs} + 4 \text{ W} = 5 \text{ Ts}$
- 16 $5 \text{ Gln} + 18 \text{ Zo} = 13 \text{ Qtz} + 5 \text{ Prp} + 10 \text{ Pg} + 12 \text{ Grs} + 4 \text{ W}$

Widerspruch zu diesen Daten liefert das Geothermobarometer TB1 bei ähnlichen Temperaturen (620 – 640 °C) deutlich niedrigere Drücke von etwa 5 - 6 kbar. Vergleichbare Bedingungen lassen sich für S 192 ableiten, mit maximalen Drücken von 13.8 kbar bei Temperaturen von 650 °C. Vergleichbare Temperaturen ergibt die Anwendung von T4. Mit T2 und T3 errechnen sich etwas niedrigere Temperaturen (531 °C bzw. 615), und über TB1 ergeben sich 7 kbar bei 700 °C. Repräsentativ für die Zoisit-führenden Gesteine ist das P-T-Diagramm für S 192 in Abbildung 8.12 dargestellt.

Eine weitere Probe, die von den bisher dargestellten Proben differierende Eigenschaften zeigt, ist G 1070. In dieser Probe, die in der näheren Umgebung der Scherzone genommen wurde, konnte jedoch nur eine Temperatur über T4 bestimmt werden (um 600 °C). Der weitere Mineralbestand mit Epidot und Paragonit ermöglicht keine weiteren Berechnungen. Das Auftreten von Paragonit erfordert bei diesen hohen Temperaturen allerdings Drücke oberhalb von 6 kbar, da sonst die obere Temperaturstabilität dieses Minerals überschritten wäre (Holland, 1979).

In G 2213 weichen die Temperaturen, die über die Thermometer T2-T4 erhalten werden, voneinander ab. Während T3 und T4 vergleichbare Temperaturen zwischen 555 °C und 614 °C (je nach Druck) liefern, errechnen sich für das Granat-Hellglimmer-Thermometer (T2) Temperaturen oberhalb von 640 °C bei 10 kbar. Über das Gleichgewicht Granat-Amphibol-Hellglimmer-Chlorit-Quarz wurden Bedingungen von 13.5 kbar bei 580 °C bestimmt. Erneut liefert TB1 niedrigere Drücke bei ähnlichen Temperaturen (7 kbar, 630 °C).

Da die P-T-Untersuchungen der weiteren Proben aus dieser Einheit keine Unterschiede zu den aufgeführten Daten erkennen lassen, sind diese P-T-Daten im Anhang unter Tab. D.2.18 zusammengefaßt. Es kristallisieren sich errechnete maximale Bedingungen von 12 bis 14 kbar bei Temperaturen von 580 °C bis ca.650 °C heraus.

Druck-Temperaturbestimmungen sind in Probe G 2071 nahezu unmöglich, da dieses Gestein in einer Scherzone deutlich beansprucht wurde. Die Mineralkörner sind stark deformiert und durch Fluide angelöst. Bedingungen des retrograden Pfades dieser Probe können über den Amphibolsaum um Epidot mit Hilfe des Amphibol-Epidot-Chlorit-Geothermobarometers von Triboulet (1992; TB1) bestimmt werden. Die Berechnung ergab etwa 5.5 kbar bei 540 °C.

Die beiden Granat-Amphibolgneise M 600 und S 114 sind durch Ungleichgewichtsgefüge geprägt. Unter der Annahme, daß reliktsch erhaltener Plagioklas in M 600 mit dem Amphibolkern im Gleichgewicht vorlag, kann über T4 eine Temperatur von 620 °C (0 kbar) bis 695 °C (5 kbar) berechnet werden. Mit T3 (Granat- und Amphibolkern) ergibt sich eine Temperatur von 616 °C. Unter Verwendung des Barometers von Kohn & Spear (1990; B2)

liegt der Druck für diese (angenommene) Paragenese bei ca. 8.5 kbar. Retrograd ergeben sich etwa 3 kbar bei 510 °C mit Amphibolrand, Chlorit, der auf Kosten von Amphibol gewachsen ist, eisenreichem Epidot und Albit.

Für die Proben G 2002 und G 2003 konnten nur Temperaturen von 640 – 730 °C beziehungsweise 680 bis 720 °C mit T4 berechnet werden. In G 2004 ist die Anorthitkomponente nahezu vollständig abgebaut, so daß lediglich retrograde Bedingungen ermittelt werden konnten. Diese belaufen sich auf 5 kbar bei 550 °C (TB1). Die Temperaturen, die über T4 berechnet wurden, liegen mit 600 – 620 °C etwas höher.

9 Diskussion und regionale Bedeutung

Ausgehend von den Geländebeobachtungen hat sich die Unterteilung der metamorph überprägten Gesteine der Sancti-Spiritus-Kuppel in vier Einheiten in allen Untersuchungen und Analysen bestätigt. Besonders eindrucksvoll spiegelt dies die Zusammensetzung der Amphibole in den Gesteinen wider. Qualitativ lassen sich bereits anhand der Amphibolzusammensetzung erste Druck- und Temperaturabschätzungen ableiten: Die Amphibole in den Gesteinen der Pitajones-Einheit zeigen die höchsten Calcium- gekoppelt mit den niedrigsten Natriumgehalten – Anzeichen einer relativ niedriggradigen metamorphen Überprägung. In der Mabujina-Formation treten Amphibole mit hohen Ca-Gehalten und hohen Na-Gehalten auf. Dies führt zu einer höheren Besetzung der A-Position und wird durch höhere Metamorphosetemperaturen begünstigt. Im Vergleich dazu zeigen die Amphibole der Yayabo-Einheit insgesamt höhere Natriumgehalte (also auch auf der M4-Position), die höhere Drücke vermuten lassen. Aluminiumreiche Natriumamphibole – Synonym für hohe Drücke – treten ausschließlich in der Gavilanes-Einheit auf und, bis auf einige Amphibole der Yayabo-Einheit, treten auch Na-Ca-Amphibole nur dort auf. Zusätzlich kommen in der Gavilanes-Einheit Calciumamphibole vor, die jedoch zur prograden oder retrograden Paragenese gehören, wobei retrograd gebildeter Amphibol die niedrigsten Natriumgehalte aufweist. Folglich sind für die vier Einheiten auch vier unterschiedliche metamorphe Überprägungen zu erwarten, die in den folgenden Absätzen anhand Abbildung 9.1 diskutiert werden. Die Abbildung zeigt die aus den P-T-Daten resultierenden unterschiedlichen Metamorphosepfade der Gesteine beziehungsweise der Einheiten.

9.1 Druck-Temperatur-Entwicklung der unterschiedlichen Gesteine

Die niedrigsten Metamorphosebedingungen haben die Gesteine der Pitajones-Einheit erlebt (Abb. 9.1).

Maximale Metamorphosetemperaturen der Karbonatglimmerschiefer wurden von Tröb (1998) im Bereich von 411 bis 556 °C bestimmt. Die Temperaturen um 500 °C werden durch Untersuchungen an Hellglimmer-Chlorit-Paaren (Vidal *et al.*, 1999) in Karbonatglimmerschiefern gefestigt (500°C – 510°C; Vidal, pers. Mitt.). Für die Paragenese Albit + Chlorit + Hellglimmer konnten außerdem Drücke von 7-8 kbar bestimmt werden (Vidal, pers. Mitt.), die mit den minimalen Drücken über den Si-Gehalt in Phengit (4 kbar - 11 kbar) gut übereinstim-

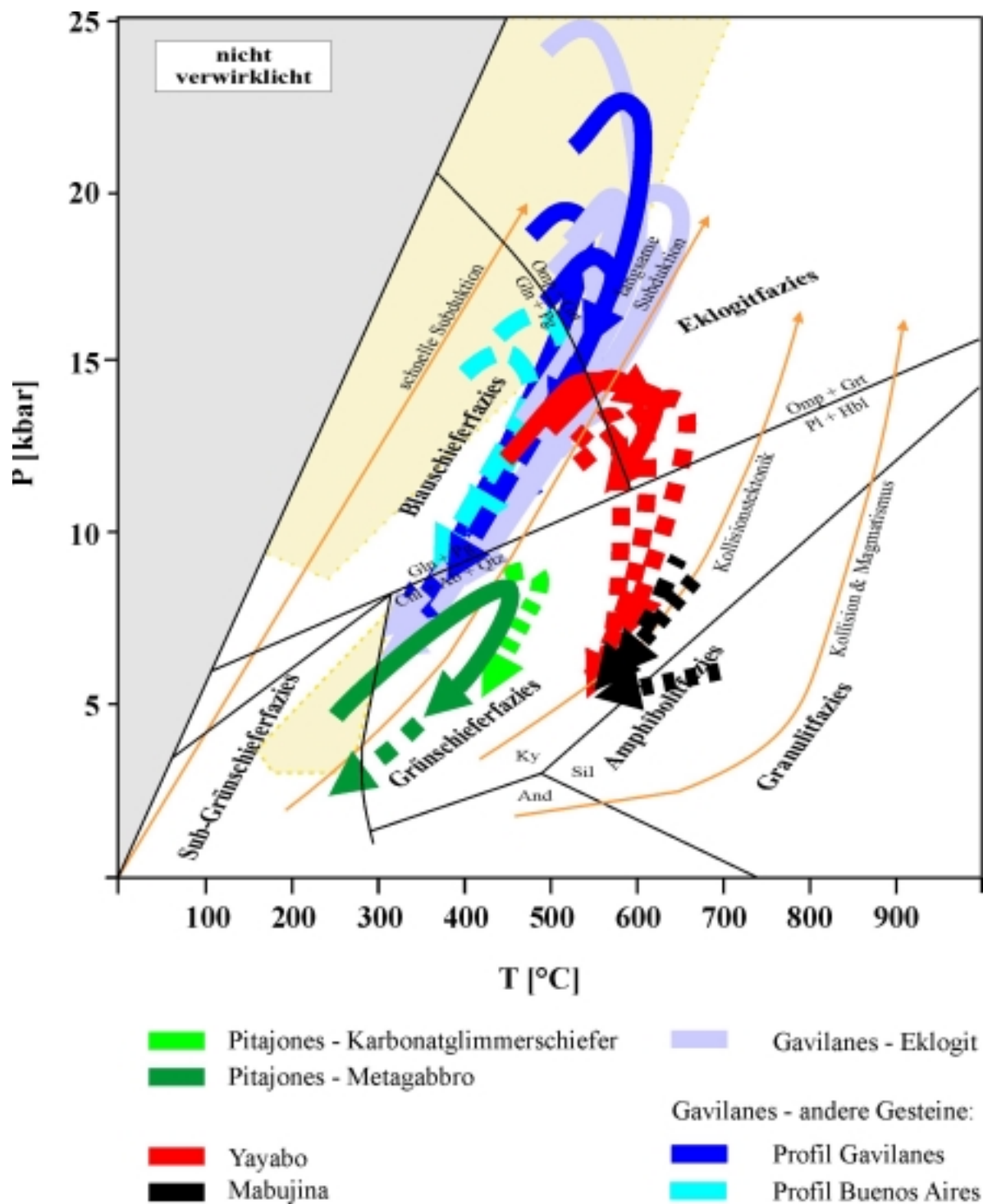


Abbildung 9.1: Metamorphosepfade der Gesteine aus den vier unterschiedlichen Einheiten. Die Einteilung der Fazien, die eingezeichneten Geothermen und Reaktionen sowie das Stabilitätsfeld von Lawsonit + Pumpellyit (gelb unterlegt, gestrichelte Umrandung) sind aus Bucher & Frey (1994). Das Deeritstabilitätsfeld (gelb unterlegt, gepunktete Umrandung) ist von Lattard & Le Breton (1994).

men. Auch der maximal mögliche Druck von etwa 14 kbar, definiert über die Albitstabilität bei 500 °C, grenzt die Bedingungen ein und könnte Drücke um 7 - 8 kbar unterstützen. Für den prograden Pfad der Karbonatglimmerschiefer gibt es keine Hinweise. Keines der vorhandenen Minerale hat die Möglichkeit, entsprechende Informationen zu speichern. Höhere Drücke können für diese Gesteine also nicht ausgeschlossen werden, denn auch Albit könnte sich retrograd gebildet haben.

Relativ gut belegt ist der prograde Pfad der Metagabbros, der bei niedrigen Temperaturen von 270 °C – 300 °C und einem Druck zwischen 4 und 6 kbar verläuft. Dies sind gleichzeitig die Bedingungen für die Bildung der Albitblasten, die Aktinolith und Chlorit überwachsen haben. Sowohl diese Bedingungen, als auch das Gefüge – Albit umgibt orientiert gewachsenen Aktinolith, die Orientierung der Aktinolithkörner ist aber nicht von Albitkorn zu Albitkorn identisch (Interngefüge \neq Externgefüge) – belegen, daß sich die Albitblasten wahrscheinlich prograd gebildet haben. Die maximal erreichten Drücke liegen im Bereich von 7 kbar – 8 kbar bei Temperaturen zwischen 410 °C und 490 °C je nach Probe und verwendetem Thermometer (vgl. Tab D.2.1-D.2.4). Die höchsten Temperaturen mit 518 °C bei 5 kbar wurden mit dem Amphibol-Plagioklas-Thermometer (T4) in M 501 bestimmt. Lawsonitrelikte in G 1008 zeigen, daß es sich um eine druckbetonte metamorphe Überprägung der Metagabbros handelt. Lawsonit ist ein typisches Mineral der Blauschieferfazies.

Die niedrigsten Temperaturen ergeben sich jeweils für Bedingungen, die über TB1 bestimmt wurden. Der retrograde Pfad mit einem P-T-Wert von 280°C bei etwa 2 kbar ist nur durch M 532 dokumentiert.

Die maximalen Bedingungen stimmen sowohl für die Metagabbro-Einschaltungen, als auch für die umgebenden Glimmerschiefer der Pitajones-Einheit überein. Im Falle der Glimmerschiefer ist der Pfad jedoch nur gestrichelt eingezeichnet (Abb. 9.1), da möglicherweise auch höhere Drücke vorgelegen haben könnten. Der Kontakt zwischen den Einschaltungen und den Glimmerschiefern ist tektonischer Natur, so daß nicht die gesamte Entwicklung der Gesteine gemeinsam verlaufen sein muß.

Eindeutig hochdruckmetamorph überprägt sind die Gesteine der Gavilanes-Einheit (Abb. 9.1). Die höchsten Metamorphosebedingungen haben die Eklogitproben, unabhängig aus welchem Gebiet der Gavilanes-Einheit sie kommen, erlebt. Während in allen Eklogiten einheitliche Temperatur-Bedingungen mit Maximaltemperaturen von 580 °C bis 630 °C zu beobachten sind, treten deutliche Unterschiede in den Druckbedingungen von 16 kbar bis 25 kbar auf. Da alle in der Sancti-Spiritus-Kuppel vorkommenden Eklogite als tektonische Körper auftreten,

sind diese Unterschiede zu erklären. Andererseits ist es auch möglich, daß die maximal berechneten P-T-Daten nicht den tatsächlichen maximalen Bedingungen entsprechen – eine Diskussion, die häufig in geowissenschaftlicher Literatur geführt wird (vgl. Spear, 1993; Nowlan *et al.*, 2000). Als mögliche Ursachen werden nicht vorhandene Gleichgewichtseinstellung (z.B. durch fehlende Zufuhr von Fluiden), Diffusion in Mineralen während der Abkühlung aber auch Unterschiede in der Pauschalzusammensetzung des Ausgangsgesteins in Betracht gezogen. Die Frage der Diffusion könnte für Granat in der Probe S 145 zutreffen (vgl. Granatzonierung, Abb. 4.14). Unterschiede zwischen mit TWQ-bestimmten P-T-Daten und TB1 von ca. 100° C und 7 kbar sprechen dafür, daß die Phasen, die zur P-T-Berechnung mit TB1 verwendet wurden, möglicherweise nicht im Gleichgewicht vorlagen. Außerdem ist insbesondere die Druckbestimmung intensiv von der Zusammensetzung der Hellglimmer abhängig. Gerade Mikrosondenanalysen der Hellglimmer zeigen aber eine größere Ungenauigkeit, z.B. im Vergleich zu Analysen von Granat allein aufgrund der größeren Fehler, die bei der Messung von leicht flüchtigen Elementen wie Kalium und Natrium auftreten.

Druck- und Temperaturdaten für die Paragenese Granat-Klinopyroxen-Hellglimmer wurden auch mit Hilfe des neueren Datensatzes von Berman & Aranovich (1996) berechnet. Da sich der Schnittpunkt der Reaktion aber lediglich zu niedrigeren Temperaturen bei höheren Drücken verschoben hat, die klassischen Thermometer aber eher höhere Temperaturen als der TWEEQU-Datensatz 1992 lieferten, wurde auf eine detailliertere Bearbeitung mit diesem Datensatz verzichtet. Wichtig ist an dieser Stelle auch der Aspekt, daß in vielen Gesteinen der Escambray Amphibole eine wichtige Rolle spielen, und auch P-T-Berechnungen mit Amphibolen durchgeführt wurden. Amphibol wird im neuen Datensatz von 1996 jedoch nicht berücksichtigt. Um die Daten miteinander vergleichen und in Bezug setzen zu können, sollte eine interne Konsistenz beibehalten werden.

Prograde Druck- und Temperatur-Bedingungen liegen nur für die Eklogite M 761 und G 2094 vor. Der Versenkungspfad der Probe M 761 verläuft durch einen Bereich von 500 - 520 °C bei Drücken um 15 kbar. Aus den oben angegebenen Gründen kann der Pfad jedoch nicht auf alle Proben übertragen werden. In G 2094 konnten prograde Daten von 580 °C bei etwa 19 kbar berechnet werden, die wahrscheinlich nahe am Metamorphosemaximum liegen.

Retrograde Paragenesen konnten in S 067, S 145 und M 761 zur Rekonstruktion des Heraushebungspfades hinzugezogen werden. Für S 067 ergeben sich Bedingungen von 14 kbar bei 550 °C, für M 761 11.5 kbar bei 470 °C und für S 145 6.5 kbar bei 320 °C. Diese drei Punkte liegen auf einem „Weg“ an die Oberfläche nahezu auf einer Geraden (vgl. Abb. 9.2). Der Pfad würde auch durch das Stabilitätsfeld der Paragenese Lawsonit + Pumpellyit führen, die in

Probe G 1081 die Hochdruckparagenese überwachsen hat, so daß ein gemeinsamer Heraushebungspfad ab 550 °C und 14 kbar der hochdruckmetamorph überprägten Gesteine der Gavilanes-Einheit angenommen werden kann (Abb. 9.2). Dies trifft auch für die Gesteine S 047 und G 1038 aus dem Profil Buenos Aires zu, in denen ebenfalls Pumpellyit und/oder Lawsonit beobachtet wurden (vgl. Tab. 7.4). Nicht nur der Heraushebungspfad, sondern auch die maximalen Bedingungen sind insbesondere in den Metasedimenten aus dem Profil Gavilanes mit 16 - 22 kbar bei Temperaturen zwischen 530 und 610 °C vergleichbar. Allerdings konnten nur in G 1080 eine Temperatur im Bereich von 600 °C und Drücke oberhalb von 20 kbar nachgewiesen werden, während in den anderen Metasedimenten und Metabasiten der Profile Gavilanes und Buenos Aires (teilweise konnten hier nur Mindestdrücke berechnet werden) einheitliche Bedingungen von 16 kbar – 20 kbar bei Temperaturen von 520 bis 570 °C bestimmt wurden. Etwas niedrigere Temperaturen, unterhalb von 500 °C, haben die

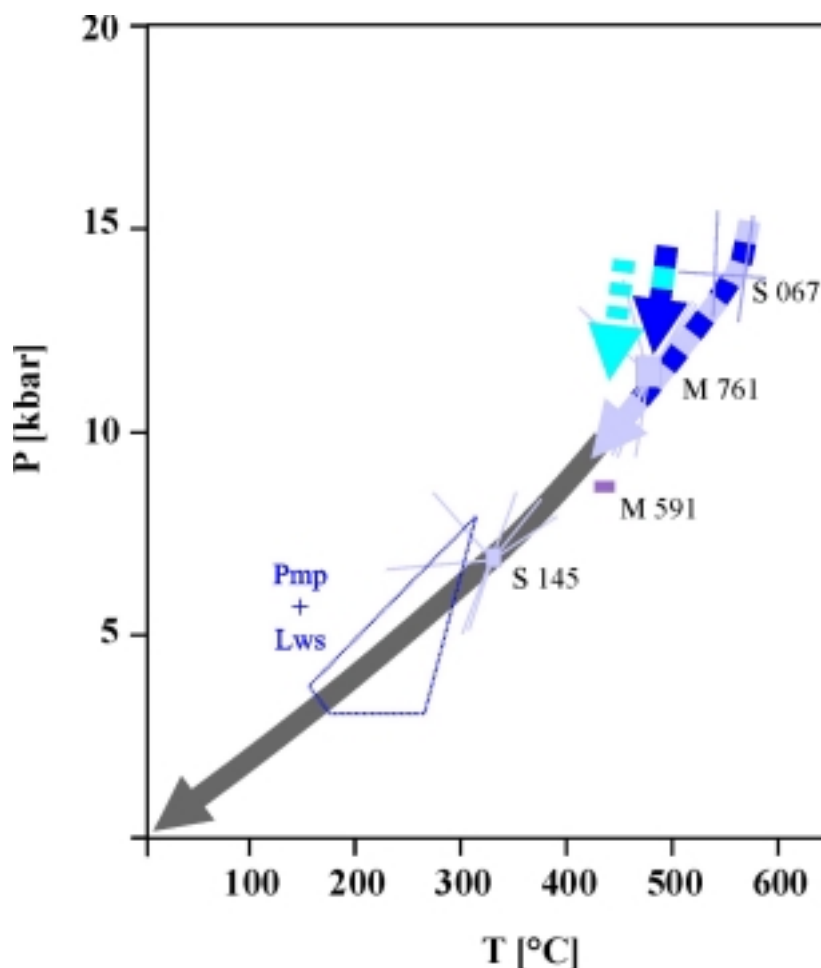


Abbildung 9.2: Gemeinsamer Heraushebungspfad der Gesteine der Gavilanes-Einheit. Die unterschiedlichen Farben kennzeichnen die jeweilige Gesteinsgruppe (dunkelblau: Profil Gavilanes, hellblau: Profil Buenos Aires, lila: Eklogit, violett: Metagabbro, grau: gemeinsamer Pfad).

Metaquarzite aus Buenos Aires erfahren. Diese Temperaturen liegen eher im Bereich der Karbonatglimmerschiefer sowohl der Gavilanes- als auch der Pitajones-Einheit.

Detailliertere Diskussionen erfordern die Druck- und Temperaturbedingungen, die die beiden Metagabbros dieser Einheit erlebt haben: Carpenter & Okay (1978) vermuteten für die Verdrängung des magmatischen Augits durch Omphacit in Dolerit aus der Nordwestlichen Türkei blauschieferfazielle Bedingungen mit Temperaturen unterhalb von 350 °C. Dies bedeutet Temperaturen, die unterhalb der Kationen-Ordnungs-Temperatur in Omphaciten liegen und metastabiles Wachstum von C2/m-Omphacit erfordern. Im Dolerit wurden – vergleichbar zu den Metagabbros – geordnete und ungeordnete Bereiche gefunden – ein Anzeichen für niedrige Temperaturen. Andererseits sind in M 591 und in M 592 Anzeichen für eine Rekristallisation beziehungsweise Neuordnung von Omphacit und Jadeit zu sehen, die möglicherweise höhere Temperaturen erfordern. Ein weiterer wichtiger Unterschied zur Probe aus der Türkei ist das Vorkommen von Jadeit in den hier untersuchten Metagabbros. Auch die Jadeitkomponente in Omphacit ist deutlich höher, beziehungsweise ist die Ägirinkomponente niedriger als im Metadolerit, der von Carpenter & Okay (1978) beschrieben wurde. Wichtig für die Druckbedingungen, die diese beiden Gesteine erlebt haben, ist demzufolge die Frage, ob Jadeit mit Quarz koexistiert, beziehungsweise Quarz-gesättigte Bedingungen herrschten. Der Volumenanteil an Quarz in beiden Gesteinen ist sehr gering und könnte sekundären Ursprungs sein. Quarz im direkten Kontakt zu Jadeit konnte nicht gefunden werden. Insbesondere bei diesen niedrigen Temperaturen würde dies einen Druckunterschied von etwa 6 kbar bedeuten – Bedingungen von ca. 10 kbar für das Gleichgewicht mit Albit, 4 kbar bei 300 °C, bei SiO₂-untersättigten Bedingungen. Daraus wiederum würden Metamorphosebedingungen resultieren, die mit denen der Metagabbros aus der Pitajones-Einheit gleichzusetzen wären. Ein Argument für diese niedrigen Metamorphosegrade ist die Probe M 593. Diese Probe stammt ebenfalls aus der Lokalität E 032, hat aber einen identischen Mineralbestand zu den Metagabbros der Pitajones-Einheit. Andererseits ergeben Berechnungen mit dem Geothermobarometer von Triboulet (1992) für den Natrium-reichen Aktinolith in M 591 Drücke von 8.5 kbar bei einer Temperatur von 440 °C für den retrograden P-T-Pfad. Dies sind Bedingungen, die mit dem Heraushebungspfad der anderen Gesteine aus der Gavilanes-Einheit gut korrelieren (Abb. 9.2). Eine weitere Tatsache ist, daß in keiner Probe aus der Pitajones-Einheit Natriumamphibol vorkommt. Bei einer weiteren Versenkung der grünschieferfaziell überprägten Metagabbros der Pitajones-Einheit ist es durchaus vorstellbar, daß Omphacit- und Jadeit-reiche Gesteine wie die beiden Metagabbros M 591 und M592 entstehen. Andersherum ist es gut möglich, daß der prograde Pfad, der für die grünschieferfaziell überprägten Gabbros

der Pitajones-Einheit ermittelt wurde, auf die beiden Metagabbros der Gavilanes-Einheit übertragen werden kann.

In der Gavilanes-Einheit liegen die Versenkungstiefen der Gesteine zwischen 50 und 70 km, dies entspricht für die Eklogite etwa einem geothermischen Gradienten von 8-10 °C/km, für die Metaquarzite von 11 °C/km. Aufgrund der unterschiedlichen Temperaturen sollten die Gesteine aber räumlich oder zeitlich von einander getrennt die hohen Druckbedingungen erfahren haben. Eindeutig belegt werden konnte eine blauschieferfazielle Überprägung unter streßfreien Bedingungen, die die Gesteine im Anschluß an die eklogitfazielle Beanspruchung erfahren haben. Dies zeigt sich an idiomorph ausgebildeten Amphibolen, die die Hochdruckparagenese überwachsen haben (vgl. G 1094, G 2260 usw.). Die Druckbedingungen für dieses Stadium der Metamorphose müssen aber nach wie vor oberhalb von 13 kbar liegen, denn Deerit in M 562 und in G 2074 ist nicht eingeregelt, sondern genauso unorientiert gewachsen wie die kleinen blauen Riebeckitnadeln (vgl. Abb. 4.16 und 4.17).

Während die berechneten P-T-Daten in den bisher diskutierten Gesteinen ein jeweils konsistentes Bild ergeben, treten deutliche Diskrepanzen zwischen den Druck-Daten unter Verwendung unterschiedlicher Methoden (TWEEQU-Triboulet) im Fall der Gesteine der Yayabo-Einheit auf. Die Daten, die mit TWEEQU errechnet wurden, stimmen dabei genauso überein (580 – 675 °C, 13 – 15 kbar), wie die, die mit Triboulet ermittelt wurden (590 – 700 °C, 5 – 7 kbar). Da das Geothermobarometer von Triboulet (1992) für den Temperaturbereich der Grünschiefer- bis Amphibolitfazies (200 - 700 °C) sowie für Drücke bis 7 kbar kalibriert wurde, liegen die in der Yayabo-Einheit vorkommenden Amphibole aber möglicherweise außerhalb des angegebenen Druckbereichs. Nach Ernst (1979) ist das Stabilitätsfeld von Barroisit auf Bedingungen zwischen 4 – 5 kbar bei 300 °C, über 5 – 7 kbar bei 450°C und ab 6 kbar bei Temperaturen oberhalb von 500°C begrenzt. Die höchsten Drücke wurden von Krogh *et al.* (1994) mit 13 kbar bei Temperaturen um 500°C für Barroisit-haltige Paragenesen mit u.a. Granat, Epidot, Albit und Titanit in einem Epidot-Amphibolit aus der Franciscan-Formation (Kalifornien) beschrieben. Maresch & Abraham (1981) postulierten für Barroisit im Gleichgewicht u.a. mit Granat, Omphacit und Paragonit in einem Eklogit von der Isla Margarita, Venezuela, ähnliche Bedingungen von 11.5 – 13.5 kbar bei Temperaturen von 450 – 525 °C. In Tabelle 9.1 sind Barroisitzusammensetzungen in einem Gestein der Yayabo-Einheit im Vergleich zu den oben erwähnten Barroisit-führenden Gesteinen, die hochdruckmetamorphe Bedingungen erfahren haben, aufgeführt. Abgesehen von geringfügigen Unterschieden in der Siliziumkonzentration, die sich auch in erhöhten Aluminiumgehalten im Barroisit aus G 1068 ausdrückt, sind die Zusammensetzungen der tabellierten Amphibole sehr

ähnlich. Die etwas höheren Calciumgehalte und damit höhere Natriumgehalte auf der A-Position des Amphibols würde man bei Metamorphosetemperaturen von 600 °C in den Yayabogesteinen – die damit etwa 100 °C höher liegen, als in den beiden anderen Proben – sogar erwarten, so daß die mit TWEEQU errechneten Bedingungen durchaus möglich sind.

Ein weiteres Anzeichen für hohe Drücke ist das Auftreten von Rutil in den Gesteinen der Yayabo-Einheit, auch im Vergleich zum Auftreten von Ilmenit in der Mabujina-Formation.

Tabelle 9.1: Barroisitzusammensetzung in jeweils einem Gestein der Escambray, aus dem Franciscan (Krogh *et al.*, 1994) und von der Isla Margarita (Maresch & Abraham, 1981).

Analyse	Yayabo	Franciscan	Isla Margarita
	G 1068-10753/7	Krogh <i>et al.</i> (1994) 2.9AA	Maresch & Abraham (1981) 681
SiO₂	45.12	48.43	48.6
TiO₂	0.43	0.23	0.31
Al₂O₃	13.06	9.84	11.4
Cr₂O₃	0.04	0.03	
Fe₂O₃	6.56		6.5
FeO	8.75	18.14*	8.8
MnO	0.30	0.13	
MgO	10.45	9.06	10.4
CaO	8.75	7.52	6.8
Na₂O	3.32	4.14	3.9
K₂O	0.31	0.25	0.18
	97.09	97.77	96.90
Si	6.595	7.07	7.02
Al IV	1.405	0.93	0.98
	8.000	8.00	8.00
Al VI	0.844	0.77	0.96
Ti	0.047	0.03	0.031
Fe³⁺	0.721	0.53	0.71
Cr	0.005	0.00	
Mg	2.276	1.97	2.24
Fe²⁺	1.070	1.68	1.06
Mn	0.037	0.02	
	5.000	5.00	5.00
Ca	1.371	1.18	1.06
Na	0.942	1.14	1.10
K	0.058	0.05	0.033
	2.370	2.37	2.19

* Angabe nur als FeO

Unabhängig von der verwendeten Methode stimmt die Metamorphosetemperatur in den jeweiligen Proben gut überein. Unterschiede gibt es nur zwischen den Proben. In G 1062 und G 2213 liegen die Temperaturen unterhalb von 600 °C. In diesen beiden Proben tritt Granat mit sehr ähnlicher Zusammensetzung auf, auch die Amphibolzusammensetzung ist mit ähnlichen mg-Zahlen, Si-Gehalten und Besetzung der A-Position vergleichbar. Die Zoisit-führenden Gesteine zeigen mit 640 bis 675 °C etwas höhere Temperaturen, die auch durch die höhere Grossularkomponente in Granat sowohl in G 2180 als auch in S 192 begünstigt werden könnten.

Metamorphosebedingungen mit Temperaturen um 630 °C und Drücken von 13 bis 14 kbar fallen nach den Fazies-Einteilungen von Evans (1990) und Oh (1992) noch in das Feld der Epidot-Amphibolitfazies. Auch nach den experimentellen Untersuchungen zum Amphibolit-Eklogit-Übergang von Poli (1993) sind Amphibol-Albit-Epidot-Granat-Paragenesen bei 650 °C bis 14 kbar stabil. Erst oberhalb von 15 kbar bildet sich Omphacit.

Hinweise auf den retrograden Ast der Metamorphose konnten nur in G 1068 beobachtet werden. Bedingungen von 5 kbar bei 580 °C ergeben sich für den schmalen Saum des Amphibols, der deutlich niedrigere mg-Zahlen bei geringeren Natriumgehalten und höheren Siliziumgehalten zeigt.

Die Gesteine aus dem südlichen Teil der Mabujina-Formation sollen nach Stanik *et al.* (1981) amphibolitfaziell überprägt worden sein. Somin & Millan (1981) postulierten Metamorphosetemperaturen von 600 bis 750 °C für diese Amphibolite. In den wenigen hier untersuchten Gesteinen wurden, übereinstimmend zu den Daten von Somin & Millan (1981), Bedingungen zwischen 616 und 730 °C bestimmt. In allen Proben tritt jedoch Epidot auf, ein Mineral, das unter den Bedingungen der Amphibolitfazies nicht mehr stabil ist. Aufgrund dieser Beobachtung sollten die Temperaturen 700 °C nicht überschritten haben. Die obere Temperaturstabilität von Epidot liegt bei 690 °C (Apted & Liou, 1983).

Druckbedingungen konnten nur in M 600 über das Granat-Amphibol-Plagioklas-Barometer von Kohn & Spear (1990) bestimmt werden. Drücke von 8.5 kbar bei Temperaturen von 616 °C sind für Bedingungen in einem Inselbogen sehr hoch. Sie würden einer Tiefe von etwa 24 km entsprechen. Generell liegt die Mächtigkeit eines Inselbogens nicht über 25 km (Wilson, 1989). Für den kretazischen Inselbogen auf Kuba werden von Stanek (1998) geschätzte Mächtigkeiten von maximal 20 km angegeben, so daß Drücke um 7 kbar für die Mabujina-Amphibolite aber durchaus angenommen werden können.

Ein einheitliches Bild ergeben die Daten von 3 bis 5.6 kbar und 510 bis 540 °C für den retrograden Pfad der Mabujina-Gesteine. Dies stimmt in etwa überein mit den Gegebenheiten

in G 1068, einer Probe aus der Yayabo-Einheit. Möglicherweise repräsentieren diese Bedingungen den Zeitpunkt, zu dem sich die Gesteine der Yayabo-Einheit und der Mabujina-Formation treffen. Die Gesteine beider Einheiten zeigen mylonitische Strukturen aber keine Sprödbrüche am Kontakt, so daß Temperaturen oberhalb von 300 °C für die Deformation/Scherbeanspruchung angenommen werden müssen. Das bedeutet gleichzeitig, daß beide Gesteine eine isothermale Druckentlastung erfahren haben (vgl. Abb. 9.1).

Geht man davon aus, daß die Yayabo-Gesteine ursprünglich zum Inselbogen gehörten und Teile des Inselbogens in unterschiedlichem Maße mit in die Subduktionszone einbezogen wurden, könnten die Yayabo-Gesteine den untersten Teil der „gemeinsamen“ Einheit repräsentieren. Für diese These sprechen die makroskopische Übereinstimmung, die nur graduellen Unterschiede in der Mineralchemie und die Abgrenzung der Yayabo- und Mabujina-Gesteine im Vergleich zu den metasedimentären Einheiten (+ Eklogiten) der Sancti-Spiritus-Kuppel. Geochemische Trends (Kap. 6) zeigen dagegen klare Unterschiede, dies gilt insbesondere für die relativ immobilen Elemente Titan und Niob.

Tabelle 9.2: Maximale Metamorphosebedingungen in den Gesteinen der vier Einheiten.

Einheit	Gesteinstyp	Maximale Bedingungen
Pitajones-Einheit	Metagabbros	7-8 kbar, 410-520 °C
	Karbonatglimmerschiefer	7-8 kbar, 480-520 °C
Gavilanes-Einheit	Glimmeschiefer i.w.S.	16-22 kbar, 530-610 °C
	Metaquarzite	Mindestens 15 kbar, 460-500°C
	Eklogite	16-25 kbar, 580-630 °C
	Weitere basische Gesteine	Mindestens 10 kbar, 430-560 °C
Yayabo-Einheit	Metagabbros	13-14.5 kbar, 580-675°C
Mabujina-Formation	Metagabbros	5-9 kbar, 610-730°C

In Tabelle 9.2 sind die maximalen Bedingungen für die Gesteine der jeweiligen Einheit zusammengefaßt. Die ermittelten P-T-Daten liegen deutlich oberhalb der von Souček (1989) vorgeschlagenen Metamorphosebedingungen für Glaukophanschiefer (4-7 kbar) aus der Trinidadkuppel. Diese Bedingungen sind anhand der Mineralchemie von Amphibolen ermittelt worden und könnten retrograde Bedingungen repräsentieren. Auch die Daten von Dobretsov *et al.* (1987) von 10.5-12 kbar bei 400 - 620 °C für Eklogite der Trinidad-Kuppel sind niedriger als die P-T-Bedingungen für Eklogite aus der Sancti-Spiritus-Kuppel. Die Bedingungen von Drücken oberhalb 16 kbar und Temperaturen von 460 – 630 kbar für die Gesteine der

Gavilanes-Einheit werden aber dadurch erhärtet, daß für unterschiedliche Gesteinstypen Glimmerschiefer i.w.S. und Eklogite sowohl mit TWEEQU als auch mit dem Granat-Phengit-Klinopyroxen-Geothermobarometer nach Carswell *et al.* (1997) sehr ähnliche Daten ermittelt werden konnten. Zusätzlich bestätigt das Vorkommen von Deerit in Metaquarziten und von Jadeit in Metagabbros, also Druckindikatoren in ganz unterschiedlichen Gesteinen diese eklogitfazielle Metamorphosebeanspruchung.

9.2 Geochronologische Daten zum Escambray Massiv

Bisherige geochronologische Daten sowohl aus der Literatur als auch aus dem laufenden Projekt zur Geochronologie in der Escambray ergeben zwei Eckpfeiler.

1. Die Hochdruckmetamorphose muß vor 88 Ma abgeschlossen sein, da zu diesem Zeitpunkt nichtmetamorphe Pegmatite in die Mabujina-Gesteine intrudierten (Grafe *et al.*, 2000). Für Eklogite aus der Trinidadkuppel wurden von Hatten *et al.* (1989) 102 Ma und 106 Ma (U/Pb an Zirkon) für das Alter des Hochdruckereignisses bestimmt. Dieses Alter konnte für Eklogite aus der Sancti-Spiritus-Kuppel aber noch nicht bestätigt werden (Grafe, pers. Mitt.).
2. Die Heraushebung des Escambray Massivs wird durch das erstmalige Auftreten von Metamorphitklasten vor etwa 45 Ma in den umgebenden Becken festgelegt (Dublan *et al.*, 1986; Vasiljev *et al.*, 1989).

Gut dokumentiert ist außerdem der Heraushebungspfad sowohl für den Eklogit S 145 als auch für den Glimmerschiefer/Metaquarzit S 232/G 2260 (Grafe, pers. Mitt.). An unterschiedlichen Mineralen können durch unterschiedliche Schließungstemperaturen für das jeweilige Mineral verschiedene Abschnitte während der Abkühlung des Gesteins bestimmt werden. Dies sind im einzelnen für den Eklogit 73 Ma \pm 20 Ma bei Temperaturen um 500 °C (Rb-Sr, Phengit) und 64.5 Ma \pm 0.4 Ma bei Temperaturen von etwa 375 °C (Ar-Ar, Phengit). Diese Daten stimmen gut überein mit den ermittelten Daten für den Glimmerschiefer, für den Abkühlungsalter von 71 Ma \pm 5 Ma bei Temperaturen von 525 °C (U-Pb, Titanit), 68 Ma \pm 1 Ma bei 500 °C (Rb-Sr, Phengit), 68.8 Ma \pm 1 Ma bei 375 °C (Ar-Ar, Phengit) und 48.1 Ma \pm 7.8 Ma bei 90 °C (Fission track, Apatit) berechnet wurden. Es resultiert ein gemeinsamer Abkühlungspfad (Abb. 9.3), ein Ergebnis, das sich auszeichnet mit den petrologischen Un-

tersuchungen korrelieren läßt und diese erhärtet.

In Abbildung 9.3 sind außerdem Daten für Gesteine aus der Pitajones-Einheit dargestellt. Für drei Glimmerschiefer wurden anhand der Fission track Methode an Zirkon $58.4 \text{ Ma} \pm 7.2 \text{ Ma}$, $58.8 \text{ Ma} \pm 10.2 \text{ Ma}$ und $68.7 \text{ Ma} \pm 9.2 \text{ Ma}$ für eine Temperatur um 280 °C bestimmt

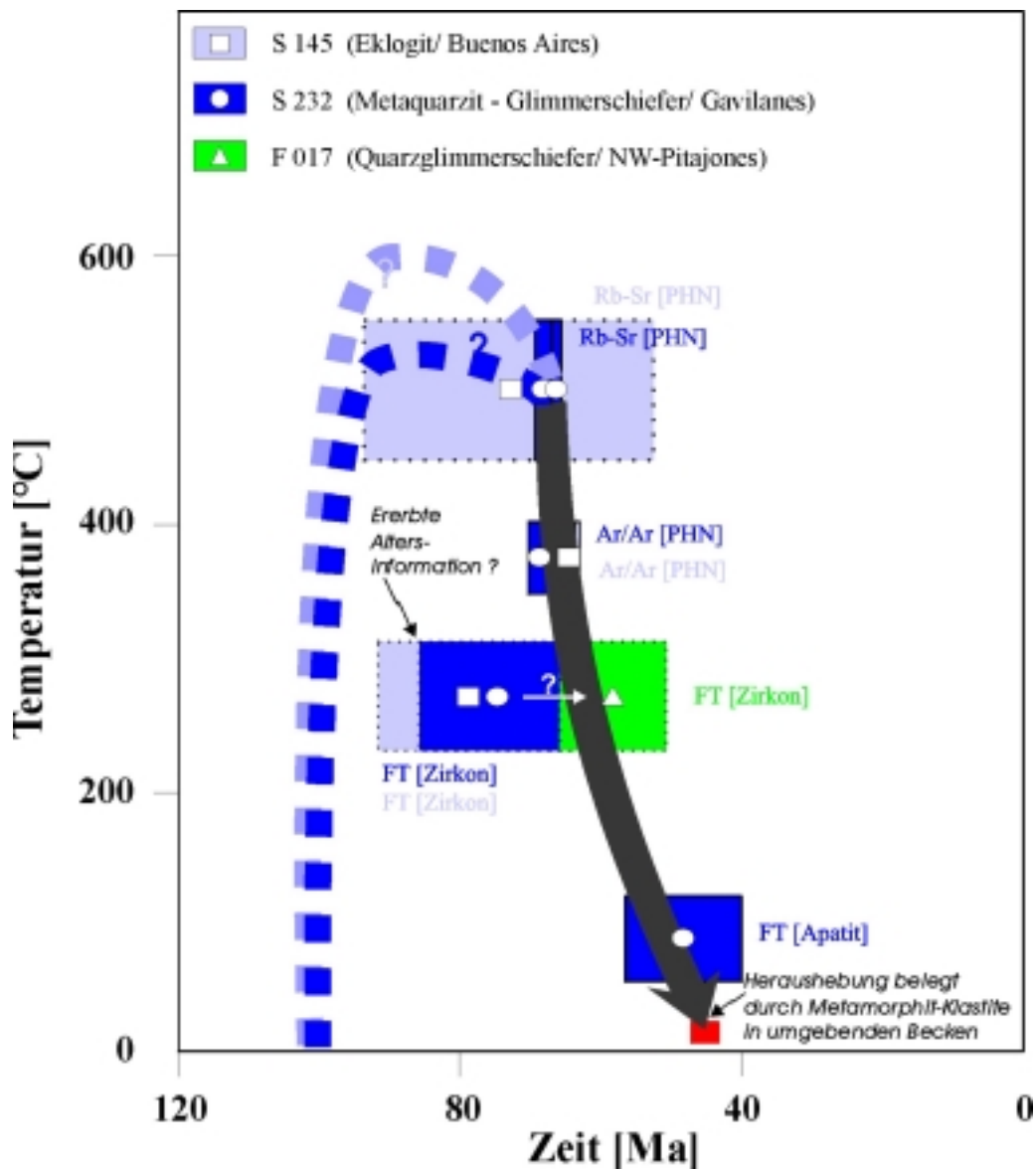


Abbildung 9.3: Geochronologische Daten der Gesteine aus der Escambray (nach Grafe, pers. Mitt.).

(Brix, pers. Mitt.). Zu diesem Zeitpunkt stimmt somit auch der Pfad der Glimmerschiefer der Pitajones-Einheit mit dem der Hochdruckgesteine überein. Für den Heraushebungspfad der hochdruckmetamorphen Gesteine bedeutet dies, daß die Gesteine, die bei einer Temperatur von etwa 300 °C noch Drücke oberhalb von 5 kbar aufweisen (vgl. Abb. 9.1) – u.a. belegt durch das Auftreten von Lawsonit + Pumpellyit in G 1081 und G 1038 – nahezu isothermal

von etwa 300 °C und 5 kbar auf 280 °C und etwa 2 kbar gebracht werden müssen. Noch nicht sicher belegt ist das Zusammentreffen der Amphibol-reichen Gesteine der Yayabo-Einheit und der Mabujina-Formation mit den Gesteinen der Pitajones- bzw. Gavilanes-Einheit. Extrapoliert man den Pfad der Gesteine vom Nordostrand der Kuppel von etwa 5 kbar bei 580 °C bis hin zur Oberfläche, könnten auch die Gesteine der Yayabo-Einheit und der Mabujina-Formation ebenfalls bei 280 °C und 2 kbar auf die beiden anderen Einheiten treffen.

9.3 Vergleich zu anderen Gebieten der Karibik

Plattentektonisch gesehen gehört Kuba heute nicht zur Karibischen sondern zur Nordamerikanischen Platte, geologisch repräsentiert der Südrand der Insel aber Teile des ehemaligen aktiven Plattenrandes der Protokaribik. Diese Gesteine Kubas können und müssen somit in plattentektonische Modelle für die Region einbezogen werden. Sie haben Informationen zur Entwicklungsgeschichte der Mikroplatte Karibik gespeichert.

Die untersuchten, zum Teil hochdruckmetamorph überprägten Gesteine aus der östlichen Kuppel des Escambray Massivs sollten deshalb in Bezug gesetzt werden zu den weiteren Hochdruckvorkommen am Nordrand der Karibik sowie den bereits sehr detailliert bearbeiteten Gesteinen des Südrandes.

Aus der komplexen Entwicklungsgeschichte der Gesteinseinheiten der Isla Margarita am Südrand der Karibik werden im folgenden Abschnitt nur die für die Escambray wichtigen Daten zusammengefaßt: Die kristallinen Gesteinseinheiten der Insel Margarita, Venezuela, können in zwei Haupteinheiten unterteilt werden, die La-Rinconada- und die Juan-Griego-Einheit (Stöckhert *et al.*, 1994). Beide Einheiten haben zwischen 110 Ma und 90 Ma eine hochdruckmetamorphe Überprägung mit maximalen Bedingungen von 12 - 14 kbar bei 500 °C für Eklogite der La-Rinconada- (Maresch & Abraham, 1981) und 10 - 14 kbar bei 500 - 600 °C für Metapelite der Juan-Griego-Einheit (Krückhans & Maresch, 1992) erlebt. Zwischen 80 Ma und 90 Ma erfolgte eine rasche Exhumierung, und die Gesteine beider Einheiten wurden unter 400 °C abgekühlt (Stöckhert *et al.*, 1995). Unter diesen grünschieferfaziellen Bedingungen verweilten die Gesteine, bis etwa um 50 Ma die weitere Exhumierung folgte und die Gesteine um 20 Ma schließlich die Oberfläche erreichten (Stöckhert *et al.*, 1995). Der gesamte P-T-t-d-Pfad läßt sich mit den sehr detailliert ausgearbeiteten plattentektonischen Modellen der Arbeitsgruppe Pindell (Pindell, 1993 und andere) korrelieren. Diese bestätigen sowohl den pazifischen Ursprung der Karibischen Platte als auch einen Wechsel der Subduktionsrichtung.

Dieser „Flip“, der anhand der Exhumierung und Abkühlung der Gesteine (Ende des Hochdruckregimes) sowie durch das zeitgleiche Einsetzen des kalkalkalischen Vulkanismus („El Salado Granit“) erklärt wird, konnte sogar zeitlich präzisiert werden (Stöckhert *et al.*, 1995). Das anschließende Verweilen der Gesteinseinheiten in der mittleren Kruste harmoniert ausgezeichnet mit einer Migration des Komplexes nach Osten.

Auf den ersten Blick sind Gemeinsamkeit zur Entwicklungsgeschichte des Deckenstapels der Escambray kaum zu erkennen. Insbesondere für ein Verweilen in der mittleren Kruste gibt es keine Hinweise. Auch die maximalen Metamorphosebedingungen zeigen deutliche Unterschiede mit wesentlich höheren Druckbedingungen in den Gesteinen der Sancti-Spiritus-Kuppel. Über das Alter der Hochdruckmetamorphose liegen für die Escambray noch keine präzisen Daten vor, die Einschränkung, daß sie vor 88 Ma beendet sein muß, schließt Alter um 110 Ma nicht aus. Legt man das Alter von 106 bis 102 Ma (U/Pb an Zirkon) für die Hochdruckmetamorphose zugrunde (Hatten *et al.*, 1989), stimmen die Alter gut überein.

Am Nordrand der Karibik sind Hochdruckvorkommen von Jamaika (Willner *et al.*, 1995) und der Dominikanischen Republik (Joyce, 1991; Draper *et al.*, 1991) bekannt. Für niedriggradige Blauschiefer des Mt Hibernia Komplexes, Jamaika konnte ein prograder Metamorphosepfad von 3 kbar bei 200°C bis 5.5 – 7 kbar und Temperaturen von 270°C – 320°C ermittelt werden, der sich möglicherweise mit Daten aus dem Hochdruckkomplex auf der Samana Halbinsel, Dominikanische Republik korrelieren läßt (Willner *et al.*, 1995). Dort wurden von Joyce (1991) für Omphacit-führende HP-Metamorphite PT-Bedingungen von ca. 430 – 480°C und 10 – 12 kbar abgeschätzt. Radiometrische Bestimmungen (K/Ar an Glaukophan und K/Ar-Abkühlalter an Phengit) von Joyce & Aronson (1987) wurden von Joyce (1991) dahingehend interpretiert, daß die Hochdruckmetamorphose vor mindestens 80 Ma begann und eine grünschieferfazielle Überprägung vor ca. 38 Ma erfolgte.

Westlich der Samana Halbinsel liegt der Rio-San-Juan-Komplex, ein größeres Areal mit hochdruckmetamorph überprägten Gesteinen (Draper *et al.*, 1991). Für Eklogite aus diesem Gebiet wurden maximale Bedingungen von 20 kbar bei 650 – 680 °C errechnet (Krebs *et al.*, 1999). Ar-Ar-Alter von Amphibol und Phengit aus einem Block der Melangezone des Komplexes lassen darauf schließen, daß das Hochdruckereignis älter als 85 Ma ist und die retrograde blauschieferfazielle Überprägung dann vor 60 Ma stattfand (Renne, in Draper *et al.*, 1991).

Vier unterschiedliche Exhumierungspfade (Krebs, pers. Mitt.) aus unterschiedlichen Gesteinen des Komplexes erfordern jedoch weitergehende Untersuchungen. Zur Zeit werden im Rahmen eines DFG-Projekts diese Hochdruckgesteine detailliert bearbeitet. Über die Ent-

wicklungsgeschichte (P-T-t-Pfade) der Gesteine sollen insbesondere Kenntnisse über den zeitlichen Ablauf der Subduktion und Heraushebung gewonnen werden.

Das Alter der Hochdruckmetamorphose könnte in den drei beschriebenen Gebieten vergleichbar oder sehr ähnlich sein. Die Bedingungen der Hochdruckmetamorphose differieren aber in den vorgestellten Komplexen. Die höchsten Metamorphosebedingungen sind aus der Dominikanischen Republik mit ca. 20 kbar bei 680 °C bekannt (Krebs *et al.*, 1999), die niedrigsten mit 10 – 14 kbar bei 500 – 600 °C wurden für Gesteinseinheiten der Isla Margarita am Südrand der karibischen Platte beschrieben (Stöckhert *et al.*, 1995). Die Daten für die Escambray mit 16 – 25 kbar bei 580 – 630 °C sind eher mit denen der Dominikanischen Republik zu vergleichen. Die im Anschluß an die Hochdruckmetamorphose folgende Entwicklungsgeschichte, die besonders detailliert für den Südrand der Karibik aufgezeigt werden konnte, scheint in den drei Gebieten unterschiedlich verlaufen zu sein – entsprechend den Modellvorstellungen zur Entwicklung des kretazischen Inselbogens nach Burke (1988). Der „Great Arc of the Caribbean“ (Burke, 1988) teilte sich beim Eintritt in den Atlantik in drei Teile. Das südlichste Segment kollidierte mit dem Nordwest-Rand Südamerikas. Entlang von Transformstörungen wurde dieses Segment tektonisch beansprucht und in einzelne Fragmente (z.B. Isla Margarita, Tobago usw.) zerlegt, die Richtung Osten entlang der Südamerikanischen Küste transportiert wurden (Rowe & Snoke, 1986). Der zentrale Teil des Bogens formte in der späten Kreide den Aves Rücken und hat bis heute in Form des aktiven Kleinen Antillen Bogens „überlebt“ (Burke, 1988). Das nördlichste Segment streifte zunächst die östlichsten Teile Yucatans und kollidierte später nacheinander mit Florida und der Bahamas-Plattform. Informationen zur Entwicklungsgeschichte dieses Segmentes sollten anhand der aufgeschlossenen Areale entlang der Großen Antillen - Kuba, Hispaniola (Dominikanische Republik) und Puerto Rico - erhalten werden können. Bis zu diesem Zeitpunkt sollte die Entwicklung der genannten Fragmente des nördlichen Teiles auch ähnlich verlaufen sein. Für die Escambray endet die gemeinsame Geschichte mit dem Nordrand der Karibik mit der Aufschiebung des kretazischen Inselbogens auf den Südrand der Bahamas-Plattform. Zeitgleich bildete sich eine Nordost-gerichtete Subduktionszone im Hinterland der Kollisionsfront, die zur Bildung des tertiären Inselbogens führte (Stanek 1998), der den Zentralteil Kubas im Gegensatz zu den angrenzenden Gebieten nicht beeinflusst hat.

10 Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die metamorphen Gesteinseinheiten der Sancti-Spiritus-Kuppel; Escambray Massiv, Zentralkuba, petrologisch und geochemisch untersucht.

Ausgehend von den Geländebeobachtungen hat sich die Unterteilung der metamorph überprägten Gesteine in vier Deckeneinheiten in allen Untersuchungen und Analysen bestätigt. Angefangen von den unterschiedlichen Gesteinen – überwiegend Quarz- und Karbonatglimmerschiefer mit tektonischen Einschaltungen von Grünschiefern und Metagabbros in der **Pitajones-Einheit**, eine Vielzahl unterschiedlicher Gesteinstypen von Metaquarziten bis hin zu Eklogiten in der **Gavilanes-Einheit**, amphibolreiche, deutlich foliierte Gesteine in der **Yayabo-Einheit** und grobkörnigere Metagabbros in der **Mabujina-Formation** – lassen sich auch Minerale wie Amphibol, Hellglimmer und Granat in vier diskrete Gruppen unterscheiden und den jeweiligen Einheiten zuordnen. Insbesondere die Amphibole spiegeln auch die vier unterschiedlichen Metamorphosebedingungen wider, die die Gesteinseinheiten erlebt haben. In der Pitajones-Einheit treten ausschließlich Ca-Amphibole auf, in der Mabujina-Formation Ca-Amphibole, die sich durch hohe Na-Gehalte auf der A-Position auszeichnen, und in der Yayabo-Einheit sind neben Ca-Amphibolen auch Ca-Na-Amphibole (Barroisit) zu finden. Natriumamphibole kommen hingegen ausschließlich in der Gavilanes-Einheit vor.

Maximale Metamorphosebedingungen von 7-8 kbar und Temperaturen von 400-520 °C für die Metagabbro-Einschaltungen der Pitajones-Einheit können sehr gut mit den Daten für die monotonen Glimmerschiefer mit Drücken von ebenfalls 7-8 kbar bei Temperaturen zwischen 411 und 556 °C (Tröß, 1998) korreliert werden. Große, unregelmäßig geformte Albitblasten, die häufiger Bestandteil in den Metagabbros sind, haben sich prograd bei Bedingungen um 270-300 °C und 4-6 kbar gebildet. Relikte der Paragenese Pumpellyit + Chlorit können auf eine Ozeanbodenmetamorphose der Gabbros hinweisen. Lawsonitrelikte hingegen zeigen, daß auch diese Gesteine eine druckbetonte Metamorphose bei relativ niedrigen Temperaturen an der Grenze zum Druck-/Temperatur-Regime der Blauschieferfazies erlebt haben.

Eindeutig hochdruckmetamorph überprägt sind die Gesteine der Gavilanes-Einheit. Dort finden sich in den unterschiedlichsten Gesteinen Anzeichen für hohe Drücke, wie **Deerit**, der hier zum ersten Mal im karibisch-südamerikanischen Raum beschrieben worden ist, in Metaquarziten und Jadeit in Metagabbros. Die höchsten Metamorphosebedingungen haben die Eklogitproben, unabhängig aus welchem Gebiet der Gavilanes-Einheit sie kommen, mit Maximaltemperaturen von 580 °C bis 630 °C und Druckbedingungen von 16 bis 25 kbar erlebt.

Ähnliche Drücke von 16-22 kbar bei etwas niedrigeren Temperaturen von 530-610 °C haben die unterschiedlichen Glimmerschiefer erfahren. In einigen Glimmerschiefern und Metaquarziten hat idiomorph ausgebildeter Ferroglaukophan die Hochdruckparagenese überwachsen – ein Anzeichen für eine streßfreie Beanspruchung der Gesteine unter blauschieferfaziellen Bedingungen.

Ab etwa 500 °C und 13 kbar werden die Gesteine der Gavilanes-Einheit entlang eines gemeinsamen Heraushebungspfades an die Oberfläche gebracht. Der Pfad verläuft durch das Stabilitätsfeld der Paragenese Lawsonit + Pumpellyit und läßt sich hervorragend mit den geochronologischen Daten zur Escambray korrelieren. Die Heraushebung beginnt bei etwa 70 Ma und Bedingungen von 500 °C. Vor etwa 45 Ma müssen sich die Gesteine der Escambray an der Oberfläche befunden haben. Dieser Zeitpunkt wird durch das erstmalige Auftreten von Metamorphitklasten in den umgebenden Becken festgelegt (Dublan *et al.*, 1986).

Geochronologische Untersuchungen belegen, daß die Pitajones- und die Gavilanes-Einheit etwa ab 280 °C und etwa 2 kbar zusammen liegen müssen. Dies erfordert eine nahezu isothermale Heraushebung der Gavilanes-Gesteine von etwa 300 °C und 5 kbar auf 280 °C und 2 kbar.

Für die Metamorphosebedingungen der amphibolreichen Gesteine der Yayabo-Einheit wurden 13-14.5 kbar bei Temperaturen von 580-675 °C ermittelt, während die Gesteine der Mabujina-Formation niedrigere Drücke von 7-9 kbar bei etwas höheren Temperaturen von 610-730 °C erfahren haben. Makroskopische Ähnlichkeiten und der nahezu identische Mineralbestand in den Gesteinen dieser beider Einheiten haben sich in den geochemischen Untersuchungen nicht bestätigt (Mineralchemie ist unterschiedlich; immobile Elemente Titan und Niob zeigen jeweils höhere Konzentrationen in der Yayabo-Einheit), so daß man nicht davon ausgehen kann, daß die Gesteine der Yayabo-Einheit zum Inselbogen (Mabujina-Formation) gerechnet werden können. Beide Einheiten sind bei etwa 5 kbar bei 580 °C zusammengetroffen. Dies wird einerseits durch P-T-Bestimmungen des retrograden Astes beider Einheiten belegt, andererseits durch Geländebeobachtungen bestätigt. Die Gesteine beider Einheiten zeigen mylonitische Strukturen, aber keine Sprödbrüche am Kontakt, so daß Temperaturen oberhalb von 300 °C für die Deformation/Scherbeanspruchung angenommen werden müssen.

Noch nicht sicher belegt ist das Zusammentreffen der Amphibol-reichen Gesteine der Yayabo-Einheit und der Mabujina-Formation mit den Gesteinen der Pitajones- bzw. Gavilanes-Einheit. Extrapoliert man den Pfad der Gesteine vom Nordostrand der Kuppel von etwa 5 kbar bei 580 °C (Zusammentreffen von Yayabo-Einheit und Mabujina-Formation) bis hin zur Oberfläche könnten auch die Gesteine dieser beiden Einheiten bei 280 °C und 2 kbar

auf die beiden anderen Decken treffen.

Das Mindestalter für die Hochdruckmetamorphose von > 88 Ma in der Escambray (Grafe, pers. Mitt.) kann mit den postulierten Altern sowohl für den Südrand der Karibik (Zeitraum von 110 bis 90 Ma für Eklogite der Isla Margarita; Stöckhert *et al.*, 1995) als auch mit dem Nordrand verglichen werden (> 85 Ma für Gesteine der Dominikanischen Republik; Renne in Draper *et al.*, 1991), die metamorphen Bedingungen liegen am Südrand mit 10 bis 14 kbar bei 500 bis 600 °C aber deutlich niedriger als in der Escambray oder in Gesteinen des Rio San Juan Komplexes der Dominikanischen Republik. Auch zur weiteren „Entwicklungsgeschichte“ des Südrandes der Karibik, die von Stöckhert *et al.* (1995) detailliert dargelegt werden konnte, gibt es keine Hinweise in der Escambray. Vergleiche zum Nordrand können aufgrund der fehlenden geochronologischen Daten (noch) nicht aufgestellt werden.

Literaturverzeichnis

- Agrell, S.O., Brown, M.G. & McKie, D. (1965):** Deerite, howieite and zussmanite, three new minerals from the Franciscan of the Laytonville district, Mendocino Co., California.- *Am. Mineral.*, **50**, 278.
- Agrell, S.O. & Gay, M. (1970):** De la deerite dans les Alpes Franco-italiennes.- *Bull. Soc. Franc. de Mineral. Kristal.*, **93**, 263-264.
- Aguirre, L. & Atherton, M.P. (1987):** Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, Western Cordillera of Ecuador.- *J. metam. Geol.*, **5**, 473-494.
- Apted, M.J. & Liou, J.G. (1983):** Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system.- *Am. J. Sci.*, **283-A**, 328-354.
- Aranovich, L.Y. & Berman, R.G. (1996):** Optimized standard state and solution properties of minerals. II Comparison, predictions, and applications.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **126**, 25-37.
- Aranovich, L.Y. & Berman, R.G. (1997):** A new orthopyroxene-garnet thermometer, based on reversed Al_2O_3 solubilities in orthopyroxene in the $\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ system.- *Am. Mineral.*, **82**, 345-353.
- Beets, D.J., Maresch, W.V., Klaver, G.T., Mottana, A., Bocchio, R., Beunk, F.F. & Monen, H.P. (1984):** Magmatic rock series and high-pressure metamorphism as constraints on the tectonic history of the southern Caribbean.- In: *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*, Bonini, W.E., Hargraves, R.B., Shagham R. (eds.), *Mem. GSA, Special Paper 162*, 95-130.
- Beiersdorfer, R.E. (1993):** Metamorphism of a Late Jurassic volcano-plutonic arc, northern California, U.S.A.- *J. metam. Geol.*, **11**, 415-427.
- Beiersdorfer, R.E. & Day, H.W. (1995):** Mineral paragenesis of pumpellyite in low-grade mafic rocks.- *GSA, Special Paper 296*, 5-27.

- Berman, R.G. (1988):** Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{TiO}_2 - \text{CO}_2$.- *J. Petrol.*, **29**, 455-522.
- Berman, R.G. (1990):** Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets.- *Am. Mineral.*, **75**, 328-344.
- Berman, R.G. (1991):** Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications.- *Can. Mineral.*, **29**, 833-855.
- Berman, R.G. & Aranovich, L.Y. (1996):** Optimized standard state and solution properties of minerals. I Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $\text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **126**, 1-24.
- Berman, R.G., Brown, T.H. & Perkins, E.H. (1987):** GEO-CALC: Software for calculation and display of P-T-X phase diagrams.- *Am. Mineral.*, **72**, 861-.862.
- Best, M.G. (1982):** *Igneous and metamorphic petrology*.- Freeman, New York, 630 S.
- Blundy, J.D. & Holland, T.J.B. (1990):** Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 208-224.
- Boquet, J. & Forette, M.C. (1973):** Sur une deerite de l'ensemble des calcschistes piémontais, á Tronca (Italie).- *Bull. Soc. Franc. de Mineral. Kristal.*, **96**, 314-316
- Bouysse, P. & Westercamp, D. (1990):** Subduction of Atlantic aseismic ridges and late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc.- *Tectonophysics*, **175**, 349-380.
- Brown, E.H. (1974):** Comparison of the mineralogy and phase relations of blueschists from the North Cascades, Washington, and greenschists from Otago, New Zealand.- *Bull. Geol. Soc. Am.*, **85**, 333-344.
- Bucher, K. & Frey, M. (1994):** *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*.- Springer-Verlag, 318 S.

- Burke, K. (1988):** Tectonic evolution of the Caribbean.- *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **16**, 201-230.
- Burke, K., Cooper, J.F., Dewey, J.P. & Pindell, J. (1984):** Caribbean tectonics and relative plate motions.- In: „The Caribbean-South America plate boundary and regional tectonics“, Bonini, W.E., Hargraves, R.B., Shagham R. (eds.), *Mem. GSA, Special Paper* 162, 31-63.
- Carswell, D.A., O'Brien, P.J., Wilson, R.N. & Zhai, M. (1997):** Thermobarometry of phengite-bearing eclogites in the Dabie Mountains of central China.- *J. metam. Geol.*, **15**, 239-252.
- Carpenter, M.A. (1980):** Mechanism of exsolution in sodic pyroxenes.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 289-300.
- Carpenter, M.A. (1983):** Microstructures in sodic pyroxenes: Implications and applications.- *Periodico di Mineralogia - Roma*, Anno 52, 271-301.
- Carpenter, M.A. & Okay, A. (1978):** Topotactic replacement of augite by omphacite in a blueschist rock from north-west Turkey.- *Mineral. Mag.*, **42**, 435-438.
- Cawthorn, R.G. & Collerson, K.D. (1974):** The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses.- *Am. Mineral.*, **59**, 1203-1208.
- Chatterjee, N.D. (1991):** Applied mineralogical thermodynamics. Springer-Verlag, Berlin, 312 S.
- Chatterjee, N.D. & Froese, E. (1975):** A thermodynamic study of the pseudo-binary join muscovite-paragonite in the system $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O .- *Am. Mineral.*, **60**, 985-993.

- Chatterjee, N.D., Krüger, R., Haller, G. & Olbricht, W. (1998):** The Bayesian approach to an internally consistent thermodynamic database: theory, database, and generation of phase diagrams.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **133**, 149-168.
- Chatterjee, N.D., Miller, K. & Olbricht, W. (1994):** Bayes estimation: A novel approach to derivation of internally consistent thermodynamic data for minerals, their uncertainties, and correlations. Part II: Application.- *Phys. Chem. Minerals*, **21**, 50-62.
- Cho, M., Maruyama, S. & Liou, J.G. (1986):** Transition from the zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasite, Vancouver Island, British Columbia.- *J. Petrol.*, **27**, 467-494.
- Cho, M. & Liou, J.G. (1987):** Prehnite-pumpellyite to greenschist facies transition in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, B.C.- *J. Petrol.*, **28**, 417-443.
- Cobiella, J., Quintas, F., Campos, M. & Hernandez, M.M. (1984):** Geologia de la region central y suroriental de la provincia de Guantanamo.- Editorial Oriente, Santiago de Cuba, 125 S.
- Cortesogno, L., Luchetti, G. & Spadea, P. (1984):** Pumpellyite in low-grade metamorphic rocks from Ligurian and Lucanian Apennines, Maritime Alps and Calabria (Italy).- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **85**, 14-24.
- Dal Piaz, G.V. & Molin, G. (1978):** New occurrence of deerite in the Western Alps.- *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, **58**, 237-242.
- Dobretsov, N.L. (1962):** Miscibility limits and mean composition of jadeite pyroxenes.- *Doklady Akademii Nauk SSSR*, **146**, No. 3, 676-679.
- Dobretsov, N.L., Dobrezova, N.L., Millan, G. & Somin, M.L. (1987):** Eklogity Kuby: novye dannye. *Doklady AN SSSR, Ser. Geolog.*, **292**, N1, 179-184.
- Dobretsov, N.L., Lavrent'yev, Y.G. & Pospelova, L.N. (1971):** Immiscibility in Na-Ca-pyroxenes.- *Doklady Akademii Nauk SSSR*, **201**, No. 1, 179-182.

- Draper, G. & Barros, J.A. (1994):** Cuba.- In: Caribbean Geology: An introduction, Donovan, S.K., Jackson, T.A. (eds.), U.W.I. Publ. Ass. Kingston, 65-86.
- Draper, G., Nagle, F. & Renne, P.R. (1991):** Geology, structure, and tectonic development of the Rio San Juan Complex, northern Dominican Republic.- In: Geological and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola, Mann. P., Draper, G. & Lewis, J.F. (eds.), GSA Special Paper 262, 77-95.
- Dublan, L. & Alvarez, H. (eds.) (1986):** Informe final del levantamiento geológico y evaluación de minerales útiles, en escala 1: 50000, del polígono CAME I, zona Centro (unpubl.) .- CNFG: MINBAS.
- Dudek, K. & Kienast, J.R. (1989):** Deerite from Ile de Groix, Brittany, France.- Mineral. Mag., **53**, 603-612.
- Ernst, W.G. (1979):** Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic hornblende.- Mineral. Mag., **43**, 269-278.
- Eugster, H.P., Albee, A.L., Bence, A.E., Thompson, J.B. & Waldbaum, D.R. (1972):** The two-phase region and excess mixing properties of paragonite – muscovite crystalline solutions.- J. Petrol., **13**, 147-179.
- Evans, B.W. (1986):** Reactions among sodic, calcic, and ferromagnesian amphiboles, sodic pyroxene, and deerite in high-pressure metamorphosed ironstone, Siphnos, Greece.- Am. Mineral., **71**, 1118-1125.
- Evans, B.W. (1990):** Phase relations of epidote-blueschists.- Lithos, **25**, 886-901.
- Evarts, R.C. & Schiffman, P. (1983):** Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto Ophiolite, California.- Am. J. Sci., **283**, 289-341.
- Fleet, M.E. (1977):** The crystal structure of deerite.- Am. Mineral., **62**, 990-998.

- Füchtbauer, H. & Müller, G. (1977):** Sediment-Petrologie, Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine (3. Auflage).- E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 784 S.
- Gapais, D. & White, S.H. (1982):** Ductile shear bands in a naturally deformed quartzite.- Text. Microstruct., **5**, 1-7.
- Gottschalk, M. (1997):** Internally consistent thermodynamic data for rock forming minerals in the system $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$.- 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. metam. Geol., **2**, 13-31.
- Green, D.H. & Hellman, P.L. (1982):** Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressures, and comments on a garnet-phengite geothermometer.- Lithos, **15**, 253-266.
- Grevel, C, Maresch, W.V., Millan, G. & Stanek, K.P. (1996):** Deerite from the Escambray massif, Cuba.- Ber. Dt. Mineral. Ges., Beih. Z. Eur. J. Mineral., **8**, 79.
- Guidotti, C.V. (1984):** Micas in metamorphic rocks.- In: "Micas", Reviews in Mineralogy, 13, Bailey, S.W. (ed.), Mineral. Soc. America, 357-467.
- Harte, B. & Graham, C.M. (1975):** The graphical analysis of greenschist to amphibolite facies mineral assemblages in metabasites.- J. Petrol. **16**, 347-370.
- Hatten, C.W., Somin, M., Millan, G., Renne, P., Kistler, R.W. & Mattinson, J.M. (1988):** Tectonostratigraphic units of Central Cuba.- Transact. 11th. Caribbean Geol. Conf., Barbados, **35**, 1-13.

- Holland, T.J.B. (1979):** Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + H₂O, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na₂O – Al₂O₃ – SiO₂ – H₂O, with applications to eclogites and blueschists.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 292-301.
- Holland, T.J.B. (1983):** The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **82**, 214-220.
- Holland, T.J.B. (1990):** Activities of components in omphacite solid solutions.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **105**, 446-453.
- Holland, T.J.B. & Blundy, J.D. (1994):** Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Holland, T.J.B. & Powell, R. (1990):** An enlarged and updated internally consistent thermodynamic data set with uncertainties and correlations: The system K₂O – Na₂O – CaO – MgO – MnO – FeO – Fe₂O₃ – Al₂O₃ – TiO₂ – SiO₂ – C – H₂ – O₂.- *J. metam. Geol.*, **8**, 89-124.
- Holland, T.J.B. & Powell, R. (1998):** An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest.- *J. metam. Geol.*, **16**, 309-343
- Inoue, A. & Utada, M. (1991):** Pumpellyite and related minerals from hydrothermally altered rocks at the Kamikita area, northern Honshu, Japan.- *Can. Mineral.*, **29**, 255-270.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. (1971):** A guide to chemical classification of the common rocks.- *Can. J. Earth Sci.*, **8**, 523-548.
- Iturralde-Vinent, M.A. (1988):** Consideraciones generales sobre el magmatismo de margen continental de Cuba.- *Rev. Tecnologica XVIII*, (4), 17-24.
- Iturralde-Vinent, M.A. (1994):** Cuban geology: A new plate-tectonic synthesis.- *J. Petrol. Geol.*, **17**, 1, 39-70.

- Jamieson, R.A. & O'Beirne-Ryan, A.M. (1991):** Decompression-induced growth of albite porphyroblasts, Fleur de Lys Supergroup, western Newfoundland.- *J. metam. Geol.*, **9**, 433-439.
- Johannes, W. & Schreyer, W. (1981):** Experimental introduction of CO₂ and H₂O in Mg-cordierite.- *Am. J. Sci.*, **281**, 299-317.
- Jordan, T.H. (1975):** The present day motions of the Caribbean Plate.- *J. Geophys. Res.*, **80**, 4433-4439.
- Joyce, J. (1991):** Blueschist metamorphism and deformation on the Samana Peninsula; A record of subduction and collision in the Greater Antilles.- In: Geological and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola, Mann. P., Draper, G. & Lewis, J.F. (eds.), GSA Special Paper 262, 47-76.
- Joyce, J. & Aronson, J. (1987):** K-Ar ages for blueschist metamorphism on the Samana Peninsula, Dominican Republic.- In: Duque-Caro, H. (ed.), Transactions of the 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia: Bogota, Colombia, Ingeominas, 454-458.
- Kaiser, C (1997):** Multi-component evolution, age and plate-tectonic setting of high-Mg lamprophyric dikes and gabbros on Isla Margarita (Venezuela).- Dissertation, Ruhr-Universität Bochum, 237 S.
- Kienast, J.R. (1983):** Le métamorphisme de haute pression et de basse température (éclogites et schistes bleus): données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée des sédiments associés.- Thèse d'état, Université P. et M. Curie, Paris.
- Klein-Helmkamp, U. (1996):** Metamorphose und Exhumierung der niedrigtemperierten Hochdruckmetamorphite der Styra-Ochi-Einheit in Süd-Euböa, Attisch-Kykladisches Kristallin, Griechenland.- Dissertation, Ruhr-Universität Bochum, 121 S.
- Kluge, R. (1996):** Geochronologische Entwicklung des Margarita-Krustenblocks, NE Venezuela.- Dissertation, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, 196 S.

- Kohn, M.J. & Spear, F.S. (1990):** Two new barometers for garnet amphibolites with application to southeastern Vermont.- *Am. Mineral.*, **75**, 89-96.
- Krebs, M., Maresch, W.V., Schertl, H.-P. & Draper, G. (1999):** P-T-Pfade von Hochdruckgesteinen aus dem Rio San Juan Komplex (nördliche Dominikanische Republik).- *Ber. Dtsch. Mineral. Ges., Beih. Z. Eur. J. Mineral.*, **11**, 137.
- Kretz, R. (1983):** Symbols for rock-forming minerals.- *Am. Mineral.*, **68**, 277-279.
- Krogh, E.J. (1988):** The garnet clinopyroxene geothermometer: a reinterpretation of existing experimental data.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 44-48.
- Krogh, E.J., Oh, C.W. & Liou, J.G. (1994):** Polyphase and anticlockwise P-T evolution for Franciscan eclogites and blueschists from Jenner, California, U.S.A.- *J. metam. Geol.*, **12**, 121-134.
- Krückhans-Lüder, G.E. (1996):** Petrologie und Geochemie der Juan-Griego-Einheit, Insel Margarita (Venezuela).- Dissertation, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, 121 S.
- Langer, K., Lattard, D. & Schreyer, W. (1977):** Synthesis and stability of deerite, $\text{Fe}^{2+}_{12}\text{Fe}^{3+}_6\text{Si}_{12}\text{O}_{40}(\text{OH})_{10}$, and $\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Al}^{3+}$ substitutions at 15-28 kbar.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **60**, 271-297.
- Lattard, D. & Le Breton, N. (1994):** The P-T- f_{O_2} stability of deerite, $\text{Fe}^{2+}_{12}\text{Fe}^{3+}_6\text{Si}_{12}\text{O}_{40}(\text{OH})_{10}$.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **115**, 474-487.
- Leake, B.E., Wooley, 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.A., 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.- *Can. Mineral.*, **35**, 219-246.

- Luchetti, G., Cabella, R. & Cortesogno, L. (1990):** Pumpellyites and coexisting minerals in different low-grade metamorphic facies of Liguria, Italy.- *J. metamorph. Geol.*, **8**, 539-550.
- Mann, P., Draper, G. & Lewis, J.F. (1991):** An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola.- In: Geological and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola, Mann. P., Draper, G. & Lewis, J.F. (eds.), GSA Special Paper 262, 1-28.
- Maresch, W.V. (1996):** Druck-Temperatur-Zeit-Deformations-Pfade kristalliner Gesteine als interdisziplinäre Testkriterien für plattentektonische Modelle – Beispiel Karibik.- *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, **141**, 21-34.
- Maresch, W.V. & Abraham, K. (1981):** Petrography, mineralogy, and metamorphic evolution of an eclogite from the Island of Margarita, Venezuela.- *J. Petrol.*, **22**, 337-362.
- Massonne, H.-J. (1991):** High-pressure, low-temperature metamorphism of pelitic and other protholiths based on experiments in the system $K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$.- Habilitationsschrift, Fakultät für Geowissenschaften, Ruhr-Universität Bochum, 172 S.
- Massonne, H.-J. & Schreyer, W. (1987):** Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with k-feldspar, phlogopite, and quartz.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 212-224.
- Massonne, H.-J. & Szpurka, Z. (1997):** Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the system $K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ and $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$.- *Lithos*, **41**, 229-250.
- Matthes, S., Richter, P. & Schmidt, K. (1975):** Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. IX. Petrographie, Geochemie und Petrogenese der Eklogite des Münchberger Gneisgebietes.- *N.Jb. Mineral. Abh.*, **126**, 45-86.

- Melson, W.G., Vallier, T.L., Wright, T.L., Byerly, G. & Nelen, J. (1976):** Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic, and Indian Ocean sea-floor spreading centers.- In: „The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin“, Washington D.C., Am. Geophys. Union, 351-367.
- 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.
- Meschede, M. & Frisch, W. (1998):** A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate.- Tectonophysics, **296**, 269-291.
- Millan, G (1981):** Geologia del macizo metamorfoico de la Isla de la Juventud.- Ciencias de la Tierra y Espacio, **3**, 5-22.
- Millan, G. & Somin, M.L. (1976):** Agunas consideraciones sobre la metamorfitas cubanas.- Academia de Ciencias de Cuba, serie geologica, **27**, 21 S.
- Millan, G. & Somin, M.L. (1985):** Contribucion al conocimiento geologico de las metamorfitas del Escambray y del Purial.- Academia Scienc. Cuba, La Habana, 74 S.
- Millan, G. & Somin, M.L. (1987):** Lithologia, estratigrafia, tectonica y metamorfismo del macizo del Escambray .- Instituto de Geologia y Paleontologia, Editorial Academia, 104 S.
- Morikiyo, T. (1984):** Carbon isotopic study on coexisting calcite and graphite in the Ryoke metamorphic rocks.- Contrib. Mineral. Petrol., **87**, 251-259.
- Morimoto, N. (1989):** Nomenclature of pyroxenes.- Can. Mineral., **27**, 143-156.
- Morrison, G.W. (1980):** Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. Lithos, **13**, 97-108.
- Muir Wood, R. (1979):** The iron-rich blueschist facies minerals: I. Deerite.- Mineral. Mag., **43**, 251-259.

- Nagy, E. (1983):** Ensayo de las zonas estructuro-faciales de Cuba oriental.- in Nagy, E. (ed.): Contribucion a la geologia de Cuba oriental. La Habana: Editorial Cient.- Tecnica, 9-16.
- Newton, R.C. & Haselton H.T. (1981):** Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer.- In: Thermodynamics of Minerals and Melts (eds. Newton, R.C., Navrotsky, A. & Wood, B.J.), Cambridge University Press, New York, 244-298.
- Nisbet, E.G. & Pearce, J.A. (1977):** Clinopyroxene compositions in mafic lavas from different tectonic settings.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 149-160.
- Nowlan, E.U., Schertl, H.-P. & Schreyer, W. (2000):** Garnet-omphacite-phengite thermobarometry of eclogites from the coesite-bearing unit of the southern Dora-Maira Massif, Western Alps.- *Lithos*, **52**, 197-214.
- Oh, C.W. (1992):** The petrogenetic relationship among high-P/T metamorphic facies including the eclogite and epidote-amphibolite facies in model basaltic system. *J. Geol. Soc. Korea*, **28**, 298-313.
- Pearce J.A. & Cann, J.R. (1971):** Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti; Zr and Y.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**, 339-349.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R. (1973):** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290-300.
- 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.
- Perfit, M.R., Gust, D.A., Bence, A.E., Arculus, R.J. & Taylor, S.R. (1980):** Chemical characteristics of island arc basalts: implications for mantle sources.- *Chem. Geol.*, **30**, 277-356.

- Pindell, J.L. (1993):** Regional Synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution.- In: Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region, Pindell, J.L. (ed.), GCSSEPM Foundation 13th Ann. Res. Conference, 251-274.
- Pindell, J.L. & Barrett, S.F. (1990):** Geologic evolution of the Caribbean region: A plate tectonic perspective.- In: The Caribbean region, Dengo, G. & Casey, J. (eds.), GSA vol. H, 405-432.
- Piotrowska, K. (1993):** Interrelationship of the terranes in western and central Cuba.- Tectonophysics, 220, 273-282.
- Poli, S. (1993):** The amphibolite-eclogite transformation - an experimental study on basalt.- Am. J. Sci., 293, 1061-1107.
- Pouchou, J.L. & Pichoir, F. (1984):** Un nouveau modèle de calcul pour la microanalyse quantitative par spectrométrie de rayons X.- Rech. Aérospatiale, 3, 167-192.
- Powell, R. (1985):** Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. J. metam. Geol., 3, 327-342.
- Pszczolkowski, A., Piotrowska, K., Mycynski, R., Piotrowski, J., Skupinski, A., Grodzicki, J., Danilewski, D. & Haczewski, G. (1975):** Texto explicativo del mapa geologico a escala 1:25000 de la provincia Pinar del Rio (unpubl.).-CNFG, Acad. Cienc. Cuba.
- Reinecke, T. (1987):** Manganoan deerite and calderitic garnet from high-pressure metamorphic Fe-Mn-rich quartzites on Andros Island, Greece.- Mineral. Mag., 51, 247-251.
- Rollinson, H.R. (1993):** Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation.- New York, John Wiley & Sons, 352 S.

- Ross, M.I. & Scotese, C.R. (1988):** A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region.- *Tectonophysics*, **155**, 139-168.
- Rowe, D.W. & Snoke, A.W. (1986):** North coast schist group, Tobago, West Indies: important constraints on tectonic models for the southeastern Caribbean region.- *Geol. Soc. Am. Abstr.*, **18**, 734.
- Schliestedt, M. (1980):** Phasengleichgewichte in Hochdruckgesteinen von Sifnos, Griechenland.- Dissertation, Braunschweig, unveröff., 142 S.
- Seki, Y., Aiba, M. & Kato, C. (1960):** Jadeite and associated minerals of metagabbroic rocks in the Sibukawa district, Central Japan.- *Am. Mineral.*, **45**, 668-679.
- Somin, M.L., Arakeljan, M.M. & Kolesnikov, E.M. (1992):** Vozrast i tektoniceskoje znamenije vysokobariceskich metamorficeskich porod Kuby.- *Izvestija AN Rossija, Ser. Geol.*, N3, 91-104.
- Somin, M.L. & Millan, G. (1974):** Nekotorye tschoroty struktury mezozoiskich metamorfitscheskich tol'sch Kuby.- *Geotektonika*, **5**, 19-30.
- Somin, M.L. & Millan, G. (1981):** Geologija metamorficeskich kompleksov Kuby.- Moskva: Isdat. Nauka, 219.
- Souček, J. (1989):** Eclogites and glaucophane schists of the Sierra de Escambray, Cuba.- *Terra Abstracts*, **1**, 23.
- Spear, F.S. (1993):** Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time path.- *Mineral. Soc. Am. Mono. Ser.* 1, 799 S.
- Stanek, K. P. (1998):** Geotektonische Entwicklung der nordwestlichen Karibik - Abriß der Geologie von Kuba.- Habilitationsschrift, Freiberg, 145 S.
- Stanek, K.P. , Cobiella, J., Maresch, W.V., Millan, G., Grafe, F. & Grevel, Ch. (2000):** Geological development of Cuba.- *Z. angew. Geol.* (im Druck).

- Stanik, E., Manour, J., Ching, R. (eds.) (1981):** Levantamiento Escambray I. Informe de los levantamientos geologicos, geoquimicos y trabajos geofisicos, realizados en la parte sur de Cuba central en las provincias Cienfuegos, Santi Spiritus y Villa Clara.- Centro del Fondo Geologico Nacional, La Habana (unpubl.).
- Stöckhert, B., Maresch, W.V., Toetz, A., Kluge, R., Krückhans-Lueder, G., Kaiser, C., Aguilar, V., Laupenmühlen, S., Piepenbreier, D. & Wiethe, I. (1994):** Tectonic history of Isla Margarita, Venezuela - A record of a piece of crust close to an active plate margin.- *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, 485-498.
- Stöckhert, B., Maresch, W.V., Brix, M., Kaiser, C., Toetz, A., Kluge, R., Krückhans-Lueder, G. (1995):** The crustal history of Margarita Island (Venezuela) in detail: A constraint on the Caribbean plate-tectonic scenario.- *Geology*, **23**, 787-790.
- Streckeisen, A. (1980):** Classification and nomenclature of igneous rocks.- *Earth Sci. Rev.*, **12**, 1-33.
- Triboulet, C. (1992):** The (Na-Ca)amphibole-albite-chlorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-N-H₂O. 1. An empirical calibration.- *J. metam. Geol.*, **10**, 545-556.
- Tröger, W.E. (1969):** Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband.- E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 822 S.
- Tröß, S. (1998):** Petrologie und Thermobarometrie von Marmor und Karbonatglimmerschiefern im Escambraygebirge (Kuba).- unveröffentlichte Diplomarbeit, Ruhr-Universität Bochum, 58 S.
- Ungethüm, H. (1965):** Eine neue Methode zur Bestimmung von Eisen(II) in Gesteinen und Mineralen, insbesondere auch in bitumenhaltigen Proben.- *Z. Angew. Geol.*, **11**, 500-505.
- Vidal, O., Parra, T. & Bousquet, R. (1999):** Chlorite-phengite thermobarometry.- *J. Conf. Abs.*, **4**, 713.

- Vernie, P., Kienast, J.R., Mével (1986):** The occurrence of deerite in highly oxidizing conditions within the “schistes lustrés” of Eastern Corsica.- *J. metam. Geol.*, **4**, 385-399.
- Vasiljev, E. & Arcial, F. (eds) (1989):** Informe del levantamiento geológico y búsqueda a escala 1:50000 del polígono CAME II, Norte Las Villas II, Jibaro Baez (unpubl.).- CNFG: MINBAS.
- Waters, D.J. & Martin, H.N. (1993):** Geobarometry of phengite-bearing eclogites.- *Terra Abstracts*, **5**, 410-411.
- Will, T.M. (1998):** Phase equilibria in metamorphic rocks: thermodynamic background and petrological applications. Springer-Verlag, Berlin, 315 S.
- Willner, G., Willner, A.P., Maresch, W.V. & Schreyer, W. (1995):** Metamorphic evolution of low-grade alkali-amphibole-bearing assemblages of the Mt. Hibernia Schists, Jamaica.- *Ber. Dtsch. Mineral. Ges., Beih. Z. Eur. J. Mineral.*, **7**, 267.
- Wilson, M. (1989):** Igneous petrogenesis – a global tectonic approach.- Chapman & Hall, London-NewYork, 466 S.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1977):** Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 459-469.
- Worthing, M.A. (1987):** Deerite from Papua New Guinea.- *Mineral. Mag.*, **51**, 689-694.

Mineralabkürzungen

Verwendete Abkürzungen für Minerale und Mineralgruppen (in alphabetischer Reihenfolge)
in Anlehnung an Kretz (1983) und Spear (1993)

Ab	Albit	Ilm	Ilmenit
Act	Aktinolith	Jd	Jadeit
Adr	Andradit	Kfs	Kalifeldspat
Ae	Ägirin	Krb	Karbonatmineral
Alm	Almandin	Lmt	Laumontit
Aln	Allanit	Lws	Lawsonit
Amp	Amphibol	Mag	Magnetit
An	Anorthit	Ms	Muskovit
Ap	Apatit	Omp	Omphacit
Aug	Augit	Pg	Paragonit
Bt	Biotit	Phe	Phengit
Cal	Calcit	Pl	Plagioklas
Ccp	Chalkopyrit	Pmp	Pumpellyit
Chl	Chlorit	Prg	Pargasit
Cld	Chloritoid	Prh	Prehnit
Cpx	Klinopyroxen	Prp	Pyrop
Czo	Klinozoisit	Py	Pyrit
Dee	Deerit	Qtz	Quarz
Di	Diopsid	Rt	Rutil
Dol	Dolomit	Spl	Spinell
Ed	Edenit	Sps	Spessartin
Ep	Epidot	Stp	Stilpnomelan
Gln	Glaukophan	St	Staurolith
Gr	Graphit	Tc	Talk
Grs	Grossular	Tr	Tremolit
Grt	Granat	Ts	Tschermakit
Hbl	Hornblende	Ttn	Titanit
Hd	Hedenbergit	Tur	Turmalin
Hem	Hämatit	W, H ₂ O	Wasser
Hgl	Hellglimmer	Zo	Zoisit
		Zrn	Zirkon

Danksagung

Diese Arbeit wurde von Herrn Prof. Dr. W.V. Maresch betreut und zunächst am Institut für Mineralogie an der Westfälischen Wilhelms Universität in Münster begonnen und am Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik der Ruhr-Universität Bochum fortgesetzt.

Bei Herrn Prof. Dr. Walter Maresch möchte ich mich für die herzliche Aufnahme und Integration in seine Arbeitsgruppe in Münster bedanken. Besonders herzlich bedanke ich mich für die Diskussionsbereitschaft, die vielen Anregungen und die Unterstützung während der doch recht langen Arbeit.

Herrn PD Dr. Klaus Stanek danke ich für die fachkundigen Führungen und Diskussionen während der Geländearbeiten auf Kuba. Auch die Einführungen zur Thematik Kubas beziehungsweise der Karibik waren eine wertvolle Hilfe – alle Namen der Einheiten, Störungszonen, Gräben, Rücken und Becken waren für mich „karibische Dörfer“. Darüberhinaus bedanke ich mich für die Karten und Abbildungen, Informationen und Diskussionen – manchmal fehlte mir nur eine Legende!

Mi más sincero agradecimiento al Dr. G. Millán por su gran ayuda al realizar el trabajo de campo en Cuba. Muchas gracias por explicarme las rocas de tu Escambray - creo que conoces cada roca de este área. Espero que nos volvamos a ver.

Ein ganz herzliches Dankeschön geht auch an die Adresse meines Mitstreiters Friedemann Grafe. Vielen Dank für die Diskussionen, Daten, Telefongespräche, E-Mails und Dein Interesse an meiner Arbeit. Diese Liste ließe sich endlos fortsetzen, ich hoffe auch unsere Freundschaft.

Bei Herrn Prof. Dr. Sumit Chakraborty möchte ich mich für die Übernahme des Zweitgutachtens bedanken; gerade in der Endphase meiner Arbeit gab er mir noch einmal den richtigen Schwung, es nun endlich zu schaffen.

Herrn Prof. Dr. T. Schmitt danke ich für die nahezu spontane Übernahme des fachfremden Gutachtens – ich weiß nicht, ob ich die zweite, dritte oder vierte Kandidatin bin, die um ein Gutachten gebeten hat.

Ganz herzlich bedanken möchte ich mich bei den beiden Präparatoren-Teams der mineralogischen Institute in Münster und Bochum, die vor der großen Anzahl Proben nicht zurückschreckten, nicht nur hervorragende Schlifflinge hergestellt haben, sondern auch immer ein freundliches Wort übrig hatten.

Ebenso herzlich danke ich Dr. Michael Enders für die Einführung und Betreuung an der Sonde in Münster und Herrn Dr. H.-J. Bernhardt für die Betreuung an der Sonde in Bochum. Ich habe

so viele Messungen durchgeführt – es muß mir sehr viel Spaß bereitet haben. An dieser Stelle möchte ich mich auch bei Dominik Speer bedanken, der für mich die Elementverteilungsbilder des Amphibols aus dem „berühmten“ Deerit-Quarzit aufgenommen hat.

Für die Durchführung der geochemischen Gesamtgesteinsanalysen danke ich Herrn Dr. Thomas Fockenberg und Kirsten Zimmermann. Beide haben stets Interesse an meiner Arbeit gezeigt. Darüberhinaus möchte ich Thomas und seiner Freundin Anne für ihre Freundschaft und ihr Verständnis danken.

Sowohl für die fotografischen Arbeiten als auch die Unterstützung bei der Anfertigung von Dünnschliffaufnahmen möchte ich mich ganz herzlich bei Frau A. Fischer bedanken. Frau R. Lehmann gab mir viele wertvolle Tips zum Layout meiner Folien und Abbildungen.

Herrn Dr. M. Carpenter danke ich für die TEM-Analysen der Klinopyroxene – ich denke die Daten haben es verdient, noch publiziert zu werden!

Schließlich möchte ich mich bei Herrn Dr. D. Carswell bedanken, der mir nach sehr kurzer Zeit meine Fragen beantwortet hat, aber sehr lange auf eine „Danke schön“ meinerseits warten mußte.

Mein besonderer Dank gilt meiner Zimmerkollegin Dr. Natalia Balcázar, die insbesondere in der letzten Zeit sehr viel Rücksicht genommen hat, mir dafür aber um so mehr Verständnis entgegengebracht hat – Muchas Gracias!

Nicht vergessen darf ich die anderen wissenschaftlichen und nichtwissenschaftlichen MitarbeiternInnen, Studierenden und Freunde an den Instituten für Mineralogie der Universitäten Münster und Bochum. Dr. Rolf Kluge, Dr. Johannes Glodny, Dr. Sven Sindern, Heidi Bayer und Iris Weber, um nur einige zu nennen, haben mich in Münster hervorragend auf- und Dr. Hans-Peter Schertl, Dr. Olaf Medenbach, Dr. Michael Burchard, Wolf-Achim Kahl und Martin Krebs haben mich dann wieder in Bochum hervorragend zurückgenommen. Irgendwie scheint es mir auch, daß ich mich von Euch nicht mehr trennen konnte.

Ein besonderes Dankeschön geht auch an Uschi, die über viele Kilometer hinweg den Kontakt aufrecht erhalten hat, und mich bei meiner Arbeit unterstützt hat. Ich habe Dich vermißt.

Schließlich möchte ich es nicht versäumen, mich bei Linda zu bedanken, die sich nicht nur ganz toll um unseren Sohn gekümmert hat, sondern auch für mich immer ein offenes Ohr und eine Umarmung hat und hatte.

Einen noch größeren Anteil an der Erziehung unseres Sohnes haben meine Eltern. Ich möchte Euch nicht nur aber auch dafür ganz besonders herzlich danken.

Womit ich dann bei meiner kleinen Familie angekommen bin. Es ist nicht viel Zeit übrig geblieben für diese kleine Familie. Ich freue mich auf Euch. Und Klaus Danke, es war nicht das erste Mal, aber ich verspreche Euch – noch einen Titel gibt es nicht.

Abschließend danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die dieses Projekt finanzierte.

Lebenslauf

Persönliche Daten

Name	Christiane Grevel, geb. Beckmann
Geburtsdatum	07.11.1966
Geburtsort	Essen-Werden
Staatsangehörigkeit	deutsch
Familienstand	verheiratet mit Dr. Klaus-Dieter Grevel, ein Sohn, Stephan Matthias Grevel, geb. am 30.01.1997
Anschrift	Horsthauser Straße 24 D-44628 Herne
Eltern	Ursula Beckmann, geb. Hillers und Wolfgang Beckmann

Ausbildung

August 1973 – Juni 1977	Besuch der Johannes-Grundschule in Bottrop-Kirchhellen
August 1977 – Juni 1986	Besuch des Heisenberg-Gymnasiums in Gladbeck
Oktober 1986	Beginn des Studiums der Mineralogie an der Ruhr-Universität Bochum
22. August 1991	Vordiplom im Fach Mineralogie
25. Februar 1994	Diplom im Fach Mineralogie bei Herrn Prof. Schreyer Thema der Diplomarbeit: Verteilung der Seltenen Erdelemente in Hochdruckgesteinen des Dora-Maira Massivs, Westalpen
Oktober 1994	Beginn der Dissertation im Fach Mineralogie an der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster

Berufliche Tätigkeiten

Okt. 1990 – Dez. 1990 und Sept. 1991 – März 1994	studentische Hilfskraft am Institut für Mineralogie, Ruhr-Universität Bochum
April 1994 – Sept. 1994	wissenschaftliche Hilfskraft am Institut für Mineralogie, Ruhr-Universität Bochum
Okt. 1994 – Sept. 1996	wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Mineralogie, Westfälische Wilhelms-Universität Münster
Oktober 1996 – März 1997 und Juli 1997 – Jan. 1998	wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Mineralogie, Ruhr-Universität Bochum
Seit Januar 2000	wissenschaftliche Hilfskraft am Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik, Ruhr-Universität Bochum