



universität
wien

MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

„Petrologische und geochemische Untersuchungen an
Erdmantelxenolithen aus Rio Negro Provinz, Argentinien“

verfasst von / submitted by

Martha Papadopoulou, B.Sc.

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of
Master of Science (M.Sc.)

Wien, 2016 / Vienna 2016

Studienkennzahl lt. Studienblatt /
degree programme code as it appears on
the student record sheet:

A 066 815

Studienrichtung lt. Studienblatt /
degree programme as it appears on
the student record sheet:

Masterstudium Erdwissenschaften UG2002

Betreut von / Supervisor:

Ao. Univ. Prof. Dr. Theodoros Ntaflos

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis.....	I-II
Danksagung	III
Abbildungsverzeichnis	V-XIII
Tabellenverzeichnis.....	XIV-XV
Abstract	XVI-XVII
Zusammenfassung.....	XVIII-XIX
1. Einführung	1-8
1.1 Gliederung des Erdinneren	1-2
1.2 Der Erdmantel.....	2-4
1.3 Erdmantelxenolithe	4-5
1.4 Metasomatose	5-8
1.4.1 Allgemein	5-6
1.4.2 Erdmantelmetasomatose	6-8
2. Geographie.....	9-12
2.1 Geographie Patagoniens	9-10
2.2 Geographie von Comallo	10-12
3. Geologie.....	13-22
3.1 Geologie Patagoniens.....	13-15
3.2 Vulkanische Aktivität	15-18
3.3 Geologie des Nordpatagonischen Massivs	18-20
3.4 Die Basalttypen von Comallo	21-22
4. Analytische Methoden	23-29
4.1 Probenauswahl	23
4.2 Optische Durchlichtmikroskopie	23
4.3 Bestimmung der modalen Zusammensetzung	23-24
4.4 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA).....	24-26
4.4.1 Probenvorbereitung	25
4.4.2 Bestimmung des Glühverlustes.....	25
4.4.3 Präparation von Schmelzpillen.....	25-26
4.4.4 Präparation von Presspillen	26
4.5 Induktiv gekoppeltes Plasma-Massenspektrometer (ICP-MS).....	26-27
4.5.1 Probenvorbereitung	26-27
4.6 Elektronenstrahlmikrosonde (EMS).....	27-28
4.7 Laser Ablation induktiv gekoppeltes Plasma-Massenspektrometer (LA-ICP-MS)	29
5. Modalbestand.....	30-33
6. Petrographie.....	34-45

INHALTSVERZEICHNIS

6.1 Allgemeine petrographische Merkmale	34-44
6.2 Detaillierte petrographische Merkmale	44-45
7. Mineralchemismus	46-139
7.1 Olivin.....	46-55
7.2 Orthopyroxen	56-60
7.3 Klinopyroxen	61-87
7.4 Spinell	88-104
7.5 Amphibol.....	105-109
7.6 Feldspäte.....	110-112
7.7 Oxide	113-114
7.8 Sulfide.....	115-118
7.9 Glas	119-139
8. Geochemie	140-165
8.1 Gesamtgesteinsanalysen.....	140-152
8.2 Spuren- und Seltenen Erden Elemente an Mineralen via LA-ICP-MS	153-165
9. Geothermometrie	166-169
10. Diskussion.....	170-195
10.1 Hinweise über den Charakter des lithosphärischen Mantels unterhalb Comallo.....	171-175
10.2 Hinweise auf metasomatische Prozesse	176-181
10.3 Geochemische Prozesse in dem lithosphärischen Erdmantel unterhalb Comallo...	182-183
10.4 Die Besonderheiten der Probe Com 107.....	184-195
11. Conclusio	196
12. Literatur	197-207
Anhang.....	208-228
Anhang I: Detaillierte petrographische Merkmale	208-222
Anhang II: Tabellen der Probe Com 107	223-228

Danksagung

Diese Arbeit beträgt einen Teil des Forschungsprojekts „The geochemical and petrological evolution of the lithospheric mantle beneath Patagonia, Argentina“ und wurde vom Österreichischen Wissenschaftsfond (FWF grant P 23557) gefördert.

Als erstes möchte ich mich bei meinem Betreuer, Prof. Theodoros Ntaflos, für seine endlose Hilfe, seine Geduld und seine konstruktive Kritik bedanken, die mir ermöglichen diese Arbeit zu realisieren. Durch seine wissenschaftliche Leidenschaft, war es möglich jede Herausforderung zu überwinden.

Ein besonderer Dank gilt Prof. Ernesto Bjerg (Instituto Geológico del Sur, CONICET-UNS) und seiner Frau Prof. Silvia Castro für den herzlichen Empfang und die Gastfreundlichkeit, die ich während meines Aufenthaltes in Argentinien erfahren durfte! Danke auch an Prof. Michel Grégoire (Paul Sabatier University) und Prof. Christoph Hauzenberger (Karl-Franzens-Universität Graz) für ihre Betreuung, während der LA-ICP-MS Analysen sowie Franz Kiraly (Universität Wien) für die Betreuung bei der EMS.

Ebenfalls bedanke ich mich herzlich bei meinen Studienkollegen Olesya Kolosova-Satlberger, Astrid Janisch und Peter Proßegger für die endlosen wissenschaftlichen, und nicht nur, Diskussionen und Auseinandersetzungen, durch denen ich viel kluger geworden bin! Die unzähligen Stunden auf der Uni und die Vorlesungen wären ohne eure Anwesenheit deutlich langweiliger gewesen! Danke auch an Andrea Mundl für die große Hilfe bei dem analytischen Teil sowie für die zahlreichen Anregungen! Diese Arbeit wäre nicht so reibungslos imstande gekommen ohne meine Korrekturleser, Angelika Kern, Kathrin und Daniel Dolejsi und Wencke Wegner. Eure Hilfe und Einsatz waren echt großartig! Ein besonderer Dank gilt auch Florencia Gargiulo sowohl für die schöne Zeit, die ich mit ihr in Argentinien verbringen durfte, aber am meisten dafür, dass durch die Liebe zur Geologie so eine wunderbare Freundschaft entstanden ist!

Bei meinem Freund Bernhard möchte ich mich ganz herzlich für seine endlose Geduld und seine Hilfe bedanken, und vor allem, dass er mich die ganze Zeit über unterstützt und ertragen hat, was nicht immer so einfach war. Danke, dass du immer für mich da bist!

Mein größter Dank gilt meinen Eltern, Maria und Angelos sowie meinem Bruder Ilias, die immer an mich geglaubt haben und mich bei jeder Möglichkeit und mit allen Mitteln unterstützt haben. Ohne ihre Liebe und Geduld wäre ich gar nicht so weit gekommen.

Abbildungsverzeichnis

Abb.1.1.1: Aufbau des Erdinneren.....	1
Abb.1.2.1: Struktur des Erdmantels	3
Abb.1.2.2: Entwicklungspfad lherzolitischer Ausgangsgesteine während partieller Aufschmelzung, nach Brown & Mussett [1993].....	3
Abb.1.2.3: (a) Subsolidus Phasenübergänge in Lherzoliten mit den entsprechenden Al-Stabilitätsfeldern, nach Wylie [1981]; (b) Reaktionsgleichungen der Phasenübergänge der peridotitischen Mineralparagenesen, nach Wilson [1989]	4
Abb.1.3.1: Typisches Erscheinungsbild von Erdmantelxenolithen aus Comallo, N. Patagonien; Foto von Prof. Ernesto Bjerg	4
Abb.1.3.2: Stabilitätsfelder der Mantelparagenese definiert durch Druck- und Temperaturbedingungen, nach Condie [2005].....	5
Abb.2.1.1: Geographische Karte Patagoniens.....	9
Abb.2.2.1: Satellitenbild der Rio Negro Provinz in Patagonien; Quelle: Google TM Earth	10
Abb.2.2.2: Satellitenbild des Untersuchungsgebietes im Vergleich zum Dorf Comallo; Quelle: Google TM Earth.....	11
Abb.2.2.3: Panoramablick auf das Tal, aufgenommen am Schlackenkegel mit O-SO Blickrichtung; Foto von Prof. Ernesto Bjerg	11
Abb.2.2.4: Satellitenbild mit der Lage des Schlackenkegels („cinder cone“) sowie die damit verwandten „lava flows“; der gelbe Stern markiert die Lage der Comallo Proben aus diesen „lava flows“; Quelle: Google TM Earth; bearbeitet bei Prof. Ernesto Bjerg.....	11
Abb.2.2.5: Der Bereich aus dem die Comallo Proben gesammelt worden sind; die „lava flows“ liegen im nördlichen Bereich des Tals und sind vermutlich aus dem Schlackenkegel im Süden entstanden; der Bereich liegt auf 870m Höhe; Foto von Prof. Ernesto Bjerg	12
Abb.3.1.1: Unterteilung Patagoniens in zwei kratonische Bereiche, nach Pankhurst [2006] .	13
Abb.3.1.2: Schematische Rekonstruktion von SW Gondwana im späten Paläozoikum; (a) Im frühen Karbon war das Nordpatagonische Massiv schon ein Teil des Superkontinents, während sich das Deseado Massiv, als unabhängiges Terrain, südlich von Gondwana befand; (b) Kollisionsphase im mittleren Karbon – frühen Perm, Modell nach Pankhurst [2006]	14
Abb.3.1.3: (a) Schematische Rekonstruktion Patagoniens im Paläozoikum; das Deseado Massiv ist durch eine Subduktionszone von dem Nordpatagonischen Massiv und dem Rest Südamerikas abgetrennt, Modell basiert auf Frutos & Tobar [1975]; (b) Schematische Abbildung, die die allochthone Herkunft Patagoniens erklärt; nach diesem Modell von Ramos [1984, 1986] war gesamt Patagonien von dem Rest Südamerikas, durch einen paläozoischen magmatischen Bogen im Norden abgetrennt	15

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb.3.2.1: Unterteilung Patagoniens in Bezug auf die vulkanische Aktivität, nach Bjerg et al. [2005]	15
Abb.3.2.2: Unterteilung der jüngeren patagonischen Alkalibasalte in kratonische und „transitional“, nach Stern et al. [1990]	18
Abb.3.3.1: Darstellung der Rio Negro Provinz in Patagonien (mit rosa), der Meseta de Somún Cura (mit blau) sowie ein kleineres Gebiet, indem sich Comallo befindet (mit gelb); bearbeitet durch Prof. Ernesto Bjerg.....	19
Abb.3.3.2: Geologische Karte und stratigraphische Tabelle aus dem Bereich Hoha 4169-III, ingeniero Jacobacci; im schwarzen Kreis ist die Lage von Comallo markiert; Prof. Ernesto Bjerg, persönliche Kommunikation	20
Abb.3.4: Chemische Klassifikation der Xenolith-führenden Basalte aus Comallo, nach Le Maitre et al. [1989].....	21
Abb.4.1: Die Proben auf der Heizplatte während der Vorbereitung für ICP-MS Analysen.....	27
Abb.4.2: Die Elektronenstrahlmikrosonde Cameca SX100 der Universität Wien	28
Abb.5.1: Klassifikation der Erdmantelxenolithen aus Comallo, nach Streckeisen [1974].....	31
Abb.5.2: Korrelation des, durch die Methode der Kleinsten Quadrate und des „Point Counters“ ermittelten Modalgehaltes von Olivin, Ortho- und Klinopyroxenen; aufgezeichnet sind nur Proben an denen beide Methoden anwendbar sind	32
Abb.6.1: Charakteristisches Bild der Probe Com 108_b1 mit tabular equigranularem Gefüge mit (a) parallelen (N//) und (b) gekreuzten (N+) Nicols	34
Abb.6.2: Charakteristisches Bild der Probe Com 118 mit mosaic equigranularem Gefüge mit (a) N// und (b) N+	35
Abb.6.3: Dünnschliffaufnahme von tripelpunkten unter N+ der Proben (a) Com 137 und (b) Com 139	35
Abb.6.4: Charakteristisches Bild mit protogranularem Gefüge der Probe Com 103; (a) mit N//, (b) mit N+	36
Abb.6.5: Dünnschliffaufnahme der Probe Com 147 mit dem Übergang von mosaic equigranular zu protogranularem Gefüge unter (a) N// und (b) N+	36
Abb.6.6: „kink-bands“ an OI-Kristallen der Probe (a) Com 137 und (b) Com 146; das Phänomen ist nur mit N+ sichtbar.....	37
Abb.6.7: OI-Kristalle, die die undulöse Auslösung zeigen aus den Proben (a) Com 131 und (b) Com 146; das Phänomen ist nur mit N+ sichtbar	37
Abb.6.8: Mikroskopfotos von Opx-Entmischungslamellen in Cpx, (a) mit N//, (b) mit N+ der Probe Com 118	38
Abb.6.9: (a) BSE Foto einer Ader, die eine in das Gestein eingedrungene Schmelze ist; durch Reaktion mit der Schmelze sind sekundär OI, Cpx, Gl, sowie Pl entstanden; aus der Com 118, (b) die Ader zieht sich durch die gesamte Probe; durch die Interaktion mit den	

primären Phasen, kam es zur Neubildung von OI, PI und GI sowie zur Rekristallisation der Ränder primärer Olivine; BSE Foto aus der Com 142	38
Abb.6.10: (a) Bildung von PI in einer Schmelz-Ader, die die Probe Com 142 durchquert; (b) Vergrößerung der neugebildeten PI-Kristalle aus der (a) Abbildung; die Dünnschliffaufnahmen sind mit N+	39
Abb.6.11: BSE Foto von der Entstehung eines „spongy“ Randes, durch die Reaktion von primären Cps mit einer Schmelze in Probe Com 107	39
Abb.6.12: (a) Dünnschliffaufnahme eines Sp umgeben von einem Reaktionssaum unter N+; (b) BSE Foto eines Sp umgeben von sekundären Phasen, die dem Reaktionssaum entsprechen; beide Fotos aus der Probe Com 107.....	40
Abb.6.13: Dünnschliffaufnahmen unter N// von Amph innerhalb eines Reaktionssaumes oder eines „melt pockets“; (a) bei der Probe Com 105 ist der ursprüngliche Amph-Kristall größtenteils noch vorhanden und enthält einen Sp-Einschluss; (b) in der Probe Com 104 hingegen, befinden sich Amph- und Sp-Relikte in einem „melt pocket“, umgeben von sekundären Phasen	40
Abb.6.14: (a) BSE Foto eines Amph-Reliktes in „melt pocket“; das „melt pocket“ entsteht hauptsächlich aus sekundärem Cpx; aus der Com 138, (b) BSE Foto eines Amph in einem Reaktionssaum; der Amph-Kristall hat mit einer Schmelze oder Fluid reagiert, was zur Entstehung von sekundärem OI, Cpx, Sp sowie GI führte; aus der Com 105	41
Abb.6.15: Dünnschliffaufnahmen unter N// von Amph-Relikten, die in Cpx eingeschlossen sind (Com 102).....	42
Abb.6.16: Amph-Kristall mit doppelter Spaltbarkeit unter (a) N// und (b) N+ der Probe Com 131	42
Abb.6.17: BSE Fotos von ausgelösten Phlogopit-Kristallen, die hauptsächlich durch sekundären OI, Cpx und GI ersetzt worden sind; (a) Com 116, (b) Com 145	43
Abb.6.18: BSE Fotos von sekundären und akzessorischen Phasen; (a) in dem Reaktionssaum zwischen Cpx und Amph aus der Probe Com 119; (b) in dem Reaktionssaum um Cpx aus der Probe Com 131	43
Abb.6.19: (a) Dünnschliffaufnahme eines zweiphasigen Sulfids mit Auflicht; (b) BSE Foto des gleichen Sulfids; aus der Probe Com 143.....	44
Abb.7.1.1: Unterteilung der Comallo Proben in zwei Gruppen anhand des Fo-Gehaltes von primären Olivinen; der rosa Bereich entspricht der Sp-Harzburgit und Sp-Lherzolit Gruppe (Gruppe 1), während der grüne Bereich die Dunite, Wehrlite und OI-Websterit Gruppe (Gruppe 2) repräsentiert; geplottet wurden vier Hauptelemente in Gew.% gegen Fo-Gehalt%; Symbole wie in Abb.5.1	49
Abb.7.2.1: Einteilung der analysierten Orthopyroxene anhand ihrer En-, Fs- und Wo-Anteile im Enstatit-Feld, nach Morimoto et al. [1988]; Symbole wie in Abb.5.1	57

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb.7.2.2: Unterteilung der primären Orthopyroxene der Comallo Proben anhand ihrer Mg#; geplottet wurden vier Hauptelemente gegen die Mg#; Bereiche wie in Abb.7.1.1; Symbole wie in Abb.5.1.....	57
Abb.7.3.1: Einteilung der analysierten Klinopyroxene anhand ihrer En-, Fs- und Wo-Anteile im Diopsid-Feld, nach Morimoto et al. [1988]; Symbole wie in Abb.5.1.....	62
Abb.7.3.2: Unterteilung der primären Klinopyroxene der Comallo Proben anhand ihrer Mg#; geplottet wurden sechs Hauptelemente gegen die Mg#; Bereiche wie in Abb.7.1.1; Symbole wie in Abb.5.1.....	65
Abb.7.4.1: Unterteilung der primären Spinelle der Comallo Proben anhand ihrer Cr#; geplottet wurden zwei Hauptelemente gegen die Cr#; Bereiche wie in Abb.7.1.1; Symbole wie in Abb.5.1.....	91
Abb.7.4.2: Das Verhältnis von Fo% in Olivin und der Cr# in Spinell aller Comallo Proben in Bezug auf den „Olivine-Spinel Mantle Array“, nach Arai [1994]; Symbole wie in Abb.5.1.....	92
Abb.7.5.1: Klassifikation von Amphibole der Comallo Proben, nach Leake et al. [1997]; Symbole wie in Abb.5.1	106
Abb.7.6.1: Klassifikationsdiagramm für Feldspäte; alle Zahlen beziehen sich auf mol.%; die Probe Com 118 wurde für die drei Trends mit dem Kreuz-Symbol markiert; das Lila steht für MW ¹ , das Grau für MW ² und das Blau für MW ³ ; weitere Symbole wie in Abb.5.1	110
Abb.7.7.1: Rutil-Kristall eingeschlossen in Glas im Reaktionssaum um primären Spinell; in dem Bereich entstanden auch sekundär gebildete Klinopyroxene und Spinelle, aus der Com 116.....	113
Abb.7.8.1: (a) Sulfide „trails“ in Olivin eingeschlossen, aus der Probe Com 146; (b) Sulfide „trails“ teilweise in Olivin eingeschlossen, aus Com 146	115
Abb.7.9.1: Chemische Klassifikation der verschiedenen Gläser aller Proben aus Comallo, nach Le Maitre et al. [1989]; Symbole wie in Abb.5.1	120
Abb.7.9.2: Chemische Klassifikation von Gläsern, die durch den Zerfall von Phlogopit gebildet sind, nach Le Maitre et al. [1989]; Symbole wie in Abb.5.1	121
Abb.7.9.3: (a) primär Opx, der mit einer Schmelze/einem Fluid in der Nähe vom Phlogopit „breakdown“ reagiert hat, aus der Com 116; (b) sekundär Sp-Kristall, der eine chemische Zonierung aufweist, als Folge des Phlogopit „breakdown“, aus der Com 145.....	122
Abb.7.9.4: BSE Foto aus dem Com 145 mit der Stelle eines zerfallenen Phlogopits; auf der Vergrößerung des Fotos, rechts, kann man die sekundär gebildeten Minerale, anstelle des Phlogopits sowie um den Kristall herum, beobachten.....	122
Abb.7.9.5: Chemische Klassifikation von Gläsern, die durch den Zerfall von Amphibol gebildet sind, nach Le Maitre et al. [1989]; Gläser des gelben Bereiches sind, durch eine Wechselwirkung zwischen einer Schmelze aus dem „host“ Basalt und dem Amphibol	

entstanden; Gläser des grünen Bereiches sind durch ein „breakdown“ von Amphibol und Reaktion mit anderen primären Phasen entstanden; Symbole wie in Abb.5.1	123
Abb.7.9.6: BSE Foto aus einem Bereich der Probe Com 105, indem Amph in Kontakt mit einer Schmelze/einem Fluid aus dem „host“ Basalt gekommen ist und dadurch ist es zur Bildung sekundären Phasen gekommen	124
Abb.7.9.7: BSE Fotos der Probe Com 105; (a) sekundär Cpx mit charakteristischer chemischer Zonierung, der Sp-Kristalle beinhaltet; (b) sekundär gebildete Sp-Kristalle mit chemischer Zonierung, komplett oder teils in Cpx eingeschlossen und in Kontakt mit Glas	125
Abb.7.9.8: BSE Foto eines „melt pocket“ der Com 105; es besteht aus sekundärem Ol, Cpx und Sp sowie Gl; die großen leeren Räume zeigen die Stelle, wo früher Glasblasen vorhanden waren.....	126
Abb.7.9.9: Chemische Klassifikation von Gläsern, die durch die en route Infiltration von Basalt gebildet sind, nach Le Maitre et al. [1989]; Symbole wie in Abb.5.1	126
Abb.7.9.10: (a) Reaktionssaum um primäre Spinelle durch die Reaktion mit infiltrierendem „host“ Basalt, aus der Com 108_b1; (b) chemische Zonierung zwischen Kern und Rand aufgrund von Reaktion mit einer Schmelze/einem Fluid, aus der Com 107	127
Abb.7.9.11: „spongy“ Rand in Klinopyroxen nach reaktion mit einer Schmelze/einem Fluid, aus der Com 144.....	128
Abb.7.9.12: Reaktion von Opx mit einer Schmelze/einem Fluid und Bildung von sekundären Phasen (a) aus der Com 147, (b) aus der Com 146	128
Abb.7.9.13: Mehrere Mineralphasen, die mit einer Schmelze/einem Fluid reagieren, aus der Com 147	129
Abb.7.9.14: Schmelz-Ader durch spätere Kontamination von „host“ Basalt, aus der Com 118	129
Abb.7.9.15: Chemische Klassifikation von Gläsern, die durch „host“ Basalt Kontamination als späte Erscheinung gebildet sind, nach Le Maitre et al. [1989]; Symbole wie in Abb.5.1	130
Abb.7.9.16: Änderung der chemischen Zusammensetzung von Gläsern innerhalb einer Probe; (a) Com 107, (b) Com 119	131
Abb.8.1.1: Unterteilung der Comallo Proben in Gruppe A (blauer Bereich) und Gruppe B (gelber Bereich) anhand ihrer Gesamtgesteinsanalysen; geplottet wurden fünf Hauptelemente gegen MgO sowie CaO gegen Al_2O_3 ; in FeO^{tot} gegen MgO unterscheidet sich zusätzlich die Gruppe B in B1 und B2 anhand der FeO^{tot} -Konzentration; als Referenz wurde auch der „primitive mantle“ (★ PM), nach McDonough & Sun [1995] geplottet; Symbole wie in Abb.5.1	142
Abb.8.1.2: Unterteilung der Comallo Gruppen in Gruppe A (blauer Bereich) und Gruppe B (gelber Bereich) anhand ihrer Gesamtgesteinsanalysen; geplottet wurden sechs	

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Spurenelemente gegen MgO; in Cr gegen MgO unterscheidet sich zusätzlich die Gruppe B in B1 und B2 anhand der Cr-Konzentration; geplottet wurde auch der „primitive mantle“ (★ PM), nach McDonough & Sund [1995]; Spurenelemente die mit ICP-MS gemessen wurden, sind mit dem Symbol # gekennzeichnet; Symbole wie in Abb.5.1	145
Abb.8.1.3: (a) REE-Diagramm und (b) Spidergramm von Gesamtgesteinsanalysen aus der Subgruppe 1a; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1	146
Abb.8.1.4: (a) REE-Diagramm und (b) Spidergramm von Gesamtgesteinsanalysen aus der Subgruppe 1b; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1	147
Abb.8.1.5: (a) REE-Diagramm und (b) Spidergramm von Gesamtgesteinsanalysen aus der Subgruppe 1c; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1	147
Abb.8.1.6: (a) REE-Diagramm und (b) Spidergramm von Gesamtgesteinsanalysen aus der Subgruppe 1d; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1	148
Abb.8.1.7: (a) REE-Diagramm und (b) Spidergramm von Gesamtgesteinsanalysen aus der Subgruppe 2a; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1	148
Abb.8.1.8: (a) REE-Diagramm und (b) Spidergramm von Gesamtgesteinsanalysen aus der Subgruppe 2b; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1	149
Abb.8.2.1: REE-Diagramme (a,c,e,g) und Spidergramme (b,d,f,h) von Klinopyroxenen der Gruppe 1; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; die Proben unterscheiden sich in vier verschiedenen Subgruppen (1a – 1d); Symbole wie in Abb.5.1	154
Abb.8.2.2: REE-Diagramme (a,c) und Spidergramme (b,d) von Klinopyroxenen der Gruppe 2; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; die Proben unterscheiden sich in zwei verschiedenen Subgruppen (2a – 2b); Symbole wie in Abb.5.1	155
Abb.8.2.3: Vergleich der REE (a) und Spurenelemente (b) von Ortho- und Klinopyroxen der Probe Com 104; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]	156
Abb.8.2.4: Vergleich der REE (a,c) und Spurenelemente (b,d) zwischen Amphibol und Klinopyroxen aus der Subgruppen 1a und 1c; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]	157

Abb.8.2.5: Vergleich der REE (a,c) und Spurenelemente (b,d) zwischen Amphibol und Klinopyroxen der Gruppe 2; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]	158
Abb.9.1: Vergleichsdiagramme zwischen dem Modell von Brey & Köhler [1990] und dem Modell von Wells [1977] für (a) Kern und (b) Rand der Proben der Gruppe 1; Symbole wie in Abb.5.1.....	167
Abb.9.2: Unterschiede der berechneten Temperatur zwischen Kern und Rand der Gruppe 1 (a) mit dem Modell von Brey & Köhler [1990], (b) mit dem Modell von Wells [1977].....	167
Abb.9.3: Vergleichsdiagramme zwischen dem Modell von Brey & Köhler [1990] und dem Modell von Wells [1977] für (a) Kern und (b) Rand der Proben der Gruppe 2; Symbole wie in Abb.5.1.....	168
Abb.9.4: Unterschiede der berechneten Temperatur zwischen Kern und Rand der Gruppe 2 (a) mit dem Modell von Brey & Köhler [1990], (b) mit dem Modell von Wells [1977].....	168
Abb.10.1.1: Unterteilung der Comallo Proben in Gruppe 1 und Gruppe 2 anhand ihres Fo-Gehaltes; Symbole wie in Abb.5.1	171
Abb.10.1.2: Gesamtgesteinsanalysen der Comallo Proben bestätigen den residualen Charakter der Comallo Proben; Modell nach Niu [1997]; (a) Al_2O_3 gegen MgO und (b) CaO gegen MgO ; Symbole wie in Abb.5.1 und 8.1.1	172
Abb.10.1.3: (a) Yb gegen Ti und (b) Y gegen Ti aus primären Klinopyroxenen der Comallo Proben; die Pfeile zeigen in Richtung der zunehmenden partiellen Aufschmelzung; nach Norman [1998]	173
Abb.10.1.4: Berechnung (a) des Grads der partiellen Aufschmelzung der Comallo Proben aus Orthopyroxenen, nach Upton et al. [2011] und (b) des Grads an „fractional melting“ aus Gesamtgesteinsanalysen, nach Herzberg [2004]; Symbole wie in Abb.5.1	174
Abb.10.2.1: Ce gegen Sr in ppm aus primäre Cpx; alle Comallo Proben plotten in dem Bereich der Metasomatose; Zusammensetzung des Cpx in „primitive mantle“ nach McDonough & Sun [1995]; der gelbe Bereich repräsentiert Proben aus China, Kerguelen, Australien und Mexiko-westliche USA, nach Norman [2001] und Referenzen darin; Symbole wie in Abb.5.1	176
Abb.10.2.2: Vergleich der REE der Subgruppen 1a und 1b zwischen (a,c) Gesamtgestein und (b,d) Klinopyroxen; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1	177
Abb.10.2.3: Änderung des REE-Musters in Klinopyroxen nach einer Wechselwirkung mit einer Schmelze mit der Entfernung von der Reaktionsfront; Modell nach Ionov et al. [2002]	
.....	178

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb.10.2.4: Vergleich der REE der Subgruppe 1c zwischen (a) Gesamtgestein und (b) Klinopyroxen; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1	179
Abb.10.2.5: Vergleich der REE der Subgruppe 1d zwischen (a) Gesamtgestein und (b) Klinopyroxen; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1	179
Abb.10.2.6: $(La/Yb)_N$ gegen Ti/Eu in ppm aus Klinopyroxenen; die meisten Proben zeigen eine silikatische Metasomatose mit Ausnahme der Probe Com 141, die im Bereich der karbonatitischen Metasomatose plottet; Modell nach Coltorti et al. [1999]; Symbole wie in Abb.5.1	180
Abb.10.2.7: Vergleich der REE der Subgruppe 2a zwischen (a) Gesamtgestein und (b) Klinopyroxen; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1	180
Abb.10.2.8: Vergleich der REE der Subgruppe 1b zwischen (a) Gesamtgestein und (b) Klinopyroxen; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1	181
Abb.10.4.1: Die Probe Com 107	184
Abb.10.4.2: Bereich Rechts (BR), Bereich Mitte (BM) und Bereich Links (BL) der Probe Com 107	184
Abb.10.4.3: Darstellung von Olivin aus dem (BR), (BM) und (BL); geplottet wurden vier Hauptelemente in Gew.% gegen Fo-Gehalt; als Vergleich stehen im Hintergrund die zwei verschiedenen Gruppen aus Gesteinen (Gruppe 1 und Gruppe 2), wie sie im Kapitel 7.1 definiert worden sind; Bereich wie in Abb.7.1.1	186
Abb.10.4.4: Darstellung von Orthopyroxenen aus den (BR), (BM) und (BL); geplottet wurden vier Hauptelemente in Gew.% gegen Mg#; aus Vergleichsgründen stehen im Hintergrund die Felder der Gruppe 1 und Gruppe 2, wie sie im Kapitel 7.1 definiert worden sind; Bereiche wie in Abb.7.1.1; Symbole wie in Abb.10.4.3	187
Abb.10.4.5: Darstellung von Klinopyroxenen aus den (BR), (BM) und (BL); geplottet wurden sechs Hauptelemente in Gew.% gegen Mg#; aus Vergleichsgründen stehen im Hintergrund die Felder der Gruppe 1 und Gruppe 2, wie sie im Kapitel 7.1 definiert worden sind; Bereiche wie in Abb.7.1.1; Symbole wie in Abb.10.4.3	189
Abb.10.4.6: Horizontale und vertikale Profile in der Com 107	190
Abb.10.4.7: Darstellung der kontinuierlichen Änderung der chemischen Zusammensetzung in OI, Opx und Cpx entlang des S3 Profils; geplottet wurden die Konzentrationen an FeO^{tot} , MgO und CaO gegen die Distanz; als Anfangsposition (null Punkt) wurde die rechte Seite des Dünnschliffes betrachtet	192

Abb.10.4.8: **(a,c)** REE- und **(b,d)** Spidergramme von Ortho- (oben) und Klinopyroxenen (unten) aus dem rechten (BR), mittleren (BM) und linken (BL) Bereich des Dünnschliffes; Opx und Cpx mit den gleichen Symbolen sind in Kontakt oder sehr nah zueinander; Symbole wie in Abb.10.4.3.....195

TABELLENVERZEICHNIS

Tabellenverzeichnis

Tab.3.3.1: Chemische Zusammensetzung der Xenolith-führenden Comallo Basalte	22
Tab.5.1: Modalbestand der untersuchten Erdmantelxenolithen	33
Tab.7.1.1: Chemische Zusammensetzung von primären Olivinen der Gruppe 1	50-51
Tab.7.1.2: Chemische Zusammensetzung von sekundären Olivinen der Gruppe 1.....	52-53
Tab.7.1.3: Chemische Zusammensetzung von primären Olivinen der Gruppe 2	54
Tab.7.1.4: Chemische Zusammensetzung von sekundären Olivinen der Gruppe 2.....	55
Tab.7.2.1: Chemische Zusammensetzung von primären Orthopyroxenen der Gruppe 1	58-59
Tab.7.2.2: Chemische Zusammensetzung von primären Orthopyroxenen der Gruppe 2.....	60
Tab.7.3.1: Chemische Zusammensetzung von primären Klinopyroxenen der Gruppe 1	65-66
Tab.7.3.2: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Cr-Diopsiden) der Gruppe 1	67-72
Tab.7.3.3: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Diopsiden) der Gruppe 1	73
Tab.7.3.4: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Augiten) der Gruppe 1	74-78
Tab.7.3.5: Chemische Zusammensetzung von primären Klinopyroxenen der Gruppe 2.....	79
Tab.7.3.6: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Cr-Diopsiden) der Gruppe 2	80-81
Tab.7.3.7: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Diopsiden) der Gruppe 2	82
Tab.7.3.8: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Augiten) der Gruppe 2	83-86
Tab.7.3.9: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Fassaiten) der Gruppe 2	87
Tab.7.4.1: Chemische Zusammensetzung von primären Spinellen der Gruppe 1.....	94-97
Tab.7.4.2: Chemische Zusammensetzung von sekundären Spinellen der Gruppe 1	98-100
Tab.7.4.3: Chemische Zusammensetzung von primären Spinellen der Gruppe 2.....	101-102
Tab.7.4.4: Chemische Zusammensetzung von sekundären Spinellen der Gruppe 2 ...	103-104
Tab.7.5.1: Chemische Zusammensetzung von Amphibolen (Pargasiten) der Comallo Proben	107-108
Tab.7.5.2: Chemische Zusammensetzung von Amphibolen (Kaersutit) der Comallo Proben	109
Tab.7.6.1: Chemische Zusammensetzung von Feldspäten der Comallo Proben.....	112

TABELLENVERZEICHNIS

Tab.7.7.1: Chemische Zusammensetzung von verschiedenen Oxiden der Comallo Proben	114
Tab.7.8.1: Chemische Zusammensetzung von Sulfiden der Gruppe 1	116-117
Tab.7.8.2: Chemische Zusammensetzung von Sulfiden der Gruppe 2	118
Tab.7.9.1: Chemische Zusammensetzung von Gläsern der Comallo Proben	132-139
Tab.8.1.1: Gesamtgesteinsanalysen der Comallo Proben	150-152
Tab.8.2.1: LA-ICP-MS Analysen von Klinopyroxenen der Comallo Proben. Analyse in ppm	159-162
Tab.8.2.2: Vergleich von LA-ICP-MS Analysen zwischen Klinopyroxene und Amphibole der Gruppe 1. Analyse in ppm	163
Tab.8.2.3: Vergleich von LA-ICP-MS Analysen zwischen Klinopyroxene und Amphibole der Gruppe 2. Analyse in ppm	164-165
Tab.9.1: Berechnete Temperaturen für Kern und Rand aller Comallo Proben	169
Tab.10.1.1: Berechnung der Grade der partiellen Aufschmelzung der Comallo Proben	175

ABSTRACT

Abstract

Mantle xenoliths from Comallo, Rio Negro Province, Argentina were investigated in terms of petrography and geochemistry in order to: 1) understand the nature of the lithospheric mantle beneath this area, 2) to recognize the magmatic processes that took place in there, 3) to decode the origin and type of the metasomatic processes, 4) to investigate the possible influence of these processes in the mantle wedge and 5) to study the melt-xenolith interactions. 24 samples were analyzed using XRF, ICP-MS, LA-ICP-MS and EMS as well as optical microscopy. A special focus was set on mineral and whole rock chemistry. Based on those data, equilibrium temperatures and melting models were calculated.

The xenoliths are mainly represented by spinel-bearing harzburgites as well as dunites and wehrlites. A spinel-bearing lherzolite and an olivine-websterite are also present. The major rock-forming minerals are olivine, ortho- and clinopyroxene. The aluminus phase is represented by spinel. Disseminated amphibol and/or phlogopite are present at about 50% of the studied samples. At most cases they occur as relicts, suggesting that the region was affected by modal metasomatism associated with the subduction of the Nazca plate underneath the South American plate. The majority of xenoliths show a dominant well-equilibrated equigranular texture. Some few samples show secondary protogranular textures. Small rounded spinels and sulfides enclosed within olivine as well as amphiboles enclosed in clinopyroxenes support these observations and indicate that these xenoliths are recrystallized. Amphibol and phlogopite, where present, have been destabilized and show breakdown reactions at the margin. As a result secondary olivine, clinopyroxene and spinel formed.

The clinopyroxene REE patterns can be divided into four groups. The first two display a concave-up shape showing enrichment in LREE and MREE whereas the HREE abundances are low. The third group shows a linear enrichment of LREE. A fourth group with steep patterns, negative slope and positive Eu-anomaly shows a progression from LREE enrichments to depleted HREE. Considering the enrichment of LREE as well as a negative Ti-anomaly this could be interpreted as the result of carbonatitic metasomatism or due to reaction with a plagioclase-rich melt. Clinopyroxene REE patterns in samples with no presence of amphibol and/or phlogopite indicate cryptic metasomatism which can be associated with host basalt infiltration and melt percolation processes.

Equilibrium temperatures were calculated at 1.5GPa using both cores and rims of the crystals. The temperatures at the cores vary between 790°C and 950°C, whilst the temperatures at the rims are ~70°C higher. Such temperatures are relatively low for the lithospheric mantle beneath Comallo suggesting a cold environment. Taking into account that spinel and amphibole are frequently enclosed within olivine and clinopyroxene this fact

ABSTRACT

indicates that recrystallization and re-equilibration took place at low temperatures. Based on the calculations, the Iherzolite shows lower equilibrium temperatures than the most of the harzburgites, suggesting transport of the harzburgites due to convection flows to deeper mantle areas, where the rocks have experienced a hydration process. Partial melting models in orthopyroxenes and whole rock show that the studied xenoliths underwent between 20 and 30% partial melting. Calculating the degree of partial melting using the spinel cr# gives 1 to 20% fractional melting for the studied samples.

One of the Comallo samples, Com 107, shows various compositional gradients and was treated separately.

ZUSAMMENFASSUNG

Zusammenfassung

Mantel-Xenolithen aus Comallo, Rio-Negro-Provinz, Argentinien wurden petrographisch und geochemisch untersucht um: 1) die Natur des lithosphärischen Mantels unterhalb dieses Gebietes zu verstehen, 2) um die dort stattfindenden magmatischen Prozesse zu erkennen, 3) um den Ursprung und die Art der metasomatischen Prozesse zu dekodieren, 4) um den möglichen Einfluss dieser Prozesse im Mantelkeil zu untersuchen und 5) um die Schmelze-Xenolith-Wechselwirkungen zu charakterisieren. 24 Proben wurden unter Verwendung von XRF, ICP-MS, LA-ICP-MS und EMS sowie optischer Mikroskopie analysiert. Ein besonderer Schwerpunkt lag auf der Mineral- und Gesteinschemie. Basierend auf diesen Daten wurden Gleichgewichtstemperaturen und Schmelzmodelle berechnet.

Die Xenolithen bestehen hauptsächlich aus Spinell-führenden Harzburgiten sowie Duniten und Wehrliten. Ein Spinell-führender Lherzolith und ein Olivin-Websterit sind ebenfalls vorhanden. Die wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien sind Olivin, Ortho- und Klinopyroxen. Die Aluminiumphase wird durch Spinell dargestellt. Disseminierter Amphibol und/oder Phlogopit liegen bei etwa 50% der untersuchten Proben vor. In den meisten Fällen treten sie als Relikte auf, was darauf hindeutet, dass die Region von einer modalen Metasomatose betroffen war, die mit der Subduktion der Nazca-Platte unterhalb der Südamerikanischen Platte assoziiert war. Die Mehrheit der Xenolithen zeigt ein dominierendes, gut equilibriertes equigranulares Gefüge. Einige wenige Proben zeigen sekundäre protogranulare Gefüge. Kleine gerundete Spinelle und Sulfide in Olivin sowie Amphibole eingeschlossen in Klinopyroxene unterstützen diese Beobachtungen und zeigen, dass diese Xenolithen rekristallisiert sind. Amphibol und Phlogopit, sofern vorhanden, wurden destabilisiert und zeigen „breakdown“ am Rand. Als Folge entstanden sekundärer Olivin, Klinopyroxen und Spinell.

Die Klinopyroxen-REE-Muster können in vier Gruppen eingeteilt werden. Die ersten beiden zeigen eine konkave Form, die eine Anreicherung in LREE und MREE zeigt, während die HREE niedrig sind. Die dritte Gruppe zeigt eine lineare Anreicherung von LREE. Eine vierte Gruppe mit steilen Mustern, negativer Steigung und positiver Eu-Anomalie zeigt eine Progression von LREE-Anreicherungen zu verarmten HREE. Betrachtet man die Anreicherung von LREE sowie die negativen Ti-Anomalie könnte diese als Ergebnis einer karbonatischen Metasomatose oder durch Reaktion mit einer Plagioklas-reichen Schmelze interpretiert werden. Klinopyroxen-REE-Muster in Proben ohne Amphibol und/oder Phlogopit zeigen eine kryptische Metasomatose, die mit „host“ Basalt Infiltration und „melt percolation“ Prozessen assoziiert werden kann.

Die Gleichgewichtstemperaturen wurden bei 1,5 GPa unter Verwendung von Kernen und Rändern der Kristalle berechnet. Die Temperaturen an den Kernen variieren zwischen 790°C und 950°C, während die Temperaturen an den Rändern etwa 70°C höher sind.

Solche Temperaturen sind relativ niedrig für den lithosphärischen Mantel unter Comallo, was auf eine kalte Umgebung schließen lässt. Die Tatsache, dass Spinell und Amphibol häufig in Olivin und Klinopyroxen eingeschlossen sind, zeigt, dass Rekristallisation und Reequilibrierung bei niedrigen Temperaturen stattfanden. Basierend auf diesen Berechnungen zeigt der Lherzolith niedrigere Gleichgewichtstemperaturen als die meisten Harzburgite, was auf einen Transport der Harzburgiten durch Konvektionsströmungen in tiefere Mantelzonen schließen lässt. Dort haben die Gesteine einen Hydratationsprozess erfahren. Partielle Schmelzmodelle für Orthopyroxene und Gesamtgestein zeigen, dass die untersuchten Xenolithen zwischen 20 und 30% partielles Schmelzen erfahren haben. Die Berechnung des Grades des partiellen Schmelzens mit der Spinell cr # ergibt für die untersuchten Proben 1 bis 20% fraktioniertes Schmelzen.

Eine der Comallo Proben, Com 107, weist Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung auf und wurde getrennt behandelt.

1. Einführung

1.1 Gliederung des Erdinneren

Der innere Aufbau der Erde hat die Naturwissenschaftler schon seit dem 17. Jahrhundert beschäftigt. Descartes [1644] war der Erste, der behauptet hat, dass das Erdinnere einen schalenförmigen Aufbau hat. Seit Beginn des 20. Jahrhunderts wurde dieser Aufbau der Erde, sowie die Existenz eines positiven geothermischen Gradienten (Zunahme der Temperatur mit der Tiefe), aufgrund von signifikanten Forschungsergebnissen im Bereich der Geophysik, durch Interpretation von seismischen Messungen und Beobachtungen, zu einer Tatsache. Daher wurde die Erde in drei verschiedene Schalen gegliedert, die sich voneinander aufgrund von Unterschieden in der Dichte, Masse und Volumen differenzieren. Diese sind die Erdkruste, der Erdmantel und der Erdkern. Darüber hinaus wurden, mit Hilfe der experimentellen Petrologie und Geochemie, unterschiedliche Modelle entwickelt, die die chemische und mineralogische Zusammensetzung des Erdinneren zu entziffern versuchen [Okrusch & Matthes, 2009].

Die Erde hat einen Radius von 6371km. Mehr als die Hälfte davon (3471km) nimmt der Erdkern ein [Klein & Philpotts, 2013] (Abb.1.1.1). Die Eigenschaften der jeweiligen Schalen werden in folgendem detailliert präsentiert:

- ❖ **Erdkruste:** sie macht 0,8% des Volumens und nur 0,4% der Masse der Erde aus. Die Erdkruste unterscheidet sich in ozeanische (Dicke = 5-8km) und kontinentale (Dicke = ca. 30 bis max. 65km unter den Faltengebirgen) Kruste. Sie differenziert sich von dem darunterliegenden Erdmantel durch die Mohorovičić (Moho) Diskontinuität. An dieser Grenze wurde auch ein relativ rascher Anstieg der seismischen P-Wellen-Geschwindigkeit (von ca. 6,5-7,0km/s auf 8,0-8,3km/s) beobachtet. Die Temperatur an der Krustenbasis unter den Kontinenten liegt bei 400°-600°C, wohingegen diese unter den Ozeanen niedriger ist (100°-200°C).

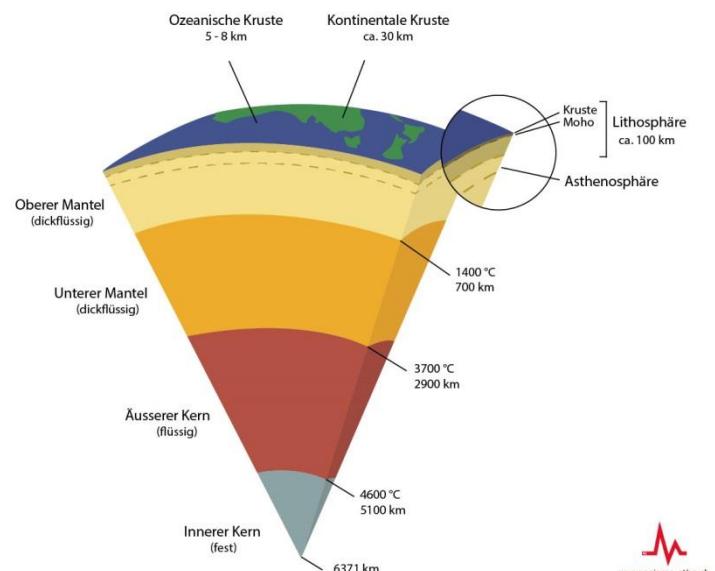


Abb.1.1.1: Aufbau des Erdinneren

- ❖ Erdmantel: erstreckt sich von der Moho Diskontinuität bis hin zu der Gutenberg Diskontinuität (Grenze Mantel-Kern) in 2900km Tiefe. Eine detaillierte Beschreibung des Erdmantels ist in Kapitel 1.2 zu sehen.
- ❖ Erdkern: eine Grenze zum Erdmantel wurde schon von Oldham [1906] angenommen. Erst ein paar Jahre später wurde ihre genaue Tiefe (2900km) durch den deutschen Geophysiker Beno Gutenberg [1914] berechnet. Die Gliederung des Kerns in äußeren und inneren wurde zum ersten Mal durch Inge Lehmann [1936] eingeführt. Durch die Abwesenheit jeglicher seismischer S-Wellen, sowie durch die Geschwindigkeitsreduzierung der P-Wellen in dem äußeren Erdkern, als auch durch Hochdruckexperimente wurde vermutet, dass er sich in einem flüssigen Zustand befinden muss. Im Gegenteil dazu ist der innere Erdmantel fest. Der Erdmantel besteht überwiegend (aufgrund seiner hohen Dichte, die bei 12,9gr/cm³ an der Grenze zwischen äußeren und inneren Kern und bei 12,6-13,0gr/cm³ im inneren Kern liegt) aus schwereren Metallen, wie Eisen, Nickel, sowie Kobalt. Mit großer Wahrscheinlichkeit enthält er aber auch kleinere Mengen an leichteren Elementen, wie Silizium, Schwefel, Kohlenstoff, Sauerstoff und Wasserstoff [Markl, 2008]. Die Temperatur im Grenzbereich zwischen äußeren und inneren Kern liegt bei ca. 4400°C [Jeanloz, 1990].

1.2 Der Erdmantel

Der Erdmantel spielt eine entscheidende Rolle für die Entwicklung der Erde. Seine Erforschung ist sehr wichtig für das Verständnis und die Erklärung von Prozessen, deren Auswirkungen die Morphologie unseres Planeten von der Entstehung bis heute kontrollieren. Als Erdmantel wird jener feste Teil der Erde bezeichnet, der zwischen der Erdkruste und dem Kern liegt und etwa von der Moho Diskontinuität (~10km oder weniger unter den Ozeanen bzw. ~50km unter den Kontinenten) bis zu einer Tiefe von 2900km (Gutenberg-Diskontinuität) reicht. Er macht 83% des Erdvolumens und 67% der Erdmasse aus [Wilson, 1989]. Aufgrund seiner Unzugänglichkeit sind direkte Untersuchungen unmöglich und das Wissen über seine strukturellen Merkmale, physikalischen Eigenschaften und chemische Zusammensetzung ist stark limitiert. Die Möglichkeit, solche Eigenschaften zu untersuchen, beschränkt sich auf die Studie seismischer Daten sowie die Untersuchung von Erdmantelxenolithen.

Der Erdmantel ist in den oberen und unteren Erdmantel unterteilt (Abb.1.2.1). Der obere Erdmantel erstreckt sich von der Moho Diskontinuität (Grenze Kruste – Erdmantel) bis zu einer Tiefe von 660km, wo er durch eine seismische Diskontinuität, verursacht aus Änderungen in der Struktur und der Zusammensetzung der silikatischen Minerale, vom

unteren Erdmantel abgegrenzt wird. Er beinhaltet einen Teil der Lithosphäre, sowie die Asthenosphäre. Als Lithosphäre bezeichnet man die Erdkruste und den „rigiden“ Teil des oberen Erdmantels. Unterhalb des ozeanischen Beckens erreicht die Lithosphäre eine Tiefe von 70-80km sowie 100-150km unterhalb der Kontinente. Im Gegensatz zur Lithosphäre ist die Asthenosphäre durch den „duktilen“ Mantel repräsentiert. Diese zwei Bereiche unterscheiden sich durch ihre mechanischen Eigenschaften, sowie durch die Geschwindigkeit der propagierenden seismischen Wellen aber nicht durch ihre chemische Zusammensetzung.

Der untere Erdmantel liegt im Bereich zwischen 660 und 2900km, wo Olivin sich in Perovskit umwandelt [White, 1997]. Die Temperatur an der Untergrenze des Erdmantels wird auf $4200^{\circ}\text{C} \pm 500^{\circ}\text{C}$ geschätzt [Brown & Mussett, 1993].

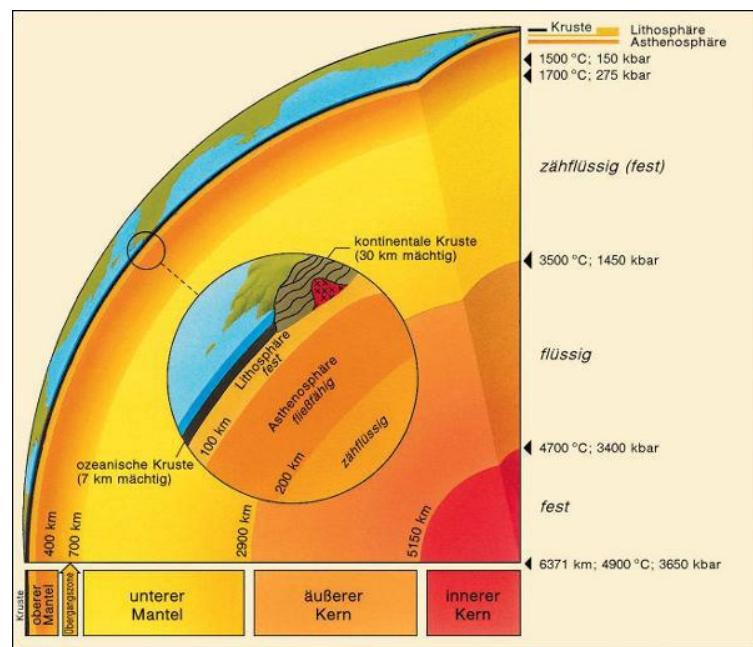


Abb.1.2.1: Struktur des Erdmantels

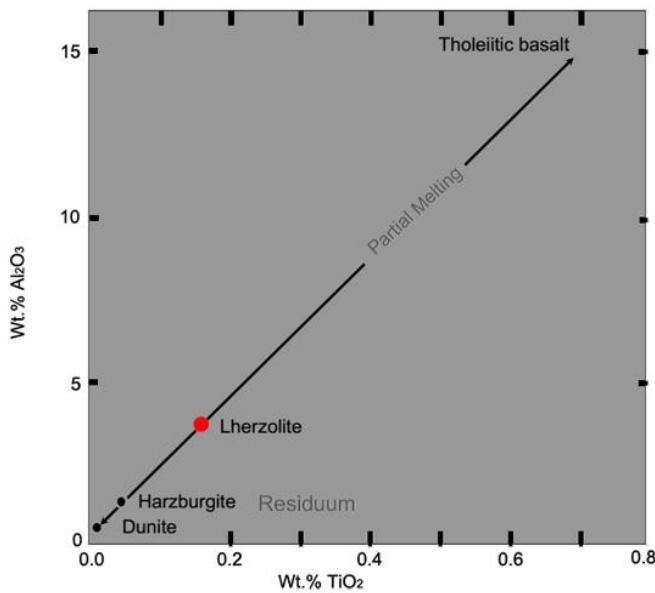


Abb.1.2.2: Entwicklungspfad iherzolitischer Ausgangsgesteine während partieller Aufschmelzung, nach Brown & Mussett [1993]

Der obere Erdmantel besteht überwiegend aus ultramafischen Gesteinen – seine mineralogische Zusammensetzung entspricht der eines Peridotits. Zu der Gruppe der Peridotite gehören Lherzolite, Harzburgite und Dunite sowie Wehrlite (Abb.1.2.2). Die dort auftretenden Hauptminerale sind Olivin, Ortho- und Klinopyroxen sowie aluminiumhaltige Phasen wie Plagioklas, Spinell oder Granat. Die Paragenese dieser Minerale ist vom Druck bzw. der Tiefe abhängig (Abb.1.2.3a). Phasenübergänge, die

von Plagioklas- (niedrigste Druckbereiche) über die Spinell- zur Granatparagenese (höchste Druckbereiche) reichen, konnten experimentell festgestellt werden (Abb.1.2.3b). Diese

Phasenübergänge stehen in Zusammenhang mit seismischen Daten, die Diskontinuitäten in einer Tiefe von 410km (Phasentransformation von Olivin α auf Olivin β) sowie von 660km zeigen. Die Zusammensetzung der Lherzoliten entspricht jener eines fertilen, nicht verarmten und unveränderten Mantels. Sowohl Harzburgite als auch Dunite stellen ein verarmtes Residuum dar, das nach der Extraktion des Basalts durch partielle Aufschmelzung zurückbleibt.

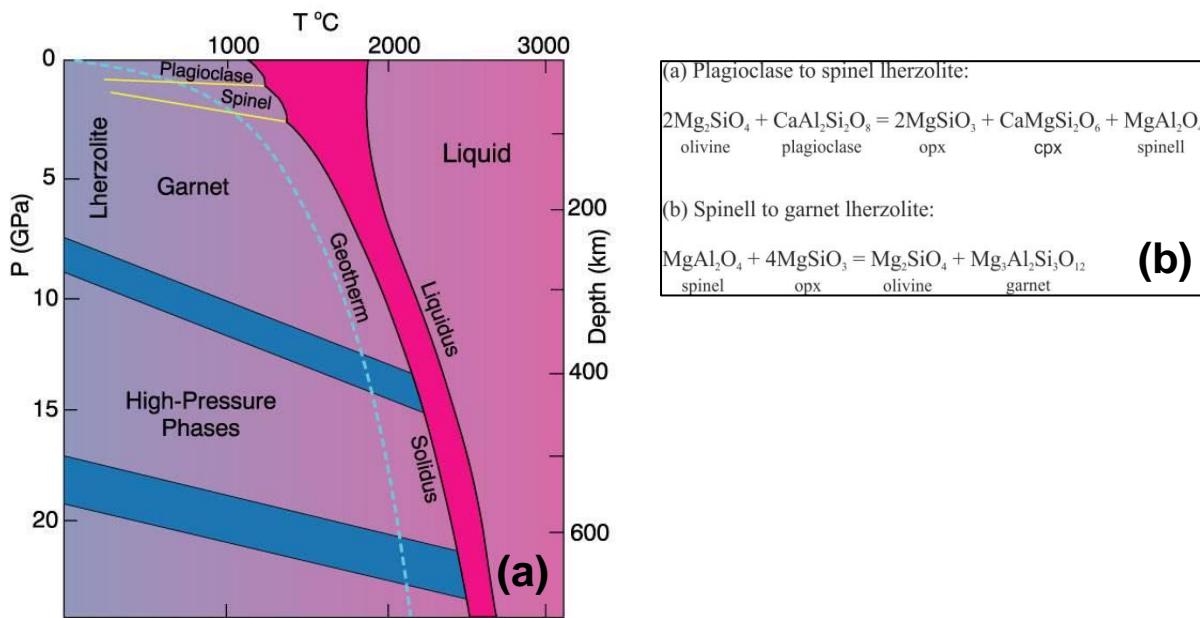


Abb.1.2.3: (a) Subsolidus Phasenübergänge in Lherzoliten mit den entsprechenden Al-Stabilitätsfeldern, nach Wyllie [1981]; (b) Reaktionsgleichungen der Phasenübergänge der peridotitischen Mineralparagenesen, nach Wilson [1989]

1.3 Erdmantelxenolithe

Wie bereits erwähnt basiert die Untersuchung des Erdmantels auf geophysikalischen Methoden, wie der Studie seismischer Daten, sowie auf den Informationen, die uns



Abb.1.3.1: Typisches Erscheinungsbild von Erdmantelxenolithen aus Comallo, N. Patagonien; Foto von Prof. Ernesto Bjerg

Erdmantelxenolithen liefern. Als Erdmantelxenolithen bezeichnet man Gesteine, die einen ultramafischen Charakter zeigen, aus dem Erdmantel stammen und durch vulkanische Aktivität auf der Erdoberfläche erscheinen. Sie treten in Kimberlitien oder in Alkali-Basalten Intra-ozeanischer oder -kontinentaler Umgebung auf (Abb.1.3.1). Xenolithe in Kimberlitien stammen aus einer Tiefe von über 100km wohingegen alkalibasaltische Xenolithe eine geringere Herkunftstiefe aufweisen (35-100km)

(Abb.1.3.2). Xenolithe in Alkalibasalten sind mineralogisch und chemisch sehr heterogen; die Zusammensetzung variiert von Lherzolith bis Dunit, wobei Harzburgite die häufigsten Vertreter darstellen. Die Xenolithe bestehen hauptsächlich aus Olivin (Ol), Ortho- (Opx) und Klinopyroxen (Cpx). Eine Al-haltige Phase ist von den herrschenden Druckbedingungen abhängig und kann durch Granat (Grt), Spinell (Sp) oder Plagioklas (Pl) repräsentiert werden. Anhand dieser Al-haltigen Phasen ist es möglich die Gleichgewichtsdruckbedingungen zu bestimmen. Das gilt vor allem für die Plagioklas- und Granatführenden Ultramafiten. Die Druckbestimmung für Gesteine aus dem Spinell-Peridotit Feld ist problematisch. Der Grund dafür ist die Tatsache, dass in diesem Feld keine druckbetonte Gleichgewichtsreaktion formuliert werden kann.

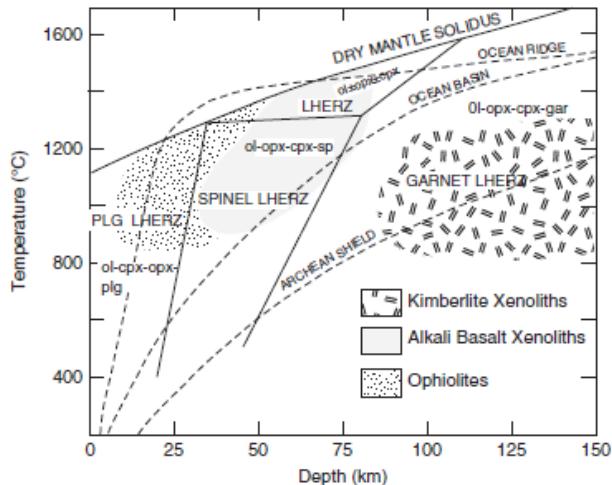


Abb.1.3.2: Stabilitätsfelder der Mantelparagenese definiert durch Druck- und Temperaturbedingungen, nach Condie [2005]

1.4 Metasomatose

1.4.1 Allgemein

Der deutsche Geologe und Kristallograph Carl Friedrich Naumann führte den Begriff Metasomatose im Jahr 1828 ein, um Änderungen in der chemischen Zusammensetzung von Kristallen aber nicht an deren äußerer Form („*eine Metasomatosis ohne Metamorphosis*“) zu beschreiben. Seitdem repräsentiert der Begriff Metasomatose jegliche Prozesse, die eine Umsetzung und/oder Austauschreaktionen zwischen einem Gestein und überkritischen Fluiden oder hydrothermalen Lösungen ermöglichen. Dabei ist eine Zufuhr und/oder Abfuhr von chemischen Komponenten zwischen den zwei beteiligten Seiten ein charakteristisches Merkmal, wobei das betroffene Gestein im festen Zustand verbleibt [Okrusch & Matthes, 2009].

Im Jahr 2007 wurde die Definition des Metasomatisms durch den IUGS SSMR (The International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks) festgestellt als [Zharikov et al., 2007]:

„Die Metasomatose ist ein metamorpher Prozess, in dem die chemische Zusammensetzung eines Gesteins oder Gesteinsabschnitts in einer pervasiven Weise verändert wird und in dem die Einfuhr und/oder Abfuhr von chemischen Komponenten als Ergebnis der

EINFÜHRUNG

Wechselwirkung des Gesteins mit wasserhaltigen Fluiden (Lösungen) erfolgt. Während der Metasomatose bleibt das Gestein in festem Zustand.“

Anhand der vorherrschenden Art des Massentransports wurden zwei Hauptarten der Metasomatose erkannt [Korzhinskii, 1957]:

- ❖ Diffusions-Metasomatose: erfolgt durch die Diffusion von gelösten Substanzen aus einer stagnierenden Lösung (Fluid). Die Antriebskraft der Diffusion ist der chemische Potentialgradient (oder Aktivität) in der Gesteinsporenlösung. Diese Art von Metasomatose bildet schmale zonierte Ränder entlang von Rissen, Adern oder allgemein an Kontaktflächen. Die Zusammensetzung der Minerale zeigt eine kontinuierliche Änderung durch diese metasomatischen Zonen
- ❖ Infiltrations-Metasomatose: diese Art von Metasomatose erfolgt durch den Transport von Material in einer Lösung, die in das Nebengestein infiltriert. Die treibende Kraft ist hier sowohl der Druck- als auch der Konzentrationsunterschied zwischen der Infiltrations- und der Gesteinsporenlösung. Solcher Art entstandene metasomatische Gesteine sind von größerem Volumen im Gegensatz zu Gesteinen, die durch eine Diffusions-Metasomatose entstehen. Anders als bei der ersten Art, bleibt hier die Zusammensetzung der Minerale über jede metasomatische Zone konstant

1.4.2 Erdmantelmetasomatose

Die Metasomatose im Erdmantel wurde viel später eingeführt, in den frühen 70ern, nachdem die Forschung von Erdmantel xenolithen bereits weit verbreitet war. Die Erdmantelmetasomatose bezieht sich auf Änderungen in der chemischen Zusammensetzung der Erdmantel-Nebengesteine durch dessen Wechselwirkung mit Fluiden oder Schmelzen [Lloyd & Bailey, 1975].

Unter Erdmantel-Nebengesteine versteht man Peridotite, also Gesteine ultramafischer Zusammensetzung (Olivin-dominant). Neben dem Olivin können solche Gesteine auch Orthopyroxen (Harzburgite), Klinopyroxen (Wehrlite) oder Ortho- und Klinopyroxen (Lherzolite) beinhalten. Eine Al-haltige Phase (Granat, Spinell oder Plagioklas, je nach Druckbedingungen) ist ebenfalls vorhanden. Obwohl die Peridotite die häufigsten Gesteine des Erdmantels repräsentieren, treten Eklogite oder Pyroxenite auch als Erdmantel-Nebengesteine auf [O'Reilly & Griffin, 2013].

Die chemische Zusammensetzung der beteiligten fluiden Phasen bzw. der Schmelzen, die für eine Metasomatose im Erdmantel verantwortlich sind, variiert sehr stark. Diese können sein [O'Reilly & Griffin, 2013]:

- silikatische Schmelze, die eine mafische bis ultramafische Zusammensetzung vorweisen

- karbonatitische Schmelze
- sulfidische Schmelze
- C-H-O Fluide, mit einer Zusammensetzung, die von Wasser (H_2O) bis hin zu Methan (CH_4) und Kohlenstoffdioxid (CO_2) variieren kann
- Salzlösungen
- Hydro-Silikat-haltigen Fluide
- Kohlenwasserstoffhaltige Fluide

Es gibt Hinweise, dass unterschiedliche Arten von Fluiden/Schmelzen im gleichen Bereich des Erdmantels unter bestimmten Bedingungen und für kurze Zeit koexistieren und miteinander interagieren können. Die Art der Fluide im Erdmantel kann direkt durch Fluideinschlüsse in Mineralen aus dem Erdmantel oder indirekt anhand von Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung (vor allem die der Spurenelemente) der Erdmantelminerale bestimmt werden.

Anhand von Änderungen oder nicht in der Paragenese der Erdmantel-Nebengesteine wurden drei verschiedene Typen von Erdmantelmetasomatosen anerkannt:

- Modale Metasomatose: führt zur Bildung von neuen Mineralphasen in dem Gestein, zusätzlich zu den bereits vorhandenen [Harte, 1983]. Solche Mineralphasen sind Amphibol, Glimmer, Karbonate, Apatit, Sulfide, Titanit, Ilmenit und Zirkon
- Kryptische Metasomatose: verursacht Änderungen in der chemischen Zusammensetzung, vor allem die der Spurenelemente, der bereits vorhandenen Mineralphasen ohne die Zufuhr von neuen Phasen [Dawson, 1984]
- „Stealth“ Metasomatose: führt, ebenso wie die modale Metasomatose, zur Bildung von neuen (sekundären) Mineralphasen. Der Unterschied dabei ist, dass diese sekundären Phasen die gleichen sind wie die Hauptphasen des Gesteins (Pyroxene, Granat, Spinell) und daher mineralogisch nicht zu unterscheiden sind von den Hauptphasen. Eine „Stealth“ Metasomatose kann nur anhand von Unterschieden in den chemischen Zusammensetzungen der Haupt- und sekundär Phasen erkannt werden. Sekundär gebildete Pyroxene, Granat oder Spinell spiegeln einen Refertilisationsprozess wieder, der zu einer Zufuhr von basaltischen Komponenten, wie Ca, Al, Fe, Ti, Sr, Zr und Selteneren Erden Elementen (REE), führt [O'Reilly & Griffin, 2013]

Ein metasomatischer Prozess kann nur dann stattfinden, wenn ein Gestein des Erdmantels in Kontakt und in Wechselwirkung mit einem Fluid oder einer Schmelze kommt. Aus diesem Grund ist die Freizügigkeit der Fluide/Schmelzen im Erdmantel nötig. Es gibt zwei Mechanismen, die das Bewegen der fluiden Phasen im Erdmantel ermöglichen:

- ❖ „Crack Propagation“: ermöglicht eine rasche Bewegung von signifikanten Mengen eines Fluides oder einer Schmelze durch Risse oder Spalten im Gestein. Es ist der

EINFÜHRUNG

Hauptmechanismus für Intrusionen größeren Ausmaßes im Erdmantel, sowie für den Aufstieg von Magmen. Die Ausbreitung von Rissen und Brüchen aufgrund des Überdruckes der fluiden Phase ermöglicht den Transport von metasomatischen Fluiden und Schmelzen über größere Distanzen. Zusätzlich dazu ist es möglich eine vorübergehende Porosität zu schaffen, die die Diffusionsraten kurzzeitig erhöhen kann

- ❖ „Grain-Boundary Infiltration: eine Wechselwirkung der fluiden Phasen entlang der Korngrenzen führt zur kryptischen Metasomatose und kann auch eine „Stealth“ Metasomatose verursachen, wenn es zu einer Interaktion mit Mineralen des bereits vorhandenen Erdmantel-Nebengesteins kommt. Es handelt sich um einen ziemlich langsamen Prozess, der den Transport von großen Mengen an Fluiden oder Schmelzen in kurzer Zeit nicht begünstigt. Dieser Mechanismus kommt aufgrund der Grenzflächenenergie zustande. Die Geschwindigkeit mit der „Grain-Boundary Infiltration“ stattfinden kann, ist von der Zusammensetzung der fluiden Phase abhängig. Karbonatitische und silikatische Schmelze haben eine niedrige Grenzflächenenergie, die das Eindringen in nicht porösen Gesteinen auch bei Abwesenheit jeglicher Druckgradienten, ermöglicht. So eine treibende Infiltration verursacht einen Fluidtransport von 20-50m/Jahr. Im Gegensatz haben wasser- oder kohlendioxidhaltige Fluide eine höhere Grenzflächenenergie und bilden isolierte Poren an den Korngrenzen

2. Geographie

2.1 Geographie Patagoniens

Patagonien repräsentiert den südlichsten Teil des Südamerikanischen Kontinents mit einer Gesamtfläche von 1.127.000km². Das Gebiet erstreckt sich von der Atlantikküste im Osten bis zur Pazifikküste im Westen und südlich des Rio Colorado in Argentinien und Puerto Montt in Chile bis zur Tierra del Fuego und das Kap Horn (Abb.2.1.1).

Der argentinische Teil Patagoniens mit einer Fläche von ca. 800.000km² besteht aus fünf Provinzen:

- Neuquén
- Rio Negro
- Chubut
- Santa Cruz
- Tierra del Fuego

Von der Morphologie abhängig hat man diesen Teil Patagoniens in drei verschiedene Regionen geteilt:

- Andisches Patagonien:
bergiges Gebiet
- Zentrales Patagonien: besteht überwiegend aus riesig großen flachen Ebenen (Steppen)
- Atlantisches Patagonien: Küstenregion



Abb.2.1.1: Geographische Karte Patagoniens

Der chilenische Teil Patagoniens unterscheidet sich in zwei Bereiche; in Nordpatagonien (Aisin Provinz) und in Südpatagonien (Magallanes Provinz). Diese Bereiche sind überwiegend gebirgig mit zerklüfteter Küste, wo sich viele Kanäle, Fjorde und Inseln befinden.

In Patagonien befinden sich auch die Northern und Southern Icefields, die die Reste des Patagonian Ice Sheet repräsentieren, eine Eisdecke, die Chile als Gesamtes während der Llanquihue Vergletscherung bedeckte. Beide Icefields strecken sich entlang der Anden aus in einer Durchschnittshöhe von 1500m und liegen hauptsächlich in Chile.

2.2 Geographie von Comallo

Das Untersuchungsgebiet befindet sich SO von Comallo in Nordpatagonien ($S41^{\circ}06'04,5''$, $W70^{\circ}13'01,7''$) und gehört zum Departamento Pilcaniyeu, in der Rio Negro Provinz (Abb.2.2.2). Das Dorf Comallo liegt 120km östlich von San Carlos de Bariloche und 170km östlich der argentinisch-chilenischen Grenze (Abb.2.2.1).

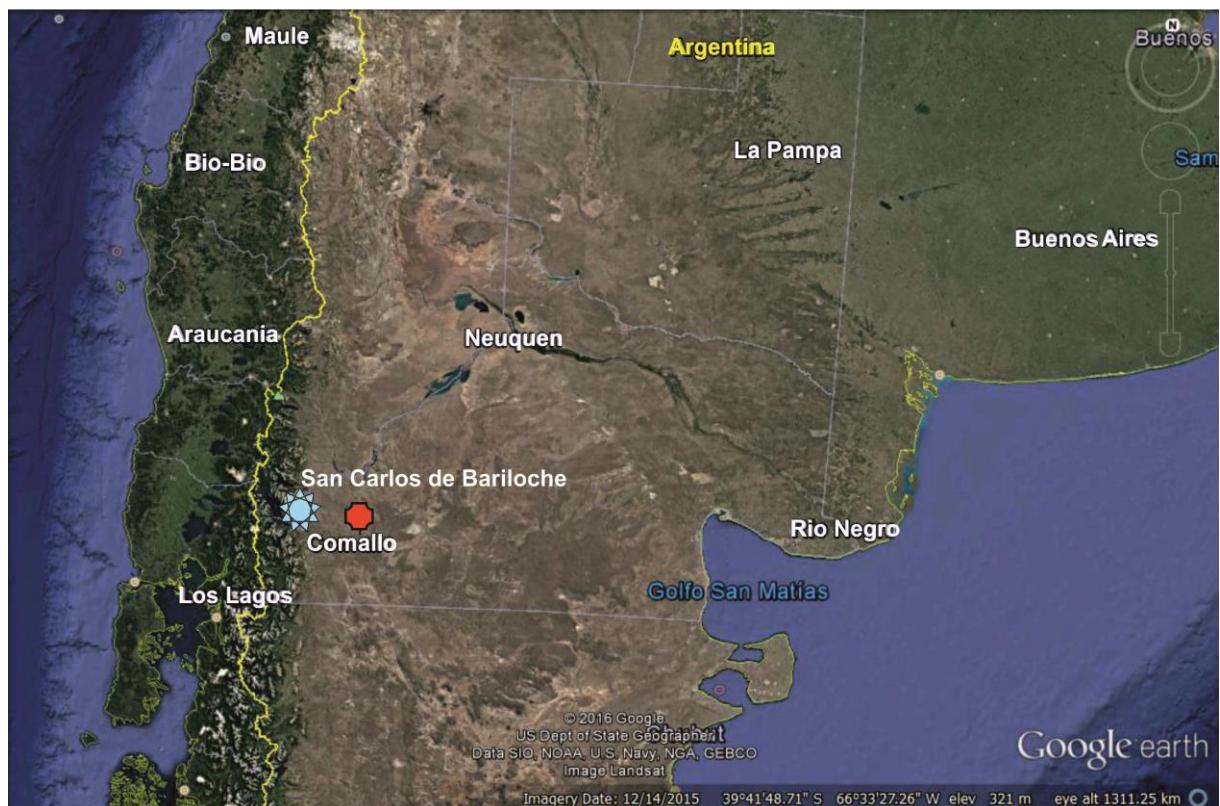


Abb.2.2.1: Satellitenbild der Rio Negro Provinz in Patagonien; Quelle: Google™ Earth

Bei dem Untersuchungsgebiet handelt es sich um ein enges Tal mit N-S Orientierung, welches von „lava flows“ eingeschlossen ist (Abb.2.2.3). Im südlichen Bereich des Tals befindet sich ein Schlackenkegel, der 1050m hoch, 2,5 km lang und 1,1 km breit ist. Einige der „lava flows“ aus diesem Bereich sind vermutlich mit dem Schlackenkegel verwandt. Die Comallo Proben kommen aus solchen „lava flows“, die sich im nördlichen Bereich des Tals, in einer Höhe von 870m, befinden (Abb.2.2.4).

Im Untersuchungsgebiet sind die „lava flows“ durch die Straße unterbrochen. Dadurch kommen rechts und links des Weges die Mantelxenolithen in Erscheinung (Abb.2.2.5).



Abb.2.2.2: Satellitenbild des Untersuchungsgebietes im Vergleich zum Dorf Comallo; Quelle: Google™ Earth



Abb.2.2.3: Panoramablick auf das Tal, aufgenommen am Schlackenkegel mit O-SO Blickrichtung; Foto von Prof. Ernesto Bjerg

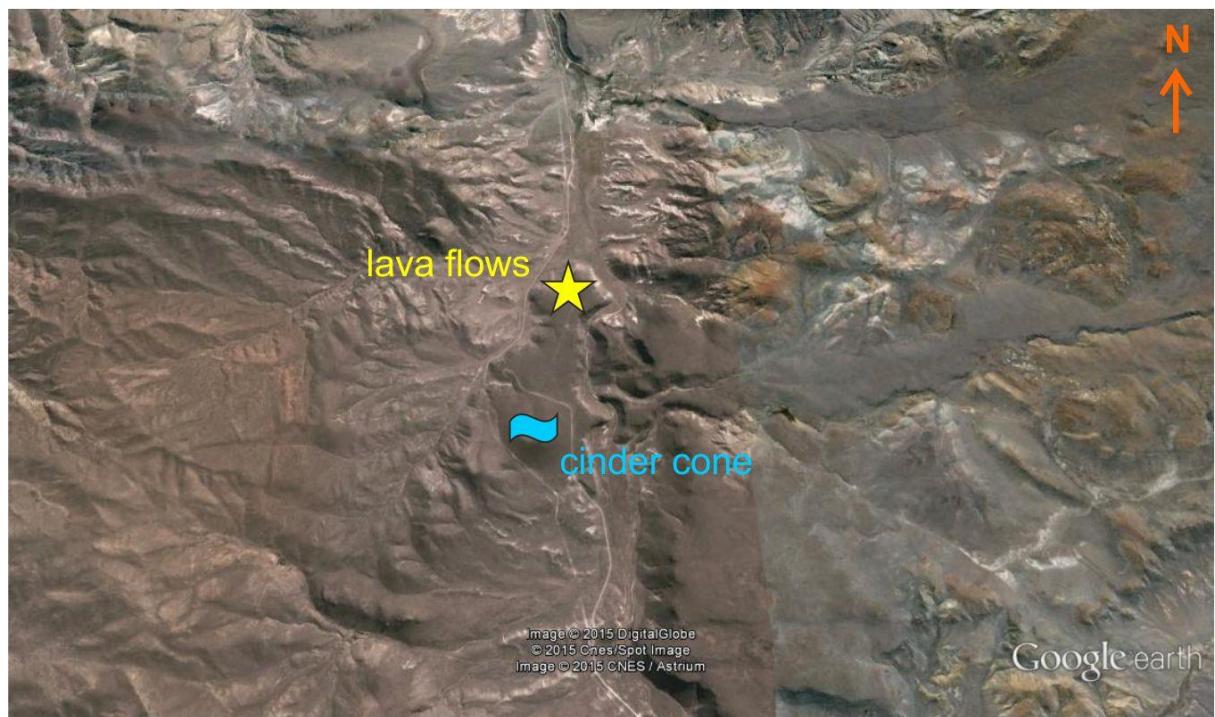


Abb.2.2.4: Satellitenbild mit der Lage des Schlackenkegels („cinder cone“) sowie die damit verwandten „lava flows“; der gelbe Stern markiert die Lage der Comallo Proben aus diesen „lava flows“; Quelle: Google™ Earth; bearbeitet bei Prof. Ernesto Bjerg

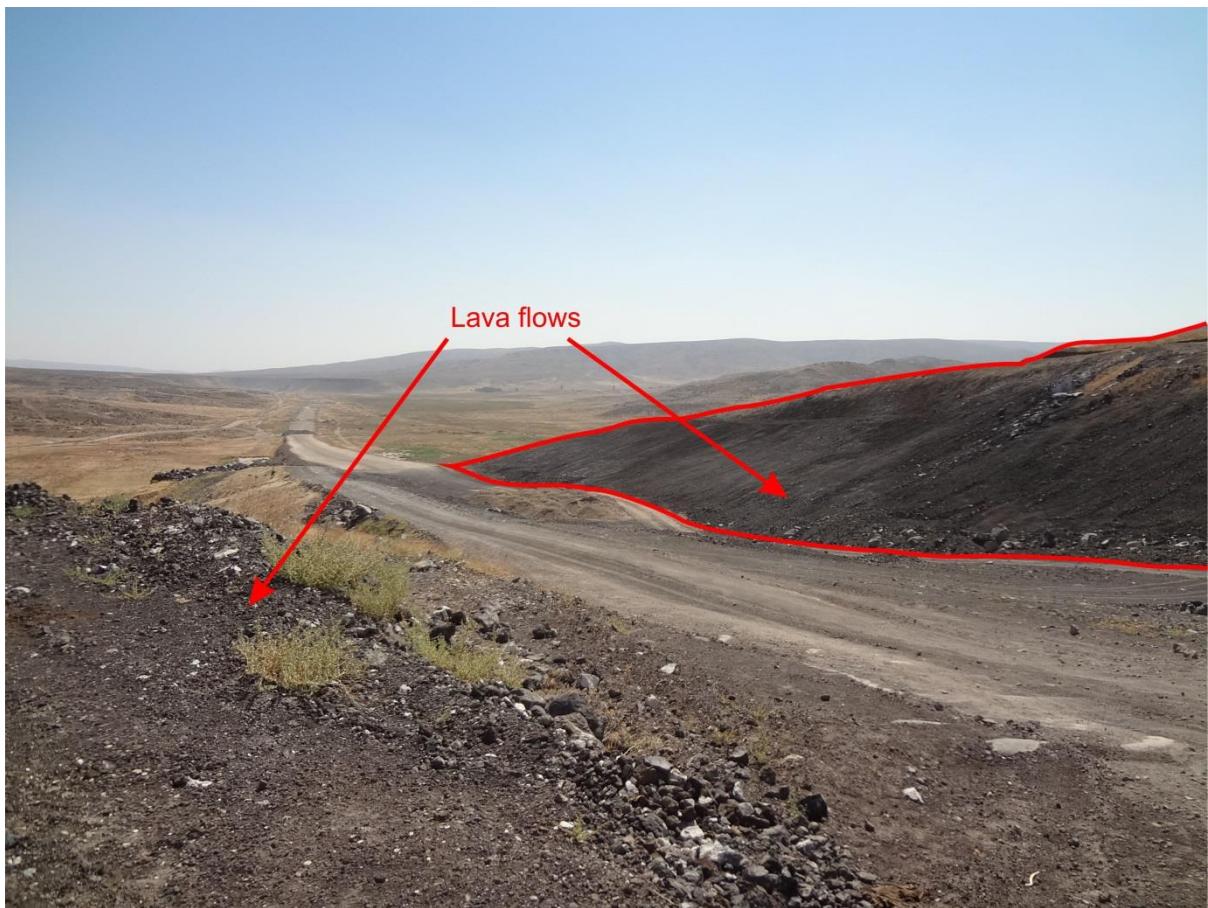


Abb.2.2.5: Der Bereich aus dem die Comallo Proben gesammelt worden sind; die „lava flows“ liegen im nördlichen Bereich des Tals und sind vermutlich aus dem Schlackenkegel im Süden entstanden; der Bereich liegt auf 870m Höhe; Foto von Prof. Ernesto Bjerg

3. Geologie

3.1 Geologie Patagoniens

Die geologische Entwicklung Südamerikas bleibt aufgrund ihrer Komplexität unter Wissenschaftlern bis heute ein großes Diskussionsthema. Patagonien repräsentiert jenen Teil des Kontinents, welcher sich südlich des Rio Colorado befindet und wurde im Hinblick auf Topographie, Umwelt, Flora, Fauna und geologisches Milieu von Anfang an als „exotisch“ im Vergleich zum Rest Südamerikas, bezeichnet. Die Idee, dass Patagonien eine eigene geologische Geschichte erfahren hat, kam schon in den 1980ern auf, nachdem die Theorie über Terrane-Akkretionsprozesse anerkannt wurde [Keidel, 1925]. Nach der Entwicklung der Plattentektonik-Theorie gab es verschiedene Hypothesen über die Herkunft Patagoniens; manche davon betrachten Patagonien als autochthonen Teil Gondwanas und andere als allochthon. Unabhängig der Herkunftsdiskussionen gibt es auch keine Einigkeit, was die Grenzen, Subduktion, Akkretion und endgültige Zusammenlegung zu Gondwana angeht.

Patagonien besteht, geologisch gesehen, aus zwei kratonischen Bereichen (Abb.3.1.1): das Somún Cura oder Nordpatagonisches Massiv und das Deseado Massiv, die durch ein mesozoisches Becken getrennt sind. Das Erste liegt in Nordpatagonien und wird durch das Colorado, sowie das Neuquén Becken im Norden und das San Jorge- und Cañadon Asfalto Becken im Süden begrenzt. Das Deseado Massiv wird im Süden durch das Austral oder Magallanes Becken begrenzt.

In Bezug auf die Akkretion der kratonischen Bereiche in Gondwana haben sich in den letzten Jahren zwei verschiedene Modelle entwickelt, jenes nach Pankhurst et al. [2006] und jenes nach Ramos [2008].

Das Modell von Pankhurst et al. [2006] basiert auf geochemische und isotopische Analysen der metamorphen und magmatischen Gesteine der zwei kratonischen Bereiche. Demnach war das Nordpatagonische Massiv vermutlich schon während des frühen Paläozoikums und spätestens ab dem Ordovizium autochthon zu Gondwana (Abb.3.1.2(a)). Im Gegensatz dazu steht das Deseado Massiv, welches fast gesamt Südpatagonien repräsentiert. Es hat eine getrennte Entwicklung im frühen Paläozoikum und eine Kollision

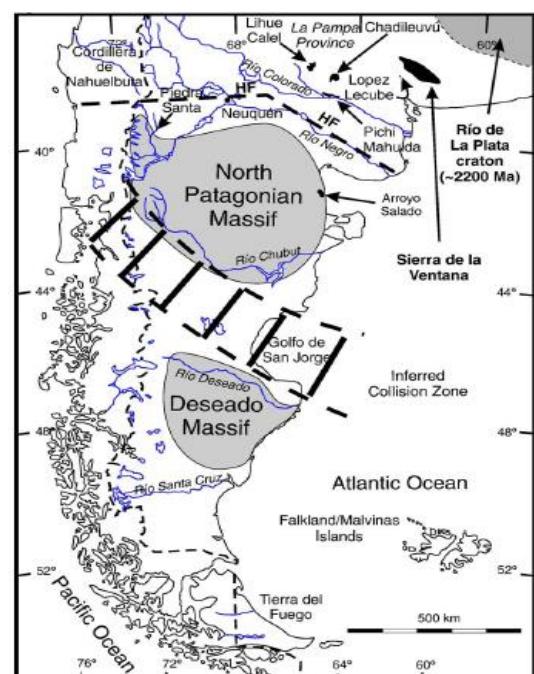


Abb.3.1.1: Unterteilung Patagoniens in zwei kratonische Bereiche, nach Pankhurst [2006]

mit Gondwana im mittleren Karbon (Abb.3.1.2(b)) erfahren. Dieser Kollisionsblock bestand möglicherweise größtenteils aus kontinentaler Kruste, die während des Kambriums vom

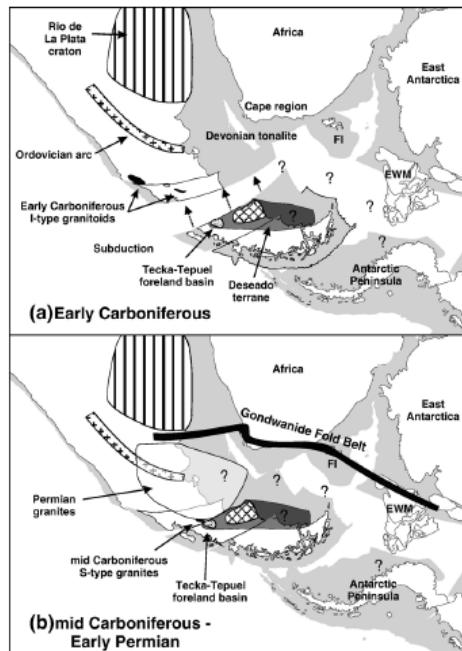
Gondwana Rand abgebrochen und die Teil des Neoproterozoischen Vorgängers Gondwanas (Rodinia) war. Aufgrund dieser Tatsache ist das Deseado Massiv als parautochthon zu Gondwana charakterisiert. Die Kollision von Südpatagonien am südwestlichen Rand des Nordpatagonischen Massives im mittleren Karbon ist durch eine, in nordöstlicher Richtung verlaufende, Ozeanboden-Subduktion verursacht worden. Die Suturzone zwischen dem Nordpatagonischen Massiv und dem Deseado Massiv liegt, laut dem Modell, unterhalb der mesozoischen Sedimente des San Jorge Beckens.

Ramos [2008] hingegen betrachtet Patagonien als ein parautochthones Terrain, welches durch Grabenbildung im späten Proterozoikum bzw. frühen Paläozoikum vom südwestlichen Gondwana abgebrochen ist. Die zwei kratonischen Bereiche Patagoniens waren voneinander getrennt bis zu einem Kollisionsereignis durch Subduktion nach dem

Abb.3.1.2: Schematische Rekonstruktion von SW Gondwana im späten Paläozoikum; (a) Im frühen Karbon war das Nordpatagonische Massiv schon ein Teil des Superkontinents, während sich das Deseado Massiv, als unabhängiges Terrain, südlich von Gondwana befand; (b) Kollisionsphase im mittleren Karbon – frühen Perm, Modell nach Pankhurst [2006]

Schließen eines Ozeans mit südwestlicher Richtung im frühen Paläozoikum (Abb.3.1.3). Die beiden, solcherart vereinten Massive kollidierten im späten Paläozoikum erneut mit Gondwana, wieder durch eine südwestlich verlaufende Subduktion. Die Sutur zwischen Patagonien und dem südwestlichen Rand Gondwanas liegt laut diesem Modell entlang der Rio Colorado Zone und ist durch jüngere Sedimente bedeckt.

Die Existenz einer solchen Suturzone unterhalb des Rio Colorado Beckens konnte jedoch durch geophysikalische Daten [Chernikoff et al., 2004; Kostadinoff et al., 2005] nicht nachgewiesen werden. Daher wurde die Suturzone zwischen Gondwana und Patagonien weiter nach Süden verschoben und wird unterhalb der Huincul Störungszone oder noch weiter südlich vermutet.



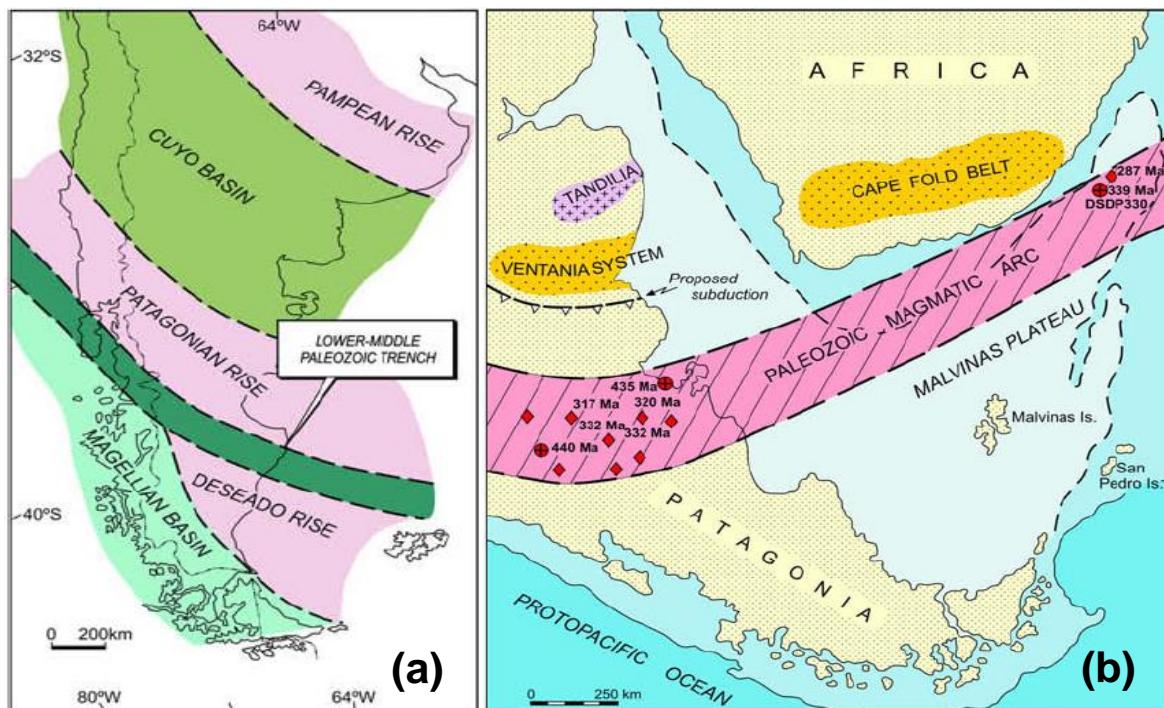


Abb.3.1.3: (a) Schematische Rekonstruktion Patagoniens im Paläozoikum; das Deseado Massiv ist durch eine Subduktionszone von dem Nordpatagonischen Massiv und dem Rest Südamerikas abgetrennt, Modell basiert auf Frutos & Tobar [1975]; (b) Schematische Abbildung, die die allochthone Herkunft Patagoniens erklärt; nach diesem Modell von Ramos [1984, 1986] war gesamt Patagonien von dem Rest Südamerikas, durch einen paläozoischen magmatischen Bogen im Norden abgetrennt

3.2 Vulkanische Aktivität

Die vulkanische Geschichte Patagoniens begann im Trias und entwickelte sich überwiegend im Jura. Nach dem Zerbrechen Gondwanas vor etwa 150Ma und der Auswanderung Südamerikas nach Westen,

entwickelte sich vor allem während der Kreide, ein „arc“ Magmatismus am westlichen Rand des Kontinentes. Die geologische Entwicklung der Südamerikanischen Platte steht eng in Zusammenhang mit der Subduktion der Nazca- und der Antarktischen Platte und der Entstehung der Anden. Die patagonischen Anden erstrecken sich südlich von 39°S bis nach Tierra del Fuego (53°S). Sie lassen sich in Bezug auf die vulkanische Aktivität in drei Bereiche unterteilen (Abb.3.2.1). Der Bereich zwischen 39°S und 46°S stellt die "Southern Volcanic Zone" (SVZ) dar. Durch die Subduktion der Nazca Platte unter der Südamerikanischen Platte, mit einer

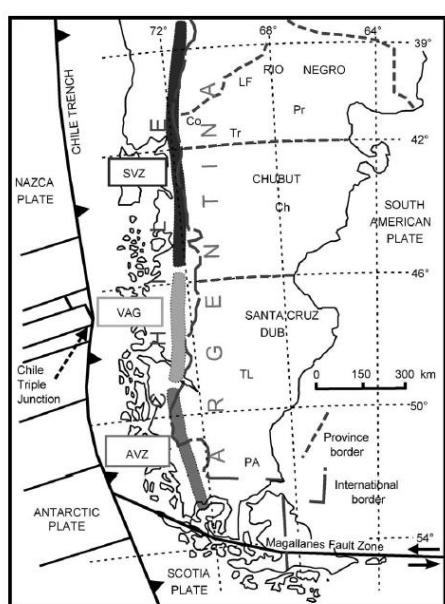


Abb.3.2.1: Unterteilung Patagoniens in Bezug auf die vulkanische Aktivität, nach Bjerg et al. [2005]

Konvergenzrate von 8cm/Jahr [DeMets et al., 1994] und einem Subduktionswinkel von 25° [Cahill et al., 1992; Bohm et al., 2002], entwickelte sich eine starke vulkanische Aktivität sowohl im „arc“ als auch im „back-arc“ Bereich dieser Zone. Die Zone zwischen 46°S und 49°S wird als „Volcanic Activity Gap“ (VAG) bezeichnet. Aufgrund der Kollision des „Chile Ridge“, welches zwischen der Nazca und Antarktischen Platte entsteht, mit dem „Peru-Chile Trench“ kommt es zur Subduktion der „Chile Ridge“ unter der Südamerikanischen Platte. Dies hat die Bildung von „slab windows“ zur Folge [Charrier et al., 1979; Dickinson et al., 1979; Thorkelson, 1996], welche für die Abwesenheit jeglicher „arc“ vulkanischen Aktivität in diesem Bereich verantwortlich sind. Vor ca. 14-15Ma fand, westlich von Tierra del Fuego (55°S), die initiale Kollision zwischen „Chile Ridge“ und „Peru-Chile Trench“ statt [Gorring et al., 1997]. Seitdem wandert die Kollisionszone, sowie die damit verbundene „Chile Triple Junction“, immer weiter nach Norden. Als „Chile Triple Junction“ wurde die Stelle bezeichnet, an der sich die Südamerikanische, Nazca und Antarktische Platte miteinander treffen. Heutzutage liegt diese Stelle auf 46°S, westlich der Taitao Halbinsel. Südlich des VAG, ab 49°S bis 53°S befindet sich die „Austral Volcanic Zone“ (AVZ). Dieser Bereich ist durch die Subduktion der Antarktischen Platte unter die Südamerikanische Platte, mit einer Konvergenzrate von 2cm/Jahr [Tebbens et al., 1997; Lagabrielle et al., 2004], und die dadurch verursachte vulkanische Aktivität charakterisiert.

Patagonien ist eine der größten kontinentalen mafischen Provinzen der Welt. Die vulkanische Aktivität begann im späten Paläozän und dauert bis heute an. Es wurden sechs magmatische Ereignisse aus dem Känozoikum identifiziert [Kay et al., 2004]. Diese Ereignisse zeigen eine große Variation an isotopischen und geochemischen Signaturen, die auf „arc“ bis „intraplate“ Magmatismus hinweisen. Diese Ereignisse sind vor allem durch Rücken-Graben Kollisionen, thermische Anomalien im Mantel, Änderungen der Subduktionsraten oder Entstehung von „slab windows“ verursacht worden.

Besonders während des Quartärs ist die vulkanische Aktivität in Patagonien stark durch tektonische Prozesse beeinflusst [Corbella et al., 2008], die sowohl in „arc“ als auch in „back-arc“ Bereichen beteiligt waren. Entlang der SVZ, sowohl aus quartären Stratovulkanen als auch aus monogenetischen Zentren, sind überwiegend tholeiitische und Al-reiche Basalte und basaltische Andesite eruptiert worden, obgleich Andesite, Dazite und Rhyolite auch auftreten [López-Escobar et al., 1977, 1993, 1995a; Hickey-Vargas et al., 1984, 1986, 1989; Gerlach et al., 1988; Futa & Stern, 1988; Stern, 2004]. Die geochemischen Signaturen deuten auf eine überwiegend asthenosphärische Mantelquelle hin, teilweise gemischt mit kleinen Mengen an Sedimenten und Fluiden aus der subduzierten Nazca Platte. Dies lässt sich durch: (a) Be-Isotopendaten, welche auf subduzierte Sedimente hinweisen [Morris et al., 1990; Sigmarrson et al., 1990; Hickey et al., 2002], (b) ein Überschuss von ^{226}Ra im Vergleich zu ^{230}Th und ^{238}U im Vergleich zu ^{230}Th , welcher auf die Zufuhr von Fluiden aus der

subduzierten Platte zu der Mantel-Magma-Quelle hindeutet [Sigmarrson et al., 2002], (c) Pb-Isotopendaten, die darauf hinweisen, dass Pb aus einer Mischung aus dem Erdmantel und Sedimenten der subduzierten Nazca Platte stammt [Barreiro, 1984; Macfarlane, 1999], (d) hohe Verhältnisse von Ba/La, La/Nb und sehr hohe Verhältnisse von Ba/Nb im Vergleich zu den OIB [Hickey-Vargas et al., 1984, 1986, 1989] und (e) Sr, Nd und $\delta^{18}\text{O}$ Isotopenwerte, die Ähnlichkeiten zu den Werten von OIB zeigen [Hickey-Vargas et al., 1984, 1986, 1989; Stern et al., 1990], beweisen. In dem „back-arc“ Gebiet sind Alkalibasalte durch niedriggradige partielle Erdmantel-Aufschmelzung entstanden und zeigen keine Hinweise auf Einfluss subduzierter Komponenten. In der AVZ herrschen adakitische, Amphibol-führende Andesite und Dakite vor. Diese adakitische Schmelzen entstehen durch partielle Aufschmelzung einer jungen, subduzierten ozeanischen Kruste, vermischt mit unterschiedlichen Mengen aus Mantelmaterial und haben auch weithin mit der darüber liegenden, kontinentalen Lithosphäre reagiert [Corbella et al., 2008].

Die pliozänen und quartären patagonischen Alkalibasalte unterscheiden sich in zwei Gruppen [Stern et al., 1990] (Abb.3.2.2):

- Kratonische Basalte: Wurden in Bereiche des känozoischen Plateauvulkanismus und kontinentaler Sedimentation, die keinen känozoischen „arc“ Vulkanismus erlebt haben, eruptiert. Diese Basalte entstanden durch einen zweiteiligen Prozess. Zuerst kam es durch Konvektion, die durch die Subduktion ozeanischer Lithosphäre unter den westlichen Rand des Kontinents verursacht wird, zu einer niedriggradigen partiellen Aufschmelzung der Asthenosphäre. Dabei entstanden Schmelzen mit hohen LREE/HREE und einer isotopischen Zusammensetzung ähnlich der OIB. Diese Schmelzen drangen in den fertilen Granat-Lherzolit an der Basis der Lithosphäre ein. Durch die nachfolgende Aufschmelzung, der so veränderten und metasomatisch überprägten Lithosphäre, entstanden Alkalibasalte, die an inkompatiblen Elementen angereichert sind und eine den OIBs ähnliche isotopische Signatur aufweisen
- „Transitional“ Basalte: Sie befinden sich entlang des westlichen Randes der pliozänen und quartären Plateau Laven, in jenen Bereichen, die typisch für den frühen känozoischen andischen „orogenic arc“ Vulkanismus sind. Ihre isotopischen Werte sind entweder ähnlich, wie die der andischen „orogenic arc“ Basalte und anderer konvergenten Plattengrenzen oder sie liegen zwischen den erst genannten und den Werten der kratonischen Basalte. Diese petrochemischen Merkmale spiegeln eine mögliche Aufnahme von Komponenten aus der „subcrustal“ Lithosphäre, geändert bei „subarc“-

ähnlichen Anreicherungsprozessen, wieder, die früher im Känozoikum stattgefunden haben

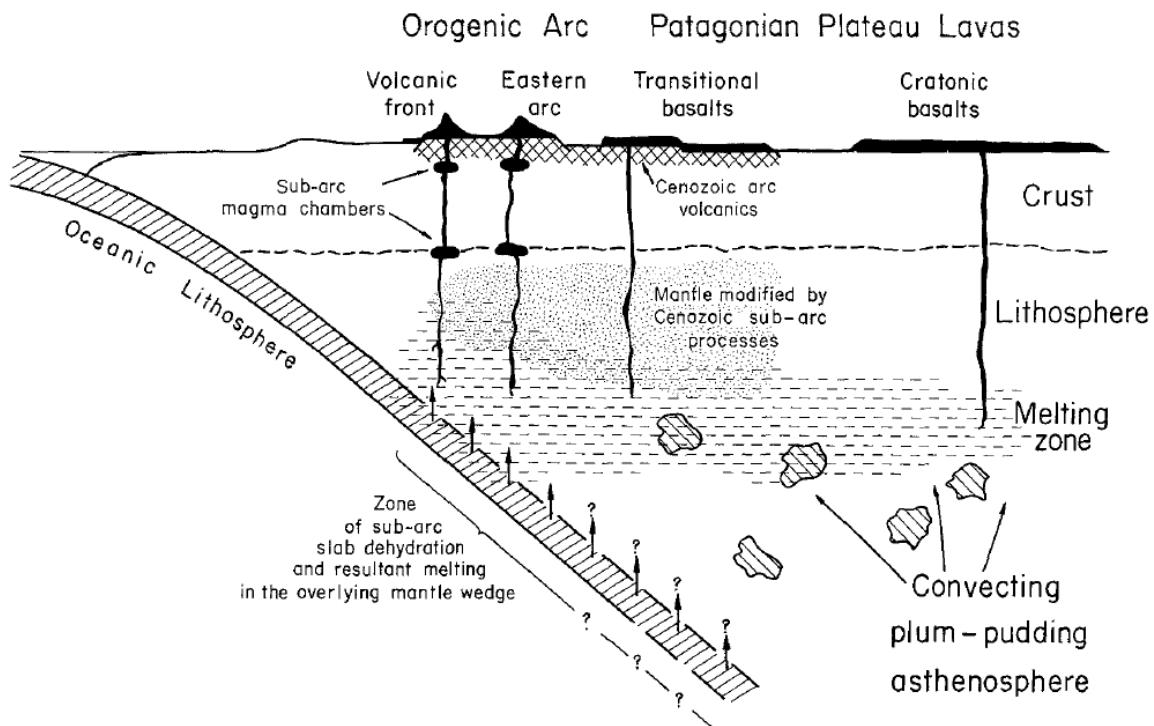


Abb.3.2.2: Unterteilung der jüngeren patagonischen Alkalibasalte in kratonische und „transitional“, nach Stern et al. [1990]

3.3 Geologie des Nordpatagonischen Massivs

Das Nordpatagonische Massiv ist, wie schon in Kapitel 3.1 erwähnt, eins der beiden großen kratonischen Bereiche in Patagonien (siehe Abb.3.1.1). Es erstreckt sich in einem Bereich von mehr als 100.000km^2 und besetzt den größten Teil der Rio Negro Provinz, sowie den nördlichen zentralen Teil der Chubut Provinz. Aufgrund seiner verhältnismäßig flachen Oberfläche, die in einer durchschnittlichen Höhe von 1200m liegt, wurde dieses Gebiet schon sehr früh als Plateau bezeichnet [Nullo, 1978; Coira, 1979; Franchi & Sepúlveda, 1983].

Das Nordpatagonische Massiv besteht aus proterozoischen bis früh paläozoischen metamorphen Gesteinen. Diese wurden von plutonischen Körpern während des Ordovizium, Karbon und Perm, sowie von vulkanischen Komplexen während des Trias und Jura durchdrungen [Ramos, 1999]. Sedimente sind im Nordpatagonischen Massiv spärlich und bilden eine dünne Sequenz, die die metamorphen Gesteine bedeckt. Dabei handelt es sich um nicht deformierte, kontinentale bis marine Sedimente, deren Alter von Kreide bis ins Tertiär reicht. Letztere wurden von größeren Volumina „basalt flows“ des Oligozäns bis

Miozäns [Ardolino, 1981; Corbella, 1984; Franchi et al., 1984], sowie von geringerem Ausmaß „basalt flows“ des Plio-/Pleistozäns bedeckt.

Meseta de Somún Cura ist der wichtigste Vertreter des Vulkanismus von Oligozän-Miozän im Nordpatagonischen Massiv. Es besteht aus ca. 25.000km² „basalt flows“, die sich überwiegend in die Rio Negro Provinz und teils auch in die Chubut Provinz erstrecken (Abb.3.3.1). Es gibt verschiedene Theorien für die Entstehung der vulkanischen Aktivität in diesem Bereich. Kay et al. [2004] behauptet die „basalt flows“ wurden aufgrund einer thermischen Anomalie in dem darunterliegenden Mantel, verbunden mit einer Änderung der Platten-konvergenz-Vektoren, verursacht. Nach Aragón et al. [2010] fand während des frühen Oligozäns in dem Bereich des Nordpatagonischen Massivs ein „uplift“ statt, welches die Erhebung des Nordpatagonischen Massivs zur Folge hatte, unabhängig von den Nebengesteinen, bis es ein Plateau gebildet hat. Die Herkunft, der unmittelbar nach dem „uplift“ eruptierten, Basalte der Meseta de Somún Cura, wurde mit den Prozessen, die zu dem „uplift“ geführt haben, assoziiert.

Die voluminösen „main plateau“ Basalte der Meseta de Somún Cura, mit einer Datierung aus dem späten Oligozän bis frühen Miozän, sind überwiegend tholeiitischer und basaltisch andesitischer Zusammensetzung. Die weniger voluminösen, jüngeren (Plio-/Pleistozän) „post plateau“ Basalte haben meistens eine alkalibasaltische und hawaiitische Zusammensetzung [Kay et al., 2007].

In der Abb.3.3.1 wurde mit Rosa die Rio Negro Provinz dargestellt. Das ungefähre Ausmaß der Meseta de Somún Cura Basalte wurde mit Blau gekennzeichnet. Der gelbe Bereich repräsentiert einen kleinen Bereich der Meseta de Somún Cura, dessen Geologie in der Abb.3.3.2 zu sehen ist. Comallo befindet sich in diesem Bereich (mit schwarzem Kreis markiert). Um die zeitliche Abfolge der verschiedenen Formationen deutlich zu machen wurde die stratigraphische Tabelle hinzugefügt.

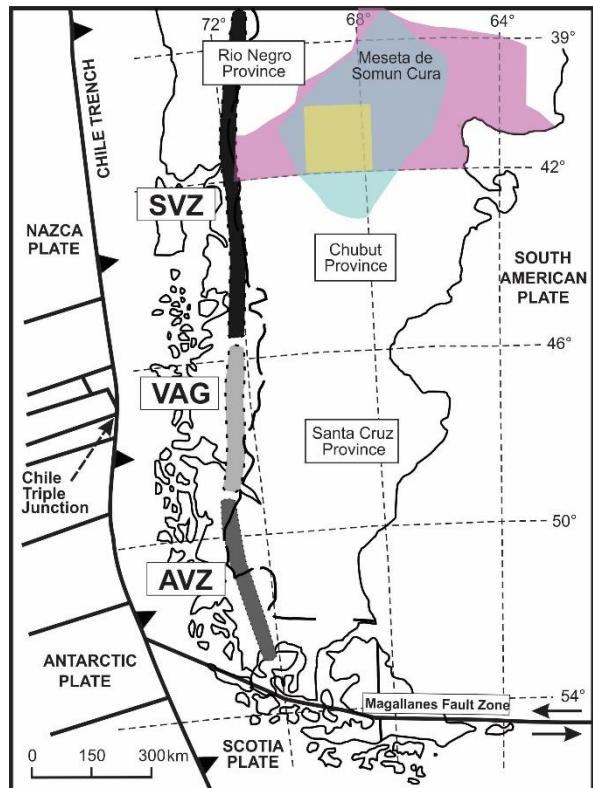


Abb.3.3.1: Darstellung der Rio Negro Provinz in Patagonien (mit rosa), der Meseta de Somún Cura (mit blau) sowie ein kleineres Gebiet, indem sich Comallo befindet (mit gelb); bearbeitet durch Prof. Ernesto Bjerg

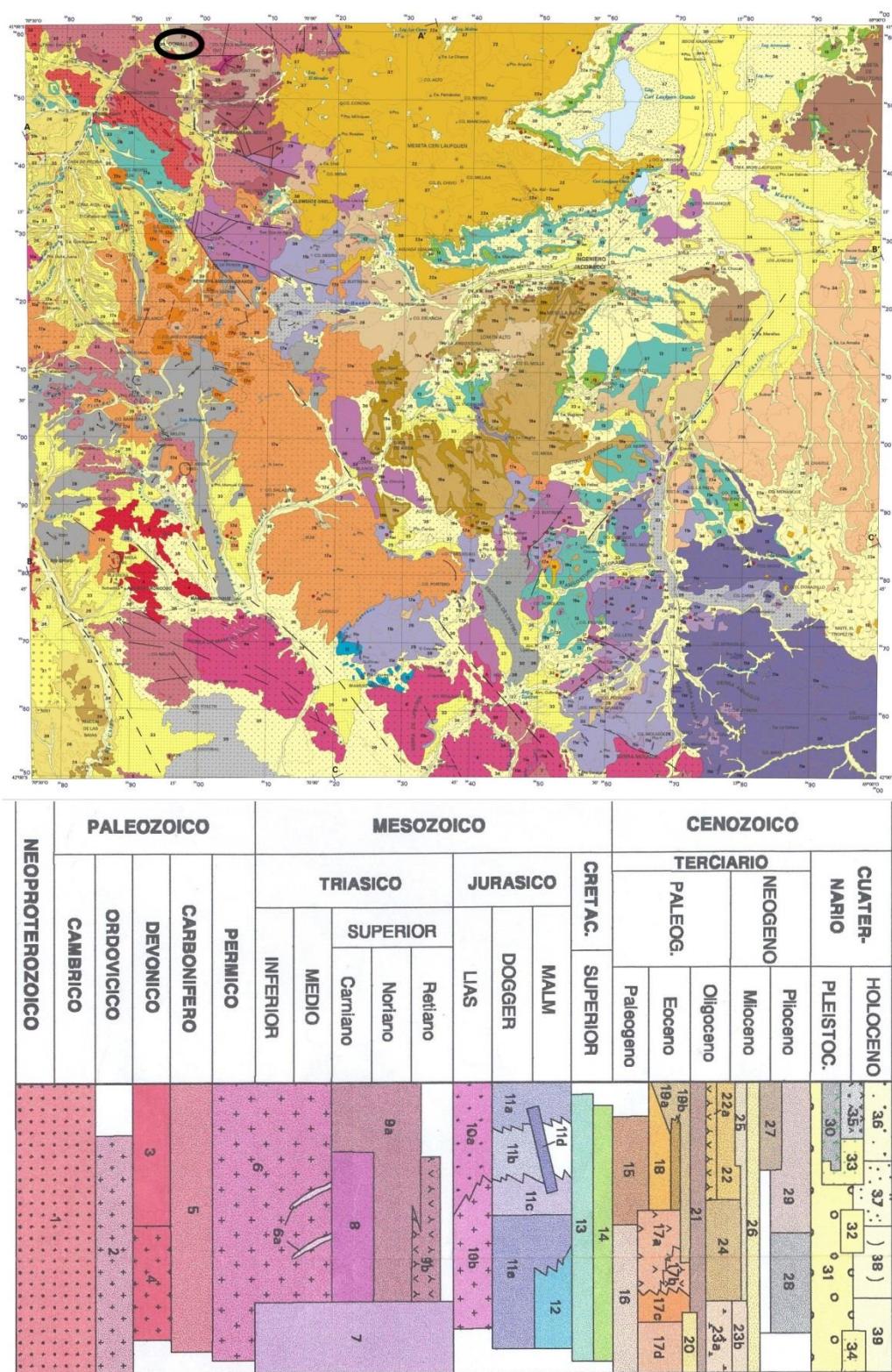


Abb.3.3.2: Geologische Karte und stratigraphische Tabelle aus dem Bereich Hoya 4169-III, Ingeniero Jacobacci; im schwarzen Kreis ist die Lage von Comallo markiert; Prof. Ernesto Bjerg, persönliche Kommunikation

3.4 Die Basalttypen von Comallo

Aus Geländebeobachtungen, sowie aus der Erforschung der Zusammensetzung der verschiedenen Basalte wurde festgestellt, dass in der Umgebung um Comallo zwei Basalt-Typen existieren. Der erste Typ besteht aus nicht Xenolith-führenden Basalten. Diese gehören zum Somún Cura Plateau (Meseta de Somún Cura) und haben ein Alter von 23-25 Ma (spätes Oligozän). Der zweite Typ besteht aus Xenolith-führenden Basalten, die in Zusammenhang mit mehreren Schlackenkegeln aus der Umgebung stehen. Diese Basalte sind in Form von „lava flows“, die der Topographie des Tales folgen, zu sehen.

Mit Hilfe von geochemischen Untersuchungen war es möglich, die Zusammensetzung den Xenolith-führenden Basalten zu bestimmen (Tab.3.3.1, Prof. Theodoros Ntaflos, persönliche Kommunikation). Anhand des Klassifikationsdiagrammes nach Le Maitre et al. [1989] (Abb.3.3) wurden sie als Tephrite bzw. Basanite charakterisiert.

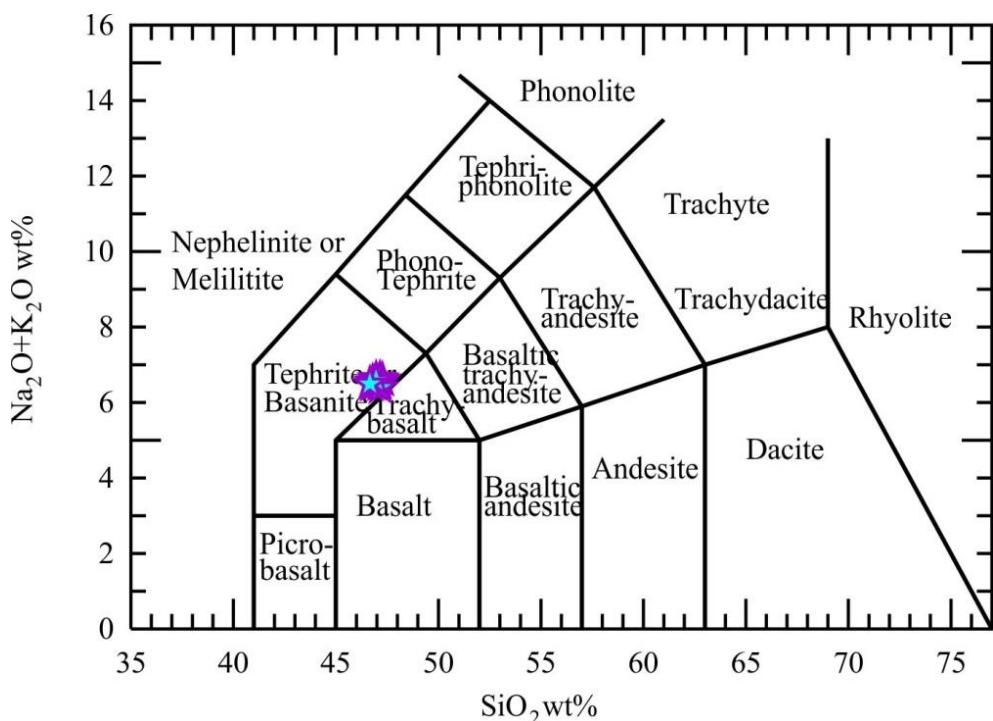


Abb.3.4: Chemische Klassifikation der Xenolith-führenden Basalte aus Comallo, nach Le Maitre et al. [1989]

Anhand dieser geochemischen Untersuchungen war eine Datierung mit der $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ Methode möglich (Prof. Ernesto Bjerg, persönliche Kommunikation). Diese Methode ergab ein Eruptionsalter von $1,3 \pm 0,4$ Ma, also das späte Pleistozän.

Als Untergrund der zwei verschiedenen Basalt-Typen dienen sedimentäre Ablagerungen, deren Alter sich von Kreide bis hin zum Tertiär erstreckt [Labudia et al., 1994].

Tab.3.3.1: Chemische Zusammensetzung der Xenolith-führenden Comallo Basalte

Probe	COM9	COM10	COM11	COM12	COM13	COM14	COM15
[Gew.%]							
SiO₂	46,44	46,62	46,2	46,09	46,48	46,74	46,55
TiO₂	1,88	1,85	1,84	1,87	1,85	1,86	1,82
Al₂O₃	14,79	14,96	14,52	14,58	14,8	14,9	15,07
Fe₂O₃	11,04	11,09	10,94	11,12	11,18	11,11	10,91
MnO	0,16	0,17	0,16	0,17	0,17	0,17	0,16
MgO	9,82	9,76	10,4	10,14	10,2	9,72	9,48
CaO	8,6	8,53	8,36	8,49	8,49	8,56	8,39
Na₂O	3,92	3,76	3,88	3,92	3,9	3,9	4,03
K₂O	2,63	2,64	2,55	2,52	2,53	2,56	2,46
P₂O₅	0,71	0,71	0,7	0,7	0,71	0,71	0,69
Total	99,99	100,09	99,56	99,61	100,31	100,23	99,57

Probe	COM16	COM17	COM18	COM20	COM22	COM23
[Gew.%]						
SiO₂	46,46	46,59	46,78	46,02	46,34	46,23
TiO₂	1,85	1,82	1,83	1,87	1,88	1,93
Al₂O₃	14,69	14,95	15,09	14,55	14,87	14,76
Fe₂O₃	11,05	11,03	11,08	11	11,09	11,22
MnO	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16	0,17
MgO	10,08	9,64	9,76	10,38	9,74	10,22
CaO	8,44	8,48	8,53	8,47	8,49	8,54
Na₂O	3,88	4,03	3,64	3,86	3,84	3,88
K₂O	2,56	2,52	2,7	2,5	2,65	2,55
P₂O₅	0,7	0,69	0,7	0,71	0,71	0,71
Total	99,88	99,92	100,27	99,51	99,8	100,21

4. Analytische Methoden

Für die Durchführung der vorliegenden Masterarbeit wurden verschiedene analytische Methoden herangezogen. Als erstes wurden die mikroskopischen Merkmale mittels Polarisationsmikroskops untersucht. Die modale Zusammensetzung der Gesteine konnte mit Hilfe zweier Methoden festgestellt werden: (a) der Methode der Kleinsten Quadrate und (b) eines konventionellen „Point Counters“. Für die Bestimmung der Gesamtgesteinss Zusammensetzung in Bezug auf Haupt- und Spurenelemente wurden sowohl Messungen mit Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) als auch mit ICP-MS (nur die Seltene Erden Elemente – Rare Earth Elements – REE) durchgeführt. Die Mineralchemismen an Haupt- und Nebenelementen wurden mittels Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) bestimmt, während die Spuren- und Seltene Erden Elemente mit Hilfe der LA-ICP-MS analysiert wurden. Die Probenauswahl sowie die verschiedenen Methoden werden im Folgenden detailliert beschrieben.

4.1 Probenauswahl

Aus den insgesamt 90 Proben aus Comallo wurden 24 Proben zur Untersuchung ausgewählt. Dabei wurde neben der Größe der Xenolithe vor allem darauf geachtet, dass die Proben keine makroskopisch erkennbaren Verwitterungs- oder Oxidationserscheinungen aufwiesen. Zudem wurden die Proben nach ihrer Repräsentation des Untersuchungsgebietes ausgewählt.

Die ausgewählten Proben wurden zerkleinert und mit einer Achatmühle fein gemahlen. Die feingemahlenen Proben wurden anschließend für die Durchführung von XRF- und ICP-MS-Analysen verwendet.

4.2 Optische Durchlichtmikroskopie

Aus den ausgewählten Proben wurden Dünnschliffe hergestellt, die als erstes unter dem Polarisationsmikroskop untersucht wurden. Dies war wichtig für eine erste Bestimmung der Mineralparagenese, Gefüge- und Phasenmerkmale, besondere Eigenschaften oder Erscheinungen und Zustand der jeweiligen Gesteinsproben.

4.3 Bestimmung der modalen Zusammensetzung

Die Bestimmung der modalen Zusammensetzung der Gesteine wurde zuerst mittels eines „Point Counters“ bestimmt. Dafür wurden die Dünnschliffe auf einem Punktezählenschlitten unter dem Durchlichtmikroskop eingerichtet und die vorhandenen

Phasen ausgezählt. Um das Resultat möglichst repräsentativ für das gesamte Gestein zu halten, wurde versucht homogene Bereiche im Schliff einzugrenzen. Dies variiert für Proben, die kein Basalt beinhalten zwischen 2,9 und 3,4cm in der Länge und zwischen 1,8 und 2,1cm in der Breite und für Proben die Basalt beinhalten zwischen 1,3 und 2,1cm in der Länge und 1,3 und 2,4 in der Breite. Diese Bereiche wurden dann in einem regelmäßigen Muster von 1500 bis 2000 Punkten, je nach Korngröße, erfasst.

Bei den Dünnschliffen, wo die Korngröße zwischen den jeweiligen Kristallen die Anwendung dieser Methode nicht zuließ, aber auch für Vergleichszwecke, wurde für die Bestimmung der modalen Zusammensetzung zusätzlich das Programm „MONA“ verwendet. Dieses Programm verwendet den Gesamtchemismus des Gesteins in Zusammenhang mit der Zusammensetzung der einzelnen Mineralphasen und mittels der Methode der Kleinsten Quadrate errechnet es die modale Zusammensetzung des Gesteins. Voraussetzung für die Anwendung des Programmes ist das Vorhandensein von Gesamtgesteinsanalysen sowie die Hauptelementzusammensetzung der jeweiligen Mineralphasen.

Aufgrund der zum Teil stark variierten Korngrößen konnten die Proben nicht mehr als homogen betrachtet werden. Die Ergebnisse des „Point Counters“ sind damit ungenau und nicht repräsentativ. Aus diesem Grund sind die, durch das „MONA“ Programm, ermittelten Ergebnisse als richtig zu betrachten und werden in weiterer Folge für die Bestimmung der modalen Zusammensetzung der Gesteine verwendet. Für Proben wo keine Gesamtgesteinsanalysen vorhanden sind (markiert mit *, siehe Tab.5.1), wurden die Ergebnisse aus dem „Point Counter“ verwendet.

4.4 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Die chemische Zusammensetzung des Gesamtgestein der jeweiligen Proben, insgesamt 20, wurden mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalysen (RFA) bestimmt.

Für die Analyse der Hauptelemente Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K und P wurden Schmelzpillen angefertigt. Die Gehalte der Spurenelemente Nb, Zr, Sr, Rb, Ga, Zn, Ni, Co, Cr, Sc, V, Ba, Y, As, Cu und Mo aus 14 der analysierten Proben erfolgte durch die Verwendung von Pulverpresspillen. Die Konzentrationen der Nebenelemente Cr und Ni wurden an den Pulverpresspillen gemessen und die Konzentrationen wurden von Element auf Oxid umgewandelt.

Alle Analysen wurden an der Universität Wien mit einem Phillips PW2400 Röntgenspektrometer durchgeführt.

4.4.1 Probenvorbereitung

Um RFA Analyse zu durchführen war es nötig das Gestein in Pulver zu verwandeln. Dafür wurde das Gestein zuerst im Backenbrecher und dann in der Walzenmühle möglichst klein gebrochen und dann in einer Achat-Mühle fein pulverisiert (<65µm). Etwa 15g vom Pulver pro Probe waren erforderlich für die Durchführung der RFA Analysen.

4.4.2 Bestimmung des Glühverlustes

Ein leerer Porzellantiegel wurde bei 1050°C für drei Stunden erhitzt und anschließend in einem Exsikkator verbracht, wo er auf Raumtemperatur runtergekühlt ist. Sein Gewicht wurde dann gemessen. Etwa 3g des Gesteinspulvers wurden in dem Porzellantiegel hinzugefügt und sein Gewicht wurde erneut gemessen. Anschließend wurde der Tiegel in einem Muffelofen bei 850°C für drei Stunden erhitzt, wobei die Temperatur allmählich reduziert wurde bis auf <110°C. Danach wurde der Porzellantiegel erneut in einen Exsikkator für mehr als 30min gestellt und auf Raumtemperatur gebracht. Schließlich wurde sein Gewicht gemessen. Der Glühverlust wurde dann mit Hilfe folgender Formel berechnet:

$$\text{LOI} = (A-B)*100/C$$

LOI: Glühverlust

A: Gewicht vor dem Glühen

B: Gewicht nach dem Glühen

C: Gewicht der Gesteinspulver

4.4.3 Präparation von Schmelzpillen

Zur Herstellung der Schmelzpillen war es nötig 1200g des geglühten Gesteinspulvers in einen Porzellantiegel einzuwiegen. Dazu wurden 6000g des Schmelzmittels Dilithiumtetraborate ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ – MERCK Spectromelt A100) hinzugefügt. Das Schmelzmittel wurde zuvor in einem Ofen bei 110°C für 12 Stunden dehydriert. Das dehydrierte Schmelzmittel wurde mit nicht erhitztem Gesteinspulver gemischt. Wichtig war dabei, dass das Verhältnis des nicht erhitzten Gesteinspulvers zum Schmelzmittel 1:5 entspricht. Zu dieser Mischung wurden zusätzlich drei Tropfen aus einer wässrigen LiBr_2 -Lösung eingegossen, die die Rolle eines Nichtbenetzungsmittels hat. Die dadurch entstandene Mischung wurde in einem Porzellantiegel mit Hilfe eines dünnen Glasstabs homogenisiert und anschließend in einen Platintiegel überführt. Sowohl der Tiegel als auch die 40mm in Durchmesser darunterliegende Abgießschale bestehen aus einer Legierung aus 95% Platin und 5% Gold. Damit ist die fast vollständige Ablösung der Mischung aus dem Platintiegel und der Abgießschale garantiert. Für die Herstellung der Schmelzpillen aus dieser Mischung

wurde ein Philips Perl 'X3 Gerät angewandt. Die Herstellung der Schmelzpillen folgte in vier Phasen:

- Aufschmelzphase: die Mischung wurde für 8min bei 1200°C aufgeheizt. Dabei wurde beachtet, dass die gesamte Mischung gleichzeitig zu einer Aufschmelzung kommt
- Homogenisierungsphase: die dadurch entstandene Schmelze wurde für weitere 8min bei 1250°C unter leichtem schwenken aufgeheizt, um eine Homogenisierung der Schmelze zu gewährleisten
- Ausgießphase: die Schmelze wurde bei 1350°C in eine vorgewärmte Platinschale gegossen
- Erstarrungsphase: nach dem Ausgießen wird die Schmelze für etwa 4.50min mit Pressluft auf Raumtemperatur gekühlt

4.4.4 Präparation von Presspillen

Für die Herstellung von Presspillen wurden 0,5ml von einer wässrigen Polyvinylalkohol-Lösung (etwa 2% MERCK Mowiol) mit etwa 10g nicht erhitzten Gesteinspulver vermischt. Die Mischung wurde in einem 100ml Glasbecher überführt und mit einem Glasstab für etwa 10min manuell gerührt bis sie gut durchmischt war. Das Gemisch wurde dann in eine hydraulische Presse, mit einem Durchmesser von 40mm, eingefühlt und bei einem Druck von 10t pro cm² zu einer Presspille geformt. Diese Presspille wurde dann in einem Ofen bei 70°C über Nacht getrocknet.

4.5 Induktiv gekoppeltes Plasma-Massenspektrometer (ICP-MS)

Mittels der ICP-MS Methode konnte der Gehalt des Gesamtgestein an Seltenen Erden Elementen (REE) Sc, Ga, Sr, Y, Nb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ta, Pb, Th, U ermittelt werden. Des Weiteren wurde Hf gemessen, allerdings konnten die Werte nicht weiterverwendet werden, da sie sich als problematisch erwiesen. Die Vorbereitung der Proben fand im Labor der Universität Wien statt. Die Analysen wurden an der NAWI Graz Central Lab for Water, Minerals and Rocks der Universität Graz mit einem Aligent ICP-MS 7500 durchgeführt.

4.5.1 Probenvorbereitung

Das feingemahlene Pulver wurde mittels eines Aufschlussverfahrens in Lösung gebracht. Für die Herstellung der Lösungen wurden jeweils 100mg des Pulvers benötigt,

das in einem 17ml Savillex Becher eingegeben wurde. Folgende Schritte waren notwendig um die Herstellung der Lösung zu ermöglichen, die dann analysiert wurde:

- ❖ Das Pulver wurde mit destilliertem Wasser hydriert
- ❖ Danach wurde in den Becher zuerst 2ml konzentrierte destillierte HNO_3 und nachher 2ml ARISTAR HF hinzugefügt. Die Proben wurden dann auf einer Heizplatte auf 130°C über Nacht erhitzt. Nach 30min Abkühlung wurden die Proben mit destilliertem Wasser begossen und wieder auf die Heizplatte gestellt, die nun eine Temperatur von 150°C hatte, bis sie eingetrocknet waren (Abb.4.1)
- ❖ Der zweite Schritt wurde noch einmal wiederholt
- ❖ Nachdem die Proben ausgetrocknet waren, wurde 10ml 6N $\text{HNO}_3^{(1)}$ hinzugefügt, bevor sie erneut auf der Heizplatte auf 90°C über Nacht erhitzt wurden. Nach 30min Abkühlung wurden die Proben erneut mit destilliertem Wasser begossen und wieder bei 150°C bis zum Eintrocknen auf die Heizplatte gestellt

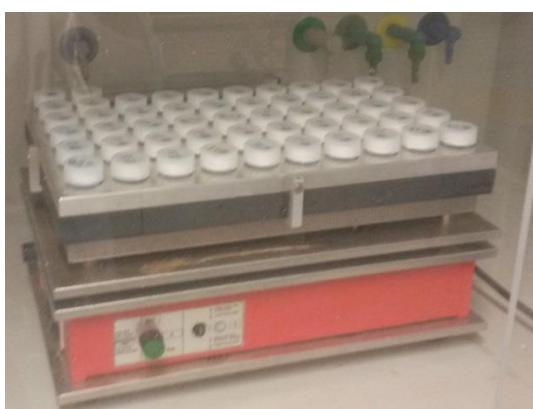


Abb.4.1: Die Proben auf der Heizplatte während der Vorbereitung für ICP-MS Analysen

- ❖ Nach dem Abtrocknen wurden 10ml destillierte 2% $\text{HNO}_3^{(2)}$ in den Becher eingegossen und die Proben für 10min ins Ultraschallbad eingegeben. Zur kompletten Lösung des Residuums wurden die Proben neuerlich bei 50°C auf die Heizplatte gestellt
- ❖ Die dadurch produzierte Lösung wurde in einem 100ml Glaskolben eingegossen und mit 2% HNO_3 auf 100ml Gesamtvolumen ergänzt

- ❖ In einer 120ml Flasche wurden 5ml des Standards BCR-2 und BHVO-2 mit 100ml Probe eingemischt und mit destillierter 2% HNO_3 ergänzt, bis das Gesamtvolumen der Probe 120ml betrug
- ❖ Vor der Analyse wurden die Proben 24 Stunden im Kühlschrank gekühlt

Bemerkungen:⁽¹⁾ Um 6N HNO_3 zu erstellen wurden 180ml destilliertes Wasser mit 120ml konzentrierter destillierter HNO_3 gemischt.

⁽²⁾ Für die Erstellung von destillierter 2% HNO_3 wurden 97,8ml destilliertes Wasser und 2,2ml 65% HNO_3 gemischt.

4.6 Elektronenstrahlmikrosonde (EMS)

Mittels der Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) war es möglich, die Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen der Mineral- und Glasphasen, sowie die von Sulfiden zu messen. Gemessen wurde in polierten, mit Kohlenstoff bedampften Dünnschliffen. Alle

ANALYTISCHE METHODEN

Analysen wurden mit einer Cameca SX100, die mit vier wellendispersiven (WDS) und einem energiedispersiven Spektrometer (EDS) ausgestattet ist, (Abb.4.2) am Department der Lithosphärenforschung der Universität Wien durchgeführt.

Für die Messung von Mineralphasen wurde mit einer Beschleunigungsspannung von 15kV und einem Strahlstrom von 25nA gearbeitet. Der Elektronenstrahldurchmesser war auf 1µm defokussiert. Die Messzeit jedes Elementes betrug 20sek an der Peakposition sowie jeweils 10sek für die Bestimmung des Backgrounds rechts und links davon. Um mögliche Zonierungen an den Mineralphasen feststellen zu können, wurden Punktanalysen im Kern und am Rand gemacht. Für die Bestimmung der Temperaturbedingungen (siehe Kapitel 9) wurden Ortho- und Klinopyroxene gemessen, die in Kontakt zueinander liegen.

Aufgrund der hohen Empfindlichkeit der Gläser gegenüber dem Elektronenstrahl war es notwendig die Messbedingungen zu ändern, um eine Verdampfung des Materials durch intensiven Einsatz des Strahls zu vermeiden. Aus diesem Grund wurde der Strahlstrom auf 20nA/defokussiert und der Elektronenstrahldurchmesser auf 5µm eingestellt.

Schließlich, um die Zusammensetzung der Sulfide messen zu können wurde mit einer Beschleunigungsspannung von 20kV, einem Strahlstrom von 25nA und einem Elektronenstrahldurchmesser von 1µm gearbeitet.

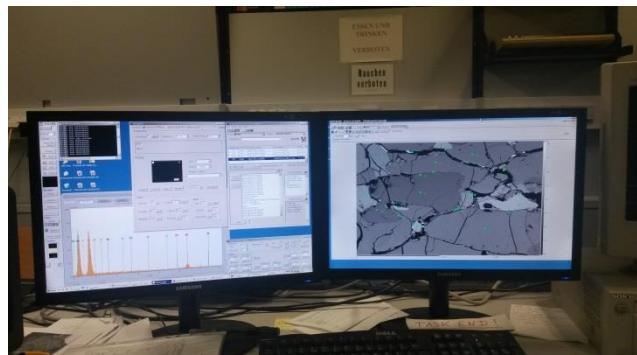


Abb.4.2: Die Elektronenstrahlmikrosonde Cameca SX100 der Universität Wien

4.7 Laser Ablation induktiv gekoppeltes Plasma-Massenspektrometer (LA-ICP-MS)

Mittels LA-ICP-MS wurden die Spuren- und Selten Erden Elemente ausgewählter Olivine, Ortho- und Klinopyroxene sowie Amphibole aus 15 der Proben gemessen. Alle Messungen fanden an der NAWI Graz Central Lab for Water, Minerals and Rocks der Universität Graz mit Hilfe einer ESI NWR-193 (LA) gekoppelt mit einem Aligent 7500 (ICP-MS) statt. Für die Ablation des Materials wurde ein 193nm Pulslaser mit 9Hz bei 50 μ m und 75 μ m, vom Material bedingt, Spot-Größe und einer Laserleistung, die etwa 7,5J/cm² entspricht, verwendet. Helium 5,0 wurde bei etwa 0,6l/min als Trägergas verwendet für die, durch die Laser Ablation erzeugten, Aerosole. Das Standardglas NIST612 wurde routinemäßig für die Kalibrierung verwendet. Als interner Standard und für mögliche Driftkorrekturen des Instruments wurde der SiO₂-Gehalt der jeweiligen analysierten Mineralien benutzt. Die Standardgläser NIST614 und BCR-2G wurden als Unbekannte analysiert und erlaubten somit eine Replikation von <10% relative Fehler.

5. Modalbestand

Für die Ermittlung des Modalbestandes der Gesteine wurden, wie schon in Kapitel 4.3 erwähnt, zwei Methoden verwendet, die Methode der Kleinsten Quadrate (MKL) und die des „Point Counter“. Für die Mehrheit der Proben, nämlich jene, die sich als besonders inhomogen erwiesen oder Gänge beinhalteten, wurde die MKL bevorzugt. Dafür ist es notwendig, sowohl die Gesamtgesteinszusammensetzung als auch jene der einzelnen Mineralphasen zu kennen. Der damit, in einem Excel-Spreadsheet, berechnete Modalbestand repräsentiert den Anteil der vorhandenen Minerale in Gewichts-%. Bei Proben, wo keine Gesamtgesteinsanalysen vorhanden sind (siehe Tab.5.1 unten), wurden die Ergebnisse des „Point Counters“ verwendet. Dabei wurden die Mineralphasen anhand von 1500 bis 2000 Punkten, abhängig von der Korngröße, pro Dünnschliff ermittelt, mit deren Hilfe die Berechnung des Modalbestandes in Volumen-% durchgeführt wurde. Die Unterschiede zwischen Gewichts- und Volumenprozent sind bei den Ultramafiten minimal und werden deswegen nicht berücksichtigt.

Die Klassifizierung der Erdmantelxenolithen aus Comallo erfolgte mit Hilfe eines Dreieckdiagrammes für Ultramafite nach Streckeisen [1974] (Abb.5.1). In diesem Diagramm ist der Modalbestand der Hauptmineralphasen Olivin, Ortho- und Klinopyroxen berücksichtigt. Die Erdmantelxenolithen aus Comallo lassen sich anhand dieses Diagrammes in Peridotiten und Pyroxeniten unterteilen. Bei den Peridotiten handelt es sich überwiegend um Sp-führende Harzburgite (17 aus 24 Proben). Des Weiteren sind drei Wehrlite (Com 138, Com 143, Com 147), zwei Dunite (Com 137 und Com 144), sowie ein Sp-führender Lherzolit (Com 131) vorhanden. Bei den Pyroxeniten handelt es sich um OI-Websterit (Com 119).

Die Hälfte der Comallo Proben (12 aus 24 Proben) zeigen modale Metasomatose, vertreten durch Amphibol und/oder Phlogopit. Während alle Proben der Wehrlit- und Dunit-Gruppe, sowie der Sp-Lherzolit und der OI-Websterit modale Metasomatose aufweisen, haben nur fünf Proben der Sp-Harzburgit-Gruppe modale Metasomatose erfahren.

Der modale Mineralbestand der Harzburgite variiert zwischen 61,77 und 84,7 Vol.% für Olivin, 8,1 und 34,77 Vol.% für Orthopyroxen und 1 und 4,69 Vol.% für Klinopyroxen. Für den Spinell liegt der Mineralbestand zwischen 0,45 und 8,11 Vol.%. Bei den Harzburgiten, wo Amphibol oder Phlogopit vorhanden sind, liegt deren Modalbestand zwischen <0,1 und 2,81 Vol.%. Durch die Destabilisierung von Amphibol oder Phlogopit entstandene „melt pockets“ in Harzburgiten, und besonders in der Probe Com 105, haben einen Anteil von 1,0 bis zu 7,1 Vol.%.

Die modale Zusammensetzung der Wehrlitzen variiert wie folgt: (a) beim Olivin zwischen 69,7 und 78,47 Vol.%, (b) beim Orthopyroxen zwischen 2,3 und 4,53 Vol.% und (c) beim Klinopyroxen zwischen 11,74 und 23,5 Vol.%. Der Spinell hat einen Modalbestand von 3,52 bis 5,33 Vol.%, während der Amphibol zwischen 0,7 und 2,69 Vol.% variiert.

Bei den Duniten findet sich, wie erwartet, der höchste Modalbestand bei Olivin mit 94,1 Vol.%. Orthopyroxene sind bei beiden Proben nicht vorhanden, während Klinopyroxene zwischen 2,3 – 2,7 Vol.% variieren. Bei den Nebengemengteilen hat Spinell 2,4 – 3,4 Vol.% und Amphibol 0,3 – 0,8 Vol.%.

Beim einzigen Sp-Lherzolit beträgt der Modalbestand des Olivins 58,9 Vol.%, der des Orthopyroxens 9,1 Vol.% und der des Klinopyroxens 6,6 Vol.%. Der Spinell-Anteil ist sehr gering mit 0,2 Vol.%. Im Gegensatz dazu zeigt der Sp-Lherzolit den größten Amphibol-Modalbestand aller Gruppen mit 19,5 Vol.%. Der Anteil von „melt pockets“ beträgt den Rest 5,7 Vol.%.

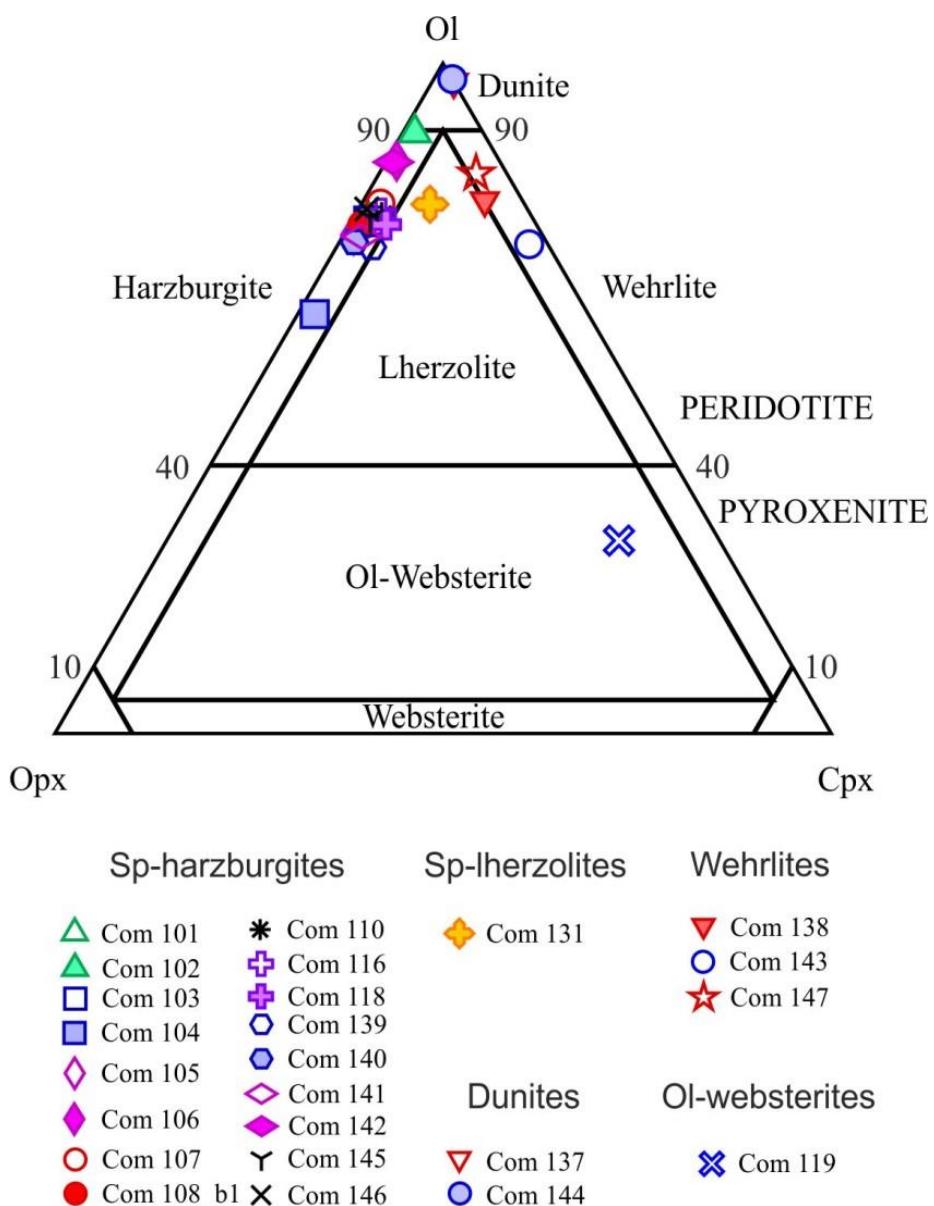


Abb.5.1: Klassifikation der Erdmantelxenolithen aus Comallo, nach Streckeisen [1974]

MODALBESTAND

Der einzige OI-Websterit hat mit 22,2 Vol.% den niedrigsten Modalbestand aller Gruppen an Olivin. Der Orthopyroxen-Anteil liegt bei 10 Vol.%, während der Klinopyroxen wiederum den höchsten Anteil aller Gruppen zeigt (45 Vol.%). Spinell liegt bei 3,1 Vol.%, während der Amphibol-Anteil mit 4,8 Vol.% deutlich höher ist. Der Anteil an „melt pockets“ in OI-Websterit liegt bei 14,9 Vol.%.

Die Korrelation des Modalgehaltes der Hauptphasen (Olivin, Ortho- und Klinopyroxen), der durch die Methode der Kleinsten Quadrate einerseits und des „Point Counters“ andererseits ermittelt worden ist, ist in der Abb.5.2 zu sehen. Die sehr gute Korrelation der beiden Methoden ist sowohl durch die eingefügte Trendlinie als auch durch das hohe Bestimmtheitsmaß [R^2] ($R^2 = 0,84$ für Olivin, $R^2 = 0,87$ für Orthopyroxen, $R^2 = 0,94$ für Klinopyroxen) deutlich zu erkennen.

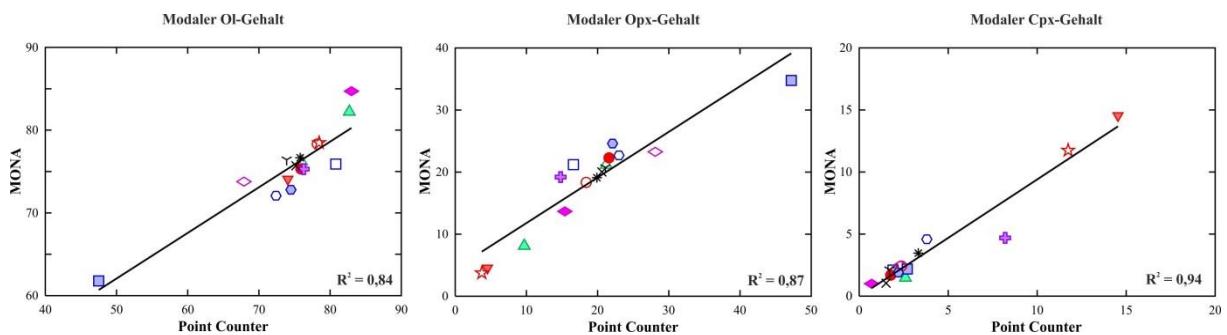


Abb.5.2: Korrelation des, durch die Methode der Kleinsten Quadrate und des „Point Counters“ ermittelten Modalgehaltes von Olivin, Ortho- und Klinopyroxenen; aufgezeichnet sind nur Proben an denen beide Methoden anwendbar sind

Tab.5.1: Modalbestand der untersuchten Erdmantelxenolithen

Probe	Gesteinstyp	Ol [Vol.%]	Opx [Vol.%]	Cpx [Vol.%]	Sp [Vol.%]	Amph/Phl [Vol.%]	MP [Vol.%]
Com 101	Sp-Harzburgit	76,17	21,15	1,88	0,81		
Com 102	Sp-Harzburgit	82,21	8,1	1,47	8,11	<0,1	
Com 103	Sp-Harzburgit	75,89	21,19	2,1	0,98		
Com 104	Sp-Harzburgit	61,77	34,77	2,18	1,26	<0,1	
Com 105*	Sp-Harzburgit	67,95	22,2	1,2	0,45	1,1	7,1
Com 106*	Sp-Harzburgit	84,3	13,1	1,3	1,3		
Com 107	Sp-Harzburgit	78,32	18,33	2,42	0,97		
Com 108_b1	Sp-Harzburgit	75,3	22,3	1,69	0,78		
Com 110	Sp-Harzburgit	76,65	19,1	3,46	0,89		
Com 116*	Sp-Harzburgit	76,3	18,9	3,2	0,7	0,9	
Com 118	Sp-Harzburgit	75,28	19,2	4,69	1,05		
Com 119*	Ol-Websterit	22,2	10	45	3,1	4,8	14,9
Com 131*	Sp-Lherzolit	58,9	9,1	6,6	0,2	19,5	5,7
Com 137*	Dunit	94,1	0	2,7	2,4	0,8	
Com 138	Wehrlit	74,07	4,53	14,54	5,33	1,62	
Com 139	Sp-Harzburgit	72,07	22,7	4,58	0,79		
Com 140	Sp-Harzburgit	72,79	24,59	1,9	0,95		
Com 141	Sp-Harzburgit	73,77	23,27	2,47	0,68		
Com 142	Sp-Harzburgit	84,7	13,66	1	0,83		
Com 143*	Wehrlit	69,7	2,3	23,5	3,7	0,7	
Com 144*	Dunit	94,1	0	2,3	3,4	0,3	
Com 145	Sp-Harzburgit	75,42	20,7	2,11	0,85		1,0
Com 146	Sp-Harzburgit	75,69	20,02	1,04	0,66	2,81	
Com 147	Wehrlit	78,47	3,74	11,74	3,52	2,69	

Bemerkungen: Ol = Olivin, Opx = Orthopyroxen, Cpx = Klinopyroxen, Sp = Spinell, Amph = Amphibol,
Phl = Phlogopit, MP = Melt Pocket

Für die mit * markierten Proben sind keine Gesamtgesteinssanalyse vorhanden. Dafür werden die Ergebnisse des „Point Counters“ verwendet

Bei den Proben mit <0,1 Vol.% Amph die Amph befindet sich als Einschluss in Cpx

6. Petrographie

6.1 Allgemeine petrographische Merkmale

Die Gefüge der untersuchten Comallo Proben konnten mit Hilfe der Nomenklatur nach Mercier & Nicolas [1974] in zwei Gruppen unterteilt werden. Die meisten Proben zeigten ein equigranulares – tabular oder mosaic – Gefüge (Abb.6.1-6.2). Bei einigen Proben konnte jedoch ein sekundär protogranulares (Abb.6.4), sowie ein Übergang von equigranularem zu sekundär protogranularem Gefüge nachgewiesen werden (Abb.6.5).

Bei der Probe mit equigranularem Gefüge sind beide Untergruppen vertreten. Proben mit tabular equigranularem Gefüge zeigen längliche Olivin-, Orthopyroxen- und Klinopyroxen-Kristalle. Der Durchmesser der Kristalle variiert zwischen 0,4-6,9mm für die Olivine, 0,3-2,7mm für die Ortho- und 0,3-2mm für die Klinopyroxene. Die Korngrenzen der Kristalle verlaufen gerade oder gekrümmmt. Bemerkenswert ist bei vielen solcher Proben die Parallelität oder Sub-Parallelität der Kristalle, die zu einer charakteristischen Foliation führt. Zudem konnte oft eine Lineation, vor allem bei Olivin, beobachtet werden. Die Spinell-Kristalle sind im Vergleich mit einem Durchmesser von <0,1 bis zu 1,7mm viel kleiner und über den gesamten Dünnschliff verteilt. Sie treten meistens als Einschlüsse in Olivin oder seltener in Ortho- und Klinopyroxen, aber auch an den Korngrenzen zwischen Olivin und Orthopyroxen auf. Die Einschlüsse sind rundlich oder haben zumindest gekrümmte Korngrenzen. In Proben, in denen Amphibole vorhanden sind, zeigen sie einen Durchmesser von <0,1 bis 2,6mm auf.

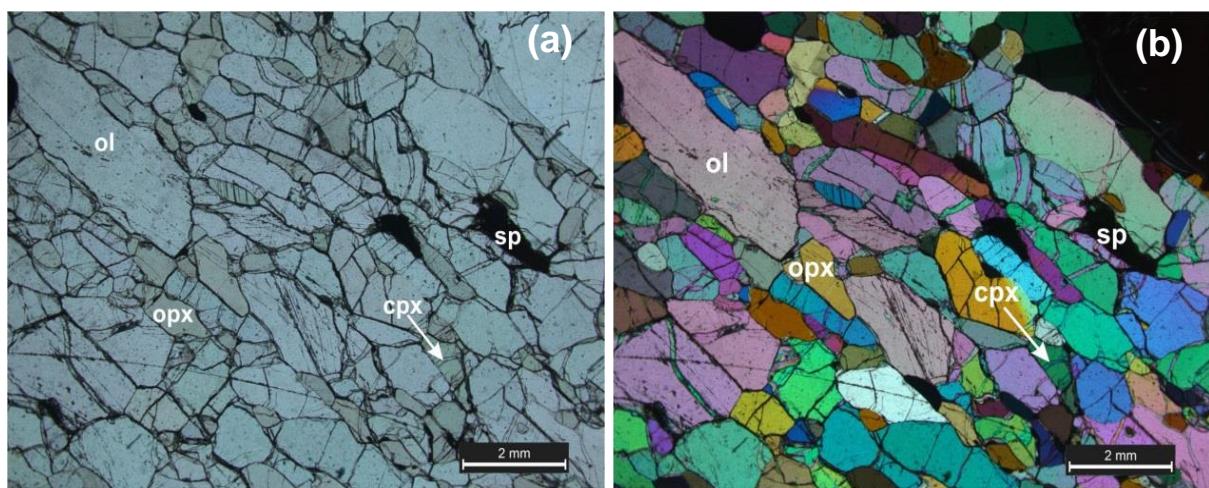


Abb.6.1: Charakteristisches Bild der Probe Com 108_b1 mit tabular equigranularem Gefüge mit (a) parallelen (N//) und (b) gekreuzten (N+) Nicols

Bei Proben mit mosaic equigranularem Gefüge sind die Olivin-, Ortho- und Klinopyroxen-Kristalle gleich oder fast gleich groß. Die Durchmesser liegen hier zwischen 0,4-3,1mm für Olivine, 0,4-2,3mm für Ortho- und 0,2-2,9mm für Klinopyroxene.

Charakteristisch für diese Untergruppe sind die geraden Korngrenzen, die sehr gut ausgebildeten Tripelpunkte (Abb.6.3), die einen Winkel von 120° aufweisen, sowie das Fehlen jeglicher Foliation oder Lineation. Die Spinell-Kristalle sind im Vergleich zu den Hauptphasen weiterhin kleiner und rundlicher (Durchmesser von <0,1 bis zu 1,7mm) und befinden sich entweder an den Korngrenzen zwischen Olivin- und Orthopyroxen-Körnern, oder sind in Olivin, Ortho- und Klinopyroxen eingeschlossen. Die geraden Korngrenzen, die gut ausgebildeten Tripelpunkte und die in Olivin und/oder Ortho- bzw. Klinopyroxen eingeschlossenen runden Spinell-Kristalle sind charakteristisch für jene Proben, die rekristallisierten und deren Phasen sich im Gleichgewicht befinden. Amphibole, die in einigen solcher Proben vorhanden sind, zeigen einen Durchmesser von 0,3 bis 4,8mm.

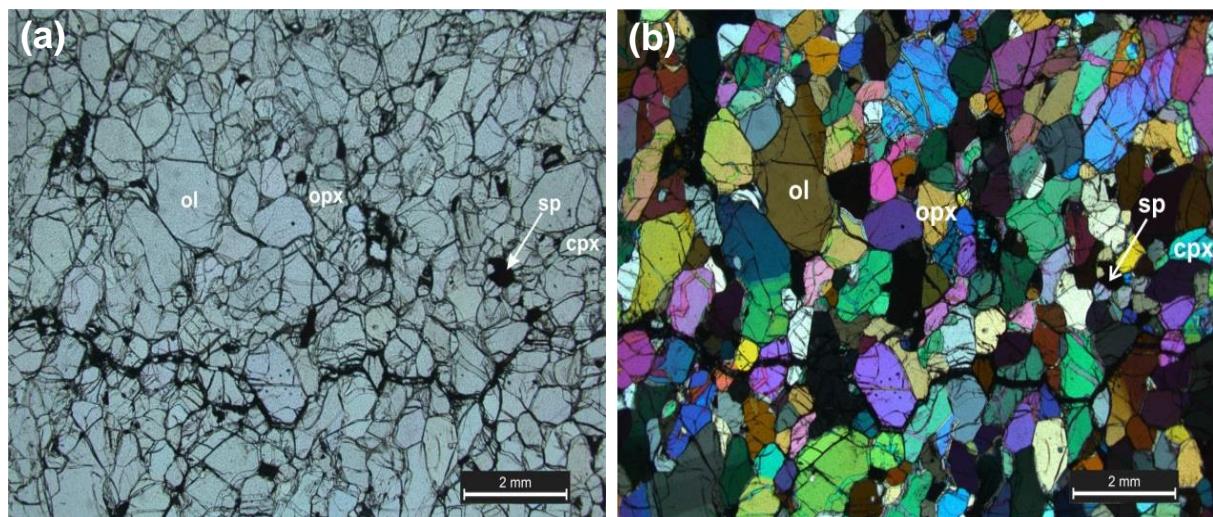


Abb.6.2: Charakteristisches Bild der Probe Com 118 mit mosaic equigranularem Gefüge mit (a) N// und (b) N+

Die Proben, die ein protogranulares Gefüge zeigen, zeichnen sich durch die großen Olivin-Kristalle – Durchmesser von 0,3 bis zu 6,1mm – aus, die in den Dünnschliffen

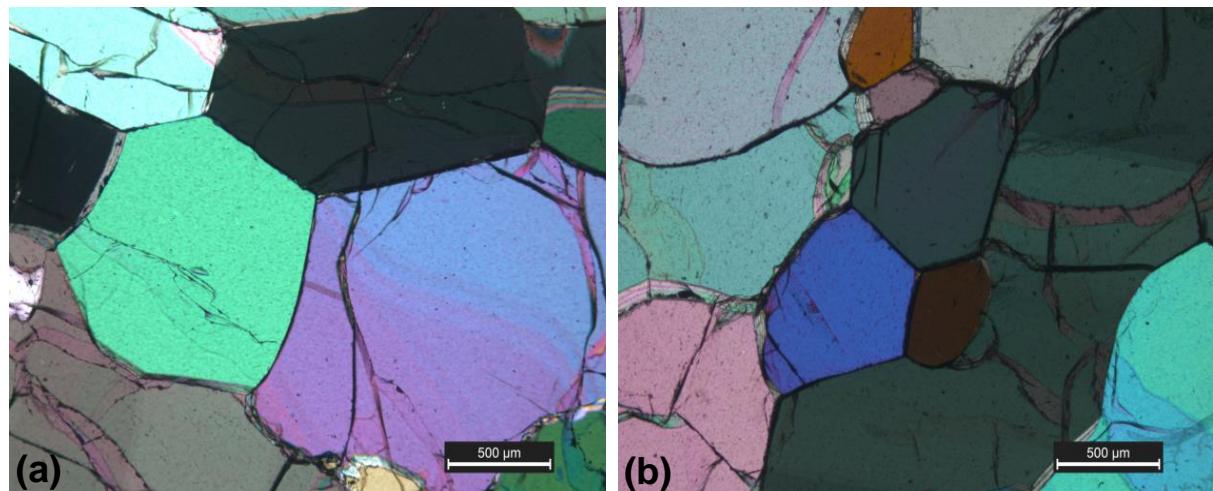


Abb.6.3: Dünnschliffaufnahme von Tripelpunkten unter N+ der Proben (a) Com 137 und (b) Com 139

dominieren. Die Orthopyroxen-Kristalle sind meist etwas kleiner als die Olivine, allerdings zeigen sie immer noch einen Durchmesser zwischen 0,4-3,8mm. Die Klinopyroxene und Spinelle sind im Vergleich viel kleiner (mit einem Durchmesser zwischen 0,3-1,6mm bzw. <0,1-3,5mm) und liegen im direkten Kontakt mit Olivin oder Orthopyroxen über den gesamten Dünnschliff verteilt. Die Spinelle weisen meistens eine vermkulare allotriomorphe Form um Olivine herum auf, können aber auch als kleinere, oft in Olivine aber auch in Pyroxene oder Amphibole eingeschlossene, Kristalle beobachtet werden. Ein sekundäres protogranulares Gefüge unterscheidet sich vom Primären durch die im Olivin eingeschlossenen Spinelle. In der Tab.6.2.1 wurde gelistet welche Proben über ein primäres und welche über ein sekundäres Gefüge verfügen.

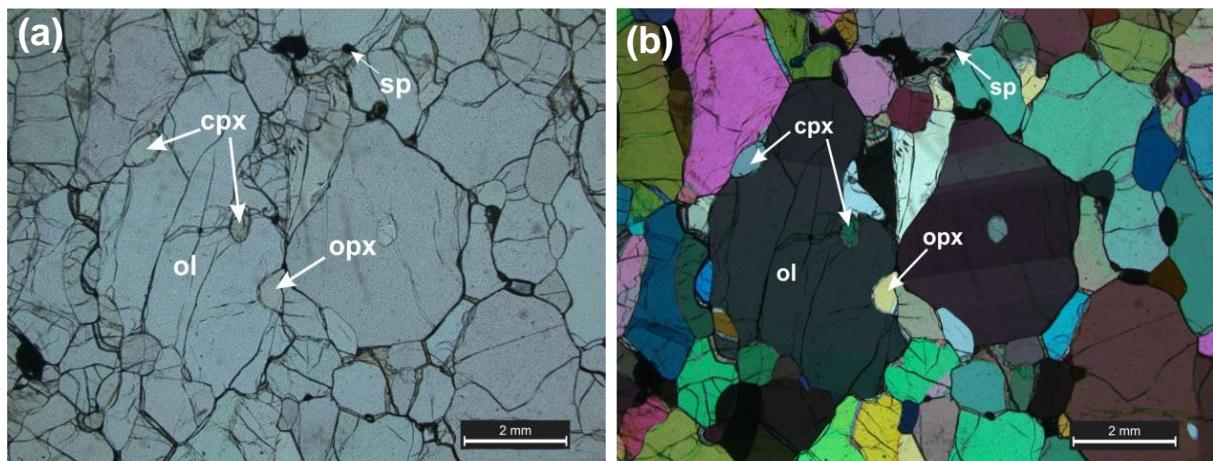


Abb.6.4: Charakteristisches Bild mit protogranularem Gefüge der Probe Com 103; (a) mit N//, (b) mit N+

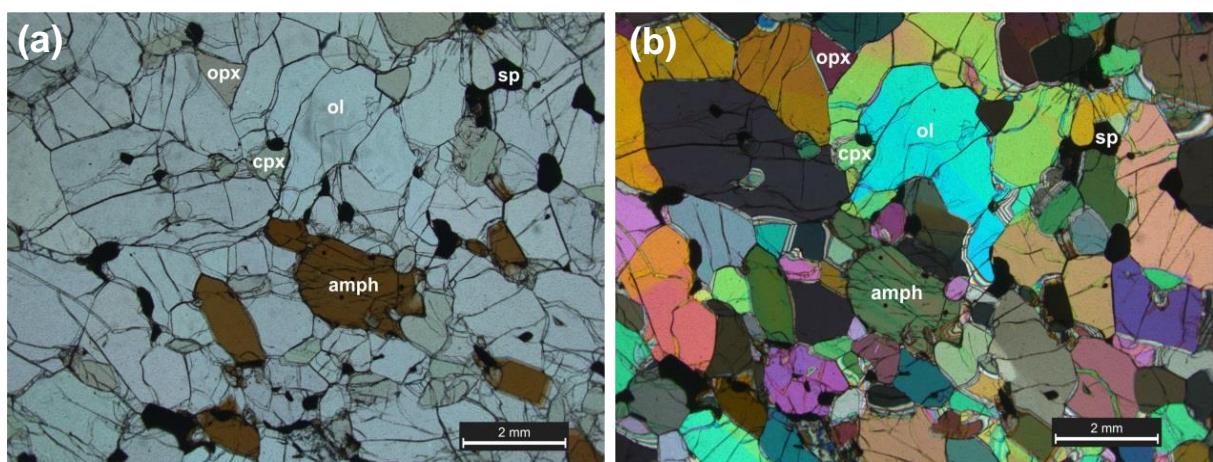


Abb.6.5: Dünnschliffaufnahme der Probe Com 147 mit dem Übergang von mosaic equigranular zu protogranularem Gefüge unter (a) N// und (b) N+

Ein charakteristisches Merkmal der Olivine sind „kink-bands“ sowie undulöse Auslöschung (Abb.6.6-6.7). Die „kink-bands“ repräsentieren Brucherscheinungen im Mineral, die entweder aufgrund mechanischer Beanspruchung während des Aufstiegs oder durch tektonische Beanspruchung des „host“ Basaltes entstanden sind. Präziser gesagt, die „kink-

bands“ sind das Ergebnis einer inhomogenen Gleitverschiebung, bei dem das Ausmaß der Verschiebung in der Gleitebene in der Richtung der Gleitung variiert [Deer et al., 1997].

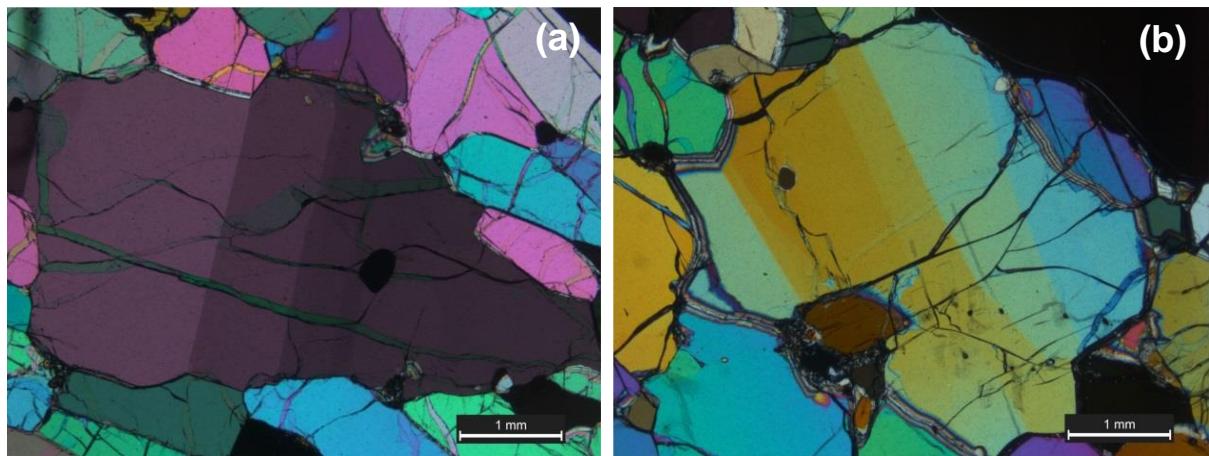


Abb.6.6: „kink-bands“ an Ol-Kristallen der Probe (a) Com 137 und (b) Com 146; das Phänomen ist nur mit N+ sichtbar

Die undulöse Auslöschung ist das Ergebnis der Beugung der Kristallgitter ohne die Entwicklung einer Verschiebung [Deer et al., 1997]. Diese Erscheinungen des Olivins sind nur unter gekreuzten Polarisatoren sichtbar.

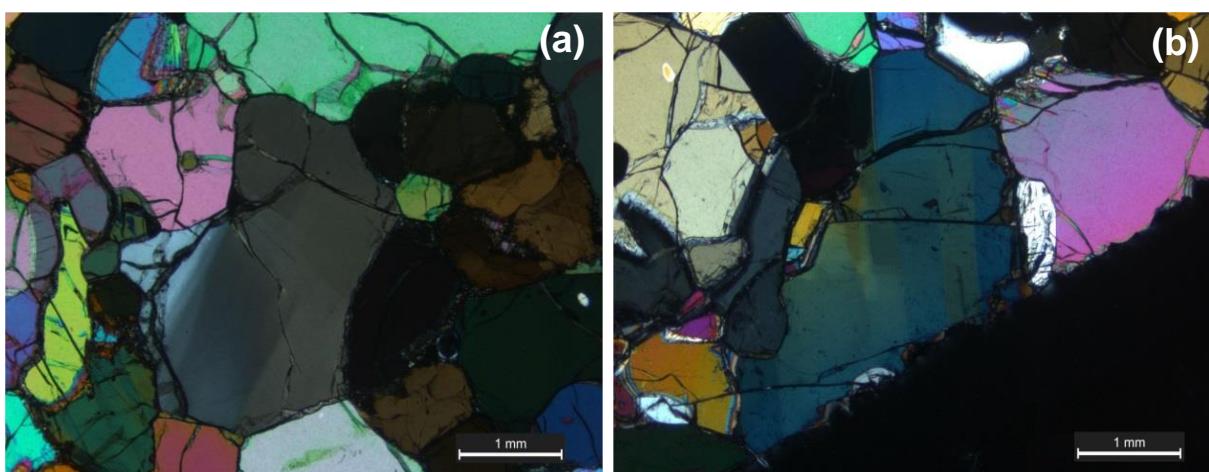


Abb.6.7: Ol-Kristalle, die die undulöse Auslöschung zeigen aus den Proben (a) Com 131 und (b) Com 146; das Phänomen ist nur mit N+ sichtbar

In Klinopyroxenen sind oft Entmischungslamellen zu beobachten (Abb.6.8). Diese entstehen als Folge der Entmischung von zwei Pyroxen-Phasen, die unterschiedliche Zusammensetzungen haben aufgrund von subsolidus Reequilibrierung während des langsamen Abkühlens. Dabei bleibt das Mineral in festem Zustand. Während des langsamen Abkühlens ändert sich die Zusammensetzung sowohl des „host“ Kristalles als auch der Lamellen, und die Lamellen gewinnen an Größe. Deren Breite ist von der ursprünglichen Zusammensetzung des Kristalls und der Abkühlungsgeschwindigkeit abhängig. Die

Entmischungslamellen in den Klinopyroxenen sind Orthopyroxene und/oder Spinelles und sind parallel zu einander. Bei den meisten Klinopyroxenen befinden sich die Lamellen nur im Kernbereich des Kristalles. Das ist ein Hinweis darauf, dass diese Klinopyroxene eine Rekristallisation ihrer Ränder erfahren haben.

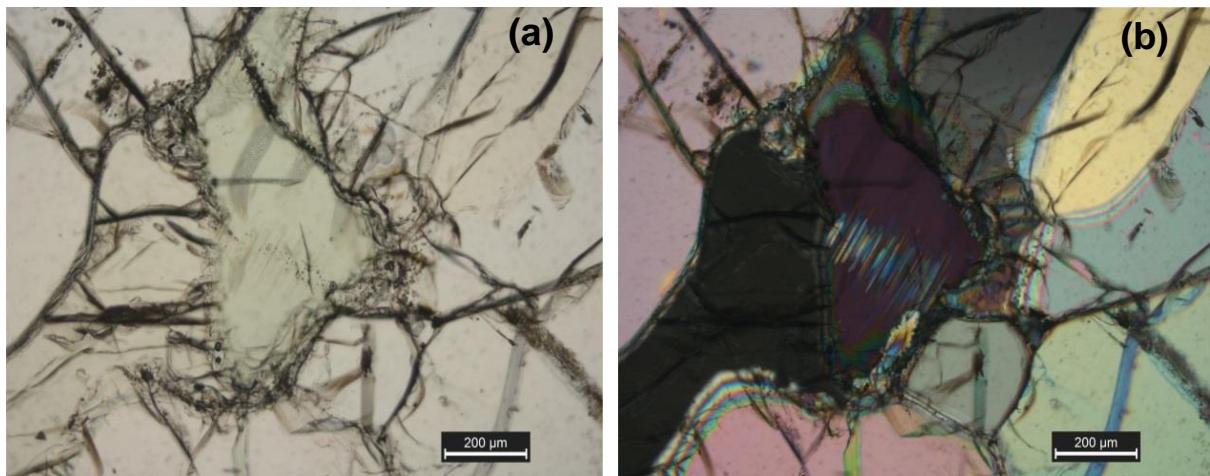


Abb.6.8: Mikroskopotos von Opx-Entmischungslamellen in Cpx, (a) mit N//, (b) mit N+ der Probe Com 118

Zusätzlich zu den gesteinsbildenden Mineralen kommen auch spät gebildete Minerale vor, die als sekundär bezeichnet werden. Diese sind hauptsächlich Olivine, Klinopyroxene und Spinelles, aber auch Minerale wie K-Feldspäte oder Plagioklase und akzessorische Minerale (Apatit, Rutil, Ilmenit u.a.), die im Nachhinein gebildet wurden. Diese sekundären Phasen sind einfach von den primären zu unterscheiden, aufgrund: (a) ihrer Lage, im Kontakt zum Basalt, intergranular oder in Schmelz-Adern und Rissen, (b) ihrer chemischen Zusammensetzung, die sich von denen der primären Phasen deutlich unterscheidet (siehe Kapitel 7), und (c) ihrer Kristallgröße; die sekundären Phasen treten

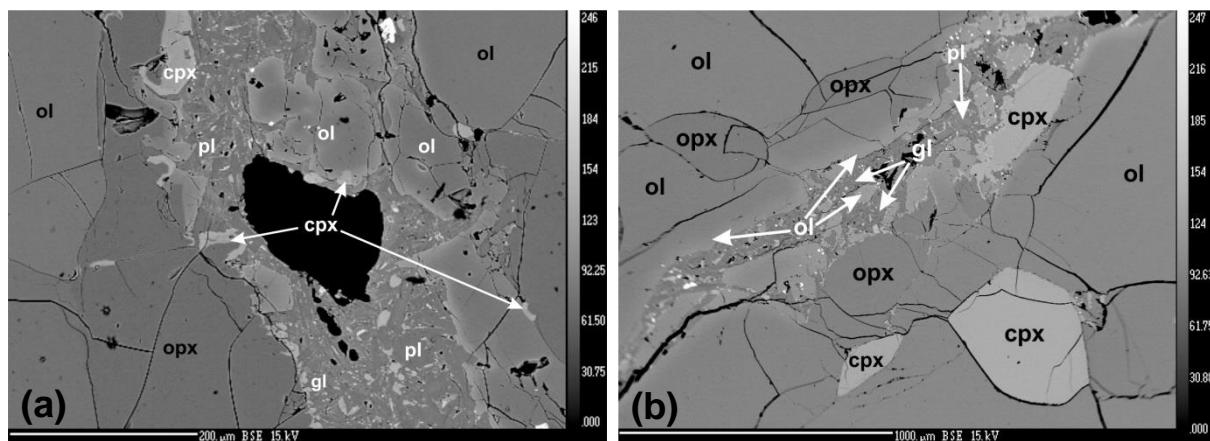


Abb.6.9: (a) BSE Foto einer Ader, die eine in das Gestein eingedrungene Schmelze ist; durch Reaktion mit der Schmelze sind sekundär Ol, Cpx, Gl, sowie Pl entstanden; aus der Com 118, (b) die Ader zieht sich durch die gesamte Probe; durch die Interaktion mit den primären Phasen, kam es zur Neubildung von Ol, Pl und Gl sowie zur Rekristallisation der Ränder primärer Olivine; BSE Foto aus der Com 142

meistens als kleine nicht equilibrierte allotriomorphe Kristalle auf. Für die Entstehung dieser sekundären Phasen ist das Eindringen von Schmelzen oder Fluiden notwendig, die in den intergranularen Raum zwischen den Mineralen perkolieren. Die infiltrierten Schmelzen/Fluide reagieren mit den primären Phasen und somit entstehen sekundäre Minerale, wie Olivin, Klinopyroxen, Spinell, und akzessorischen Mineralen, sowie hat dies oft die Rekristallisierung der Kornränder schon existierender Minerale zur Folge (Abb.6.9).

Die Kristallisation von Plagioklas oder K-Feldspäte konnte nur in fünf der Comallo Proben festgestellt werden (Com 103, Com 108_b1, Com 118, Com 131, Com 142; Abb.6.10). Diese wurden in einer Schmelz-Ader, nach der Wechselwirkung von „host“ Basalt mit den primären Phasen, gebildet.

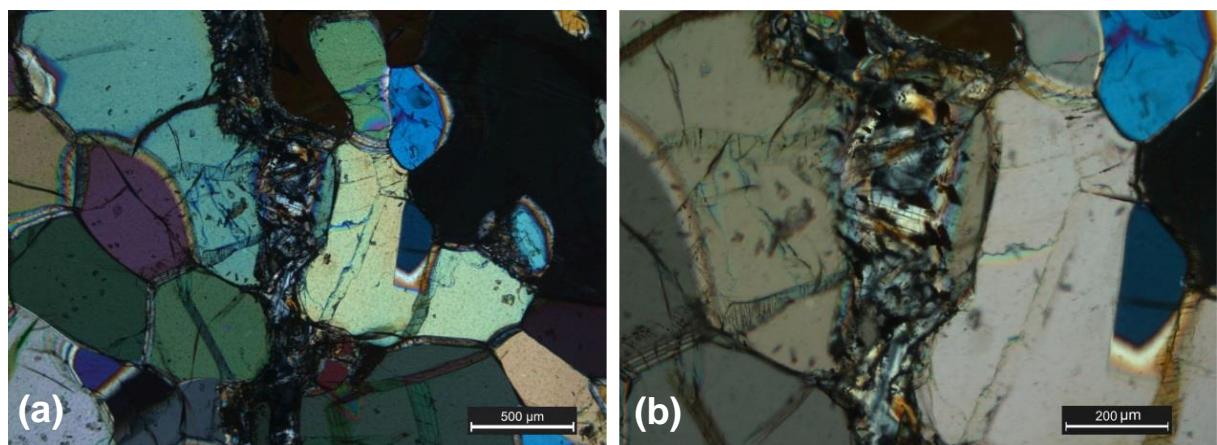


Abb.6.10: (a) Bildung von Pl in einer Schmelz-Ader, die die Probe Com 142 durchquert; (b) Vergrößerung der neugebildeten Pl-Kristallen aus der (a) Abbildung; die Dünnschliffaufnahmen sind mit N+

Die Wechselwirkung von intergranularen Schmelzen mit dem Xenolith hatte oft die Entstehung von „spongy“ Texturen um primäre Klinopyroxene zur Folge. Dabei handelt es sich um die Bildung einer „kranz“-ähnlichen Textur, während der Rekristallisierung der primären Phase (Abb.6.11).

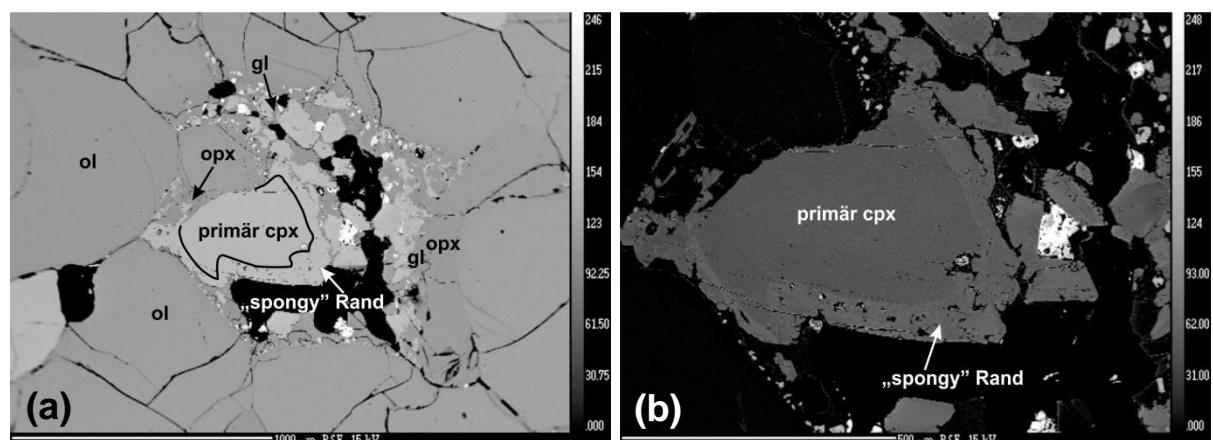


Abb.6.11: BSE Foto von der Entstehung eines „spongy“ Randes, durch die Reaktion von primären Cpx mit einer Schmelze in Probe Com 107

Eine weitere Wechselwirkung der Schmelzen mit den Xenolithen führte zur Rekristallisierung der Ränder primärer Spinelle oder zu deren teilweiser Auflösung. Dadurch wurde um den ursprünglichen Kristall herum ein Reaktionssaum entwickelt. Dieser Reaktionssaum beinhaltet dann sekundär gebildete Olivin-, Klinopyroxen- und Spinell-Kristalle, sowie Glas (Abb.6.12).

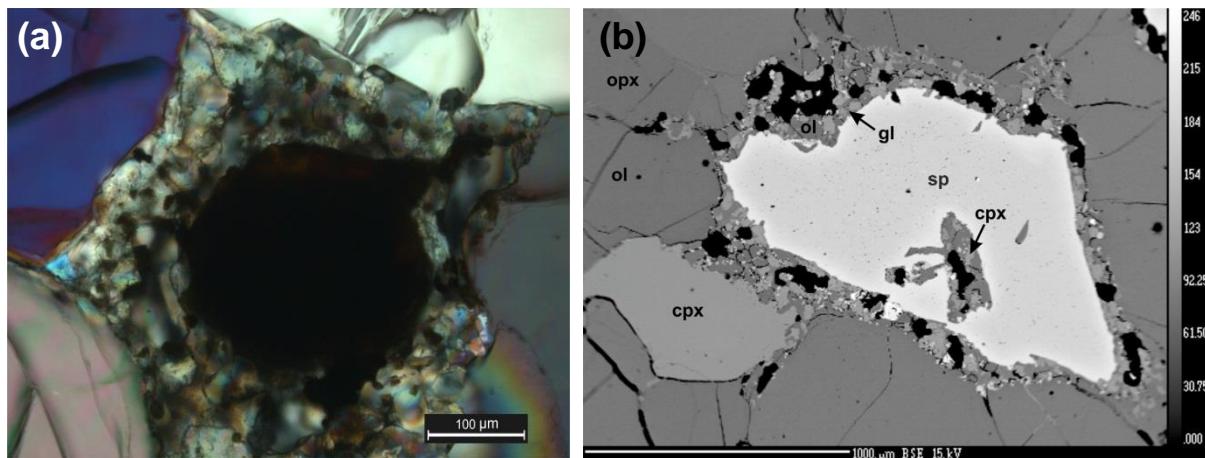


Abb.6.12: (a) Dünnschliffaufnahme eines Sp umgeben von einem Reaktionssaum unter N+; (b) BSE Foto eines Sp umgeben von sekundären Phasen, die dem Reaktionssaum entsprechen; beide Fotos aus der Probe Com 107

Eine Destabilisierung von Amphibol kann durch Aufschmelzung bei einer Druckentlastung oder durch die Wechselwirkung mit einer Schmelze oder einem Fluid verursacht werden. Beide Prozesse führen zum „breakdown“ des Amphibols und zur Entstehung eines Reaktionssaumes um den ursprünglichen Kristall. In dem Reaktionssaum bilden sich nach wie vor sekundäre Phasen, wie Olivin, Klinopyroxen und Spinell, sowie verschiedene Arten von Glas (Abb.6.13a und 6.14a). Hier ist es notwendig zwischen den Begriffen Reaktionssaum und „melt pockets“ zu unterscheiden. Ein Reaktionssaum entsteht

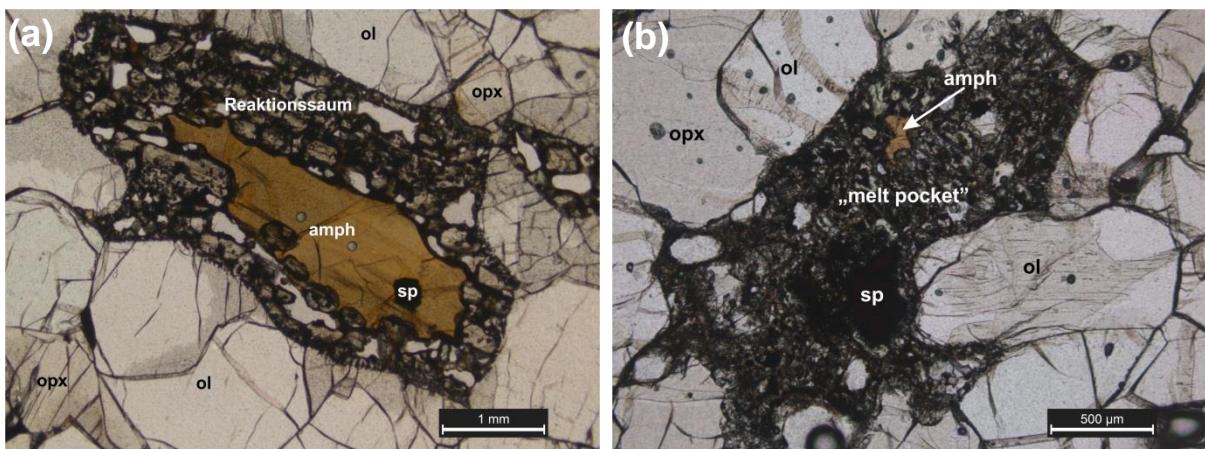


Abb.6.13: Dünnschliffaufnahmen unter N// von Amph innerhalb eines Reaktionssaumes oder eines „melt pockets“; (a) bei der Probe Com 105 ist der ursprüngliche Amph-Kristall größtenteils noch vorhanden und enthält einen Sp-Einschluss; (b) in der Probe Com 104 hingegen, befinden sich Amph- und Sp-Relikte in einem „melt pocket“, umgeben von sekundären Phasen

erst dann, wenn eine primäre Phase mit einer Schmelze oder Fluid reagiert hat und zum Teil aufgelöst worden ist. Durch diese Interaktion entstehen dann sekundäre Phasen, die den ursprünglichen Kristall umgeben. Bei den „melt pockets“ handelt es sich wieder um Schmelze oder Fluide, die mit der primären Phase reagieren, aber diese Interaktion führt zur kompletten Auflösung der primären Phase. Die dadurch entstandenen sekundären Phasen behalten die Form des ursprünglichen Minerals. Manchmal kann man auch kleine Relikte der ursprünglichen Phase in dem „melt pocket“ erkennen. Die „melt pockets“ der untersuchten Comallo Proben enthalten oft ein Amphibol-Relikt, welches von sekundär gebildetem Olivin, Klinopyroxen, Spinel und Glas umgeben ist (Abb.6.13b, 6.14b). Bei einigen Proben, in denen die Amphibole komplett zerstört wurden, bestehen die „melt pockets“ ausschließlich aus sekundären Phasen.

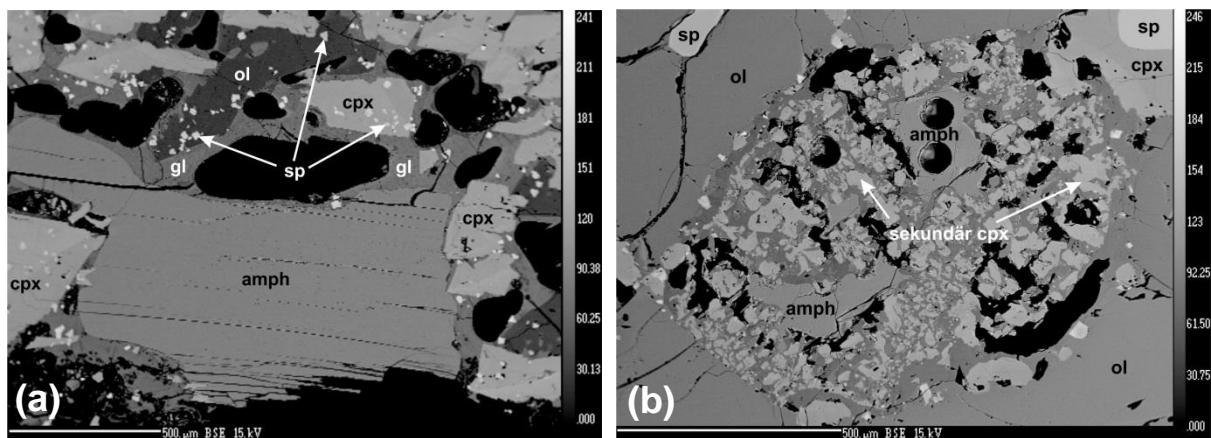


Abb.6.14: (a) BSE Foto eines Amph-Reliktes in „melt pocket“; das „melt pocket“ entsteht hauptsächlich aus sekundärem Cpx; aus der Com 138, (b) BSE Foto eines Amph in einem Reaktionssaum; der Amph-Kristall hat mit einer Schmelze oder Fluid reagiert, was zur Entstehung von sekundärem Ol, Cpx, Sp sowie Gl führte; aus der Com 105

Die Amphibole können aufgrund von texturellen Merkmalen in zwei Gruppen unterteilt werden: Die erste Gruppe beinhaltet große Amphibol-Kristalle, die möglicherweise von einem Reaktionssaum umgeben sind. Diese Kristalle sind entweder in Equilibrium mit den anderen Mineralphasen oder zeigen einen beginnenden „breakdown“. Bei der zweiten Gruppe handelt es sich um Amphibole, die schon einen fortgeschrittenen „breakdown“ aufweisen. Diese Amphibole sind meistens als Relikte in „melt pockets“, aber auch als kleine Einschlüsse in Klinopyroxen (Proben Com 102, Com 147) zu finden (Abb.6.15).

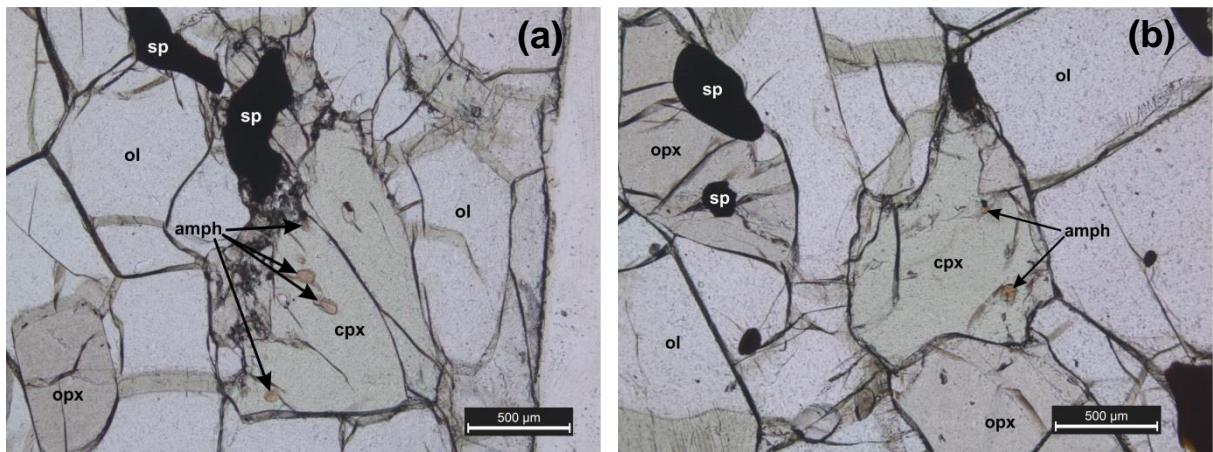


Abb.6.15: Dünnschliffaufnahme unter N// von Amph-Relikten, die in Cpx eingeschlossen sind (Com 102)

Die Amphibole der Probe Com 131 zeigen einige Besonderheiten und werden hier etwas genauer betrachtet. Es handelt sich um große Amphibol-Kristalle (Durchmesser bis zu 4,8mm), die meistens Aggregate bilden und sich in Equilibrium mit den anderen Mineralphasen befinden. Die meisten davon zeigen die, für Amphibole, charakteristische doppelte Spaltbarkeit mit einem Spaltwinkel von ca. 60°. Entlang dieser Spaltbarkeit wurden kleine sekundäre Kristalle beobachtet, die auf den Beginn des „breakdowns“ der Kristalle hindeuten (Abb.6.16).

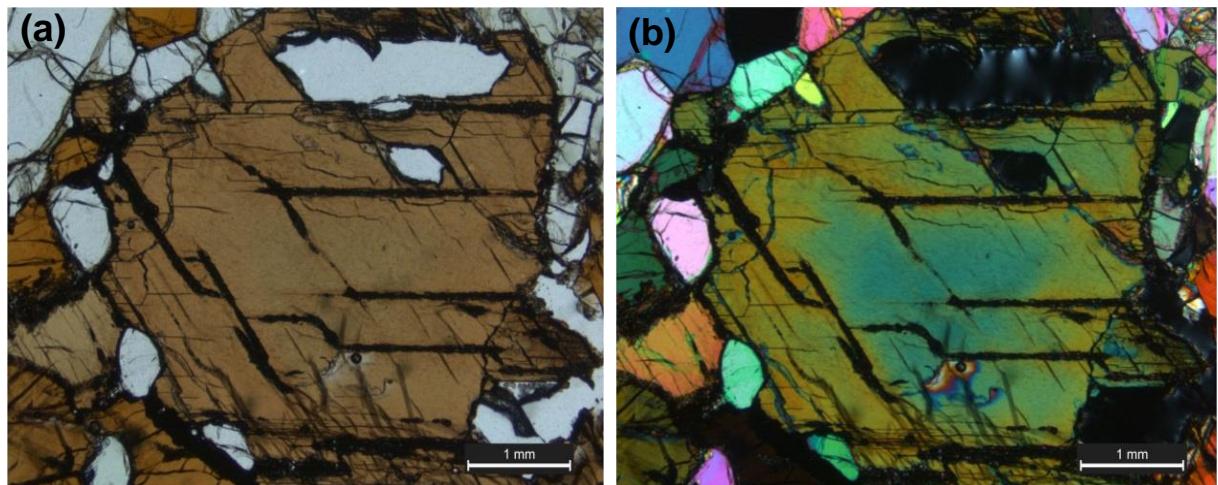


Abb.6.16: Amph-Kristall mit doppelter Spaltbarkeit unter (a) N// und (b) N+ der Probe Com 131

Die modale Metasomatose der Comallo Proben wurde nicht nur durch Amphibol, sondern, im Fall von Com 116 und Com 145, auch durch Phlogopit vertreten. Um genauer zu sein es handelt sich um eine Pseudomorphose nach Phlogopit, der durch sekundären Olivin, Klinopyroxen, Glas sowie Kalzit und Rutil ersetzt wurde (Abb.6.17).

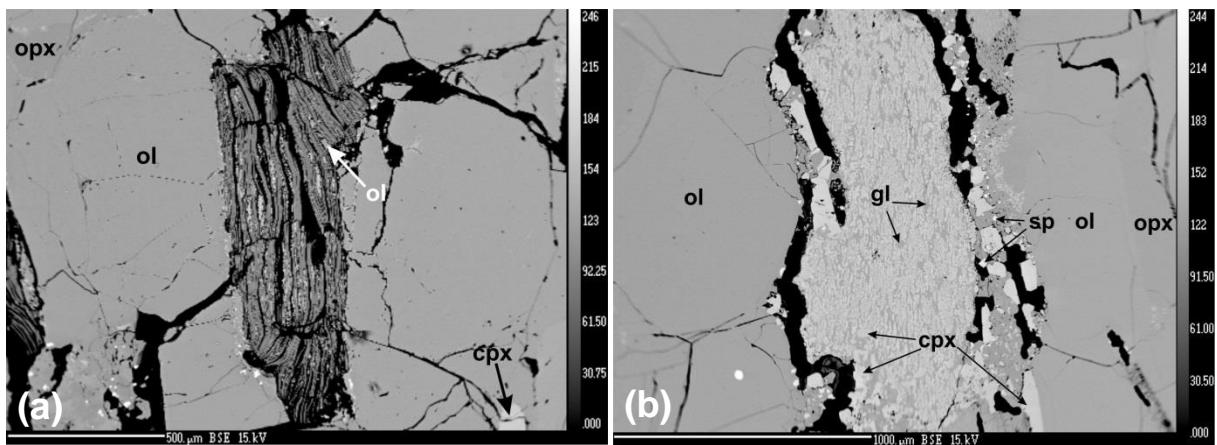


Abb.6.17: BSE Fotos von ausgelösten Phlogopit-Kristallen, die hauptsächlich durch sekundären Ol, Cpx und Gl ersetzt worden sind; (a) Com 116, (b) Com 145

Zusätzlich zu den Hauptmineralphasen wurden, wie schon erwähnt, in den untersuchten Comallo Proben auch akzessorische Phasen beobachtet. Diese enthalten sowohl Oxide (Hämatit, Rutil, Apatit) als auch Sulfide (Pentlanit, Pyrrhotit). Die Oxide treten intergranular in Bereichen auf, wo primäre Phasen mit einer eingedrängten Schmelze oder Fluid reagiert haben, sowie in der Nähe von aufgelöstem Phlogopit, den sie teilweise ersetzen (Abb.6.18). Die Sulfide können sowohl intergranular in Kontakt mit Glas, als auch intragranular auftreten. Bei den Sulfiden ist es bemerkenswert, dass sie meistens aus zwei oder mehreren Phasen entstehen (Abb. 6.19).

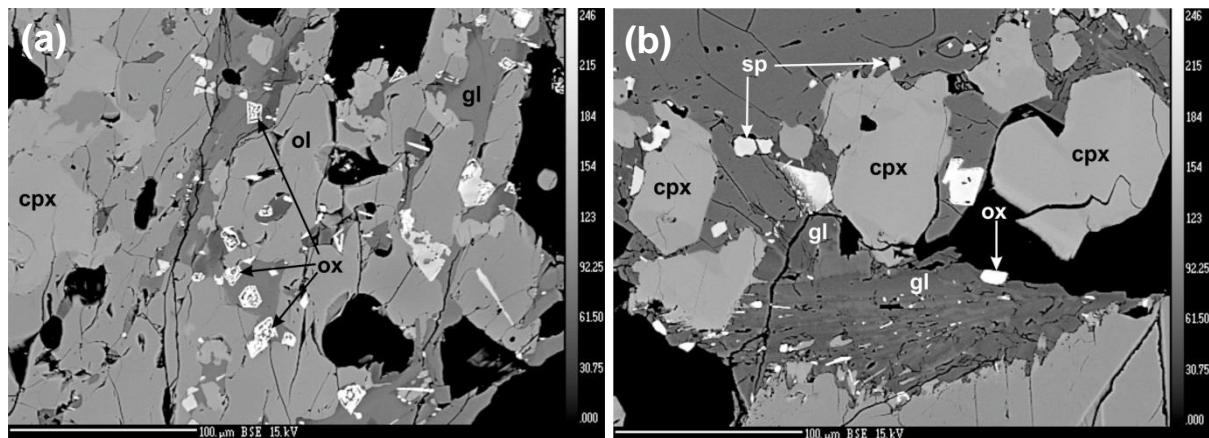


Abb.6.18: BSE Fotos von sekundären und akzessorischen Phasen; (a) in dem Reaktionssaum zwischen Cpx und Amph aus der Probe Com 119; (b) in dem Reaktionssaum um Cpx aus der Probe Com 131

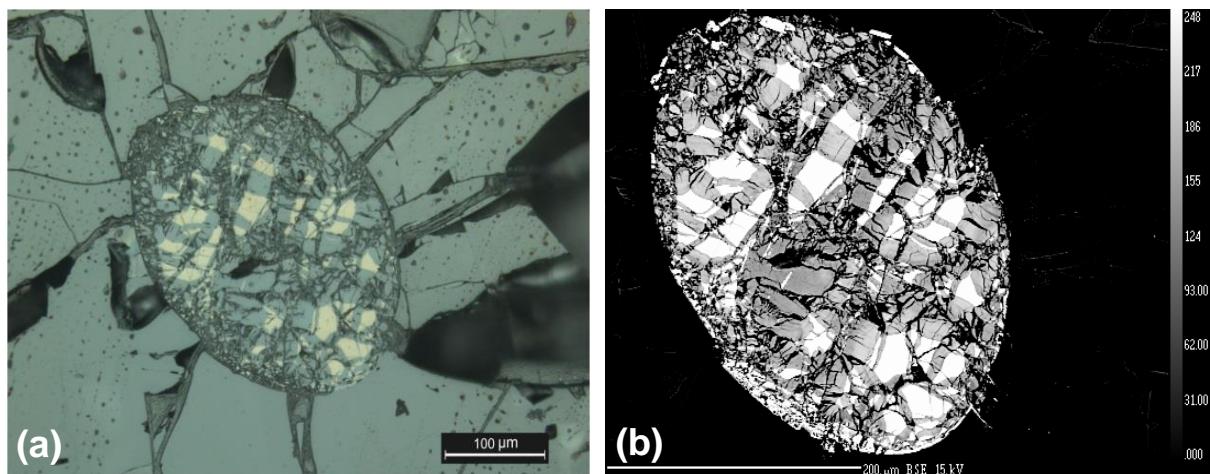


Abb.6.19: (a) Dünnschliffaufnahme eines zweiphasigen Sulfids mit Auflicht; (b) BSE Foto des gleichen Sulfids; aus der Probe Com 143

6.2 Detallierte petrologische Merkmale

Die detaillierten petrologischen Merkmale aller Comallo Proben wurden in Tabelle 6.2.1 aufgelistet. Für die Charakterisierung der Gefüge wurde die Nomenklatur nach Mercier & Nicolas [1974] verwendet. Die Einteilung der Proben nach Korngröße [nach Okrusch & Matthes, 2009] basiert auf dem mittleren Korndurchmesser und gilt wie folgt:

- grobkörnig > 5mm
- mittelkörnig 5 – 1mm
- feinkörnig 1 – 0,1mm
- dicht < 0,1mm

Die folgenden Abkürzungen wurden in den Fotos sowie in den Tabellen verwendet:

- OI = Olivin
- Opx = Orthopyroxen
- Cpx = Klinopyroxen
- Sp = Spinell
- Amph = Amphibol
- Phl = Phlogopit
- Pl = Plagioklas
- Gl = Glas
- Su = Sulfid
- Ox = Oxid
- Kg = Korngrenze

Nach dem Grad der Ausbildung von Kristallflächen wurde folgende Einteilung verwendet [nach MacKenzie et al., 1989]:

- ❖ idiomorph: gut ausgebildete Kristalle
- ❖ hypidiomorph: die Kristalle sind nur teils gut ausgebildet
- ❖ xenomorph: keine schön ausgebildeten Kristalle, nur unregelmäßige Körner

Die detaillierten petrographischen Merkmale der Comallo Proben wurden im Anhang I aufgelistet.

7. Mineralchemismus

Der Mineralchemismus der jeweiligen Phasen wurde mittels Elektronenstrahlmikrosondenanalysen (EMS-Analysen) bestimmt. EMS-Analysen wurden sowohl an primären als auch an sekundären Phasen durchgeführt. Unter sekundären Phasen versteht man jene Minerale, die aufgrund des „breakdowns“ von Amphibol, Phlogopit oder Spinell im Reaktionssaum oder durch eine Reaktion von primären Phasen mit intergranularen Schmelzen neu gebildet wurden. Zusätzlich dazu wurden auch LA-ICP-MS Analysen für die Bestimmung der Spuren- und Seltenen Erden Elemente (REE) hauptsächlich an Klinopyroxen und Amphibol, verwendet (siehe Kapitel 8.2). Bei besonders interessanten Proben (Com 104, Com 107) wurden LA-ICP-MS Analysen auch an Olivin und Orthopyroxen durchgeführt. Mit der Hilfe dieser beiden Methoden ist die chemische Zusammensetzung von Olivin, Ortho- und Klinopyroxen, Spinell und Amphibol, sowie jene der Gläser bestimmt. Soweit es möglich war, wurde auch die chemische Zusammensetzung des Plagioklases mit der Mikrosonde bestimmt. Des Weiteren wurden EMS-Analysen für die Bestimmung der Zusammensetzung von Oxiden und Sulfiden durchgeführt.

Die verschiedenen Mineralphasen werden im Folgenden beschrieben, dargestellt und interpretiert. Die Tabellen, die die chemischen Analysen zeigen, sind nach Gesteinsart gegliedert. Die Probe Com 107 weist einige Besonderheiten auf und wird daher getrennt im Kapitel 10.4 dargestellt und diskutiert.

7.1 Olivin

Die Bestimmung der chemischen Zusammensetzung, sowohl der primären als auch der sekundären, Olivine wurde mittels EMS-Analysen durchgeführt. Die detaillierten Ergebnisse der Mikrosondenanalysen sind auf Tab.7.1.1 bis Tab.7.1.4 zu sehen. Das FeO^{tot} bezieht sich auf das gesamte FeO im Mineral.

Die primären Olivine teilen sich anhand ihres FeO^{tot} - und MgO -Gehaltes sowie ihrer Mg# ($\text{Mg\#} = 100 * (\text{molMg}^{2+} / (\text{molMg}^{2+} + \text{molFe}^{2+}))$) oder des Forsteritgehaltes (Fo-Gehalt) in zwei verschiedene Gruppen. Die erste Gruppe bildet sich aus den Sp-Harzburgiten mit dem Sp-Lherzolit (Gruppe 1), die zweite wird vom Rest gebildet (Dunite, Wehrlite und Ol-Websterit) (Gruppe 2). Diese Unterteilung in zwei Gruppen wird auch bei den anderen Mineralen beibehalten.

Innerhalb der Gruppe 1 zeigt die chemische Zusammensetzung im Allgemeinen ein einheitliches Bild. Der MgO -Gehalt liegt zwischen 49,34 und 50,16 Gew.% ziemlich hoch, wie es für diese Gesteine zu erwarten ist. Der FeO^{tot} -Gehalt zeigt Schwankungen zwischen 7,84 und 9,52 Gew.%. Die Zusammensetzung der Olivine lässt sich zwischen den

Endgliedern Forsterit (Mg_2SiO_4) und Fayalit (Fe_2SiO_4) errechnen. Die berechneten Fo-Gehalte der Gruppe 1 liegen zwischen 90,2 und 91,9% mit einem Mittelwert von 91,3%.

Die Gruppe 2 zeigt deutlich einen niedrigeren MgO-Gehalt zwischen 43,62 und 47,84 Gew.%, während der FeO^{tot} -Gehalt höher ist (10,92-16,04 Gew.%) als bei der Gruppe 1. Dementsprechend liegt der Fo-Gehalt dieser Gruppe mit Werten zwischen 82,7 und 88,5% niedriger als der der Gruppe 1.

Bei den Erdmantelxenolithen ist es üblich, dass die Mg# des Olivins die Mg# des Gesamtgesteins mehr oder weniger wiederspiegelt. Das ist auch der Fall bei den Comallo Proben, mit Ausnahme der Probe Com 102, wo die Mg# des Gesamtgesteins viel niedriger liegt (88,9) als jene des Olivins (90,2). Der hohe Modalgehalt an Spinell dieser Probe (8,11 Vol.%) hat eine Auswirkung auf die Mg# des Gesamtgesteins.

Die sekundären Olivine bilden sich in der Regel im Reaktionssaum um Spinel und Amphibole, in „melt pockets“ und intergranular, dort wo eine Schmelze oder ein Fluid mit primären Phasen, wie Olivin, Ortho- und Klinopyroxen und Spinell, reagiert hat. Sekundäre Olivine wurden auch im Bereich der zerfallenen Phlogopite gefunden. Die chemische Zusammensetzung solcher Olivine variiert nicht nur stark von Probe zu Probe, sondern auch innerhalb einzelner Proben. Diese Variation der chemischen Zusammensetzung ergibt sich durch die Lage und die Entstehung (Kontakt eines Klinopyroxens mit einer Schmelze, „breakdown“ von Amphibol oder Spinell, nach dem Zerfall von Phlogopit etc.) der neuen Kristalle. Für Proben mit homogener chemischer Zusammensetzung wurde der Mittelwert verwendet. Bei jenen Proben, welche große Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung aufweisen, wurde der Mittelwert zusammen mit dem Maximum und Minimum verwendet. Zudem war eine genauere Betrachtung notwendig, um zu klären, woran diese Unterschiede liegen.

Daher zeigt die Probe Com 116 drei verschiedene Trends. Analysen mit einem FeO^{tot} -Gehalt von 7,87 Gew.% und MgO-Gehalt von 50,36 Gew.% sind repräsentativ für Olivine, die nach einer Reaktion von Klinopyroxen mit einer Schmelze bzw. einem Fluid, oder durch den Zerfall von Phlogopit entstanden sind. Im Gegensatz dazu zeigt ein weiterer Trend Analysen mit FeO^{tot} -Gehalt von 6,23 Gew.% und MgO-Gehalt von 51,78 Gew.%. Dabei handelt es sich um Olivine, die im Reaktionssaum um Spinel entstanden sind. Ein dritter Trend repräsentiert Analysen, deren FeO-Gehalt bei 9,43 Gew.% und der MgO-Gehalt bei 49,40 Gew.% liegen. Diese Olivine sind entweder in einem Klinopyroxen oder entlang einer Schmelz-Ader entstanden.

Die Probe Com 142 zeigt innerhalb der chemischen Zusammensetzung der sekundären Olivine starke Variationen an FeO^{tot} (9,06-12,70 Gew.%) und MgO (46-49,18 Gew.%). Da alle analysierten Olivine aus dem gleichen Bereich stammen, liegen diese Variationen an der Inhomogenität der sekundären Phase. Dies kommt dann vor, wenn die

Phase nicht genug Zeit hat, um ein Equilibrium zu erreichen. Das Gleiche gilt auch für die Probe Com 146, die Unterschiede des FeO^{tot} -Gehaltes von 5,89-8,84 Gew.%, und MgO -Gehaltes zwischen 49,32 und 52,06 Gew.% aufweist.

Die Probe Com 137 unterscheidet sich in zwei Bereichen, je nach Entstehungsbereich. Sekundäre Olivine, die im Reaktionssaum um Spinelle entstanden sind, zeigen hohe FeO^{tot} - und niedrige MgO -Gehalte (10,17 und 48,21 Gew.%) während sekundäre Olivine um Klinopyroxene oder Amphibole niedrige FeO^{tot} - und hohe MgO -Gehalte (8,17 und 49,86 Gew.%) aufweisen.

Die Probe Com 138 lässt sich wiederum in zwei unterschiedliche Bereiche unterteilen. Bei dem Ersten handelt es sich um sekundäre Olivine, die entweder in einer „melt pocket“ oder im Reaktionssaum nach dem „breakdown“ von Amphibol entstanden sind. Diese Olivine haben niedrige FeO^{tot} - (11,71 Gew.%) und hohe MgO -Gehalte (47,12 Gew.%). Auf der anderen Seite zeigen Olivine, die in einem Reaktionssaum um primäre Spinelle entstanden sind, hohe FeO^{tot} - (13,17 Gew.%) und niedrige MgO -Gehalte (45,23 Gew.%).

Eine Inhomogenität in Bezug auf den FeO^{tot} - und MgO -Gehalt zeigt auch die Probe Com 119. Olivine mit einem FeO^{tot} - Gehalt zwischen 11,71 und 12,70 Gew.% und einem MgO -Gehalt von 46,55 Gew.% sind durch den Zerfall von Amphibol entstanden. Im Gegensatz dazu zeigen Olivine, die im Reaktionssaum zwischen Amphibol und Orthopyroxen oder Olivin gebildet wurden, hohe FeO^{tot} - (13,84-17,40 Gew.%) und niedrige MgO -Gehalte (42,38-45,82 Gew.%).

Die Unterteilung aller primären Olivine in die Gruppe 1 einerseits und in die Gruppe 2 andererseits ist deutlich in der Abb.7.1.1 zu sehen. Vier Hauptelemente (Cr_2O_3 , CaO , MnO und NiO) in Gew.% wurden gegen den Fo-Gehalt in % der Olivine geplottet. Die Gruppe 1 zeigt, wie schon erwähnt, hohe Fo-Gehalte zwischen 90,2 und 91,9%. Die Gruppe 2 zeigt deutlich niedrigere Fo-Gehalte, zwischen 82,9 und 88,6%, wobei der Ol-Websterit nochmal deutlich niedriger liegt als die Dunite und Wehrlite. Der Cr_2O_3 -Gehalt (Abb.7.1.1(a)) liegt an beiden Gruppen ähnlich, wobei der Gehalt an CaO (Abb.7.1.1(b)) an der Gruppe 2 leicht erhöht ist im Vergleich zu dem der Gruppe 1. Die Gruppe 2 zeigt leicht höhere MnO -Gehalte, die sich allmählich zu den niedrigeren MnO -Gehalten der Gruppe 1 fortsetzen (Abb.7.1.1(c)). Das Diagramm NiO -Fo% zeigt allgemein niedrigere NiO -Gehalte für die Gruppe 2 als für die Gruppe 1 (Abb.7.1.1(d)).

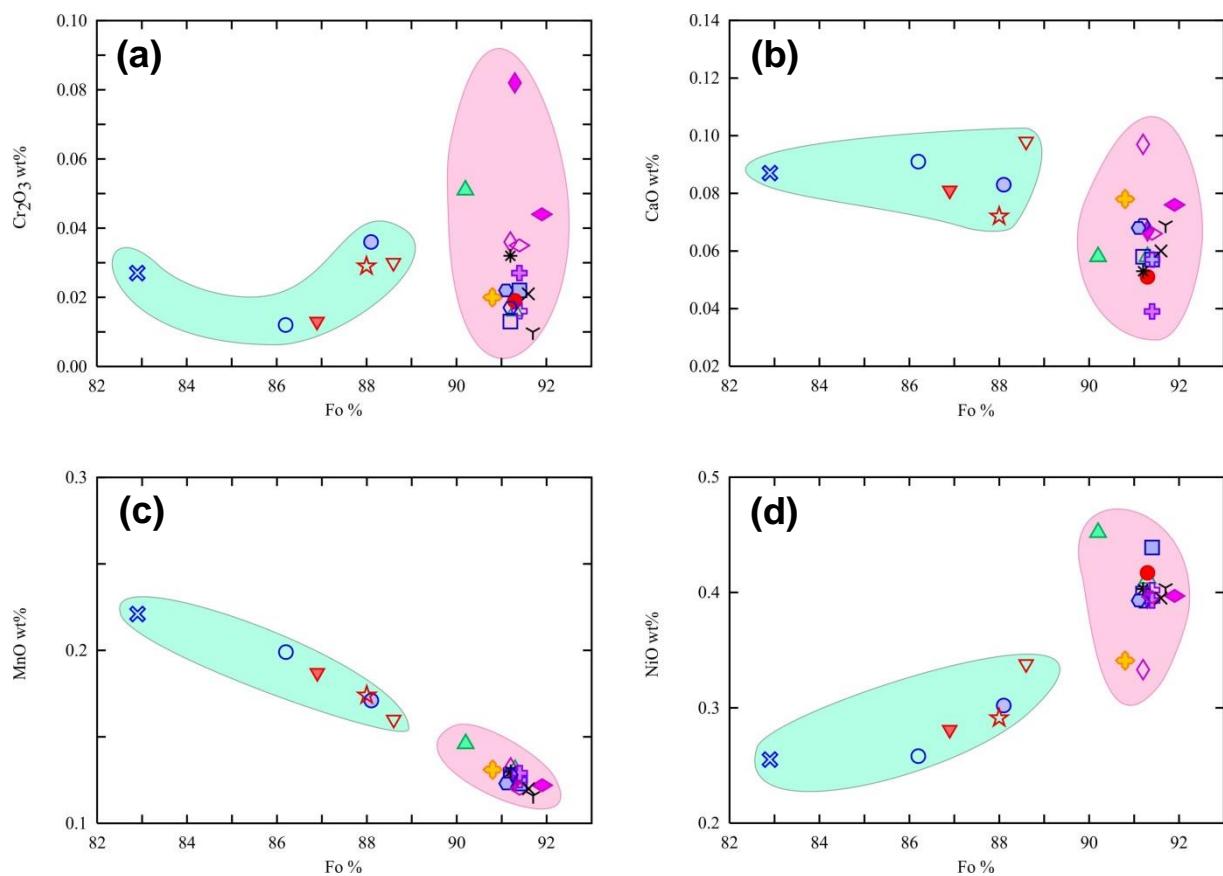


Abb.7.1.1: Unterteilung der Comallo Proben in zwei Gruppen anhand des Fo-Gehaltes von primären Olivinen; der rosa Bereich entspricht der Sp-Harzburgit und Sp-Lherzolit Gruppe (Gruppe 1), während der grüne Bereich die Dunite, Wehrlite und Ol-Websterit Gruppe (Gruppe 2) repräsentiert; geplottet wurden vier Hauptelemente in Gew.% gegen Fo-Gehalt %; Symbole wie in der Abb.5.1

Tab.7.1.1: Chemische Zusammensetzung von primären Olivinen der Gruppe 1

Gestein: Sp-Harzburgit								
Probe	Com 101	Com 102	Com 103	Com 104	Com 105	Com 106	Com 108_b1	Com 110
[Gew.%]	MW	MW						
n	15	34	19	19	11	25	18	32
SiO₂	41,03	40,79	41,19	41,11	41,31	41,25	41,01	41,44
TiO₂	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al₂O₃	0,04	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Cr₂O₃	0,02	0,05	0,01	0,02	0,04	0,08	0,02	0,03
FeO*	8,52	9,52	8,52	8,36	8,58	8,52	8,46	8,59
MnO	0,13	0,15	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13
NiO	0,41	0,45	0,40	0,44	0,33	0,40	0,42	0,40
MgO	49,89	49,34	49,59	49,89	50,05	49,90	50,13	49,94
CaO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,10	0,07	0,05	0,05
P₂O₅	n.a.	0,02	n.a.	0,01	0,02	n.a.	0,02	0,02
Total	100,11	100,36	99,93	100,03	100,55	100,37	100,24	100,62
Mg#	91,3	90,2	91,2	91,4	91,2	91,3	91,3	91,2
Fo	91,3	90,2	91,2	91,4	91,2	91,3	91,3	91,2
Fa	8,7	9,8	8,8	8,6	8,8	8,7	8,7	8,8

Tab.7.1.1: Chemische Zusammensetzung von primären Olivinen der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein:		Sp-Harzburgit						Sp-Lherzolit									
Probe	MW	Com 116	Com 118	Com 139	MW	Com 140	MW	Com 141	MW	Com 142	MW	Com 145	MW	Com 146	MW	Com 131	MW
n	24	47	23	20	MW	23	MW	25	MW	15	MW	23	MW	25	MW	25	
[Gew.%]																	
SiO₂	41,39	41,08	40,95	40,99		41,24		41,35		41,27		41,04		40,93			
TiO₂	0,01	0,01	0,01	0,01		0,00		0,01		0,00		0,01		0,01		0,01	
Al₂O₃	0,01	0,03	0,01	0,01		0,01		0,01		0,01		0,01		0,02		0,02	
Cr₂O₃	0,02	0,03	0,02	0,02		0,04		0,04		0,01		0,01		0,02		0,02	
FeO*	8,45	8,36	8,56	8,59		8,30		7,84		8,03		8,19		8,97		8,97	
MnO	0,13	0,13	0,13	0,12		0,12		0,12		0,12		0,12		0,13		0,13	
NiO	0,40	0,39	0,39	0,39		0,40		0,40		0,40		0,40		0,40		0,34	
MgO	50,16	49,79	49,65	49,59		49,74		50,01		49,84		50,10		49,56		49,56	
CaO	0,06	0,04	0,07	0,07		0,07		0,08		0,07		0,07		0,08		0,08	
P₂O₅	0,01	0,01	0,01	0,01		0,01		0,01		0,01		0,01		n.a.		n.a.	
Total	100,62	99,89	99,79	99,81		99,92		99,86		99,76		99,94		100,06			
Mg#	91,4	91,4	91,2	91,1		91,4		91,9		91,7		91,6		90,8			
Fo	91,4	91,4	91,2	91,1		91,4		91,9		91,7		91,6		90,8			
Fa	8,6	8,6	8,8	8,9		8,6		8,1		8,3		8,4		9,2			

Bemerkungen: Mg# = molar MgO/(MgO+FeO)*100, FeO* entspricht den Fe^{tot},

n = Anzahl der Analyse, n.a. = nicht analysiert

MW = Mittelwert, Max = Maximum, Min = Minimum,

Tab.7.1.2: Chemische Zusammensetzung von sekundären Olivinen der Gruppe 1

Gestein:		Sp-Harzburgit										Com 118		
Probe		Com 101	Com 103	Com 104	Com 105	Com 106	Com 108_b1	Com 110	MW	Com 116	MW	Min	Kern	Rand
n	[Gew.%]	MW	MW	MW	MW	MW	MW	MW	MW	MW	MW	9	9	6
SiO₂	40,99	41,21	41,35	41,77	41,31	40,89	41,29	41,54	42,07	41,14	41,13	40,40		
TiO₂	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,06	0,00	0,01	0,03		
Al₂O₃	0,04	0,06	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,01	0,03	0,03		
Cr₂O₃	0,14	0,19	0,14	0,05	0,08	0,26	0,25	0,09	0,19	0,02	0,05	0,04		
FeO*	8,53	7,80	6,30	6,01	8,55	8,54	8,47	7,49	9,53	6,05	8,23	11,35		
MnO	0,14	0,12	0,10	0,09	0,14	0,14	0,13	0,12	0,18	0,08	0,15	0,22		
NiO	0,32	0,33	0,35	0,38	0,30	0,29	0,27	0,36	0,41	0,18	0,21	0,18		
MgO	49,71	49,85	51,40	51,80	49,90	50,03	49,93	50,78	52,06	49,22	49,96	47,25		
CaO	0,16	0,21	0,20	0,25	0,18	0,19	0,17	0,21	0,29	0,13	0,17	0,17		
P₂O₅	n.a.	0,03	n.a.	0,01	0,02	n.a.	0,03	0,01	0,02	0,00	0,01	0,09		
Total	100,03	99,79	99,90	100,39	100,52	100,37	100,56	100,65	100,94	100,15	99,46	99,76		
Mg#	91,2	91,9	93,6	93,9	91,2	91,3	91,3	92,4	93,9	90,2	91,5	88,1		
Fo	91,2	91,9	93,6	93,9	91,2	91,3	91,3	92,4						
Fa	8,8	8,1	6,4	6,1	8,8	8,7	8,7	7,6						

Tab.7.1.2: Chemische Zusammensetzung von sekundären Olivinen der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein: Sp-Harzburgit		Sp-Harzburgit						Sp-Lherzolit					
Probe	Com 139	Com 140	Com 141	Com 142			Com 145			Com 146			Com 131
<i>n</i> [Gew.%]	MW	MW	MW	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW
SiO ₂	41,06	41,15	41,09	40,60	41,04	40,03	41,41	41,33	41,75	40,86	41,00		
TiO ₂	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00	0,05		
Al ₂ O ₃	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,03	0,05	0,01	0,01	0,04		
Cr ₂ O ₃	0,10	0,12	0,14	0,03	0,05	0,00	0,12	0,14	0,38	0,08	0,07		
FeO*	7,65	8,47	8,07	11,11	12,70	9,06	6,70	6,95	8,84	5,89	8,33		
MnO	0,10	0,13	0,13	0,21	0,26	0,14	0,09	0,10	0,14	0,07	0,12		
NiO	0,35	0,27	0,29	0,27	0,34	0,23	0,38	0,34	0,41	0,24	0,26		
MgO	50,35	49,62	49,68	47,42	49,18	46,00	50,60	50,89	52,06	49,32	49,90		
CaO	0,20	0,11	0,17	0,11	0,16	0,06	0,22	0,22	0,32	0,15	0,23		
P ₂ O ₅	0,00	0,01	0,02	0,02	0,07	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
Total	99,87	99,92	99,61	99,79	100,08	99,46	99,57	100,04	100,63	99,25	99,98		
Mg#	92,1	91,3	91,6	88,4	90,6	86,6	93,1	92,9	94,0	90,9	91,4		
Fo	92,1	91,3	91,6	88,4			93,1	92,9			91,4		
Fa	7,9	8,7	8,4	11,6			6,9	7,1			8,6		

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

Tab.7.1.3: Chemische Zusammensetzung von primären Olivinen der Gruppe 2

Gestein:	Dunit		Wehrlit		Ol-Websterit	
	Probe	Com 137	Com 144	Com 138	Com 143	Com 147
n	MW	MW	MW	MW	MW	MW
SiO₂	40,48	40,59	40,57	40,03	40,74	39,48
TiO₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Al₂O₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Cr₂O₃	0,03	0,04	0,01	0,01	0,03	0,03
FeO*	10,92	11,44	12,61	13,18	11,63	16,04
MnO	0,16	0,17	0,19	0,20	0,17	0,22
NiO	0,34	0,30	0,28	0,26	0,29	0,26
MgO	47,84	47,58	46,83	46,22	47,63	43,62
CaO	0,10	0,08	0,08	0,09	0,07	0,09
P₂O₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	n.a.
Total	99,90	100,23	100,62	100,02	100,60	99,76
Mg#	88,6	88,1	86,9	86,2	88,0	82,9
Fo	88,6	88,1	86,9	86,2	88,0	82,9
Fa	11,4	11,9	13,1	13,8	12,0	17,1

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

Tab.7.1.4: Chemische Zusammensetzung von sekundären Olivinen der Gruppe 2

Gestein:	Dunit			Wehrlit			Ol-Websterit		
	Probe	Com 137	Com 144	Com 138	Com 143	Com 147	Com 119	Min	Max
n	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	
SiO₂	40,73	40,95	40,42	41,10	40,82	40,93	40,57	40,44	40,79
TiO₂	0,02	0,03	0,02	0,04	0,06	0,09	0,02	0,03	0,04
Al₂O₃	0,02	0,03	0,00	0,03	0,04	0,00	0,03	0,02	0,03
Cr₂O₃	0,21	0,50	0,06	0,20	0,09	0,28	0,03	0,10	0,07
FeO*	8,83	10,45	7,65	8,23	11,96	13,18	11,13	9,72	10,98
MnO	0,14	0,16	0,12	0,13	0,19	0,20	0,18	0,14	0,18
NiO	0,35	0,39	0,30	0,31	0,30	0,39	0,26	0,29	0,24
MgO	49,31	50,03	48,04	49,85	46,81	47,66	45,23	48,61	48,00
CaO	0,33	0,40	0,14	0,32	0,35	0,41	0,25	0,33	0,16
P₂O₅	0,02	0,03	0,00	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,02
Total	99,95	100,18	99,30	100,23	100,62	100,85	100,37	99,71	100,46
Mg#	90,9	92,1	89,1	91,5	87,5	88,4	85,9	89,9	88,6
Fo	90,9				91,5	87,5		89,9	88,6
Fa	9,1				8,5	12,5		10,1	11,4

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

7.2 Orthopyroxen

Um die Mineralzusammensetzung der Orthopyroxene zu bestimmen, wurden hauptsächlich Mikrosondenanalysen durchgeführt. Für die Proben Com 104 und Com 107 wurden zusätzlich LA-ICP-MS Analysen durchgeführt (siehe Kapitel 8.2). Alle analysierten Orthopyroxene sind primär gebildet. Die Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen der analysierten Orthopyroxene sind in den Tab.7.2.1 und Tab.7.2.2 dargestellt.

Die analysierten Comallo Proben lassen sich, wie schon beim Olivin, in zwei Gruppen unterteilen, Gruppe 1 und Gruppe 2. Es ist wesentlich zu erwähnen, dass in beiden Duniten (Com 137, Com 144) keine Orthopyroxene beobachtet wurden.

Die Zusammensetzung innerhalb der beiden Gruppen zeigt sich einheitlich, allerdings gibt es einige Unterschiede zwischen der Gruppe 1 einerseits und Gruppe 2 andererseits. Um genauer zu sein, der SiO_2 - und MgO -Gehalt der Gruppe 1 ist höher ($\text{SiO}_2 = 56,03\text{-}56,99$ Gew.% und $\text{MgO} = 33,44\text{-}34,53$ Gew.%) als jener der Gruppe 2 ($\text{SiO}_2 = 53,72\text{-}55,20$ Gew.% und $\text{MgO} = 30,08\text{-}32,46$ Gew.%). Anderseits zeigt die Gruppe 2 höhere FeO^{tot} - und Al_2O_3 -Gehalte (6,88-9,33 Gew.% und 3,57-4,36 Gew.%) als die Gruppe 1 (4,90-6,31 Gew.% bzw. 1,78-2,83 Gew.%).

Nach Berechnung der MgO -, FeO^{tot} - und CaO -Endglieder wurde festgestellt, dass es sich um Enstatit-reiche Orthopyroxene ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) handelt (Abb.7.2.1). Der Enstatit-Anteil in der Gruppe 1 liegt, wie erwartet, etwas höher (89,1-91,2%) im Vergleich zu jener der Gruppe 2 (85,2-89,4%). Der niedrigste Anteil an Enstatit liegt im OI-Websterit (85,2%). Der Ferrosilit-Anteil ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) zeigt das umgekehrte Bild: die Gruppe 1 zeigt einen niedrigeren Anteil an Fs zwischen 7,6-9,7%, während die Gruppe 2 einen höheren Fs-Anteil beinhaltet (11,8-15,9%). Hier wiederum zeigt der OI-Websterit den höchsten Fs-Anteil aller Gruppen. Zu guter Letzt ist der Wollastonit-Anteil ($\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) bei allen Gruppen ähnlich und liegt zwischen 1,1-1,5%. Die Gruppe 2 weist mit 1,4-1,5% nur geringfügig höhere Werte als jene der Gruppe 1 auf.

Die Unterschiede zwischen den zwei Gruppen kann man in der Abb.7.2.2(a-d) sehen, wo Al_2O_3 , Cr_2O_3 , CaO und Na_2O gegen $\text{Mg}^{\#}$ geplottet sind. Die Gruppe 2 zeigt, wie schon erwartet, niedrigere $\text{Mg}^{\#}$ -Werte als die Gruppe 1. Die Gruppe 2 zeigt deutlich höhere Al_2O_3 -Gehalte als die Gruppe 1 (Abb.7.2.2(a)). Bei Cr_2O_3 (Abb.7.2.2(b)) zeigen die Proben beider Gruppen eine Kontinuität, beginnend mit den niedrigsten Werten des OI-Websterites bis zu den höchsten Werten der Gruppe 1 in der Probe Com 101. Bei CaO (Abb.7.2.2(c)) und Na_2O (Abb.7.2.2(d)) zeigen die zwei Gruppen ähnliche Gehalte, obwohl die Gruppe 1 eine leicht breitere Variation aufweist.

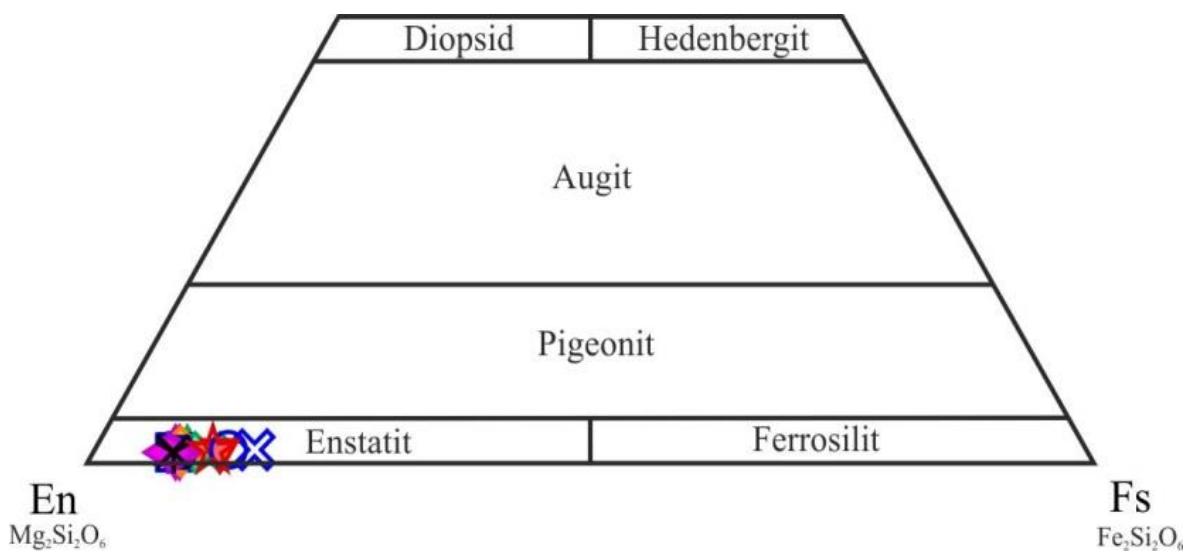


Abb.7.2.1: Einteilung der analysierten Orthopyroxene anhand ihrer En-, Fs- und Wo-Anteile im Enstatit-Feld, nach Morimoto et al. [1988]; Symbole wie in Abb.5.1

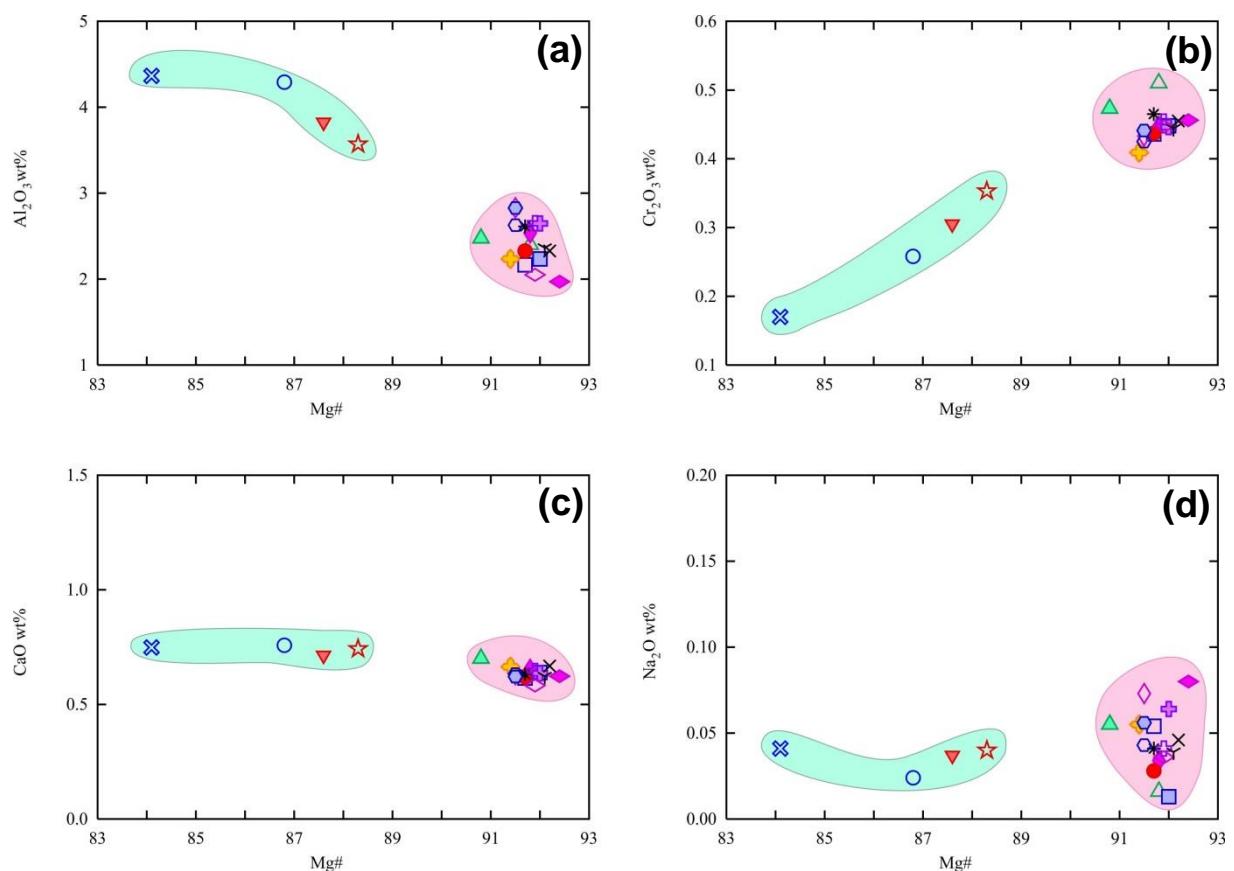


Abb.7.2.2: Unterteilung der primären Orthopyroxene der Comallo Proben anhand ihrer Mg#; geplottet wurden vier Hauptelemente gegen die Mg#; Bereiche wie in Abb.7.1.1; Symbole wie in Abb.5.1

Tab.7.2.1: Chemische Zusammensetzung von primären Orthopyroxenen der Gruppe 1

Gestein:	Sp-Harzburgit						Com 110	
	Probe	Com 101	Com 102	Com 103	Com 104	Com 105	Com 106	Com 108_b1
n	MW	MW	MW	MW	MW	MW	MW	MW
SiO₂	56,58	56,16	56,73	56,63	56,45	56,78	56,51	56,69
TiO₂	0,03	0,14	0,04	0,05	0,09	0,06	0,03	0,07
Al₂O₃	2,40	2,47	2,17	2,23	2,83	2,54	2,33	2,61
Cr₂O₃	0,51	0,47	0,44	0,45	0,43	0,45	0,44	0,47
FeO*	5,48	6,17	5,51	5,32	5,67	5,46	5,57	5,53
MnO	0,14	0,16	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13
NiO	0,10	0,12	0,10	0,11	0,08	0,11	0,10	0,10
MgO	34,35	33,98	34,18	34,42	34,33	34,41	34,53	34,35
CaO	0,64	0,70	0,62	0,64	0,63	0,65	0,62	0,63
Na₂O	0,02	0,06	0,05	0,01	0,07	0,03	0,03	0,04
Total	100,27	100,52	99,96	100,01	100,78	100,62	100,37	100,62
Mg#	91,8	90,8	91,7	92,0	91,5	91,8	91,7	91,7
En	90,5	89,3	90,5	90,7	90,3	90,5	90,5	90,4
Fs	8,3	9,3	8,4	8,1	8,6	8,2	8,4	8,4
Wo	1,2	1,3	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2

Tab.7.2.1: Chemische Zusammensetzung von primären Orthopyroxenen der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein:		Sp-Harzburgit						Sp-Lherzolit	
Probe	Com 116	Com 118	Com 139	Com 140	Com 141	Com 142	Com 145	Com 146	Com 131
n	MW	MW	MW	MW	MW	MW	MW	MW	MW
SiO₂	56,43	56,38	56,04	56,03	56,80	56,99	56,61	56,60	56,39
TiO₂	0,09	0,08	0,06	0,06	0,01	0,05	0,03	0,06	0,17
Al₂O₃	2,65	2,65	2,63	2,83	2,05	1,97	2,36	2,33	2,23
Cr₂O₃	0,45	0,45	0,43	0,44	0,45	0,46	0,44	0,46	0,41
FeO*	5,36	5,34	5,65	5,63	5,40	5,02	5,25	5,20	5,75
MnO	0,13	0,13	0,13	0,12	0,13	0,12	0,13	0,13	0,14
NiO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09
MgO	34,34	34,26	34,07	33,94	34,40	34,50	34,29	34,52	34,24
CaO	0,65	0,64	0,63	0,62	0,58	0,62	0,67	0,67	0,66
Na₂O	0,04	0,06	0,04	0,06	0,04	0,08	0,04	0,05	0,06
Total	100,26	100,12	99,88	99,94	99,91	99,88	100,14	100,20	
Mg#	91,9	92,0	91,5	91,9	92,4	92,1	92,2	91,4	
En	90,6	90,7	90,2	90,7	91,2	90,8	90,9	90,1	
Fs	8,1	8,1	8,6	8,2	7,6	8,0	7,9	8,7	
Wo	1,2	1,2	1,2	1,1	1,2	1,2	1,3	1,3	

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

Tab.7.2.2: Chemische Zusammensetzung von primären Orthopyroxenen der Gruppe 2

Gestein: [Gew.%]	Wehrlit			Ol-Websterit
	Probe	Com 138	Com 143	
<i>n</i>	10	10	23	25
SiO₂	54,60	54,31	55,20	53,72
TiO₂	0,14	0,14	0,14	0,15
Al₂O₃	3,82	4,29	3,57	4,36
Cr₂O₃	0,31	0,26	0,35	0,17
FeO*	8,09	8,53	7,67	10,12
MnO	0,18	0,20	0,18	0,21
NiO	0,08	0,07	0,07	0,08
MgO	31,96	31,44	32,46	30,08
CaO	0,71	0,76	0,74	0,75
Na₂O	0,04	0,02	0,04	0,04
Total	100,03	100,12	100,52	99,77
Mg#	87,6	86,8	88,3	84,1
En	86,1	85,2	86,8	82,6
Fs	12,5	13,3	11,8	15,9
Wo	1,4	1,5	1,4	1,5

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

7.3 Klinopyroxen

Die chemische Zusammensetzung von primären und sekundären Klinopyroxenen wurde, wie schon bei Olivin und Orthopyroxen, durch Mikrosondenanalysen bestimmt. Zusätzlich wurden hier auch für jede Probe LA-ICP-MS Analyse durchgeführt, deren Ergebnisse in Kapitel 8.2 zu sehen sind. Die detaillierten Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen der Klinopyroxene sind auf Tab.7.3.1 bis Tab.7.3.9 zu sehen.

Die primären Klinopyroxene unterscheiden sich in der Gruppe 1 und der Gruppe 2. Innerhalb einer Gruppe sind kaum Unterschiede zwischen den verschiedenen Proben bemerkbar. Jedoch, bei einem Vergleich zwischen Gruppe 1 einerseits mit Gruppe 2 andererseits werden Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung deutlich. Am deutlichsten sind diese in den Gehalten von SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 und Cr_2O_3 zu sehen. Die Gruppe 1 zeigt höhere SiO_2 - (52,54-54,39 Gew.%) und Cr_2O_3 -Gehalte (0,86-1,25 Gew.%) als die Gruppe 2 (50,54-52,40 für SiO_2 und 0,31-0,93 Gew.% für Cr_2O_3). Für die Gehalte von TiO_2 und Al_2O_3 zeichnet sich das Bild genau andersherum. Hier liegen die Gehalte der Gruppe 2 höher (TiO_2 = 0,37-0,67 Gew.%, Al_2O_3 = 4,02-5,91 Gew.%) als die der Gruppe 1 (TiO_2 = 0,01-0,51 Gew.%, Al_2O_3 = 2,91-4,24 Gew.%). Kleinere Unterschiede gibt es auch in MgO (16,13-16,96 Gew.% für die Gruppe 1 und 15,13-16,03 Gew.% für die Gruppe 2), CaO (Gruppe 1 = 22,10-22,71 Gew.%, Gruppe 2 = 21,37-22,47 Gew.%) und Na_2O (0,64-1,48 Gew.% für die Gruppe 1 und 0,52-1,00 Gew.% für die Gruppe 2).

Nach der Berechnung der drei Endglieder, MgO , FeO^{tot} und CaO , wurde festgestellt, dass es sich um Diopside ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) handelt (Abb.7.3.1). Der Anteil der Enstatite ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) liegt in der Gruppe 1 höher (48,6-49,8%) als bei der Gruppe 2 (45,5-47,3%). Das Gegenteil gilt für den Ferrosilit-Anteil ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), welcher in der Gruppe 2 höher liegt (5,1-8,2%) als in der Gruppe 1. Der Wollastonit-Anteil liegt in beiden Gruppen in der gleichen Größenordnung, zwischen 46,2-47,3% für Gruppe 1 und 46,2-48,0% für Gruppe 2. Bemerkenswert ist es, dass der Ol-Websterit den niedrigsten Enstatit- und den höchsten Ferrosilit-Anteil aller Probe zeigt (En = 45,5%, Fs = 8,2%).

Außer den oben genannten Unterschieden, unterscheiden sich die zwei Gruppen auch im Hinblick auf ihre Mg#. Diese variiert von 91,1 bis 93,2 in der Gruppe 1 und liegt deutlich niedriger in der Gruppe 2 (Mg# = 85,0-90,5).

In der Abb.7.3.2 wurden die Haupt- und Nebenelemente TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , MnO , CaO und Na_2O gegen die Mg# von primären Klinopyroxenen geplottet. Deutlich zu sehen ist, dass die Gruppe 2, im Gegensatz zur Gruppe 1, einen Verarmungstrend aufweist (Abb.7.3.2(a-f)).

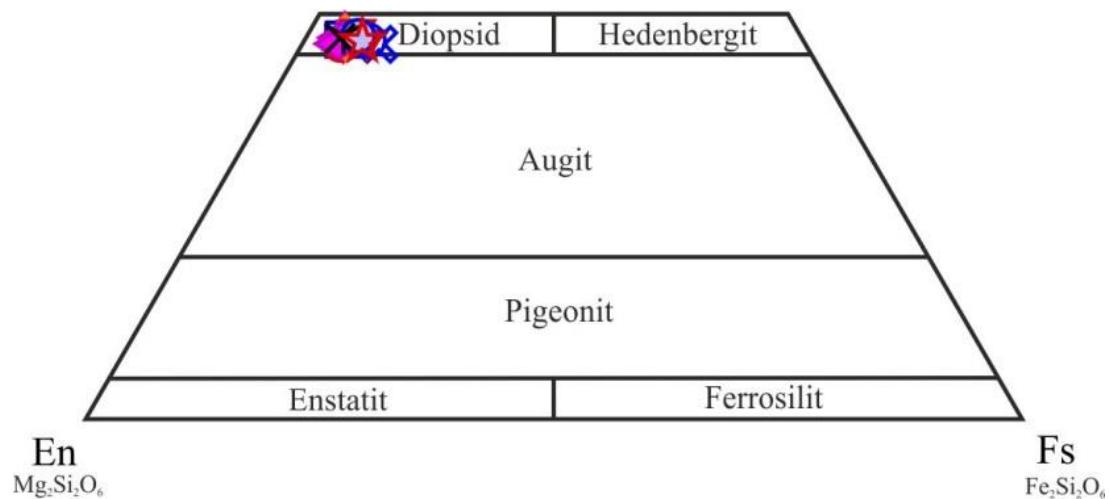


Abb.7.3.1: Einteilung der analysierten Klinopyroxene anhand ihrer En-, Fs- und Wo-Anteile im Diopsid-Feld, nach Morimoto et al. [1988]; Symbole wie in Abb.5.1

Im Gegensatz zu den primären zeigen die sekundären Klinopyroxene ein kompliziertes Bild mit großen Variationen innerhalb der chemischen Zusammensetzung. Um einen Überblick über das breite Spektrum der chemischen Zusammensetzungen zu erhalten, war es notwendig die Klinopyroxene voneinander zu unterscheiden. Aus diesem Grund ist eine erste Gruppierung der sekundären Klinopyroxene in Cr-Diopside, Diopside, Augite und Fassaite [Morimoto et al., 1988; Deer et al., 1997] anhand ihrer chemischen Zusammensetzung (Tab.7.3.2 bis Tab.7.3.4 und Tab.7.3.6 bis Tab.7.3.9) erfolgt. Zusätzlich dazu kommen die sekundären Klinopyroxene anhand ihrer Entstehungsumgebung wie folgt vor:

- intergranular, also zwischen den Korngrenzen anderer Minerale
- in einer Schmelz-Ader
- als „spongy“ oder als neu gebildeter Rand, meistens um primäre Klinopyroxene
- in „melt pockets“
- im Reaktionssaum um Spinell oder in Spinell eingeschlossen
- im Reaktionssaum um Amphibol oder im Amphibol eingeschlossen
- im Reaktionssaum um ursprünglichen Phlogopit
- nach dem Zerfall von Phlogopit und
- im „host Basalt“

Die sekundären Cr-Diopside der Comallo Proben entstehen hauptsächlich intergranular und/oder im Reaktionssaum um Spinell, obwohl einige auch als „spongy“ oder als neu kristallisierte um primäre Klinopyroxene, in „melt pockets“, im Reaktionssaum um Amphibol oder ursprünglichem Phlogopit, oder in einer Schmelz-Ader gebildet wurden. Die Gruppe 1 zeigt ein ziemlich homogenes Bild bezüglich der chemischen Zusammensetzung der Cr-Diopside. Nichtdestotrotz gibt es Unterschiede im Gehalt von Al_2O_3 , MgO und CaO ,

sowie in der Mg# zwischen den verschiedenen Entstehungsumgebungen. Die Cr-Diopside, die intergranular entstehen, haben MgO-Gehalte zwischen 16,09 und 19,08 Gew.% und ein breites Spektrum an Al_2O_3 -Gehalt (2,56-6,40 Gew.%), während der Gehalt an CaO zwischen 18,72 und 21,89 Gew.% liegt und die Mg# von 90,1 bis 93,7 variiert. Sekundär gebildete Cr-Diopside in Reaktionssäumen um Spinell, Amphibol oder Phlogopit haben einen etwas niedrigeren Gehalt an MgO, zwischen 15,52 und 18,06 Gew.%. Im Vergleich zu Cr-Diopside, die intergranular entstehen, der Gehalt an Al_2O_3 variiert von 3,73 bis 6,73 Gew.%, der an CaO zwischen 20,17 und 23,68 Gew.%, während die Mg# zwischen 91,4 und 94,1 liegt. Die wichtigsten Hauptelemente der Cr-Diopside aus den „melt pockets“ variieren wie folgt: MgO = 16,87-18,33 Gew.%, Al_2O_3 = 2,91-4,63 Gew.%, CaO = 20,84-23,02 Gew.% und Mg# = 92,1-93,9. In den „spongy“ Cr-Diopsiden variiert der MgO-Gehalt von 15,39 bis 16,88 Gew.%, der Al_2O_3 -Gehalt zwischen 4,86 und 6,59 Gew.% und der CaO-Gehalt zwischen 20,16 und 22,87 Gew.%, wohingegen die Mg# zwischen 92,0 und 93,7 liegt. Interessant zu erwähnen sind die Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung zwischen primären Klinopyroxenen und deren „spongy“ Rand. Die primären Klinopyroxene zeigen niedrigere TiO_2 - (0,09-0,31 Gew.%) und Cr_2O_3 -Konzentrationen (0,87-1,32 Gew.%), sowie höhere Na_2O -Konzentrationen (0,67-1,45 Gew.%) als deren „spongy“ Ränder (TiO_2 = 0,25-1,19 Gew.%, Cr_2O_3 = 1,85-1,87 Gew.% und Na_2O = 0,56-1,00 Gew.%). Schließlich, Cr-Diopside aus einer Schmelz-Ader haben MgO = 17,44 Gew.%, Al_2O_3 = 3,85 Gew.%, CaO = 20,96, während die Mg# bei 90,7 liegt. Bei der Gruppe 2 zeigen die Cr-Diopside aus den verschiedenen Entstehungsumgebungen ähnliche chemische Zusammensetzungen. Deren Gehalt an Al_2O_3 variiert zwischen 4,84 und 6,38 Gew.%, der an MgO zwischen 14,53 und 16,84 Gew.% und der an CaO von 20,53 bis 23,77 Gew.%. Die Mg# liegt zwischen 88,2 und 92,4. Einzige Ausnahme ist der OI-Websterit. Die Cr-Diopside dieser Probe (Com 119) zeigen deutlich höhere SiO_2 -, FeO^{tot} - und MgO-Gehalte (51,85, 4,42 und 17,95 Gew.%), niedrigere Al_2O_3 - und CaO-Gehalte (2,48 und 19,06 Gew.%), sowie eine niedrigere Mg# (85,7) als die Klinopyroxene der Dunite und Wehrilite. Im Allgemeinen weisen die Cr-Diopside der Gruppe 1 höhere Gehalte an SiO_2 , Al_2O_3 , MgO und niedrigere Gehalte an TiO_2 und CaO auf. Des Weiteren sie zeigen ebenfalls eine höhere Mg# als die Gruppe 2.

Diopside wurden hauptsächlich intergranular, als „spongy“ oder im Reaktionssaum um Amphibol gefunden. Des Weiteren wurden einzelne Diopside auch in einer Schmelz-Ader oder im Reaktionssaum um Spinell, sowie im „host“ Basalt gefunden. Bei der Gruppe 1 zeigen die Diopside eine große Variation an deren chemischen Zusammensetzungen. Der Gehalt an SiO_2 variiert stark zwischen 51,93 und 54,78 Gew.%, der an Al_2O_3 zwischen 1,23 und 3,59 Gew.%. FeO^{tot} variiert von 1,58 bis 3,86 Gew.%, MgO von 16,24 bis 19,90 Gew.% und der Gehalt an CaO liegt zwischen 17,94 und 22,96 Gew.%. Schließlich, die Mg# zeigt ebenfalls größere Variationen (89,4-92,7). In den Diopsiden der Gruppe 2 variieren die

Gehalte der Oxide SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO und MgO wie folgt: der Gehalt an SiO_2 liegt zwischen 49,66 und 52,76 Gew.%, der an Al_2O_3 zwischen 2,79 und 8,61 Gew.%. Fe_2O_3 variiert von 0,84 bis 2,32 Gew.%, FeO von 1,48 bis 3,94 Gew.% und MgO von 16,14 bis 18,65 Gew.%. Die Mg# der Gruppe 2 liegt zwischen 86,6 und 89,3. Die unterschiedlichen Zusammensetzungen der Diopside in Gruppe 1 und Gruppe 2 sind auf ihre unterschiedliche Entstehungsumgebung zurückzuführen.

Die Augite treten vor allem im Reaktionssaum um Spinell, Amphibol oder ursprünglichen Phlogopit, intergranular oder als sekundär gebildeter Rand um primäre Klinopyroxene auf. Augite wurden aber auch als „spongy“, in „melt pockets“, durch Zerfall von Phlogopit, in einer Schmelz-Ader und im „host“ Basalt gebildet. Die chemische Zusammensetzung der Augite zeigt sehr große Variationen an fast allen Haupt- und Nebenelementen, sowohl in der Gruppe 1 als auch in der Gruppe 2. Die Hauptunterschiede zwischen den beiden Gruppen liegen in den Gehalten von SiO_2 , Cr_2O_3 , MgO , sowie in der Mg#, die bei der ersten Gruppe höher liegen als bei der zweiten, sowie in den Gehalten von TiO_2 , Al_2O_3 , FeO und CaO , die bei der zweiten Gruppe höher sind (siehe Tab.7.3.4 und Tab.7.3.8).

Fassaite wurden nur in der Gruppe 2 (Dunite, Wehrlite und Ol-Websterit) gefunden. Entstanden sind diese intergranular, in „melt pockets“ oder innerhalb von Spinellen oder Amphibolen, die einen „breakdown“ erlebt haben und von einem Reaktionssaum umgeben sind. Die Zusammensetzung der Fassaiten variiert stark je nach Entstehungsumgebung, aber auch oft innerhalb einer Probe (siehe Tab.7.3.9). Auffallend ist die große Variation der Mg#, welche zwischen 77,3 und 84,0 liegt. Der Fassait in den Ol-Websterit hat im Vergleich zu den anderen Gesteinsarten der Gruppe 2 die niedrigsten TiO_2 - (2,91-5,55 Gew.%) und Al_2O_3 - (8,77-14,83 Gew.%), und die höchste Fe_2O_3 -Konzentrationen (2,23-6,36 Gew.%). Dieser Fassait zeigt auch die niedrigste Mg#. Diese große Variation in der Zusammensetzung der Fassaiten ist das Ergebnis einer kürzeren Entstehungszeit, in der die verschiedenen Kristalle nicht Zeit genug hatten, um zu einem Equilibrium zu kommen und ihre chemische Zusammensetzung zu homogenisieren.

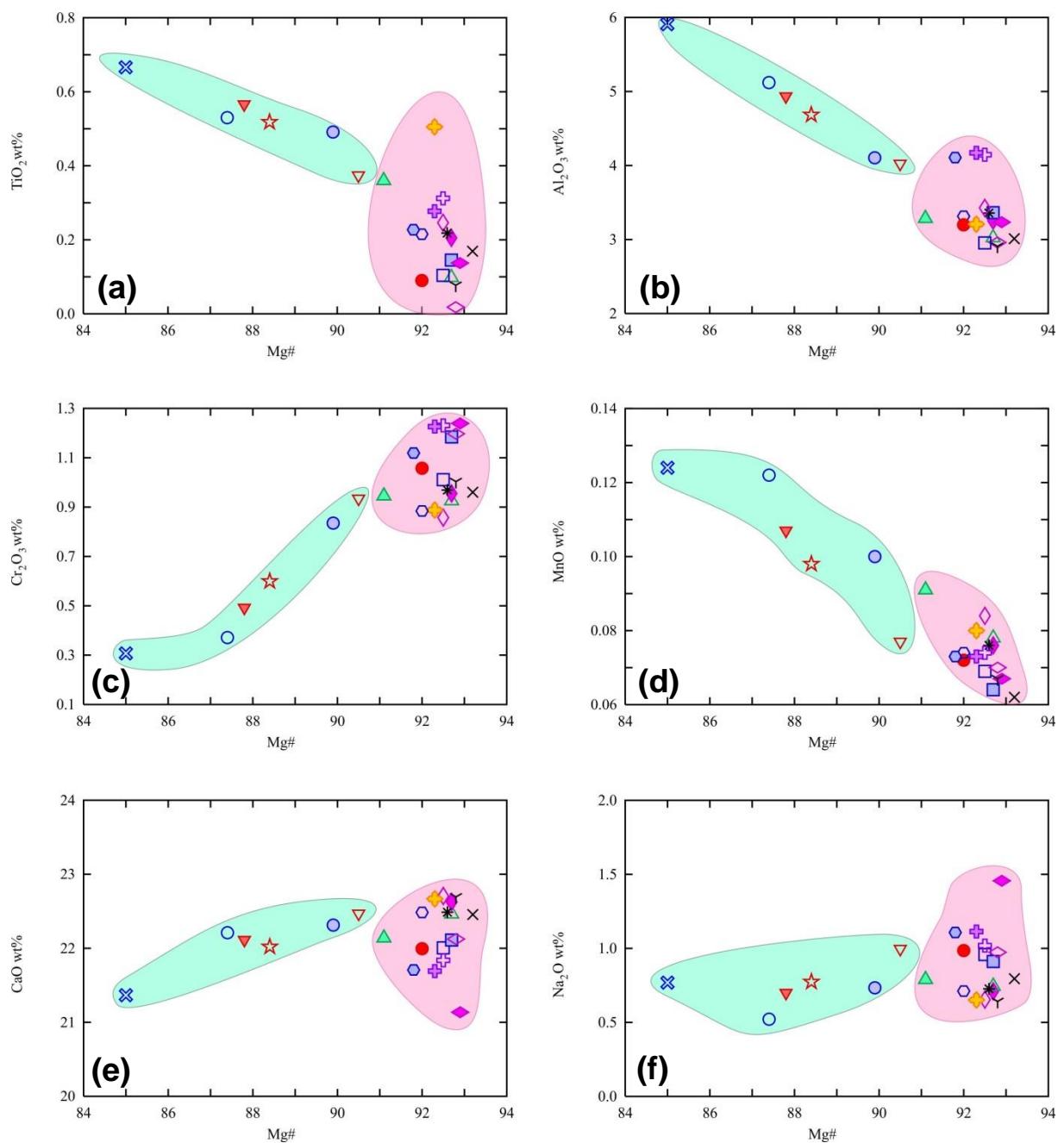


Abb.7.3.2: Unterteilung der primären Klinopyroxene der Comallo Proben anhand ihrer Mg#; geplottet wurden sechs Hauptelemente gegen die Mg#; Bereiche wie in Abb.7.1.1; Symbole wie in Abb.5.1

Tab.7.3.1: Chemische Zusammensetzung von primären Klinopyroxenen der Gruppe 1

Gestein: Sp-Harzburgit		Com 101	Com 102	Com 103	Com 104	Com 105	Com 106	Com 108_b1	Com 110
Probe	n	MW	MW						
[Gew.%]									
SiO₂	53,29	52,65	53,54	53,18	53,13	53,39	53,16	53,38	53,38
TiO₂	0,10	0,36	0,10	0,15	0,25	0,21	0,09	0,22	0,22
Al₂O₃	3,02	3,28	2,95	3,36	3,43	3,25	3,20	3,36	3,36
Cr₂O₃	0,93	0,95	1,01	1,18	0,86	0,96	1,06	0,97	0,97
FeO*	2,38	2,91	2,41	2,33	2,43	2,36	2,58	2,41	2,41
MnO	0,08	0,09	0,07	0,06	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08
NiO	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO	16,89	16,79	16,69	16,61	16,85	16,95	16,73	16,92	16,92
CaO	22,46	22,14	22,01	22,11	22,71	22,63	21,99	22,49	22,49
Na₂O	0,74	0,79	0,96	0,91	0,65	0,71	0,99	0,73	0,73
Total	100,07	100,22	99,88	100,07	100,54	100,68	100,10	100,67	100,67
Mg#	92,7	91,1	92,5	92,7	92,5	92,7	92,0	92,6	92,6
En	49,1	48,8	49,2	49,1	48,7	49,0	49,2	49,1	49,1
Fs	4,0	4,9	4,1	4,0	4,1	4,0	4,4	4,0	4,0
Wo	46,9	46,3	46,7	47,0	47,2	47,0	46,5	46,9	46,9

Tab.7.3.1: Chemische Zusammensetzung von primären Klinopyroxenen der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Probe	Gestein:	Sp-Harzburgit						Sp-Lherzolit	
		Com 116	Com 118	Com 139	Com 140	Com 141	Com 142	Com 145	Com 146
n	[Gew.%]	MW	MW	MW	MW	MW	MW	MW	MW
	SiO₂	52,80	52,68	52,54	52,61	53,46	53,92	53,20	53,27
	TiO₂	0,31	0,28	0,22	0,23	0,01	0,14	0,08	0,17
	Al₂O₃	4,24	4,17	3,31	4,11	2,96	3,23	2,91	3,01
	Cr₂O₃	1,25	1,23	0,88	1,12	1,20	1,24	1,00	0,96
	FeO*	2,38	2,40	2,59	2,57	2,30	2,24	2,33	2,21
	MnO	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06
	NiO	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
	MgO	16,34	16,24	16,69	16,13	16,58	16,35	16,86	16,96
	CaO	21,78	21,69	22,48	21,71	22,12	21,14	22,69	22,46
	Na₂O	1,04	1,11	0,71	1,11	0,97	1,46	0,64	0,80
	Total	100,40	100,07	99,75	99,86	99,83	99,91	99,92	100,07
	Mg#	92,3	92,3	92,0	91,8	92,8	92,9	92,8	92,3
	En	48,9	48,9	48,6	48,6	49,0	49,8	48,8	49,3
	Fs	4,2	4,2	4,4	4,5	3,9	3,9	3,9	3,7
	Wo	46,9	46,9	47,1	47,0	47,0	46,3	47,3	47,0

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

Tab.7.3.2: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Cr-Diopsiden) der Gruppe 1

Gestein: Sp-Harzburgit		Com 101						Com 103						Com 104					
Probe	Stelle	Int.	Int.	MW	Max	Min	R. Sp	MW	Max	Min	R. Sp	Int.	MW	Max	M. P.	MW	Max	Min	R. Sp
<i>n</i>		1	4	4	4	4		9	9	9		3	3	3	3	3	3	3	1
[Gew. %]																			
SiO₂	51,04	51,80	52,06	51,58	52,22	53,22	50,26	51,43	52,58	50,72	51,00	51,50	50,57	50,88					
TiO₂	0,45	0,43	0,53	0,37	0,25	0,32	0,13	0,36	0,45	0,31	0,58	0,64	0,49	0,38					
Al₂O₃	4,90	4,37	4,55	4,19	3,73	5,24	2,57	5,17	6,24	4,14	4,63	4,99	4,26	6,09					
Cr₂O₃	1,49	1,97	2,69	1,30	1,78	3,39	1,17	2,45	2,85	1,85	2,28	2,37	2,22	2,98					
FeO*	2,53	2,83	3,14	2,66	2,55	2,74	2,37	2,46	2,55	2,34	1,97	2,06	1,89	2,46					
MnO	0,05	0,08	0,11	0,06	0,08	0,10	0,06	0,08	0,08	0,07	0,05	0,08	0,03	0,07					
NiO	0,11	0,07	0,09	0,06	0,06	0,11	0,04	0,07	0,07	0,06	0,05	0,07	0,04	0,06					
MgO	16,76	18,06	18,70	17,69	17,51	18,47	16,52	17,55	19,23	16,59	16,87	17,24	16,63	16,49					
CaO	21,75	20,17	20,77	18,89	21,18	22,10	20,16	19,56	21,36	18,27	21,73	22,21	21,21	20,47					
Na₂O	0,35	0,49	0,61	0,41	0,48	0,68	0,36	0,87	1,13	0,65	0,50	0,62	0,34	0,78					
Total	99,43	100,28	100,77	99,89	99,82	100,17	99,34	99,99	100,19	99,88	99,64	99,75	99,45	100,66					
Mg#	92,2	91,9	92,2	91,4	92,4	92,8	91,8	92,7	93,1	92,3	93,9	94,0	93,7	92,3					
En	49,5	52,8			51,2			53,1			50,2				50,6				
Fs	4,3	4,8			4,3			4,3			3,4				4,3				
Wo	46,2	42,4			44,5			42,6			46,5				45,1				

Tab.7.3.2: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Cr-Diopsiden) der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein: Sp-Harzburgit		Com 105				Com 106				Com 108_b1				Com 110	
Probe	Stelle	M. P.	MW	Max	Min	R. Sp	MW	Max	M. P.	R. Sp	Min	M. P.	R. Sp	Int.	Int.
<i>n</i>	[Gew.%]														
SiO₂	50,36	50,42	50,31	50,47	50,72	50,31	53,21	52,74	53,30	52,20	52,34	49,45			
TiO₂	1,12	1,13	1,11	1,17	1,29	1,02	0,48	0,78	0,98	0,62	0,26	1,14			
Al₂O₃	5,61	5,76	5,47	5,03	5,48	4,82	2,56	2,91	3,17	2,44	3,85	6,40			
Cr₂O₃	1,77	1,81	1,72	1,33	1,54	1,00	1,24	1,45	1,68	1,12	1,41	2,27			
FeO*	1,98	2,03	1,94	1,94	2,01	1,79	2,97	2,80	3,02	2,52	2,89	2,45			
MnO	0,03	0,04	0,02	0,04	0,04	0,02	0,08	0,09	0,11	0,07	0,09	0,06			
NiO	0,06	0,06	0,06	0,05	0,07	0,03	0,08	0,06	0,09	0,03	0,05	0,04			
MgO	16,08	16,08	16,07	16,27	16,50	16,14	19,08	18,33	18,99	17,53	17,82	16,09			
CaO	23,02	23,05	23,00	23,05	23,59	23,25	20,48	20,84	21,81	19,71	20,18	21,89			
Na₂O	0,44	0,44	0,44	0,37	0,46	0,31	0,35	0,43	0,56	0,37	0,68	0,48			
Total	100,47	100,54	100,40	100,18	100,34	100,06	100,52	100,41	100,50	100,35	99,60	100,28			
Mg#	93,5	93,7	93,4	93,7	94,2	93,5	92,0	92,1	92,8	91,7	91,7	92,1			
En	47,6			47,5			53,7	52,5			52,4	48,4			
Fs	3,3			3,2			4,8	4,6			4,9	4,2			
Wo	49,0			49,3			41,5	42,9			42,6	47,3			

Tab.7.3.2: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Cr-Diopsiden) der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein:	Sp-Harzburgit										Com 118						
	Probe	Com 116					R. Sp					Int.			A.		
Stelle		Spgr.		MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min		
		n	[Gew.%]	2	2	2	4	4	4	2	2	2	10	10	10	10	1
SiO ₂	49,69	49,92	49,47	50,45	51,30	49,81	51,15	51,22	51,09	51,08	52,53	49,37	51,19				
TiO ₂	1,19	1,20	1,17	1,16	1,27	1,01	1,07	1,25	0,89	1,22	1,71	0,85	0,84				
Al ₂ O ₃	6,38	6,41	6,36	5,43	6,13	5,05	4,64	5,51	3,76	3,85	5,43	2,41	4,46				
Cr ₂ O ₃	1,87	1,91	1,84	2,07	2,36	1,92	1,38	1,60	1,16	1,43	1,83	1,11	1,66				
FeO*	1,88	1,95	1,80	1,83	1,96	1,75	2,57	2,67	2,47	3,18	4,28	2,57	2,55				
MnO	0,02	0,03	0,02	0,04	0,05	0,02	0,09	0,10	0,08	0,11	0,15	0,08	0,07				
NiO	0,07	0,08	0,06	0,07	0,08	0,05	0,05	0,07	0,04	0,03	0,05	0,01	0,04				
MgO	15,68	15,69	15,67	16,26	16,61	16,03	17,65	17,69	17,62	17,44	18,95	16,40	16,79				
CaO	22,87	22,93	22,80	22,58	22,98	22,01	20,44	21,29	19,59	20,96	21,61	19,24	22,43				
Na ₂ O	0,56	0,58	0,53	0,64	0,64	0,47	0,57	0,84	0,30	0,41	0,66	0,31	0,37				
Total	100,21	100,52	99,89	100,42	100,73	100,07	99,62	99,90	99,34	99,75	100,19	99,53	100,41				
Mg#	93,7	93,9	93,5	94,1	94,2	93,8	92,4	92,7	92,2	90,7	92,6	87,2	92,2				
En	47,3			48,5			52,2			50,8			48,8				
Fs	3,2			3,1			4,4			5,4			4,3				
Wo	49,5			48,4			43,4			43,9			46,9				

Tab.7.3.2: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Cr-Diopsiden) der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein:	Sp-Harzburgit						Com 141					
	Probe	Com 139			Com 140			Int.	MW	Min	Max	R. Sp
		Stelle	Int.	Spgr.	R. Sp	Int.						
<i>n</i>	1	1	1	1	1	1	3	3	3	3	9	9
[Gew.%]												
SiO ₂	50,50	49,10	49,44	52,17	53,30	54,16	52,11	51,61	54,59	49,99		
TiO ₂	0,78	0,92	1,00	0,60	0,07	0,08	0,06	0,07	0,09	0,04		
Al ₂ O ₃	5,02	6,59	6,73	3,92	2,60	3,68	1,74	4,64	6,48	1,29		
Cr ₂ O ₃	1,74	1,87	1,34	1,42	1,73	2,76	1,12	2,23	3,77	1,02		
FeO*	2,64	2,40	2,45	3,01	2,78	2,89	2,67	2,58	3,15	2,23		
MnO	0,06	0,04	0,06	0,09	0,10	0,12	0,08	0,07	0,13	0,04		
NiO	0,07	0,07	0,05	0,08	0,05	0,05	0,04	0,05	0,07	0,02		
MgO	16,56	15,39	15,52	18,98	18,43	19,22	17,79	16,73	20,57	15,19		
CaO	21,38	21,91	22,29	18,72	20,26	20,74	19,78	21,09	23,35	18,40		
Na ₂ O	0,66	0,72	0,70	0,68	0,58	0,75	0,32	0,72	1,19	0,35		
Total	99,40	99,01	99,60	99,67	99,89	100,29	99,67	99,77	100,25	99,23		
Mg#	91,8	92,0	91,9	91,8	92,2	92,5	91,9	92,0	93,1	91,2		
En	49,5	47,3	47,1	55,5	53,3				50,1			
Fs	4,5	4,2	4,3	5,1	4,7				4,4			
Wo	46,0	48,4	48,6	39,4	42,1				45,4			

Tab 7.3.2: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Cr-Diopsiden) der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein:	Sp-Harzburgit			Com 142			Com 145		
	Probe	Stelle	Int.	Min	MW	Max	R. Sp	MIn	R. PhI
<i>n</i>	2	2	2	3	3	3	3	3	1
[Gew. %]									
SiO₂	51,59	51,88	51,30	51,43	52,00	50,91	50,24		
TiO₂	0,36	0,36	0,36	0,52	0,57	0,46	0,56		
Al₂O₃	4,16	4,34	3,99	4,47	4,82	4,15	5,51		
Cr₂O₃	2,31	2,76	1,87	2,58	2,67	2,41	1,98		
FeO*	1,99	2,01	1,97	2,04	2,16	1,97	2,12		
MnO	0,05	0,06	0,04	0,05	0,06	0,04	0,03		
NiO	0,06	0,07	0,05	0,04	0,06	0,03	0,06		
MgO	16,61	16,68	16,54	16,59	16,98	16,31	15,52		
CaO	21,46	21,77	21,15	21,32	21,38	21,25	23,61		
Na₂O	0,79	0,79	0,79	0,79	0,81	0,77	0,26		
Total	99,38	99,43	99,34	99,82	100,10	99,45	99,90		
Mg#	93,7	93,7	93,7	93,6	93,9	93,2	92,9		
En	50,1				50,1		46,1		
Fs	3,4				3,5		3,6		
Wo	46,5				46,3		50,4		

Tab.7.3.2: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Cr-Diopsiden) der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein:	Sp-Harzburgit				Com 146				Sp-Lherzolit			
	Probe	R. Sp	Com 131		R. Amph	R. Amph		Com 131	R. Amph	R. Amph		
Stelle	M/W	Max	Min	M/W	Max	Min	M/W	Max	M/W	Max	M/W	Min
n	2	2	2	4	4	4	4	4	4	4	4	4
[Gew.%]												
SiO₂	49,63	50,07	49,19	50,77	52,06	49,86	50,12	51,01	48,53			
TiO₂	1,07	1,23	0,91	0,86	1,21	0,56	1,56	1,83	1,35			
Al₂O₃	5,39	5,90	4,88	4,59	5,62	3,60	5,30	6,69	4,21			
Cr₂O₃	2,18	2,25	2,10	2,23	2,58	1,92	1,87	2,50	1,46			
FeO*	1,85	1,94	1,76	2,00	2,13	1,90	2,31	2,37	2,20			
MnO	0,04	0,05	0,03	0,05	0,08	0,03	0,06	0,07	0,06			
NiO	0,05	0,06	0,04	0,06	0,08	0,05	0,06	0,07	0,05			
MgO	15,69	16,04	15,33	16,74	17,90	15,87	16,92	17,45	15,96			
CaO	23,68	23,83	23,52	21,96	23,44	20,32	21,18	21,72	20,80			
Na₂O	0,37	0,39	0,34	0,56	0,76	0,38	0,58	0,70	0,50			
Total	99,94	100,10	99,78	99,81	100,11	99,34	99,97	100,13	99,67			
Mg#	93,8	94,2	93,4	93,7	94,0	93,4	92,9	93,4	92,4			
En	46,5			49,7			50,5					
Fs	3,1			3,4			4,0					
Wo	50,4			46,9			45,5					

Bemerkungen: Mg# = molar $MgO/(MgO+FeO)^{1/2}$, M/W = Mittelwert, Max = Maximum, Min = Minimum, n = Anzahl der Analyse, n.a. = nicht analysiert
 Int. = intergranular, A. = in Ader, Spg. = "Spongy", Rd. Cpx = Rand um Klinopyroxen, M. P. = in "melt pocket", R. Sp = Reaktionsraum um Spinell, H. B. = in "host" Basalt
 R. Amph = Reaktionsraum um Amphibol, R. Phi = Reaktionsraum um Phlogopit, E. Phi = ersetzt ex-Phlogopit, In Sp = in Spinell eingeschlossen, In Amph = in Amphibol eingeschlossen

Tab.7.3.3: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Diopsiden) der Gruppe 1

Gestein: Sp-Harzburgit		Com 104		Com 107		Com 110		Com 116		Com 118		Com 139		Com 140		Com 141		Com 145	
Probe	Stelle	H. B.		Int.		Spg.		A.		Int.	R. Sp		Int.	Int.	Int.	Int.	Int.	Int.	
n	[Gew.%]	MW	Max	Min															
SiO₂	51,93	53,18	49,43	54,78		54,36		53,68		52,27		53,29		52,07		53,36		53,75	54,10
TiO₂	0,61	1,37	0,21	0,05		0,65		0,52		1,17		0,38		0,64		0,45		0,05	0,31
Al₂O₃	3,51	4,56	2,92	1,85		1,23		2,20		2,81		2,96		3,59		2,27		2,56	1,78
Cr₂O₃	0,69	0,82	0,43	0,68		0,68		0,70		0,79		0,84		0,97		0,85		0,76	0,80
FeO*	3,40	5,80	2,19	3,86		2,97		2,70		2,99		2,99		2,90		3,00		2,64	2,58
MnO	0,10	0,11	0,10	0,18		0,10		0,09		0,13		0,08		0,06		0,11		0,08	0,08
NiO	0,03	0,04	0,01	0,05		0,05		0,05		0,07		0,02		0,06		0,07		0,04	0,06
MgO	16,24	17,09	14,62	19,29		19,90		19,07		18,85		19,56		18,68		19,52		18,70	18,31
CaO	22,96	23,04	22,90	17,94		20,56		20,99		20,54		18,62		19,91		19,53		20,31	21,58
Na₂O	0,45	0,52	0,34	0,87		0,26		0,34		0,26		0,68		0,51		0,42		0,52	0,42
Total	99,91	100,18	99,57	99,56		100,75		100,35		99,85		99,47		99,39		99,61		99,39	100,00
Mg#	89,4	93,3	81,8	89,9		92,3		92,6		91,8		92,1		92,0		92,0		92,7	92,7
En	46,8			56,0		54,7		53,4		53,3		56,4		53,9		55,3		53,7	51,8
Fs	5,7			6,6		4,7		4,4		4,9		5,0		4,8		5,0		4,4	4,2
Wo	47,5			37,4		40,6		42,2		41,7		38,6		41,3		39,7		41,9	43,9

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.3.2

Tab.7.3.4: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Augiten) der Gruppe 1

Gestein:	Sp-Harzburgit						Com 103					
	Probe	Com 101			A.			R. Sp	Min	Max	MW	Min
Stelle		Int.	R. Sp	Min	MW	Max	Min					
n	[Gew.%]	3	3	3	48,36	48,36	48,36	48,65	50,88	47,35	48,62	48,86
SiO₂	47,42	48,01	46,80	0,66	0,82	0,55	0,19	0,23	0,13	0,39	0,42	0,37
TiO₂	0,83	0,90	0,77	7,58	7,76	7,45	10,11	11,73	7,38	8,28	8,45	8,12
Al₂O₃	9,18	9,53	8,85	2,64	3,68	4,05	3,21	0,73	1,11	0,46	3,44	3,58
Cr₂O₃	2,95	3,48	2,70	2,59	2,52	2,75	2,40	2,55	2,80	2,10	2,32	2,32
FeO*	2,66	0,07	0,06	0,08	0,11	0,06	0,04	0,04	0,01	0,03	0,04	0,01
MnO	0,06	0,08	0,06	0,05	0,07	0,04	0,07	0,08	0,06	0,04	0,06	0,02
NiO	0,07	0,08	0,06	0,05	0,07	0,04	0,07	0,08	0,06	0,04	0,06	0,02
MgO	14,26	14,66	13,94	14,97	15,26	14,81	14,80	16,43	13,98	14,30	14,47	14,13
CaO	21,91	22,06	21,74	21,00	21,79	20,44	21,91	22,25	21,22	21,12	21,14	21,10
Na₂O	0,53	0,55	0,49	0,69	0,87	0,59	0,57	0,63	0,49	0,97	0,98	0,95
Total	99,87	100,34	99,53	99,58	99,69	99,48	99,62	99,88	99,44	99,50	99,59	99,42
Mg#	90,5	90,7	90,3	91,4	91,7	90,8	91,1	93,3	89,9	91,7	91,7	91,6
En	45,2			47,5			46,3			46,4		
Fs	4,8			4,6			4,5			4,3		
Wo	49,9			47,9			49,2			49,3		

Tab.7.3.4: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Augiten) der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein: Sp-Harzburgit		Com 104						Com 105							
Probe	Stelle	Int.	MW	Max	M. P.	Min	MW	Max	R. Sp	H.B.	Min	MW	Max	M. P.	Min
n	[Gew.%]	1	3	3	3	3	3	3	3	1	4	4	4	4	
SiO₂	48,14	48,51	48,96	48,08	48,79	49,37	47,97	45,68	47,23	48,71	45,52				
TiO₂	0,59	0,92	1,04	0,82	0,59	0,65	0,50	1,97	1,87	2,19	1,43				
Al₂O₃	8,44	7,30	7,46	7,12	7,44	7,84	7,04	9,08	8,69	10,11	7,42				
Cr₂O₃	3,55	3,05	3,72	2,55	3,59	3,79	3,41	2,11	2,10	2,92	0,53				
FeO*	2,34	1,98	2,11	1,88	2,17	2,21	2,14	4,92	2,10	2,27	1,91				
MnO	0,06	0,05	0,07	0,04	0,06	0,06	0,06	0,08	0,08	0,05	0,05	0,03			
NiO	0,08	0,05	0,06	0,03	0,07	0,07	0,06	0,05	0,05	0,08	0,04				
MgO	14,46	14,97	15,09	14,85	14,73	15,46	14,00	12,72	14,39	15,36	13,56				
CaO	21,24	22,39	23,36	21,34	21,54	22,08	20,48	22,04	23,19	23,53	22,96				
Na₂O	0,78	0,54	0,84	0,33	0,90	0,97	0,85	0,66	0,43	0,56	0,27				
Total	99,67	99,77	100,45	99,34	99,89	100,30	99,43	99,34	100,08	100,41	99,88				
Mg#	91,7	93,1	93,4	92,7	92,4	92,6	92,1	82,2	92,4	93,2	91,7				
En	46,5	46,5			46,8					40,6	44,6				
Fs	4,3	3,5			4,0					8,9	3,7				
Wo	49,1	50,0			49,2					50,5	51,7				

Tab.7.3.4: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Augiten) der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein: Sp-Harzburgit		Com 105			Com 110			Com 116			
Probe	Stelle	MW	Max	Min	Int.	MW	Max	Min	MW	Max	R. Sp
n	[Gew.%]	7	7	7	1	2	2	2	5	5	5
SiO₂	46,72	48,78	44,63	50,14	47,84	48,36	47,32	47,81	48,72	45,26	
TiO₂	2,21	2,79	1,75	0,91	1,61	1,82	1,41	1,85	2,36	1,44	
Al₂O₃	8,96	11,12	6,92	7,47	8,40	8,73	8,06	8,20	10,26	7,33	
Cr₂O₃	1,93	2,52	1,24	2,43	2,63	2,80	2,46	2,27	3,75	1,09	
FeO*	2,19	2,32	1,92	2,42	1,85	1,86	1,83	1,88	2,02	1,76	
MnO	0,04	0,05	0,02	0,07	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	
NiO	0,05	0,09	0,01	0,08	0,03	0,05	0,01	0,06	0,08	0,05	
MgO	14,10	15,10	13,03	16,39	14,56	14,83	14,29	14,63	15,07	13,29	
CaO	23,53	24,06	22,82	20,09	22,81	22,98	22,63	23,05	24,14	22,55	
Na₂O	0,41	0,58	0,29	0,82	0,64	0,68	0,59	0,54	0,70	0,29	
Total	100,14	100,41	99,97	100,82	100,40	100,42	100,39	100,33	100,72	100,15	
Mg#	92,0	93,0	91,0	92,4	93,4	93,4	93,3	93,3	93,9	92,4	
En	43,7				50,9	45,5			45,3		
Fs	3,9				4,3	3,3			3,3		
Wo	52,4				44,8	51,2			51,3		

Tab.7.3.4: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Augiten) der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein: Sp-Harzburgit												
Probe	Com 139				Com 141				Com 145			
	Stelle	MW	Max	Min	Int.	MW	R. Sp	Min	R. Phi	MW	Max	E. Phi
n	4	4	4	1	1	2	2	2	1	3	3	3
[Gew.%]												
SiO₂	47,88	49,33	46,46	47,97	49,72	49,14	49,31	48,97	47,00	46,13	48,05	44,91
TiO₂	1,19	1,51	0,93	1,58	0,13	0,10	0,13	0,08	0,90	0,59	0,67	0,49
Al₂O₃	8,49	9,76	7,08	7,14	6,87	7,61	7,96	7,26	8,23	11,47	14,35	7,29
Cr₂O₃	2,36	2,57	2,15	1,34	3,24	3,58	3,63	3,54	3,21	2,40	2,76	1,80
FeO*	2,68	2,88	2,45	2,90	2,62	2,59	2,68	2,50	2,24	2,49	2,81	2,25
MnO	0,06	0,06	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,02	0,04	0,04
NiO	0,06	0,07	0,04	0,05	0,07	0,05	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,03
MgO	14,84	15,62	14,09	14,74	15,80	14,57	14,61	14,52	13,82	13,26	14,76	12,41
CaO	21,21	21,58	20,86	23,30	20,09	21,61	21,88	21,33	23,37	22,91	23,25	22,67
Na₂O	0,82	0,87	0,77	0,40	0,80	0,77	0,78	0,77	0,33	0,33	0,43	0,23
Total	99,58	99,94	99,40	99,47	99,38	100,07	100,07	100,06	99,17	99,66	100,07	99,20
Mg#	90,8	91,9	89,7	90,1	91,5	90,9	91,3	90,6	91,7	90,4	92,1	88,9
En	46,9				44,5	49,8	46,1		43,4	42,6		
Fs	4,9				5,0	4,7	4,7		4,0	4,6		
Wo	48,2				50,5	45,5	49,2		52,7	52,9		

Tab.7.3.4: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Augiten) der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein:	Sp-Harzburgit						Sp-Lherzolit					
	Probe			Com 146			Rd. Cpx			Com 131		
Stelle	R. Sp	MW	Max	MW	Min	R. Amph	MW	Max	MW	Max	R. Amph	
[Gew.%]												
n	3	3	3	7	7	7	3	3	3	7	7	7
SiO₂	47,19	48,52	45,03	46,85	47,65	45,96	47,34	47,86	46,88	46,88	47,82	45,02
TiO₂	1,44	2,18	0,91	1,70	2,04	1,31	2,41	2,45	2,36	2,77	3,45	1,95
Al₂O₃	8,61	10,55	7,21	8,97	9,85	7,55	7,79	8,15	7,47	8,31	10,91	6,82
Cr₂O₃	2,47	2,89	1,85	3,00	3,77	1,40	1,80	1,81	1,77	1,98	2,54	0,97
FeO*	2,00	2,38	1,76	2,09	2,45	1,88	1,98	2,06	1,88	2,25	2,52	2,11
MnO	0,03	0,05	0,02	0,05	0,10	0,03	0,04	0,05	0,03	0,05	0,09	0,02
NiO	0,05	0,06	0,03	0,05	0,06	0,03	0,05	0,06	0,03	0,05	0,07	0,02
MgO	14,12	14,71	13,00	14,28	15,31	13,54	14,84	14,86	14,82	14,56	15,34	12,96
CaO	23,09	23,68	22,10	22,46	23,25	21,45	22,85	23,09	22,58	22,28	23,37	21,29
Na₂O	0,55	0,85	0,34	0,53	0,84	0,30	0,53	0,60	0,47	0,61	0,72	0,52
Total	99,54	99,79	99,06	99,99	100,22	99,71	99,62	99,89	99,37	99,73	99,94	99,30
Mg#	92,6	93,7	90,7	92,4	93,2	91,8	93,1	93,4	92,8	92,0	92,7	90,2
En	44,3			45,2			45,8			45,8		
Fs	3,6			3,8			3,5			4,1		
Wo	52,1			51,0			50,7			50,1		

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.3.2

Tab.7.3.5: Chemische Zusammensetzung von primären Klinopyroxenen der Gruppe 2

Gestein: [Gew.%]	Dunit			Wehrlit			Ol-Websterit MW
	Probe MW	Com 137 MW	Com 144 MW	Com 138 MW	Com 143 MW	Com 147 MW	
n	27	11		28	19	33	17
SiO₂	52,40	52,18		51,60	51,02		50,54
TiO₂	0,37	0,49		0,57	0,53		0,67
Al₂O₃	4,02	4,10		4,93	5,12		5,91
Cr₂O₃	0,93	0,84		0,49	0,37		0,31
FeO*	2,96	3,20		3,93	4,08		4,75
MnO	0,08	0,10		0,11	0,12		0,12
NiO	0,05	0,04		0,04	0,04		0,04
MgO	15,77	16,03		15,87	15,89		15,13
CaO	22,47	22,31		22,11	22,21		21,37
Na₂O	1,00	0,73		0,70	0,52		0,77
Total	100,06	100,03		100,35	99,90		99,60
Mg#	90,5	89,9		87,8	87,4		85,0
En	46,9	47,3		46,6	46,4		45,5
Fs	5,1	5,5		6,7	6,9		8,2
Wo	48,0	47,3		46,7	46,7		46,2

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.3.2

Tab.7.3.6: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Cr-Diopsiden) der Gruppe 2

Gestein: Dunit		Com 137											
Probe	Stelle	Int.	MW	Max	Min	MW	Max	Min	R. Sp	MW	Max	R. Amph	Min
n													
[Gew.%]													
SiO₂	48,31	48,43	48,18	49,19	49,38	48,99	48,06	49,05	49,69	48,68			
TiO₂	1,87	2,16	1,59	1,51	1,58	1,44	1,80	1,60	1,67	1,45			
Al₂O₃	6,38	6,72	6,04	5,70	5,95	5,45	6,41	5,64	5,97	5,04			
Cr₂O₃	1,53	1,73	1,33	1,57	1,58	1,57	1,63	1,64	1,73	1,51			
FeO*	3,01	3,05	2,97	2,58	2,66	2,50	3,07	2,64	2,68	2,60			
MnO	0,05	0,05	0,05	0,03	0,04	0,02	0,07	0,04	0,05	0,04	0,04		
NiO	0,05	0,05	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,02		
MgO	14,53	14,61	14,45	14,99	15,14	14,83	14,48	15,00	15,34	14,77			
CaO	23,67	23,79	23,56	23,77	23,94	23,60	23,60	23,80	23,86	23,75			
Na₂O	0,42	0,43	0,40	0,37	0,41	0,34	0,38	0,41	0,42	0,38			
Total	99,82	99,99	99,65	99,85	99,90	99,81	99,55	99,88	100,05	99,63			
Mg#	89,6	89,8	89,4	90,9	91,5	90,3	98,4	91,0	91,1	90,8			
En	43,7			44,6			43,6	44,6					
Fs	5,2			4,5			5,3	4,5					
Wo	51,2			50,9			51,1	50,9					

Tab.7.3.6: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Cr-Diopsiden) der Gruppe 2 (Fortsetzung)

Gestein:	Dunit				Wehrlit				Com 147				Com 119				Ol-Websterit	
	Probe	Com 144			Com 143			R. Amph			Int.			R. Sp			Spgr.	
		Stelle	Spgr.	R. Sp	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	R. Amph	
<i>n</i>	1	2	2	2	1	1	2	2	2	2	4	4	4	4	4	1	1	
[Gew.%]																		
SiO₂	50,28	48,46	48,95	47,98	49,50	49,57	50,32	48,81	50,27	51,19	49,33	48,92	48,92	48,92	48,92	51,85		
TiO₂	1,45	1,93	2,14	1,73	1,12	1,69	1,98	1,40	1,14	1,26	0,84	1,79	1,79	1,79	1,79	1,30		
Al₂O₃	4,84	6,34	6,60	6,07	6,27	5,59	6,30	4,87	5,19	6,78	4,19	6,01	6,01	6,01	6,01	2,48		
Cr₂O₃	1,32	1,71	1,76	1,66	1,15	1,90	1,91	1,89	1,87	2,32	1,19	1,22	1,22	1,22	1,22	1,25		
FeO*	2,34	2,59	2,65	2,54	3,18	3,92	4,06	3,78	3,81	4,11	3,65	3,67	3,67	3,67	3,67	5,36		
MnO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,10	0,12	0,08	0,12	0,12	0,11	0,09	0,09	0,09	0,09	0,20		
NiO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,07	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,01		
MgO	15,84	14,97	15,19	14,74	15,28	16,30	17,05	15,54	16,84	17,46	16,17	15,55	15,55	15,55	15,55	17,95		
CaO	23,62	23,51	23,55	23,47	22,74	20,59	21,14	20,03	20,53	21,68	19,67	22,13	22,13	22,13	22,13	19,06		
Na₂O	0,40	0,39	0,44	0,35	0,48	0,41	0,42	0,40	0,53	0,78	0,41	0,37	0,37	0,37	0,37	0,46		
Total	100,17	99,99	100,24	99,75	99,84	100,09	100,20	99,98	100,35	100,66	100,03	99,81	99,81	99,81	99,81	99,91		
Mg#	92,4	91,1	91,4	90,8	89,5	88,2	88,0	88,7	89,3	87,5	88,3	88,3	88,3	88,3	88,3	85,7		
En	46,4	44,9				45,7	48,9			49,8		46,3				51,6		
Fs	3,9	4,4				5,4	6,8			6,5		6,3				9,0		
Wo	49,7	50,7				48,9	44,4			43,7		47,4				39,4		

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.3.2

Tab.7.3.7: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Diopssiden) der Gruppe 2

Gestein:	Wehrlit		OI-Websterit		
Probe	Com 143	Com 147	Com 119		
Stelle	Spg.	Int.	R. Amph		
			<i>MW</i>	<i>Max</i>	<i>Min</i>
<i>n</i> [Gew.%]	1	1	8	8	8
SiO₂	49,66	52,76	52,26	54,42	49,43
TiO₂	1,10	0,97	1,01	2,58	0,33
Al₂O₃	6,61	2,86	2,79	3,94	1,07
Cr₂O₃	0,93	0,85	0,51	0,77	0,28
FeO*	3,57	4,00	5,04	5,80	4,68
MnO	0,09	0,13	0,16	0,21	0,14
NiO	0,05	0,03	0,03	0,05	0,01
MgO	16,14	18,65	18,28	21,09	15,81
CaO	21,60	20,10	19,57	21,64	16,76
Na₂O	0,50	0,33	0,34	0,53	0,16
Total	100,24	100,69	99,98	100,53	99,27
Mg#	89,0	89,3	86,6	87,3	85,6
En	47,9	52,7	51,8		
Fs	6,1	6,6	8,3		
Wo	46,1	40,8	39,9		

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.3.2

Tab.7.3.8: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Augiten) der Gruppe 2

Gestein: Dunit		Com 137									
Probe	Stelle	Int.	Rd. Cpx			R. Sp			R. Amph		
n	[Gew.-%]	MW	Max	Min	MW	Max	MW	Min	MW	Max	MW
SiO₂	44,25	45,30	43,21	45,08	46,72	41,94	45,10	45,98	43,85	43,71	45,00
TiO₂	2,91	3,51	2,31	2,60	4,15	1,92	2,76	3,25	2,22	2,31	3,24
Al₂O₃	11,30	13,36	9,23	9,72	12,89	8,15	9,36	10,30	8,93	12,69	13,96
Cr₂O₃	1,26	2,47	0,05	1,96	2,53	0,82	2,13	2,58	1,86	2,19	2,48
FeO*	3,61	4,04	3,17	3,08	4,05	2,63	3,31	3,44	3,09	3,17	3,32
83											
MnO	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04	0,02	0,05	0,06	0,04	0,04	0,05
NiO	0,06	0,07	0,05	0,06	0,07	0,03	0,05	0,07	0,01	0,04	0,06
MgO	12,26	13,03	11,49	12,96	13,74	11,52	12,93	13,18	12,35	11,94	13,01
CaO	23,71	23,82	23,59	23,70	23,99	23,40	23,53	23,74	23,40	23,13	23,93
Na₂O	0,51	0,52	0,49	0,43	0,48	0,39	0,47	0,54	0,43	0,57	0,71
Total	99,92	99,97	99,87	99,61	99,85	99,31	99,67	99,80	99,56	99,81	99,95
Mg#	85,8	88,0	83,5	88,1	90,3	83,5	87,4	88,3	86,7	87,0	88,7
En	39,1			40,8			40,8			39,3	
Fs	6,5			5,5			5,9			5,9	
Wo	54,4			53,7			53,3			54,8	

Tab.7.3.8: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Augiten) der Gruppe 2 (Fortsetzung)

Gestein:	Dunit	Wehrlit						Com 138											
		Com 144			Rd. Cpx			Spg.			Rd. Cpx			MW			Max		
Probe	Rd. Cpx	Max	Min	MW	Max	R. Sp	Max	Min	1	1	1	3	3	3	3	3	3	3	3
Stelle	MW																		
n	7	7	7	3	3	3	3	3	1	1	1	3	3	3	3	3	3	3	3
[Gew.%]																			
SiO₂	45,15	47,33	41,51	44,75	45,91	43,74	44,54	48,48	44,18	44,73	44,73	43,48							
TiO₂	2,89	4,46	2,15	2,92	3,35	2,29	3,42	1,71	3,87	4,02	4,02	3,65							
Al₂O₃	9,78	12,71	7,67	9,99	10,60	9,23	10,32	8,10	10,57	11,83	11,83	9,32							
Cr₂O₃	2,07	2,50	1,55	2,62	2,76	2,39	1,64	1,35	1,13	1,34	1,34	0,98							
FeO*	3,01	3,76	2,58	2,82	2,92	2,69	3,32	3,63	4,30	4,54	4,54	4,12							
MnO	0,05	0,06	0,04	0,03	0,03	0,02	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05							
NiO	0,05	0,07	0,03	0,04	0,07	0,02	0,07	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04							
MgO	13,06	14,20	11,03	12,95	13,42	12,51	13,01	14,72	12,39	12,65	12,65	11,92							
CaO	23,41	23,59	23,26	23,31	23,56	23,18	23,58	21,70	23,06	23,16	23,16	22,97							
Na₂O	0,55	0,64	0,45	0,49	0,50	0,47	0,42	0,75	0,64	0,67	0,67	0,58							
Total	100,02	100,37	99,84	99,92	100,13	99,61	100,40	100,50	100,24	100,60	100,60	99,92							
Mg#	88,4	90,8	83,9	89,1	89,9	88,4	87,5	87,9	83,7	84,5	84,5	82,4							
En	41,3			41,4					40,8	45,5	45,5	39,4							
Fs	5,4			5,1					6,0	6,4	6,4	7,8							
Wo	53,2			53,5					53,2	48,2	48,2	52,8							

Tab.7.3.8: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Augiten) der Gruppe 2 (Fortsetzung)

Gestein: Wehrlit		Com 143						Com 147					
Probe	Rd. Cpx	R. Sp			Int.			MW			Max		
Stelle	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW
n	2	2	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
[Gew.%]													
SiO₂	46,75	47,76	45,74	46,53	47,30	45,60	47,53	48,91	45,59	47,52	48,36	46,76	
TiO₂	2,21	2,47	1,96	1,83	2,27	1,23	1,96	2,53	1,51	1,99	2,14	1,90	
Al₂O₃	8,31	9,34	7,29	9,88	10,12	9,62	8,33	10,06	7,37	8,17	8,78	7,22	
Cr₂O₃	0,69	0,83	0,56	1,23	1,77	0,69	1,90	2,25	1,57	1,44	1,71	1,17	
FeO*	3,46	3,53	3,38	3,49	3,52	3,48	3,95	4,07	3,83	3,64	3,71	3,61	
MnO	0,08	0,09	0,07	0,08	0,08	0,07	0,09	0,11	0,08	0,07	0,08	0,07	
NiO	0,03	0,04	0,02	0,04	0,05	0,03	0,05	0,06	0,04	0,03	0,04	0,02	
MgO	14,06	14,60	13,52	13,79	14,10	13,37	14,54	15,17	13,37	14,32	14,74	13,94	
CaO	23,41	23,49	23,34	22,20	22,83	21,87	21,34	22,04	20,02	22,65	22,74	22,47	
Na₂O	0,34	0,35	0,33	0,64	0,73	0,59	0,58	0,84	0,41	0,43	0,45	0,39	
Total	99,34	99,34	99,34	99,70	99,88	99,60	100,26	100,66	99,91	100,26	100,32	100,23	
Mg#	87,9	88,5	87,2	87,6	87,7	87,3	86,7	87,1	86,2	87,5	87,6	87,3	
En	42,8									45,2			43,8
Fs	6,0									7,1			6,4
Wo	51,2									47,7			49,8

Tab.7.3.8: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Augiten) der Gruppe 2 (Fortsetzung)

Gestein:	Wehrlit						Ol-Websterit					
	Probe	Com 147			Com 119			Spgr.	R. Amph			Min
		R.	Sp	MW	Max	MW	Max		Min	Max	Min	
<i>n</i>		4	4	4	2	2	2	1	6	6	6	6
[Gew.%]												
SiO₂	46,51	48,43	44,09	45,18	45,80	44,55	45,95	43,71	46,26	41,96		
TiO₂	2,50	3,35	1,90	2,87	3,20	2,54	2,91	3,54	4,47	2,66		
Al₂O₃	8,88	11,19	7,22	10,19	10,65	9,73	8,77	10,25	12,02	8,22		
Cr₂O₃	1,81	2,33	1,23	1,61	1,66	1,57	1,41	0,86	1,39	0,56		
FeO*	3,62	3,81	3,47	3,58	3,63	3,52	3,84	5,35	6,15	3,86		
MnO	0,08	0,10	0,05	0,07	0,08	0,06	0,07	0,09	0,12	0,07		
NiO	0,03	0,05	0,02	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,02		
MgO	13,93	15,14	12,45	13,29	13,55	13,04	13,99	12,11	13,98	11,12		
CaO	22,48	23,22	21,92	22,93	22,99	22,88	22,47	22,97	23,48	22,37		
Na₂O	0,44	0,50	0,41	0,44	0,46	0,42	0,41	0,55	0,66	0,36		
Total	100,27	100,32	100,16	100,20	100,32	100,08	99,84	99,46	99,90	99,14		
Mg#	87,2	88,3	85,3	86,9	87,3	86,5	86,7	80,0	86,6	76,3		
En	43,3				41,8			43,3	38,2			
Fs	6,4				6,4			6,8	9,6			
Wo	50,2				51,8			49,9	52,1			

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.3.2

Tab.7.3.9: Chemische Zusammensetzung von sekundären Klinopyroxenen (Fassalten) der Gruppe 2

Gestein: [Gew.%]	Dunit		Wehrlit			Ol-Websterit		
	Probe Stelle	Com 137		Com 138		Com 119		In Amph
		Int.	In Sp	M. P.	Max	Min	MW	
n	1	1	3	3	3	4	4	4
SiO₂	41,14	41,95	40,88	41,72	40,88	39,78	41,16	38,09
TiO₂	4,70	4,34	5,69	6,47	4,58	4,45	5,55	3,47
Al₂O₃	15,47	14,18	13,05	13,38	12,44	14,17	14,83	13,46
Cr₂O₃	0,02	0,74	1,12	1,22	1,02	0,76	1,03	0,52
FeO*	3,56	4,11	4,72	4,92	4,46	6,18	6,47	5,85
MnO	0,04	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,07	0,05
NiO	0,03	0,05	0,02	0,05	0,00	0,03	0,04	0,01
MgO	10,51	10,92	10,79	10,90	10,59	9,95	10,60	9,34
CaO	23,93	23,18	22,88	23,08	22,73	23,17	23,46	22,95
Na₂O	0,45	0,61	0,73	0,80	0,66	0,68	0,77	0,60
Total	99,89	100,15	99,93	100,16	99,81	99,23	99,30	99,11
Mg#	84,0	82,6	80,3	81,3	79,3	74,1	76,4	72,0
En	35,4	36,5	36,1			33,0		
Fs	6,8	7,8	8,9			11,6		
Wo	57,8	55,7	55,0			55,3		

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.3.2

7.4 Spinell

Die chemische Zusammensetzung der primären und sekundären Spinelle wurde mittels Elektronenstrahlmikrosondenanalysen erfasst. Die Ergebnisse dieser Analysen sind, nach Gesteinsart gegliedert, in den Tab.7.4.1 bis Tab.7.4.4 dargestellt. Anhand dieser Analysen wurde festgestellt, dass es sich dabei um Cr-Spinelle handelt.

Vor allem bei primären Spinellen, wurde oft eine kontinuierliche chemische Zonierung vom Kern zum Rand beobachtet. In den Tabellen wurden nur die Analysen aus Kern und Rand dargestellt; die intermediären chemischen Zusammensetzungen wurden vernachlässigt. Bei Proben mit homogener Zusammensetzung wurde der Mittelwert betrachtet. Für den Fall, dass die Analysen einer Probe eine breite chemische Zusammensetzung zeigen, wurden sowohl das Maximum als auch das Minimum derselben betrachtet. Die Strukturformel der Spinelle wurde auf der Basis von drei Kationen und vier Sauerstoffen berechnet.

Was die primären Spinelle betrifft zeigen bei der Gruppe 1 ungefähr 50% der Proben eine chemische Kern-Rand Zonierung. Wichtig zu erwähnen ist, dass keine primären Spinelle bei dem Sp-Lherzolit beobachtet wurden. Diese Gruppe 1 wurde in zwei verschiedene Subgruppen unterteilt. Die erste Subgruppe (1a) enthält Proben, deren Spinell-Kristalle homogen sind. Die zweite Subgruppe (1b) entsteht aus Proben, die große Unterschiede in der Zusammensetzung zwischen Kern und Rand aufweisen.

Die Spinelle der verschiedenen Proben der Subgruppe 1a zeigen beträchtliche Unterschiede an den Gehalten bestimmter Oxiden. Der Gehalt an Al_2O_3 zeigt große Variationen, die zwischen 29,94 und 40,59 Gew.% liegen. Ähnlich der Cr_2O_3 -Gehalt variiert zwischen 26,40 und 37,06 Gew.% und der FeO^{tot} -Gehalt von 12,04 bis 15,96 Gew.%. Der MgO -Gehalt zeigt kleinere Unterschiede, nämlich zwischen 16,24-18,58 Gew.%. Unterschiede sind auch in der Mg# (von 70,3 bis zu 76,9) und in der Cr# (29,3 bis 43,2) zu sehen. $\text{Cr\#} = 100 * (\text{molCr}^{3+} / (\text{molCr}^{3+} + \text{molAl}^{3+} + \text{molFe}^{3+}))$. Zwei Analysen der Probe Com 105 sind Spinelle, die als Einschlüsse in Amphibol beinhaltet sind und wurden daher getrennt betrachtet. Deren chemische Zusammensetzung unterscheidet sich etwas von der der anderen Spinelle in der Probe. Genauer gesagt, liegt deren Al_2O_3 - und MgO -Gehalt etwas niedriger (39,21 und 17,22 Gew.%) und deren Cr_2O_3 - und FeO^{tot} -Gehalt etwas höher als bei dem Rest der Spinell-Kristalle (siehe Tab.7.4.1). Zusätzlich weisen sie eine höhere Cr# (31,9) und niedrigere Mg# (71,9) auf.

Die Subgruppe 1b repräsentiert alle diese Proben, deren Spinell-Kristalle eine chemische Zonierung aufweisen und daher eine Änderung der chemischen Zusammensetzung vom Kern zum Rand. Allgemein zeigen die Analysen an Kernen höhere Konzentrationen an Al_2O_3 und FeO^{tot} , während der Gehalt an Cr_2O_3 , sowie die Mg# und Cr# niedriger sind als bei den Rändern. Der MgO -Gehalt liegt an beiden Bereichen ähnlich. In

Kernen variiert der Gehalt an Al_2O_3 zwischen 30,10 und 38,90 Gew.%, der an Cr_2O_3 zwischen 29,80 und 38,58 Gew.%, während der FeO^{tot} von 12,20 bis 18,15 Gew.% schwankt. Des Weiteren liegt die Konzentration des MgO -Gehaltes zwischen 16,10 und 21,01 Gew.%. $\text{Mg}\#$ variiert zwischen 69,4 und 76,1 und $\text{Cr}\#$ zwischen 33,4 und 44,9. Im Gegensatz dazu schwankt der Al_2O_3 -Gehalt in Rändern zwischen 21,02 und 36,42 Gew.%, der an Cr_2O_3 zwischen 32,16 und 47,15 Gew.%. Die Konzentration an FeO^{tot} liegt bei 7,1 bis 17,38 Gew.% und die an MgO zwischen 14,42 und 21,01 Gew.%. $\text{Mg}\#$ variiert von 66,4-90,3 und $\text{Cr}\#$ von 36,2-57,6. Die großen Variationen an chemischer Zusammensetzung sowohl im Kern als auch am Rand sind davon abhängig, wie lange und wie weit der Spinell-Kristall mit einer Schmelze/Fluid in Kontakt gekommen ist und reagiert hat. Spinell-Kristalle der Probe Com 102, die als Einschlüsse in Ol und Cpx vorkommen, wurden separat betrachtet. Ihre chemische Zusammensetzung unterscheidet sich nur leicht von der chemischen Zusammensetzung aus dem Kernbereich anderer Kristalle dieser Probe.

Zwei der Sp-Harzburgit Proben (Com 118 und Com 142) zeigen einige Besonderheiten und werden daher nachfolgend im Detail betrachtet.

Die Probe Com 118 wurde, anhand der verschiedenen Analysen, in zwei Bereiche unterteilt. Der erste Bereich enthält Spinell-Kristalle, die nicht in Kontakt mit einer Schmelze oder einem Fluid gekommen sind. Der Spinell zeigt eine homogene, vermutlich ursprüngliche, Zusammensetzung mit hohem Al_2O_3 - (39,80 Gew.%) und niedrigem Cr_2O_3 -Gehalt (28,67 Gew.%). FeO^{tot} liegt bei 12,04 Gew.%, und MgO bei 18,58 Gew.%. $\text{Mg}\#$ ist ziemlich hoch bei 76,9 und $\text{Cr}\#$ ziemlich niedrig bei 31,8. Der zweite Bereich besteht aus Spinell-Kristallen, die mit einer Schmelze oder einem Fluid in Kontakt gekommen sind und mit dieser reagiert haben. Die Spinell-Kristalle zeigen chemische Zonierungen vom Kern zum Rand, die sich in der chemischen Zusammensetzung wiederspiegeln. Je nach Ausmaß der Reaktion unterscheidet sich der Grad der Zonierung bzw. die Unterschiede in der Zusammensetzung zwischen Kern und Rand. Allgemein gilt jedoch, dass die Zusammensetzung der Kerne höhere Konzentrationen an Al_2O_3 (35,85-37,71 Gew.%) und MgO (17,88-18,20 Gew.%) und niedrigere Konzentrationen an Cr_2O_3 (30,92-32,88 Gew.%) und FeO^{tot} (12,20-12,79 Gew.%) zeigt als bei den Rändern ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 32,51-36,42$ Gew.%, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 32,16-35,13$ Gew.%, $\text{FeO}^{\text{tot}} = 12,15-15,32$ Gew.%, $\text{MgO} = 15,77-18,19$ Gew.%). Des Weiteren ist die $\text{Mg}\#$ (75,2-76,1) bei den Kernen höher und die $\text{Cr}\#$ (36,2-37,0) niedriger als bei den Rändern ($\text{Mg}\# = 68,3-76,7$, $\text{Cr}\# = 36,2-40,9$).

Die Probe Com 142 unterscheidet sich ebenfalls in Kern und Rand. Die Analysen aus dem Kern zeigen, wie schon erwartet, höhere Al_2O_3 - (30,24 Gew.%) und niedrigere Cr_2O_3 -Konzentrationen (38,58 Gew.%) als die Analysen aus dem Rand (25,47-26,79 Gew.% und 43,24-43,68 Gew.% jeweils). Die Analysen aus dem Rand sind nicht homogen, sondern sie weisen große Unterschiede, vor allem im Gehalt von FeO^{tot} , MgO und $\text{Mg}\#$ auf. Rand⁽¹⁾ zeigt

ein FeO^{tot} -Gehalt von 13,87 Gew.% während der beim Rand⁽²⁾ viel niedriger liegt, nämlich bei 7,1 Gew.%. Zudem, weist Rand⁽¹⁾ eine niedrigere Konzentration an MgO (16,08 Gew.%), sowie eine niedrigere Mg# (71,5) und eine höhere Cr# (51,6) als der Rand⁽²⁾ ($\text{MgO} = 21,01$ Gew.%, Mg# = 90,3, Cr# = 50,3) auf. Diese Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung von Rändern wiederspiegeln den unterschiedlichen Grad der Wechselwirkung mit einer Schmelze/Fluid. Rand⁽²⁾, der einen höheren MgO -Gehalt und Mg# und einen niedrigeren FeO^{tot} -Gehalt aufweist, befindet sich in der Nähe sekundären Klinopyroxens und Olivins, die als Reaktionssaum um den Spinell-Kristall herum entstanden sind.

Die primären Spinelle der Gruppe 2 zeigen kaum eine Zonierung zwischen Kern und Rand, wie es bei den Sp-Harzburgiten oft der Fall ist. Nichtsdestotrotz zeigen einige der Haupt- und Nebenelemente ein breiteres Spektrum an chemischen Zusammensetzungen. So variiert Al_2O_3 zwischen 36,11 und 56,54 Gew.%, Cr_2O_3 zwischen 6,71 und 29,52 Gew.%, FeO^{tot} zwischen 16,07 und 18,67 Gew.% und MgO zwischen 16,28 und 18,91 Gew.%. Deutliche Unterschiede gibt es auch in der Mg# (68,8-74,0) und der Cr# (7,0-33,7).

Die Probe Com 147 unterscheidet sich in zwei Subgruppen. Die erste Subgruppe (in der Tab.7.4.3 mit ¹ bezeichnet) repräsentiert Analysen aus Bereichen der Probe, die nicht mit einer Schmelze oder einem Fluid in Kontakt gekommen sind. Diese Analysen zeigen vermutlich die ursprüngliche Zusammensetzung der Spinelle. Die zweite Subgruppe (in der Tab.7.4.3 mit ² bezeichnet) repräsentiert jene Bereiche der Probe, die in Kontakt mit einer Schmelze oder einem Fluid gekommen sind und auch damit reagiert haben. Diese zwei Subgruppen unterscheiden sich im Gehalt an Al_2O_3 (46,45 Gew.% für die ¹ und 44,10 Gew.% für die ² Subgruppe) und Cr_2O_3 (16,26 Gew.% für die ¹ und 18,42 Gew.% für die ² Subgruppe), sowie in der Cr# (17,8 bzw. 20,4). Die Mg# für die ¹ Subgruppe liegt bei 71,7 und für die ² Subgruppe bei 70,4.

Wenn man die homogene Analyse der ersten Gruppe (Sp-Harzburgite) und die der zweiten Gruppe (Dunite und Wehrlite, der OI-Websterit wird getrennt betrachtet) miteinander vergleicht, stellt man fest, dass die chemische Zusammensetzung der Spinelle Unterschiede zwischen den zwei Gruppen aufweist. Im Detail zeigen die Analysen der ersten Gruppe höhere Konzentrationen an Cr_2O_3 (26,40-37,06 Gew.%) und niedrigere Konzentrationen an Al_2O_3 (29,94-40,59 Gew.%) und FeO^{tot} (12,04-15,96 Gew.%) im Vergleich zu der zweiten Gruppe ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 9,64\text{-}29,52$ Gew.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 36,11\text{-}54,43$ Gew.%, $\text{FeO}^{\text{tot}} = 16,07\text{-}18,67$ Gew.%). Die Mg# liegt bei der Gruppe 1 etwas höher (70,3-76,9) als bei der Gruppe 2 (68,8-74,0), wohingegen die Cr# bei der ersten Gruppe deutlich höher liegt (29,3-43,2) als bei der zweiten Gruppe (10,1-33,7). Der OI-Websterit wurde getrennt betrachtet aufgrund seines sehr hohen Al_2O_3 - und sehr niedrigen Cr_2O_3 -Gehaltes (56,54 und 6,71 Gew.% jeweils), sowie seiner geringen Cr# (7,0).

In Abb.7.4.1 wurden die Haupt- und Nebenelemente NiO und MgO gegen die Cr# geplottet. Dabei wurden Analysen aus den Rändern bzw. aus Spinell-Kristallen, die als Einschlüsse vorkommen, nicht berücksichtigt. Bei Proben, die in mehrere Subgruppen aus Kernanalysen unterteilt worden sind, wurden nur diejenigen Analysen berücksichtigt, die am ehesten auf die ursprüngliche chemische Zusammensetzung des Kristalls hindeuten (höherer Anteil an Al_2O_3 und niedrigerer an Cr_2O_3). In der Abbildung sind die Unterschiede zwischen der ersten und der zweiten Gruppe deutlich zu erkennen. Zum einen zeigt die Gruppe 1 höhere Cr# als die Gruppe 2. Im Diagramm NiO gegen Cr# (Abb.7.4.1(a)) zeigt die zweite Gruppe allgemein etwas höheren NiO-Gehalt als die erste. Nur die zwei Dunite (Com 137, Com 144) aus der zweiten Gruppe plotten ähnlich wie die Proben der ersten Gruppe, bei etwa 0,25 Gew.% NiO. Im Diagramm MgO gegen Cr# (Abb.7.4.1(b)) plotten die Proben beider Gruppen zwischen 16 und 19 Gew.% MgO und unterscheiden sich voneinander nur aufgrund ihrer unterschiedlichen Cr#.

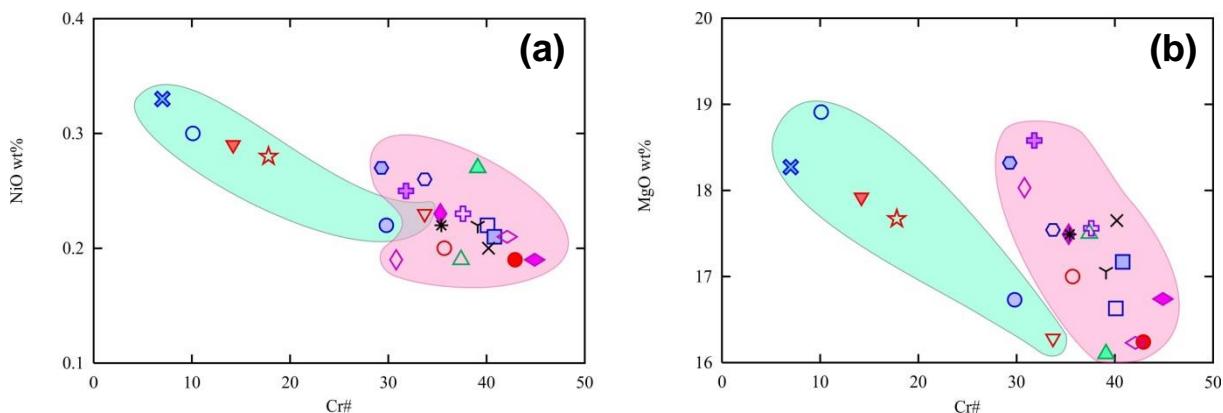


Abb.7.4.1: Unterteilung der primären Spinelle der Comallo Proben anhand ihrer Cr#; geplottet wurden zwei Hauptelemente gegen die Cr#; Bereiche wie in Abb.7.1.1; Symbole wie in Abb.5.1

Die Cr-Zahl (Cr#) von primären Spinellen in Kombination mit dem Fo-Gehalt in koexistierenden, primären Olivinen ist ein guter Indikator für den Grad der Verarmung in peridotitischen Gesteinen [Arai, 1994]. Analysen, die innerhalb des „Olivine-Spinel Mantle Arrays“ („OSMA“) plotten (Abb.7.4.2), zeigen den primären Charakter dessen Minerale und den Grad der Verarmung. Analysen, die außerhalb des „OSMA“ plotten, repräsentieren jene Gesteine, die aufgrund von Reaktion mit einer Schmelze oder einem Fluid metasomatisch überprägt sind. In der Abb.7.4.2 wurden alle Comallo Proben dargestellt. Es ist deutlich zu erkennen, dass alle Sp-Harzburgite innerhalb des „OSMA“ Bereiches geplottet sind, während die Dunite und Wehrlite sich entlang der Linie, die den „OSMA“ Bereich charakterisiert, befinden. Der OI-Websterit plottet weit entfernt vom „OSMA“ Bereich, was auf eine metasomatische Überprägung hindeutet.

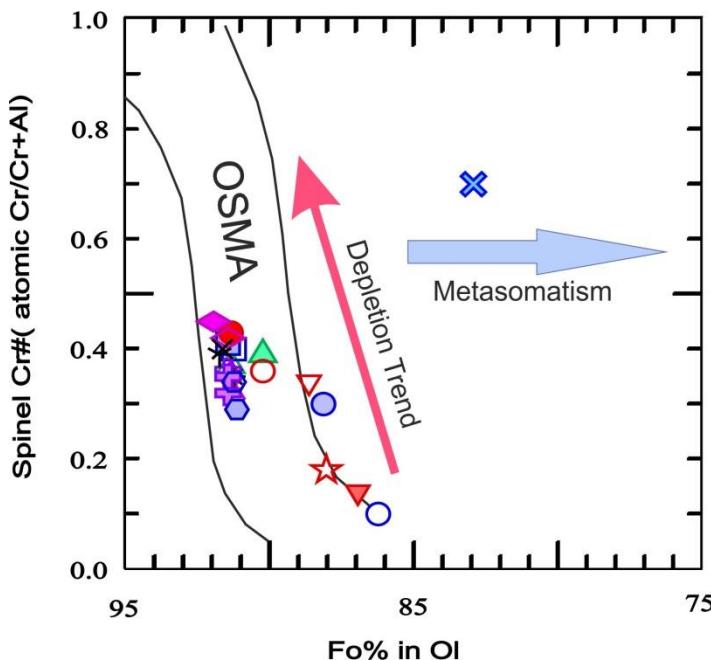


Abb.7.4.2: Das Verhältnis von Fo% in Olivin und der Cr# in Spinell aller Comallo Proben in Bezug auf den „Olivine-Spinel Mantle Array“, nach Arai [1994]; Symbole wie in Abb.5.1

Die sekundären Spinelle wurden, wie bei den sekundären Klinopyroxenen schon gesehen, in unterschiedlichen Umgebungen beobachtet und zeigen daher ein sehr breites Spektrum an chemischen Zusammensetzungen. Um diese Variationen zu beschränken und einen Überblick zu haben, wurden die sekundären Spinelle in sieben verschiedene Gruppe, je nach der Entstehungsumgebung, unterteilt:

- intergranular
- in einer Schmelz-Ader
- in der Nähe von „spongy“

Klinopyroxenen

- in „melt pockets“
- im Reaktionssaum um primäre Spinelle
- im Reaktionssaum um Amphibole und
- im Reaktionssaum um ursprüngliche Phlogopite

Die sekundären Spinelle der ersten Gruppe sind hauptsächlich im Reaktionssaum um primäre Spinelle und/oder Amphibole, oder intergranular entstanden. Einzelne Kristalle wurden auch in den anderen Entstehungsbereichen gefunden (siehe Tab.7.4.2). Je nach Entstehungsumgebung unterscheidet sich die chemische Zusammensetzung der sekundären Spinelle stark. Allgemein zeigen die Analysen von sekundären Spinellen im Reaktionssaum um primäre Spinelle niedrigere Gehalte an Al_2O_3 (27,98-41,24 Gew.%) und MgO (17,01-20,45 Gew.%) und höhere Gehalte an Cr_2O_3 (26,26-41,97 Gew.%) und FeO^{tot} (10,00-12,97 Gew.%) im Vergleich zu sekundären Spinellen im Reaktionssaum um Amphibole ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 40,37\text{-}49,35$ Gew.%, $\text{MgO} = 19,18\text{-}21,72$ Gew.%, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 18,92\text{-}26,97$ Gew.%, $\text{FeO}^{\text{tot}} = 8,18\text{-}10,19$ Gew.%). $\text{Mg}\#$ liegen bei beiden Gruppen ähnlich (74,3-82,8 für den ersten Fall und 77,7-85,6 für den zweiten Fall), wohingegen die Cr# höher liegt beim ersten Fall (29,3-49,0) als beim zweiten Fall (20,1-30,5).

Die sekundären Spinelle der zweiten Gruppe bilden sich hauptsächlich im Reaktionssaum um Amphibole, oder intergranular. Wie bei der ersten Gruppe wurden hier auch einige der sekundären Spinelle in anderen Entstehungsumgebungen gefunden (siehe Tab.7.4.4). Wiederrum variiert die chemische Zusammensetzung der sekundären Spinelle je

nach Entstehungsumgebung. Die chemische Zusammensetzung von sekundären Spinellen, die sich im Reaktionssaum um Amphibole bilden, und die Mehrheit repräsentieren, ist wie folgt: $\text{Al}_2\text{O}_3 = 44,15\text{-}52,49$ Gew.%, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 12,31\text{-}21,25$ Gew.%, $\text{FeO}^{\text{tot}} = 10,04\text{-}16,53$ Gew.%, $\text{MgO} = 17,79\text{-}20,19$ Gew.%. $\text{Mg\#} = 71,2\text{-}80,9$ und $\text{Cr\#} = 13,1\text{-}23,2$.

Tab.7.4.1: Chemische Zusammensetzung von primären Spinellen der Gruppe 1

Gestein:	Sp-Harzburgit						Com 105						Com 106					
	Probe	Com 101		Com 102		Com 103		Com 104		Com 105		Com 106		Kern	M/W	Kern	M/W	Kern
n		Kern	Rand	E	Kern	Rand												
[Gew.%]																		
SiO ₂	0,03	0,03	0,05	0,04	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
TiO ₂	0,10	0,10	0,57	0,56	0,13	0,12	0,13	0,10	0,10	0,24	0,19	0,19	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21
Al ₂ O ₃	35,62	33,60	31,10	30,98	31,37	32,24	26,30	33,56	31,76	39,21	40,59	40,59	36,76	36,76	35,87	35,87	35,87	35,87
Cr ₂ O ₃	33,20	35,25	33,06	33,42	33,30	34,71	41,42	35,82	37,65	28,37	27,70	27,70	31,23	31,23	32,32	32,32	32,32	32,32
Fe ₂ O ₃	2,68	2,94	6,47	6,10	6,17	4,05	4,11	2,06	2,29	2,25	1,74	2,50	2,50	2,50	2,50	2,50	2,50	2,53
FeO	11,03	10,49	12,35	12,66	11,82	11,54	10,98	11,28	10,95	11,97	10,84	11,06	11,06	11,06	11,06	11,06	11,06	10,86
MnO	0,13	0,12	0,13	0,13	0,15	0,13	0,13	0,11	0,12	0,09	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
NiO	0,19	0,20	0,29	0,27	0,28	0,22	0,17	0,21	0,21	0,22	0,19	0,22	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23
ZnO	0,11	0,12	0,12	0,10	0,09	0,12	0,09	0,15	0,15	0,15	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11
MgO	17,50	17,63	16,35	16,10	16,66	16,63	16,38	17,17	17,16	17,22	18,03	18,03	17,49	17,49	17,52	17,52	17,52	17,52
CaO	0,02	0,03	0,11	0,02	0,01	0,03	0,06	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,60	100,52	100,59	100,40	100,43	99,80	99,78	100,51	100,43	99,76	99,57	99,57	99,73	99,73	99,77	99,77	99,77	99,77
Cr#	37,4	40,0	38,6	39,1	38,8	40,1	49,0	40,8	43,2	31,9	30,8	35,3	36,6	36,6	36,6	36,6	36,6	36,6
Mg#	73,9	75,0	70,2	69,4	71,5	72,0	72,7	73,1	73,6	71,9	74,8	73,8	74,2	74,2	74,2	74,2	74,2	74,2
Structure formula (3 cations)																		
Si	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	1,189	1,130	1,066	1,064	1,072	1,103	0,922	1,132	1,079	1,302	1,336	1,336	1,230	1,230	1,230	1,230	1,230	1,230
Cr	0,743	0,796	0,760	0,770	0,763	0,797	0,975	0,810	0,858	0,632	0,612	0,612	0,701	0,701	0,727	0,727	0,727	0,727
Fe ³⁺	0,057	0,063	0,142	0,134	0,135	0,089	0,092	0,044	0,050	0,048	0,037	0,037	0,053	0,053	0,054	0,054	0,054	0,054
Ti	0,002	0,002	0,012	0,012	0,012	0,981	1,983	1,993	1,990	0,002	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
A	1,992	1,992																
Mg	0,739	0,750	0,709	0,700	0,720	0,727	0,733	0,738	0,723	0,751	0,740	0,740	0,743	0,743				
Ni	0,004	0,005	0,007	0,006	0,006	0,005	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Fe ²⁺	0,261	0,250	0,300	0,309	0,287	0,280	0,273	0,270	0,264	0,282	0,253	0,253	0,259	0,259	0,259	0,259	0,259	0,259
Mn	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Zn	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
B	1,010	1,011	1,022	1,020	1,019	1,011	1,013	1,013	1,013	1,016	1,013	1,013	1,012	1,013	1,013	1,013	1,013	1,013

Tab.7.4.1: Chemische Zusammensetzung von primären Spinellen der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein: Sp-Harzburgit		Com 107						Com 108_b1						Com 110					
Probe	Kern_MW	Kern_Max	Kern_Min	Rand ⁽¹⁾	Rand ⁽²⁾	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min		
n	4	4	4	2	3	9	9	9	19	19	19	19	19	19	19	19	19		
[Gew.%]																			
SiO₂	0,01	0,02	0,00	0,02	0,04	0,04	0,08	0,01	0,03	0,08	0,01	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00		
TiO₂	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,10	0,14	0,05	0,21	0,23	0,18	0,21	0,23	0,18	0,18	0,23	0,18		
Al₂O₃	36,78	37,42	35,70	21,02	26,43	29,94	30,79	28,93	37,01	37,79	37,79	37,01	37,79	36,42	36,42	37,79	36,42		
C₂O₃	31,62	31,92	31,09	47,15	43,50	37,06	37,75	35,66	31,36	32,05	30,57	31,36	32,05	30,57	30,57	32,05	30,57		
Fe₂O₃	2,26	3,09	1,86	3,55	2,19	4,95	6,13	3,56	2,22	2,43	1,92	2,22	2,43	1,92	1,92	2,43	1,92		
FeO	11,83	14,18	10,89	13,03	10,85	11,37	11,96	10,75	11,17	11,24	10,68	11,17	11,24	10,68	10,68	11,24	10,68		
MnO	0,16	0,24	0,11	0,24	0,13	0,14	0,16	0,12	0,11	0,14	0,09	0,11	0,14	0,09	0,09	0,14	0,09		
NiO	0,20	0,21	0,18	0,13	0,15	0,19	0,24	0,14	0,22	0,26	0,21	0,14	0,22	0,21	0,22	0,26	0,21		
ZnO	0,19	0,26	0,16	0,20	0,13	0,11	0,17	0,04	0,12	0,15	0,09	0,12	0,15	0,09	0,12	0,15	0,09		
MgO	17,00	17,58	15,36	14,42	16,55	16,24	17,22	16,24	17,49	17,72	17,72	17,49	17,72	17,72	17,72	17,72	17,72		
CaO	0,00	0,00	0,00	0,10	0,03	0,03	0,13	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00		
Total	100,07	100,29	99,50	99,91	100,02	100,16	100,49	99,55	99,94	99,94	99,94	99,94	99,94	99,94	99,94	99,94	99,94		
Cr#	35,7			57,6	51,2	43,2													
Mg#	71,9			66,4	73,1	70,9													
Structure formula (3 cations)																			
Si	0,000			0,001	0,001	0,001													
Al	1,231			0,762	0,923	1,034													
Cr	0,710			1,147	1,019	0,858													
Fe³⁺	0,048			0,082	0,049	0,097													
Ti	0,001			0,001	0,001	0,002													
A	1,991			1,994	1,993	1,992													
Mg	0,720			0,662	0,731	0,709													
Ni	0,005			0,003	0,004	0,005													
Fe²⁺	0,281			0,335	0,269	0,291													
Mn	0,004			0,006	0,003	0,003													
Zn	0,004			0,002	0,003	0,002													
Ca	0,000			0,000	0,000	0,000													
B	1,013			1,009	1,010	1,010													

Tab.7.4.1: Chemische Zusammensetzung von primären Spinellen der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein:		Sp-Harzburgit				Com 116				Com 118			
Probe		Kern ⁽¹⁾	Kern ⁽²⁾	Rand ⁽²⁾	Kern ⁽³⁾	Rand ⁽³⁾	MW	Kern ⁽¹⁾	Rand ⁽¹⁾	Kern ⁽²⁾	Rand ⁽²⁾	Kern ⁽³⁾	Rand ⁽³⁾
n		2	2	2	3	3	5	1	2	2	2	2	2
[Gew.%]													
SiO₂	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,04	0,02	0,07	0,03	0,18	0,03	0,03
TiO₂	0,45	0,24	0,28	0,22	0,24	0,24	0,16	0,17	0,23	0,18	0,15	0,15	0,15
Al₂O₃	35,26	36,90	35,85	38,90	36,28	39,80	35,85	32,51	37,71	36,42	32,16	32,16	32,16
Cr₂O₃	32,84	31,66	33,01	29,80	32,60	28,67	32,88	35,13	30,92	30,92	2,22	2,22	2,55
Fe₂O₃	1,92	1,84	2,07	1,62	1,60	2,33	2,56	2,52	2,52	10,21	9,85	9,85	9,85
FeO	10,86	11,14	9,83	10,98	10,65	9,94	10,49	13,06	13,06	0,11	0,16	0,11	0,09
MnO	0,12	0,13	0,11	0,11	0,11	0,10	0,08	0,10	0,10	0,17	0,21	0,21	0,20
NiO	0,23	0,22	0,20	0,24	0,21	0,25	0,22	0,25	0,25	0,10	0,14	0,14	0,08
ZnO	0,11	0,12	0,09	0,14	0,21	0,14	0,13	0,13	0,13	18,20	18,20	18,20	18,19
MgO	17,56	17,51	18,26	17,85	17,88	18,58	17,88	15,77	15,77	0,03	0,04	0,04	0,05
CaO	0,05	0,01	0,06	0,01	0,03	0,00	0,00	100,01	100,31	99,77	99,77	99,77	99,77
Total	99,46	99,82	99,94	99,86	99,94	99,86	99,94	99,94	99,94				
Cr#	37,6	35,8	37,3	33,4	37,0	31,8	37,0	40,9	34,6				
Mg#	74,2	73,7	76,8	74,3	75,0	76,9	75,2	68,3	76,1				
Structure formula (3 cations)													
Si	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	1,188	1,233	1,197	1,286	1,213	1,306	1,196	1,117	1,250	1,215	1,215	1,215	1,215
Cr	0,742	0,709	0,740	0,661	0,731	0,631	0,736	0,810	0,688	0,719	0,719	0,719	0,719
Fe³⁺	0,041	0,039	0,044	0,034	0,034	0,049	0,055	0,055	0,047	0,047	0,054	0,054	0,054
Ti	0,010	0,005	0,006	0,005	0,005	0,003	0,004	0,005	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003
A	1,984	1,988	1,989	1,984	1,984	1,990	1,990	1,989	1,989	1,990	1,990	1,990	1,990
Mg	0,748	0,740	0,771	0,747	0,756	0,771	0,754	0,685	0,763	0,767	0,767	0,767	0,767
Ni	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,005	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Fe²⁺	0,260	0,264	0,233	0,258	0,253	0,231	0,248	0,318	0,240	0,240	0,233	0,233	0,233
Mn	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,004	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002
Zn	0,002	0,003	0,002	0,004	0,004	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
B	1,019	1,014	1,013	1,015	1,020	1,013	1,012	1,014	1,013	1,013	1,009	1,009	1,009

Tab.7.4.1: Chemische Zusammensetzung von primären Spinellen der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein:	Sp-Harzburgit												Com 146											
	Probe	Com 139	Com 140	Com 141	Kern	Rand	Kern_MW	Kern_Max	Kern_Min	Rand ⁽¹⁾	Rand ⁽²⁾	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min				
n	5	17	8	5	6	6	6	6	1	1	6	6	6	17	17	17	6	6	6	17	17	17	17	
[Gew.%]																								
SiO ₂	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,05	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	0,06	0,00	0,03	0,06	0,00	0,06	0,00	
TiO ₂	0,25	0,16	0,02	0,02	0,15	0,18	0,09	0,10	0,18	0,10	0,12	0,09	0,17	0,20	0,14	0,20	0,14	0,17	0,12	0,17	0,20	0,14	0,17	
Al ₂ O ₃	35,51	40,05	30,10	28,46	30,24	31,06	28,99	25,47	26,79	32,97	33,80	32,03	33,80	34,97	32,12	32,12	34,97	33,80	32,03	33,80	34,97	32,12	34,32	
Cr ₂ O ₃	29,66	26,40	36,21	38,19	38,58	40,13	37,61	43,24	43,68	34,11	35,04	33,43	35,40	37,11	34,32	34,32	35,40	33,43	34,11	35,04	37,11	34,32	34,32	
Fe ₂ O ₃	5,71	4,10	5,12	4,96	2,33	2,92	1,77	2,70	3,40	4,07	4,18	3,93	2,42	2,84	2,04	2,04	2,42	3,93	2,42	2,84	2,42	2,84	2,04	
FeO	10,82	10,23	11,76	11,92	11,07	11,57	10,33	11,43	4,03	10,98	11,16	10,58	10,56	11,02	9,79	9,79	10,56	11,16	10,58	10,56	11,02	9,79	9,79	
MnO	0,13	0,11	0,14	0,12	0,11	0,15	0,06	0,13	0,13	0,13	0,15	0,12	0,11	0,13	0,08	0,08	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,08	0,08	
NiO	0,26	0,27	0,21	0,19	0,19	0,20	0,18	0,15	0,13	0,22	0,25	0,20	0,20	0,26	0,17	0,17	0,22	0,25	0,20	0,20	0,26	0,17	0,17	
ZnO	0,12	0,13	0,11	0,11	0,11	0,15	0,08	0,10	0,12	0,12	0,14	0,09	0,12	0,21	0,06	0,06	0,12	0,14	0,09	0,12	0,14	0,09	0,06	
MgO	17,54	18,32	16,23	15,98	16,74	17,33	16,48	16,08	21,01	17,06	17,15	16,88	17,65	18,17	17,35	17,35	17,65	18,17	17,65	17,65	18,17	17,35	17,35	
CaO	0,03	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,02	0,00	0,05	0,01	0,02	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	
Total	100,07	99,81	99,92	100,01	99,54	99,59	99,10	99,44	99,78	99,63	99,10	100,46	100,46	99,76	99,76	99,76	99,10	99,63	99,10	100,46	100,46	99,76	99,76	
Cr#	33,7	29,3	42,1	44,8	44,9	71,1	70,5	72,9	71,5	51,6	50,3	39,1	40,2	40,2	40,2	40,2	71,5	70,3	73,5	71,5	70,3	73,5	74,9	
Mg#	74,3	76,1	71,1	70,5	72,9																			
Structure formula (3 cations)																								
Si	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,004	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	
Al	1,192	1,317	1,040	0,991	1,043	1,043	0,898	0,913	1,122	1,122	1,122	1,122	1,122	1,136	1,136	1,136	1,136	1,136	1,136	1,136	1,136	1,136	1,136	
Cr	0,668	0,582	0,840	0,892	0,893	0,893	1,023	0,999	0,779	0,779	0,779	0,779	0,779	0,798	0,798	0,798	0,798	0,798	0,798	0,798	0,798	0,798	0,798	
Fe ³⁺	0,122	0,086	0,113	0,110	0,051	0,051	0,061	0,074	0,074	0,074	0,074	0,074	0,074	0,052	0,052	0,052	0,052	0,052	0,052	0,052	0,052	0,052	0,052	
Ti	0,005	0,003	0,001	0,000	0,003	0,003	0,002	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	
A	1,988	1,990	1,994	1,994	1,991	1,991	1,989	1,990	1,990	1,990	1,990	1,990	1,990	1,991	1,991	1,991	1,991	1,991	1,991	1,991	1,991	1,991	1,991	
Mg	0,745	0,762	0,709	0,704	0,730	0,730	0,718	0,906	0,734	0,734	0,734	0,734	0,734	0,750	0,750	0,750	0,750	0,750	0,750	0,750	0,750	0,750	0,750	
Ni	0,006	0,006	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	
Fe ²⁺	0,258	0,239	0,288	0,295	0,271	0,271	0,286	0,098	0,265	0,265	0,265	0,265	0,265	0,252	0,252	0,252	0,252	0,252	0,252	0,252	0,252	0,252	0,252	
Mn	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	
Zn	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
B	1,014	1,012	1,008	1,008	1,011	1,011	1,013	1,012	1,012	1,012	1,012	1,012	1,012	1,012	1,012	1,012	1,012	1,012	1,012	1,012	1,012	1,012	1,012	

Bemerkungen: Mg# = molar MgO/(MgO+FeO)*100, Cr# = molar Cr₂O₃/(Cr₂O₃+Al₂O₃+Fe₂O₃)*100, E = als Einschluss, weitere Abkürzungen wie bei Tab.7.3.2

Tab.7.4.2: Chemische Zusammensetzung von sekundären Spinellen der Gruppe 1

Gestein: Sp-Harzburgit		Com 101						Com 103						Com 104						Com 105					
Probe	Stelle	R. Sp	R. Sp	A.	Int.	MW	A.	R. Sp	MW	Max	Min	MW ⁽¹⁾	Max ⁽¹⁾	Min ⁽¹⁾	MW ⁽²⁾	Max ⁽²⁾	R. Amph	Mn ⁽²⁾							
n	[Gew.%]	1	1	3	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3	3							
SiO ₂	0,14	0,89	0,04	0,09	0,05	0,09	0,09	0,08	0,08	0,06	0,07	0,05	0,05	0,07	0,09	0,12	0,06								
TiO ₂	0,21	0,07	0,11	0,39	0,10	0,48	0,52	0,43	0,45	0,50	0,39	0,39	0,39	0,39	0,66	0,67	0,63								
Al ₂ O ₃	38,60	36,73	29,36	46,10	27,98	46,45	47,96	44,93	49,35	50,29	48,41	48,41	48,41	48,41	40,83	41,69	40,19								
Cr ₂ O ₃	29,52	29,21	40,17	23,33	41,97	21,18	22,51	19,84	18,92	19,75	18,08	18,08	18,08	18,08	26,11	26,74	25,21								
Fe ₂ O ₃	2,43	2,56	2,57	2,21	2,13	2,64	2,78	2,51	1,87	1,97	1,78	1,78	1,78	1,78	3,65	3,81	3,38								
FeO	9,49	11,68	10,47	6,26	10,51	6,72	7,16	6,27	6,49	6,76	6,21	6,21	6,21	6,21	6,91	7,40	6,20								
MnO	0,11	0,12	0,13	0,04	0,14	0,08	0,09	0,07	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,06								
NiO	0,28	0,22	0,28	0,19	0,16	0,33	0,34	0,33	0,35	0,35	0,37	0,33	0,33	0,33	0,30	0,32	0,29								
ZnO	0,06	0,10	0,09	0,09	0,12	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,02	0,02	0,01								
MgO	18,65	17,59	17,11	21,98	17,01	21,29	21,73	20,84	21,72	21,92	21,92	21,92	21,92	21,92	20,71	21,17	20,39								
CaO	0,27	0,24	0,00	0,06	0,01	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,20	0,29	0,02								
Total	99,76	99,41	100,32	100,73	100,18	99,32	99,07	99,03	99,32	99,26	99,01	99,01	99,01	99,01	99,27	99,05									
Cr#	33,0	33,8	46,5	24,8	49,0	22,7	20,1								28,9										
Mg#	77,8	72,9	74,4	94,7	74,3	85,0									84,2										

Structure formula (3 cations)									
Si	0,004	0,025	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002
Al	1,275	1,231	1,008	1,442	0,967	1,471	1,543	1,543	1,543
Cr	0,654	0,657	0,925	0,490	0,973	0,450	0,397	0,397	0,397
Fe ³⁺	0,051	0,055	0,056	0,044	0,047	0,054	0,037	0,037	0,037
Ti	0,004	0,002	0,002	0,008	0,002	0,010	0,009	0,009	0,009
A	1,989	1,969	1,993	1,986	1,991	1,987	1,988	1,988	1,988
Mg	0,780	0,745	0,743	0,870	0,744	0,853	0,859	0,859	0,859
Ni	0,006	0,005	0,006	0,004	0,004	0,007	0,007	0,007	0,007
Fe ²⁺	0,222	0,278	0,255	0,139	0,258	0,151	0,144	0,144	0,144
Mn	0,003	0,003	0,003	0,001	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001
Zn	0,001	0,002	0,002	0,002	0,003	0,000	0,001	0,001	0,001
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
B	1,012	1,033	1,009	1,015	1,011	1,013	1,012	1,012	1,012

Tab.7.4.2: Chemische Zusammensetzung von sekundären Spinellen der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein: Sp-Harzburgit		Com 107				Com 116				Com 142			
Probe	Stelle	Spgr.		MW		R. Sp		Int.		R. Sp		Int.	
<i>n</i>		MW	Max	Mn	Min	MW	Max	Mn	Min	MW	Max	Mn	Min
[Gew.-%]													
SiO ₂	0,11	0,12	0,10	0,11	0,13	0,09	0,15	0,08	0,03	0,09	0,16	0,01	0,01
TiO ₂	0,19	0,20	0,17	0,11	0,12	0,08	0,58	0,67	41,24	42,42	41,24	21,87	21,87
Al ₂ O ₃	40,13	45,13	35,12	34,97	36,91	33,78	33,24	31,98	25,77	26,26	26,26	46,59	46,59
Cr ₂ O ₃	27,93	33,43	22,43	32,66	4,00	2,28	1,56	2,03	3,49	3,34	2,28	3,49	3,49
Fe ₂ O ₃	2,42	2,44	2,41	3,34	4,00	8,51	8,52	9,24	11,63	9,18	9,97	10,86	11,63
FeO	9,23	9,28	9,18	9,97	10,86	0,09	0,09	0,09	0,07	0,09	0,14	0,14	0,14
MnO	0,09	0,09	0,09	0,14	0,18	0,09	0,09	0,09	0,07	0,09	0,07	0,07	0,07
NiO	0,25	0,28	0,21	0,23	0,24	0,23	0,23	0,23	0,29	0,23	0,23	0,18	0,18
ZnO	0,04	0,05	0,02	0,15	0,19	0,10	0,06	0,06	0,03	0,11	0,11	0,11	0,11
MgO	18,91	19,39	18,43	18,01	19,14	17,31	19,88	19,88	19,22	19,22	19,22	15,52	15,52
CaO	0,08	0,08	0,07	0,05	0,07	0,01	0,11	0,11	0,00	0,13	0,13	0,00	0,00
Total	99,37	99,20	99,05	99,73	99,47	99,33	99,47	99,33	99,27	99,27	99,27	99,70	99,70
Cr#	31,0			37,1		28,5		28,5		29,3		56,5	
Mg#	78,5			76,3		80,6		80,6		78,8		70,4	
Structure formula (3 cations)													
Si	0,003			0,003		0,004		0,002		0,000		0,000	
Al	1,318			1,175		1,373		1,348		0,785		0,785	
Cr	0,615			0,736		0,560		0,576		1,122		1,122	
Fe ³⁺	0,051			0,072		0,032		0,042		0,080		0,080	
Ti	0,004			0,002		0,012		0,014		0,004		0,004	
A	1,991			1,988		1,981		1,983		1,991		1,991	
Mg	0,786			0,765		0,814		0,795		0,705		0,705	
Ni	0,006			0,005		0,007		0,006		0,004		0,004	
Fe ²⁺	0,215			0,238		0,196		0,214		0,296		0,296	
Mn	0,002			0,003		0,002		0,002		0,004		0,004	
Zn	0,001			0,003		0,001		0,001		0,002		0,002	
Ca	0,000			0,000		0,000		0,000		0,000		0,000	
B	1,009			1,015		1,020		1,018		1,011		1,011	

Tab.7.4.2: Chemische Zusammensetzung von sekundären Spinellen der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein:	Sp-Harzburgit						Sp-Lherzolit					
	Probe	Com 145			Com 146			Com 131				
		Stelle	R. Phil		R. Sp		R. Amph		R. Amph			
			MW	Max	MW	Max	MW	Max	MW	Max	MW	Max
n			2	2	4	4	5	5	4	4	4	4
[Gew. %]												
SiO₂	0,04	0,05	0,04	0,11	0,12	0,09	0,10	0,07	0,09	0,12	0,07	0,07
TiO₂	0,27	0,31	0,23	0,58	0,71	0,38	0,49	0,57	0,43	1,17	1,19	1,15
Al₂O₃	42,40	44,95	39,86	40,94	46,56	37,54	42,45	45,40	40,03	40,37	43,29	36,76
Cr₂O₃	26,69	29,40	23,97	27,36	30,39	22,19	26,45	28,97	23,34	26,97	30,93	23,98
Fe₂O₃	1,94	2,01	1,87	2,67	3,15	1,83	1,29	1,88	0,99	1,38	1,70	0,81
FeO	7,07	7,51	6,63	7,59	8,38	3,01	8,35	9,28	7,93	9,80	10,29	8,55
MnO	0,07	0,08	0,06	0,08	0,10	0,05	0,08	0,10	0,06	0,10	0,12	0,09
NiO	0,25	0,27	0,22	0,27	0,31	0,25	0,25	0,28	0,22	0,18	0,22	0,13
ZnO	0,02	0,03	0,02	0,04	0,08	0,00	0,03	0,06	0,00	0,05	0,06	0,04
MgO	20,55	21,04	20,06	20,45	21,97	19,87	19,91	20,40	19,24	19,18	20,11	18,52
CaO	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,07	0,13	0,04	0,18	0,30	0,06
Total	99,35	99,24	99,06	100,13	100,11	99,58	99,45	99,64	99,11	99,48	99,41	99,28
Cr#	29,1			30,1				29,1			30,5	
Mg#	83,8			82,8				81,0			77,7	
Structure formula (3 cations)												
Si	0,001			0,003				0,002			0,003	
Al	1,368			1,321				1,373			1,322	
Cr	0,578			0,592				0,574			0,593	
Fe³⁺	0,040			0,055				0,027			0,029	
Ti	0,006			0,012				0,010			0,024	
A	1,992			1,984				1,986			1,971	
Mg	0,839			0,835				0,815			0,795	
Ni	0,005			0,006				0,006			0,004	
Fe²⁺	0,162			0,174				0,192			0,228	
Mn	0,002			0,002				0,002			0,002	
Zn	0,000			0,001				0,001			0,001	
Ca	0,000			0,000				0,000			0,000	
B	1,008			1,017				1,014			1,030	

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.4.1

Tab.7.4.3: Chemische Zusammensetzung von primären Spinellen der Gruppe 2

Gestein:	Dunit				Wehrlit			
	Probe	MW	Max	Min	Com 137	MW	Max	Min
<i>n</i>		19	19	19		30	30	30
[Gew.%]								
SiO₂	0,06	0,10	0,02	0,09	0,13	0,05	0,06	0,18
TiO₂	0,35	0,39	0,32	0,44	0,50	0,33	0,32	0,38
Al₂O₃	36,11	37,18	34,75	38,98	40,33	37,69	50,30	49,19
Cr₂O₃	29,52	30,90	28,21	26,38	27,72	25,27	13,24	13,86
Fe₂O₃	4,52	4,91	4,08	4,23	4,63	3,81	4,96	6,56
FeO	13,18	13,62	12,74	13,00	13,63	11,92	12,63	13,55
MnO	0,14	0,17	0,12	0,15	0,18	0,10	0,12	0,14
NiO	0,23	0,28	0,19	0,22	0,25	0,19	0,29	0,32
ZnO	0,13	0,19	0,10	0,13	0,17	0,07	0,12	0,15
MgO	16,28	16,69	15,93	16,73	17,41	16,31	17,92	18,49
CaO	0,01	0,05	0,00	0,01	0,07	0,00	0,02	0,07
Total	100,53	100,61	99,46	100,34	100,38	99,97	99,91	99,18
Cr#	33,7			29,8			14,2	
Mg#	68,8			69,6			71,7	
Structure formula (3 cations)								
Si	0,002			0,002			0,002	
Al	1,213			1,294			1,597	
Cr	0,665			0,587			0,282	
Fe³⁺	0,097			0,090			0,101	
Ti	0,008			0,009			0,006	
A	1,985			1,983			1,987	
Mg	0,692						0,719	
Ni	0,005						0,006	
Fe²⁺	0,314						0,284	
Mn	0,003						0,003	
Zn	0,003						0,002	
Ca	0,000						0,000	
B	1,018						1,015	

Tab.7.4.3: Chemische Zusammensetzung von primären Spinellen der Gruppe 2 (Fortsetzung)

Gestein:		Wehrlit		Com 143				Com 147				Com 147				Ol-Websterit	
Probe		M/W	Max	Min	MW ⁽¹⁾	Max ⁽¹⁾	Min ⁽¹⁾	MW ⁽²⁾	Max ⁽²⁾	Min ⁽²⁾	14	14	14	14	Com 119	MW	
n	[Gew.%]	29	29	29	20	20	20	20	20	20	14	14	14	14	18		
SiO₂	0,09	0,12	0,04	0,06	0,09	0,02	0,05	0,05	0,02	0,05	0,11	0,11	0,11	0,11	0,03	0,06	
TiO₂	0,23	0,26	0,19	0,36	0,42	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,39	0,39	0,39	0,39	0,29	0,26	
Al₂O₃	54,43	55,19	53,66	46,45	47,07	45,51	44,10	45,46	45,46	45,46	43,37	43,37	43,37	43,37	56,54	56,54	
Cr₂O₃	9,64	10,22	8,77	16,26	17,20	15,68	18,42	19,38	19,38	19,38	17,31	17,31	17,31	17,31	6,71	6,71	
Fe₂O₃	4,68	5,20	4,19	6,25	6,55	5,90	6,52	6,52	6,52	6,52	6,11	6,11	6,11	6,11	4,81	4,81	
FeO	11,86	12,21	11,33	12,41	12,80	12,20	12,81	12,81	12,80	12,81	13,15	13,15	13,15	13,15	13,11	13,11	
MnO	0,13	0,16	0,10	0,13	0,15	0,11	0,14	0,14	0,15	0,14	0,16	0,16	0,16	0,16	0,12	0,12	
NiO	0,30	0,34	0,25	0,28	0,33	0,25	0,27	0,27	0,29	0,29	0,24	0,24	0,24	0,24	0,33	0,33	
ZnO	0,13	0,19	0,09	0,12	0,15	0,07	0,12	0,12	0,12	0,12	0,17	0,17	0,17	0,17	0,13	0,13	
MgO	18,91	19,18	18,64	17,67	17,92	17,36	17,13	17,13	17,13	17,13	17,43	17,43	17,43	17,43	18,27	18,27	
CaO	0,01	0,08	0,00	0,02	0,08	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,19	0,19	0,19	0,19	0,02	0,02	
Total	100,41	100,47	99,29	100,01	99,67	99,07	99,07	99,07	99,07	99,07	99,01	99,01	99,01	99,01	100,36	100,36	
Cr#	10,1				17,8						20,4				7,0		
Mg#	74,0				71,7						70,4				71,3		
Structure formula (3 cations)																	
Si	0,002				0,002						0,001				0,002		
Al	1,688				1,497						1,439				1,748		
Cr	0,201				0,352						0,403				0,139		
Fe³⁺	0,093				0,129						0,136				0,095		
Ti	0,005				0,007						0,007				0,005		
A	1,988				1,986						1,987				1,988		
Mg	0,742				0,721						0,707				0,714		
Ni	0,006				0,006						0,006				0,007		
Fe²⁺	0,261				0,284						0,297				0,288		
Mn	0,003				0,003						0,003				0,003		
Zn	0,000				0,002						0,002				0,003		
Ca	0,000				0,000						0,000				0,000		
B	1,015				1,016						1,016				1,014		

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.4.1

Tab.7.4.4: Chemische Zusammensetzung von sekundären Spinellen der Gruppe 2

Gestein:	Dunit						Com 1337						Com 144					
	Probe	Int.			R. Amph			Int.	R. Sp			Int.	R. Amph			Int.	R. Sp	
Stelle		M/W	Max	Min	M/W	Max	Min		M/W	Max	Min		M/W	Max	Min		M/W	Max
n	[Gew.%]	5	5	5	2	2	2	1	2	2	2	1	2	2	2	2	2	2
SiO ₂	0,10	0,13	0,08	0,10	0,12	0,09	0,16	0,18	0,25	0,18	0,25	0,16	0,18	0,25	0,18	0,25	0,10	0,10
TiO ₂	0,91	1,07	0,84	0,71	0,72	0,69	0,87	0,83	0,95	0,83	0,95	0,87	0,83	0,95	0,83	0,95	0,70	0,70
Al ₂ O ₃	41,99	45,58	39,65	44,15	44,53	43,77	42,17	42,45	46,61	42,17	46,61	42,17	42,17	46,61	42,17	46,61	38,29	38,29
Cr ₂ O ₃	22,42	25,84	18,08	21,25	21,58	20,93	22,91	22,63	26,56	22,91	26,56	22,63	22,63	26,56	22,63	26,56	18,69	18,69
Fe ₂ O ₃	4,15	5,03	2,33	4,76	4,93	4,59	4,22	4,08	4,46	4,22	4,46	4,22	4,22	4,46	4,22	4,46	3,71	3,71
FeO	11,55	13,97	9,94	8,52	8,77	8,26	10,15	10,60	10,77	10,15	10,60	10,60	10,60	10,77	10,60	10,77	10,43	10,43
MnO	0,12	0,14	0,09	0,08	0,09	0,08	0,16	0,11	0,11	0,16	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
NiO	0,27	0,34	0,21	0,36	0,41	0,31	0,25	0,28	0,30	0,25	0,28	0,25	0,25	0,28	0,25	0,28	0,25	0,25
ZnO	0,08	0,11	0,03	0,05	0,08	0,02	0,03	0,07	0,08	0,03	0,07	0,03	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07
MgO	18,07	18,85	16,33	20,19	20,30	20,09	19,03	19,40	18,83	19,03	19,40	19,03	19,03	18,83	19,40	18,83	18,26	18,26
CaO	0,16	0,33	0,08	0,08	0,09	0,06	0,15	0,08	0,08	0,06	0,08	0,06	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
Total	99,82	99,63	99,13	100,25	99,80	99,76	100,09	100,13	99,99	100,09	99,99	100,09	100,09	99,99	99,99	99,99	99,46	99,46
Cr#	25,2			23,2	25,5		25,5		25,2	25,5		25,5		25,2	25,5			
Mg##	73,6			80,9	77,0		77,0		76,0	77,0		77,0		76,0	77,0			
Structure formula (3 cations)																		
Si	0,003			0,003													0,005	0,005
Al	1,374			1,411													1,376	1,376
Cr	0,492			0,456													0,492	0,492
Fe ³⁺	0,087			0,097													0,085	0,085
Ti	0,019			0,014													0,017	0,017
A	1,975			1,981													1,975	1,975
Mg	0,748			0,816													0,772	0,772
Ni	0,006			0,008													0,006	0,006
Fe ²⁺	0,268			0,193													0,244	0,244
Mn	0,003			0,002													0,003	0,003
Zn	0,002			0,001													0,001	0,001
Ca	0,000			0,000													0,000	0,000
B	1,027			1,020													1,024	1,024

Tab.7.4.4: Chemische Zusammensetzung von sekundären Spinellen der Gruppe 2 (Fortsetzung)

Gestein:		Wehlilit		Com 138		Com 143		Com 147		Com 119	
Probe	Stelle	M.	P.	Int.	A.	R.	Amph	M/W	R.	Amph	Min
<i>n</i>	[Gew.%]	1	1	1	1	1	1	3	3	3	3
SiO ₂	0,09	0,09	0,12	0,09	0,09	0,09	0,09	0,07	0,08	0,07	0,07
TiO ₂	0,66	0,44	0,47	0,44	0,60	0,94	1,15	0,72	0,72	0,72	0,72
Al ₂ O ₃	50,52	52,35	51,82	52,35	52,49	47,66	52,26	41,87	41,87	41,87	41,87
Cr ₂ O ₃	13,84	13,42	13,63	13,42	12,31	15,76	20,89	11,22	11,22	11,22	11,22
Fe ₂ O ₃	4,67	3,70	3,90	3,70	3,45	4,09	4,76	3,46	3,46	3,46	3,46
FeO	10,09	8,57	9,18	8,57	11,10	12,85	13,78	12,18	12,18	12,18	12,18
MnO	0,14	0,09	0,09	0,09	0,09	0,13	0,14	0,10	0,10	0,10	0,10
NiO	0,28	0,15	0,27	0,15	0,29	0,22	0,25	0,21	0,21	0,21	0,21
ZnO	0,08	0,06	0,04	0,06	0,05	0,06	0,08	0,04	0,04	0,04	0,04
MgO	19,83	20,90	20,44	20,90	19,25	17,79	18,55	16,73	16,73	16,73	16,73
CaO	0,03	0,07	0,04	0,07	0,10	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04
Total	100,21	99,85	100,00	99,85	99,83	99,63	99,24	99,18	99,18	99,18	99,18
Cr#	14,8	14,1	14,4	14,1	13,1	17,4					
Mg#	77,8	81,3	79,9	81,3	75,6	71,2					
Structure formula (3 cations)											
Si	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Al	1,582	1,623	1,612	1,623	1,642	1,642	1,531	1,531	1,531	1,531	1,531
Cr	0,291	0,279	0,284	0,279	0,258	0,258	0,340	0,340	0,340	0,340	0,340
Fe ⁴⁺	0,093	0,073	0,077	0,073	0,069	0,069	0,084	0,084	0,084	0,084	0,084
Ti	0,013	0,009	0,009	0,009	0,012	0,012	0,019	0,019	0,019	0,019	0,019
A	1,981	1,987	1,986	1,987	1,984	1,984	1,976	1,976	1,976	1,976	1,976
Mg	0,785	0,820	0,804	0,820	0,762	0,762	0,723	0,723	0,723	0,723	0,723
Ni	0,006	0,003	0,006	0,003	0,006	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Fe ²⁺	0,224	0,189	0,203	0,189	0,246	0,246	0,293	0,293	0,293	0,293	0,293
Mn	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Zn	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
B	1,020	1,015	1,015	1,015	1,017	1,017	1,025	1,025	1,025	1,025	1,025

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.4.1

7.5 Amphibol

Einige der Comallo Proben enthalten außer den vier Hauptmineralen Olivin, Ortho- und Klinopyroxen und Spinell auch Amphibole. Diese Amphibole sind oft Relikte größerer Kristalle als Resultat eines „breakdown“ durch Temperaturerhöhung und Druckentlastung oder durch eine Reaktion mit einer Schmelze oder einem Fluid. Manchmal führen diese Prozesse sogar zu einer kompletten Auslösung der Amphibol-Kristalle. Allerdings gibt es bei einigen Comallo Proben große Amphibol-Kristalle, die sich Aggregate bilden. Die chemische Zusammensetzung der Amphibole wurde mittels Elektronenmikrosondenanalysen (Tab.7.5.1 und Tab.7.5.2) sowie mittels LA-ICP-MS (siehe Kapitel 8.1) erfasst.

Von den Sp-Harzburgiten enthalten nur vier Proben (Com 102, Com 104, Com 105 und Com 146) Amphibole, wohingegen sie bei allen anderen Gesteinsgruppen (Sp-Lherzolit, Dunite, Wehrlite, OI-Websterit) auftreten. Die Amphibole der Proben Com 102 und Com 104 sind Relikte, die in Klinopyroxenen eingeschlossen sind. Mit Hilfe des Klassifikationsdiagrammes für Amphibole nach Leake et al. [1997] wurden die Amphibole als Pargasite klassifiziert (Abb.7.5.1). Eine einzige Ausnahme gibt es bei der Probe Com 131 (Sp-Lherzolit), in der ein Amphibol als Kaersutit erkannt wurde. In diesem Diagramm wurden die Kationenverhältnisse aus der Formelberechnung der Ca, Na, K und Ti sowie die von Si, Mg und Fe²⁺ in Betracht gezogen. Für die Formelberechnung wurde das Modell der 23 Sauerstoffe und 13 Kationen verwendet. Die Formelberechnung des Kaersutits wurde auf der Basis von 23 Sauerstoffen berechnet [Robinson et al., 1982].

Die Pargasite zeigen in Bezug auf die chemische Zusammensetzung ein ziemlich einheitliches Bild. Einige Unterschiede gibt es im Gehalt von SiO₂ (41,73-43,52 Gew.%), TiO₂ (1,07-2,55 Gew.%), Al₂O₃ (12,80-14,96 Gew.%) und MgO (16,14-18,24 Gew.%). Des Weiteren gibt es Unterschiede in Mg#, die zwischen 81,5 (OI-Websterit) und 91,5 (Sp-Harzburgit) liegt.

Der Kersutit zeigt im Vergleich zu den Pargasiten niedrigere SiO₂- und höhere TiO₂-Werte (40,33 und 5,70 Gew.%). Die Mg# liegt hier bei 90,3.

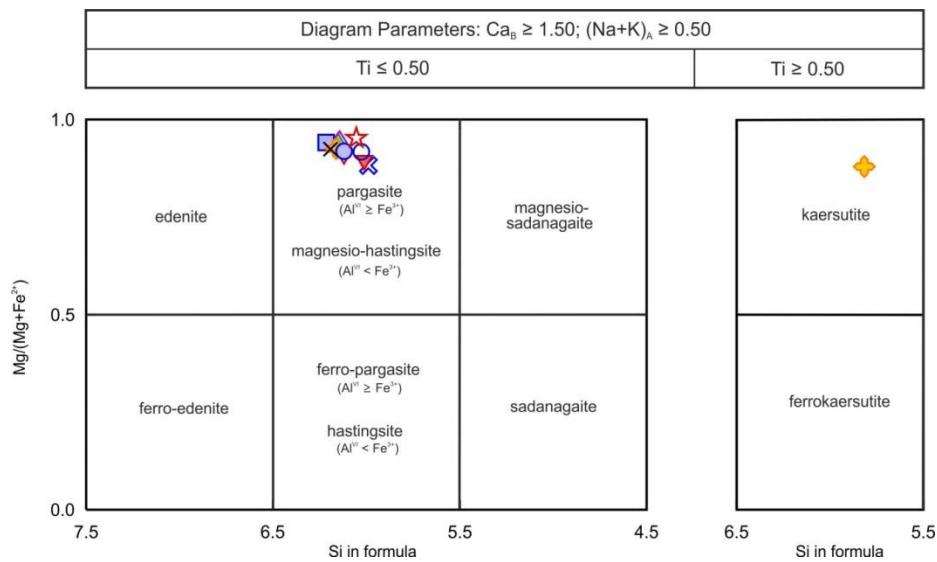


Abb.7.5.1: Klassifikation von Amphibolen der Comallo Proben, nach Leake et al. [1997]; Symbole wie in Abb.5.1

Tab.7.5.1: Chemische Zusammensetzung von Amphibolen (Pargasiten) der Comallo Proben

Gestein:	Sp-Harzburgit				Sp-Lherzolit
Probe	Com 102	Com 104	Com 105	Com 146	Com 131
	MW	MW	MW	MW	MW
n	2	2	8	18	23
[Gew.%]					
SiO₂	43,05	43,41	42,92	43,52	42,98
TiO₂	1,82	1,31	1,27	1,07	2,55
Al₂O₃	13,11	13,21	13,79	13,59	12,80
Cr₂O₃	1,99	2,04	1,90	2,13	1,75
Fe₂O₃	2,18	1,06	1,83	1,68	1,04
FeO	2,15	2,02	1,96	1,52	2,58
MnO	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05
NiO	n.a.	n.a.	0,11	0,12	0,12
MgO	17,74	18,06	17,73	18,24	17,83
CaO	11,49	11,96	11,83	11,50	11,85
Na₂O	2,79	2,55	2,61	2,96	2,58
K₂O	1,09	1,49	1,29	1,21	1,42
Total	97,48	97,16	97,27	97,59	97,55
Mg#	88,5	91,5	89,8	91,5	90,0
Structure formula (13eCNK)					
Si	6,155	6,215	6,144	6,192	6,154
Al IV	1,845	1,785	1,856	1,808	1,846
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al VI	0,365	0,444	0,471	0,471	0,313
Ti	0,196	0,141	0,136	0,114	0,274
Fe³⁺	0,235	0,114	0,197	0,180	0,112
Cr	0,224	0,231	0,214	0,240	0,198
Mg	3,781	3,854	3,784	3,869	3,806
Fe²⁺	0,199	0,216	0,197	0,126	0,297
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe²⁺	0,058	0,026	0,038	0,055	0,012
Mn	0,009	0,006	0,006	0,006	0,006
Ca	1,761	1,834	1,814	1,754	1,818
Na	0,172	0,134	0,142	0,186	0,164
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,602	0,575	0,583	0,629	0,553
K	0,198	0,272	0,235	0,220	0,260
A	0,801	0,847	0,818	0,849	0,812

Tab.7.5.1: Chemische Zusammensetzung von Amphibolen (Pargasiten) der Comallo Proben
(Fortsetzung)

Gestein:	Dunit		Wehrlit			OI-Websterit
Probe	Com 137	Com 144	Com 138	Com 143	Com 147	Com 119
	MW	MW	MW	MW	MW	MW
<i>n</i>	18	2	8	13	51	11
[Gew.%]						
SiO₂	42,80	42,86	41,89	42,13	42,23	41,73
TiO₂	1,59	1,89	2,28	1,73	1,98	2,38
Al₂O₃	13,62	13,78	14,60	14,88	14,19	14,96
Cr₂O₃	1,71	1,57	0,92	0,73	1,20	0,51
Fe₂O₃	1,43	2,04	2,18	3,07	2,66	2,89
FeO	3,02	2,67	3,48	2,77	2,97	3,91
MnO	0,05	0,07	0,08	0,08	0,07	0,09
NiO	0,11	0,10	0,09	0,08	0,09	0,08
MgO	17,28	17,32	16,66	16,92	16,96	16,14
CaO	11,64	11,44	11,63	11,72	11,45	11,26
Na₂O	3,11	3,19	2,85	2,57	2,92	2,97
K₂O	1,04	0,73	0,95	0,81	0,86	0,76
Total	97,40	97,67	97,60	97,49	97,58	97,69
Mg#	87,7	87,3	84,5	84,5	84,9	81,5
Structure formula (13eCNK)						
Si	6,141	6,119	6,011	6,029	6,052	5,989
Al IV	1,859	1,881	1,989	1,971	1,948	2,011
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al VI	0,446	0,438	0,481	0,538	0,449	0,520
Ti	0,172	0,202	0,246	0,186	0,213	0,257
Fe³⁺	0,154	0,219	0,235	0,331	0,287	0,312
Cr	0,194	0,178	0,104	0,082	0,136	0,058
Mg	3,697	3,686	3,565	3,609	3,623	3,453
Fe²⁺	0,337	0,277	0,370	0,254	0,292	0,400
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe²⁺	0,025	0,042	0,047	0,078	0,064	0,069
Mn	0,006	0,009	0,010	0,010	0,009	0,010
Ca	1,789	1,750	1,788	1,796	1,758	1,732
Na	0,179	0,200	0,155	0,116	0,170	0,188
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,685	0,684	0,638	0,598	0,642	0,638
K	0,190	0,132	0,174	0,147	0,158	0,140
A	0,876	0,817	0,813	0,745	0,800	0,777

Bemerkungen: 13eCNK = 13 Kationen außer Ca, Na, K, weitere Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

Tab.7.5.2: Chemische Zusammensetzung von Amphibolen (Kaersutit) der Comallo Proben

Gestein:	Sp-Lherzolit
Probe	Com 131
<i>n</i>	1
[Gew.%]	
SiO₂	40,33
TiO₂	5,70
Al₂O₃	13,58
Cr₂O₃	1,88
FeO*	3,20
MnO	0,03
NiO	0,14
MgO	16,79
CaO	12,72
Na₂O	2,03
K₂O	1,55
Total	97,93
Mg#	90,3
Structure formula (all Fe²⁺)	
Si	5,802
Al IV	2,198
T	8,000
Al VI	0,104
Ti	0,616
Fe³⁺	0,000
Cr	0,214
Mg	3,600
Fe²⁺	0,385
Mn	0,003
C	4,923
Mg	0,000
Fe²⁺	0,000
Mn	0,000
Ca	1,960
Na	0,040
B	2,000
Na	0,527
K	0,284
A	0,811

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

7.6 Feldspäte

Feldspat-Kristalle wurden in vier Sp-Harzburgite (Com 103, Com 108_b1, Com 118, Com 142), sowie in dem Sp-Lherzolit (Com 131) gefunden. Am meisten befinden sich diese in der Mitte einer Schmelz-Ader, die in den Xenolithen eindringt. Feldspat-Kristalle wurden aber auch im Reaktionssaum um Amphibol und Spinell, sowie intergranular gefunden. Die Feldspäte liegen zusammen mit sekundär gebildeten Olivin, Klinopyroxen und Spinell, sowie Glas. Durch Mikrosondenanalysen war es möglich, ihre chemische Zusammensetzung zu ermitteln. Diese Analysen sind in Tab.7.6.1 dargestellt.

Die chemische Zusammensetzung der Feldspäte variiert stark in Bezug auf den Gehalt von SiO_2 (53,56-64,65 Gew.%), Al_2O_3 (19,38-28,87 Gew.%), CaO (zwischen 0,47 und 11,77 Gew.%), Na_2O (3,60-5,96 Gew.%) und K_2O (zwischen 0,16 und 10,58 Gew.%). Für die Formelberechnung wurde das Modell von acht Sauerstoffen verwendet. Durch diese Berechnung wurde festgestellt, dass der Anteil an Orthoklas (Or – KAlSi_3O_8) zwischen 0,92 und 62,08%, der Anteil an Albit (Ab - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) zwischen 31,94 und 51,84% und der Anteil an Anorthit (An - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) zwischen 2,64 und 58,54% liegt.

Die Analysen der Probe Com 118 zeigen drei verschiedene Trends: Der erste (in der Tabelle als MW¹ bezeichnet) zeigt die höchsten Gehalte an Al_2O_3 , CaO , sowie den höchsten An-Anteil und die niedrigsten Gehalte an SiO_2 , Na_2O , K_2O , sowie den niedrigsten Or-Anteil. Der dritte Trend (als MW³ bezeichnet) zeigt ein genau umgekehrtes Bild mit den höchsten SiO_2 - und K_2O -Gehalt und den niedrigsten Al_2O_3 -, CaO - und Na_2O -Gehalt, sowie den niedrigsten Anteil aller drei Trends an An. Der zweite Trend (bezeichnet als MW²)

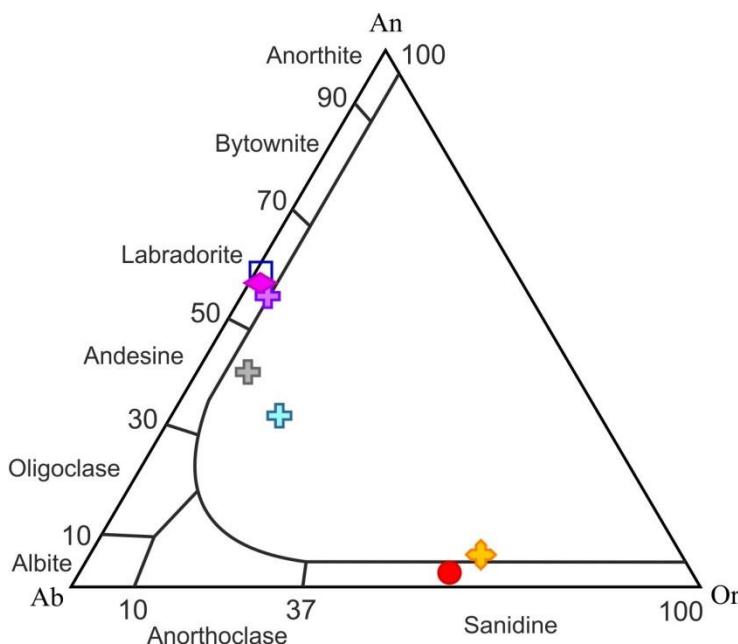


Abb.7.6.1: Klassifikationsdiagramm für Feldspäte; alle Zahlen beziehen sich auf mol.%; die Probe Com 118 wurde für die drei Trends mit dem Kreuz-Symbol markiert: das Lila steht für MW¹, das Grau für MW² und das Blau für MW³; weitere Symbole wie in Abb.5.1

repräsentiert mehr oder weniger eine mittlere Zusammensetzung zwischen den Trends MW¹ und MW³, mit der Ausnahme des höchsten Gehaltes an Na_2O und an Ab.

Mit Hilfe des Klassifikationsdiagrammes für Feldspäte (Abb.7.6.1) wurden die Analysen anhand ihrer Anteile an Anorthit, Albit und Orthoklas, geplottet. So wurde festgestellt, dass es sich sowohl um Plagioklase als auch um K-Feldspäte handelt. Die Plagioklase sind Labradorite, wohingegen es

sich bei den K-Feldspäten um Sanidine handelt. Zwei Analysen der Com 118 plotten innerhalb der Entmischungslücke, es handelt sich also um ternäre Feldspäte. Diese haben, aufgrund von Zeitmangel, das Equilibrium noch nicht erreicht. Sobald das Equilibrium erreicht wird, würden diese Kristalle entweder in der Mischungsreihe zwischen Ab – An oder in der Mischungsreihe zwischen Ab – Or plotten.

Tab.7.6.1: Chemische Zusammensetzung von Feldspäten der Comallo Proben

Gestein:	Sp-Harzburgit						Sp-Lherzolit
Probe	Com 103	Com 108_b1	Com 118			Com 142	Com 131
	MW		MW ¹	MW ²	MW ³		MW
<i>n</i>	6	3	2	3	3	1	2
[Gew.%]							
SiO₂	53,78	64,65	54,11	57,46	58,97	53,56	63,68
TiO₂	0,02	n.a.	0,19	0,25	0,41	0,10	0,40
Al₂O₃	28,39	19,38	28,14	25,83	24,19	28,87	19,65
FeO*	0,42	0,27	0,37	0,38	0,40	0,43	0,30
MgO	0,25	0,06	0,15	0,14	0,12	0,13	0,02
CaO	11,77	0,47	11,07	8,14	6,47	11,33	1,19
Na₂O	4,64	4,45	4,78	5,96	5,85	4,66	3,60
K₂O	0,16	10,30	0,73	1,42	3,01	0,30	10,58
BaO	0,01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,15
P₂O₅	0,01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,01
Cl	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,01
SO₂	0,02	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,02
Total	99,43	99,79	99,54	99,65	99,46	99,39	99,62
Site allocations (8 O)							
Si	2,446	2,949	2,461	2,597	2,672	2,436	2,916
Al	1,522	1,042	1,508	1,376	1,292	1,548	1,061
Fe³⁺	0,016	0,010	0,014	0,014	0,015	0,016	0,012
Ti	0,001	0,000	0,007	0,009	0,014	0,003	0,014
Z	3,985	4,001	3,990	3,995	3,994	4,003	4,002
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,017	0,004	0,010	0,009	0,008	0,009	0,001
Ca	0,574	0,023	0,539	0,394	0,314	0,552	0,058
Na	0,409	0,394	0,421	0,522	0,514	0,411	0,319
K	0,009	0,599	0,042	0,082	0,174	0,018	0,618
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
X	1,009	1,020	1,013	1,007	1,011	0,990	1,000
Or (K+Ba)	0,92	58,75	4,19	8,14	17,24	1,78	62,08
Ab (Na)	40,54	38,61	41,58	51,84	50,88	41,56	31,94
An (Ca+Mn+Mg)	58,54	2,64	54,23	40,02	31,88	56,66	5,98

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

7.7 Oxide

Oxide kommen häufig in Bereichen, wo sekundäre Minerale entstehen (Reaktionssäume, „melt pockets“, Schmelz-Adern) vor. Ihre chemische Zusammensetzung ist in Tab.7.7.1 gegeben. Die Klassifizierung der verschiedenen Oxide ist nach Bowles et al. [1997] erfolgt.

Hämatite (Fe_2O_3) der Probe Com 107 wurden in Kontakt zu „spongy“ Klinopyroxenen oder im Reaktionssaum um Spinelle gefunden. In der Probe Com 119 wurden zwei

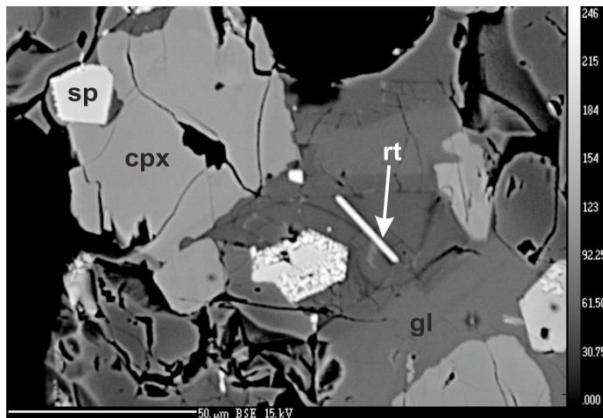


Abb.7.7.1: Rutil-Kristall eingeschlossen in Glas im Reaktionssaum um primären Spinell; in dem Bereich entstanden auch sekundär gebildete Klinopyroxene und Spinelle, aus der Com 116

verschiedene Oxide identifiziert, nämlich Geikielithe und Ulvöspinelle. Geikielithe (MgTiO_3) sind Mg-reiche Ilmenite. Ulvöspinelle gehören zu der Gruppe der Spinelle. Ihre chemische Formel ist $\text{TiFe}^{2+}\text{O}_4$. Sowohl die Geikielithe als auch die Ulvöspinelle wurden im Reaktionsraum zwischen Amphibol und Orthopyroxen gefunden. In der Nähe von Klinopyroxenen oder im Bereich zwischen Klinopyroxen und Amphibol der Probe Com 131 wurde

Armacolit ($(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})\text{Ti}_2\text{O}_5$) identifiziert. Außer jene, in Tab.7.7.1, gelisteten Oxide, wurden auch, mit Hilfe der Mikrosonde, weitere Oxide identifiziert, wie Rutil (TiO_2) (Abb.7.7.1).

Tab.7.7.1: Chemische Zusammensetzung von verschiedenen Oxiden der Comallo Proben

Gestein:		Sp-Harzburgit	Sp-Lherzolit	Ol-Websterit			
Probe	Com 107	Com 131	Com 119				
Oxid	Hm	Arm	Gkl			Usp	
	MW	MW	Min	Max	MW	Max	Min
n	3	1	3	3	2	2	2
[Gew.%]							
SiO₂	0,06	0,11	0,11	0,12	0,09	0,10	0,12
TiO₂	0,01	72,20	55,12	55,95	53,54	10,18	12,04
Al₂O₃	0,00	1,53	0,07	0,14	0,01	12,28	18,06
Cr₂O₃	0,15	8,98	1,46	1,62	1,24	25,84	29,63
FeO*	89,48	6,78	29,14	29,47	28,74	36,34	37,11
MnO	0,08	0,10	0,42	0,44	0,40	0,28	0,34
NiO	1,47	0,08	0,13	0,14	0,11	0,33	0,33
ZnO	0,02	0,02	0,01	0,03	0,00	0,06	0,06
MgO	0,08	4,58	11,26	11,64	10,57	10,15	10,87
CaO	0,12	4,69	0,41	0,43	0,40	0,20	0,30
Total	91,46	99,06	98,12	99,25	96,04	95,74	95,85
							95,63

Bemerkungen: **Hm** = Hämatit, **Arm** = Armalcolit, **Gkl** = Armatolit, **Gkl** = Armalcolit, **Gkl** = Armatolit, **Usp** = Ulvöspinel, weitere Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

7.8 Sulfide

Neben den verschiedenen Oxiden wurden in den Comallo Proben auch diverse Sulfide gefunden. Die chemische Zusammensetzung der Sulfide ist in Tab.7.8.1 und Tab.7.8.2 dargestellt. Diese Sulfide wurden nach Deer et al. [1997] identifiziert. Meistens handelt es sich um Petlandite $((\text{Fe},\text{Ni})_9\text{S}_8)$, Phyrrotite (Fe_7S_8) und Monosulfide. Identifiziert wurde auch Chalkopyrit (CuFeS_2) , sowie Cobalt-Nickel-Pyrit $(\text{Fe},\text{Ni},\text{Co})\text{S}_2$.

Die meisten der Sulfide sind in großen Olivin-, Ortho- oder Klinopyroxen-, Spinell- oder sogar Amphibol-Kristallen eingeschlossen, in denen sie oft „trails“ entlang des Kristalls bilden (Abb.7.8.1). Nichtsdestotrotz wurden auch Sulfide im Reaktionssaum um Spinell, in „melt pockets“, intergranular zwischen Olivin-Kristallen und als Reaktionsprodukte nach dem „breakdown“ von Phlogopit gefunden. Sulfid-Körper bestehen oft aus zwei oder mehreren koexistierenden Phasen (siehe Kapitel 6 und Abb.6.19).

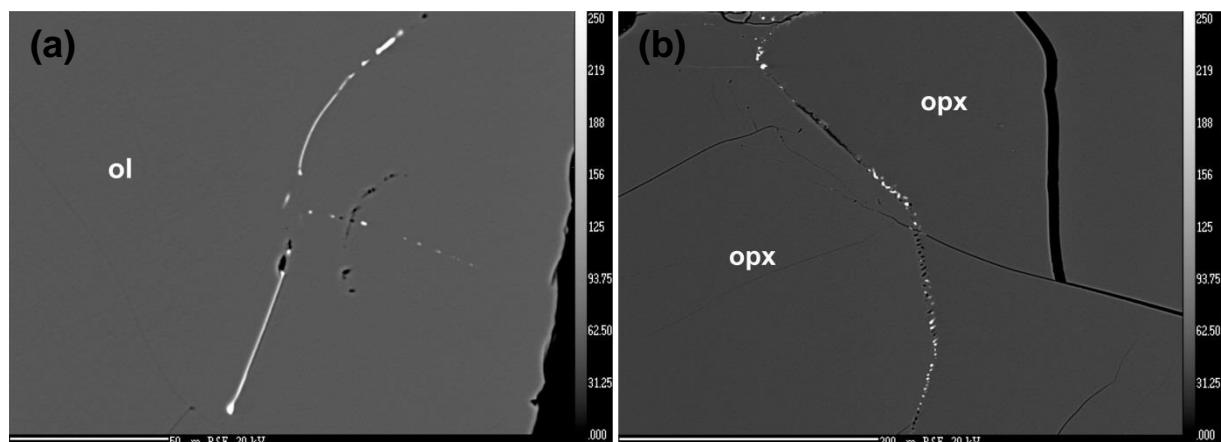


Abb.7.8.1: (a) Sulfide „trails“ in Olivin eingeschlossen, aus der Probe Com 146; (b) Sulfide „trails“ teilweise in Orthopyroxen eingeschlossen, aus Com 146

Tab. 7.8.1: Chemische Zusammensetzung von Sulfiden der Gruppe 1

Gestein: Sp-Harzburgit		Com 103				Com 108_b1				Com 110				Com 139			
Probe	Sulfid	Prh		Ms		Co-Ni-P		Ms		Pn				Ms		Mn	
n	[Gew.%]	MW	Max	Mn	MW	Max	Mn										
Si	0,05	0,13	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00										
S	38,13	39,13	36,84	36,25	39,55	32,83	52,46										
Cr	1,71	3,57	0,03	0,02	0,06	0,00	0,01										
Fe	48,07	50,53	44,63	31,26	38,63	28,41	43,06										
Ni	11,06	11,79	10,42	32,45	37,59	22,39	1,80										
Cu	0,53	2,09	0,00	0,00	0,01	0,00	0,85										
Co	0,09	0,11	0,00	0,23	0,66	0,00	2,81										
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.										
Total	99,62	100,83	98,25	100,21	100,81	99,06	101,00										

Tab.7.8.1: Chemische Zusammensetzung von Sulfiden der Gruppe 1 (Fortsetzung)

Gestein:	Sp-Harzburgit						Sp-Lherzolit					
	Probe	Com 139			Com 141			Com 146			Com 131	
Sulfid		Pn	Prh	Ch	Ms		Pn		M/W	Ms	Max	Min
[Gew.%]	n	1	1	1	1		4	4	4	3	3	1
Si	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,03	0,11	0,17	0,04	0,08
S	33,04	38,70	34,76	37,56	35,51	42,42	33,04	38,74	39,51	38,13	38,20	
Cr	0,00	0,35	0,00	0,02	0,03	0,08	0,00	0,11	0,13	0,09	0,09	0,14
Fe	28,43	45,32	32,81	40,43	27,20	30,50	22,63	32,60	33,34	31,18	44,28	
Ni	37,80	15,01	0,68	20,91	36,30	39,03	34,75	26,73	28,86	25,54	16,00	
Cu	0,03	0,00	30,87	0,28	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Co	0,84	0,21	0,01	0,36	0,37	0,55	0,26	0,49	0,55	0,42	0,13	
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,05	0,16	0,00	0,00	
Total	100,13	99,62	99,12	99,55	99,46	100,67	99,02	98,76	99,20	98,17	98,60	

Bemerkungen: Prh = Pyrrhotit, Ms = Monosulfid, Co-Ni-P = Cobalt-Nickel-Pyrit, Pn = Pentlandit, Ch = Chalkopyrit weitere Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

Tab.7.8.2: Chemische Zusammensetzung von Sulfiden der Gruppe 2

Gestein:	Dunit		Wehrlit		Ol-Webstein
	Probe	Com 137	Com 143	Com 119	
Sulfid	MW	Ms	Prh	Pn	
<i>n</i>	2	2	3	2	
[Gew.%]					
Si	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03
S	38,62	38,71	38,53	38,77	33,36
Cr	0,52	0,94	0,10	0,03	0,02
Fe	35,76	39,18	32,34	49,48	29,61
Ni	24,22	27,93	20,50	10,52	35,48
Cu	0,07	0,09	0,05	0,63	0,68
Co	0,36	0,37	0,35	0,30	0,25
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
Total	99,57	99,58	99,56	99,74	99,51

Bemerkungen: Prh = Pyrrhotit, Ms = Monosulfid, Co-Ni-P = Cobalt-Nickel-Pyrit, Pn = Pentlandit, Ch = Chalkopyrit weitere Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

7.9 Gläser

Die Entstehung der Gläser in Erdmantelxenolithen steht in engem Zusammenhang mit der Bildung der sekundären Phasen. Nach morphologischen und kinematischen Betrachtungen wurde vorgeschlagen, dass Gläser im Prinzip Schmelzen aus der Erdmanteltiefe sind, die während des raschen Transports an die Erdoberfläche erstarrt wurden [Coltorti et al., 1999, Jin et al., 1994]. Die Gläser wurden von mehreren Wissenschaftlern als die Überreste von metasomatischen Agenten betrachtet [Yaxley et al., 1997 und Referenzen darin]. Gläser können sowohl durch „host“ Magma Infiltration [Garcia et al., 1987] als auch durch den Zerfall von wasserhaltigen Mineralen während des raschen Aufstiegs an die Erdoberfläche [Frey et al., 1974, Francis et al., 1976, Gamble et al., 1987] entstehen. Die „*in situ*“ Analysen der Spurenelemente mittels LA-ICP-MS ermöglicht uns die Entstehungsmöglichkeiten der Gläser besser zu verstehen. Demzufolge können Gläser entweder (a) durch „*in situ*“ Schmelzprodukte von präexistenten, metasomatischen Phasen, wie Phlogopit oder Amphibol (\pm Klinopyroxen) [Yaxley et al., 1999, Chazot et al., 1996, Chazot et al., 1996, Yaxley et al., 1997], (b) als Reaktionsprodukte von gesteinsbildenden Mineralen (Ol, Opx, Cpx, Sp) mit eindringenden, metasomatischen Schmelzen/Fluiden, welche gleichzeitig die Aufschmelzung der Minerale durch Verringerung des Solidus herbeiführen könnten [Neumann et al., 1997, Coltorti et al., 1999, Hauri et al., 1993, Siena et al., 1991, Siena et al., 1993, Schiano et al., 1994, Beccaluva et al., 2000] oder (c) durch die Infiltration von „host“ Basalt [Zinngrebe et al., 1995, Shaw et al., 1997, Wulff-Pedersen et al., 1999] entstehen.

Gläser wurden in allen fünf Gesteinsgruppen der Comallo Proben und sowohl in Proben ohne als auch in Proben mit wasserhaltigen Mineralen beobachtet. Sie befinden sich an Kontaktten zwischen primären Phasen mit einer Schmelze oder einem Fluid, in Schmelz-Adern, im Reaktionssaum um primäre Spinelle oder Amphibole, die auf ein „breakdown“ hinweisen, in „melt pockets“, in Bereichen wo ursprünglicher Phlogopit komplett ausgelöst wurde, sowie intergranular. Die chemische Zusammensetzung dieser Gläser wurde mittels Mikrosondenanalysen untersucht und die Ergebnisse sind in Tab.7.9.1 zu sehen. Mit der Hilfe des TAS-Klassifikationsdiagrammes nach Le Maitre et al. [1989] wurden die Comallo Gläser klassifiziert (Abb.7.9.1). Sie zeigen ein großes Spektrum und ihre Zusammensetzung variiert von basaltisch bis hin zu rhyolitisch und von daktisch bis in den tephrophonolithischen Bereich. Um den Überblick über das gesamte Spektrum zu behalten, war es notwendig, diese Gläser in Gruppen zu unterteilen. Die verschiedenen Gruppen an Gläsern sind abhängig vom Prozess, der für ihre Entstehung verantwortlich ist, sowie von der Zusammensetzung der Schmelze, mit der die primären Phasen reagiert haben. Es wurden drei verschiedene Entstehungsgruppen festgestellt:

- Gruppe A: Gläser, die durch „*in situ*“ Zerfall von Amphibol und/oder Phlogopit entstanden sind
- Gruppe B: Gläser, die durch en route Infiltration von „host“ Basalt und dessen Wechselwirkung mit den primären Phasen des Xenoliths entstanden sind, und
- Gruppe C: Gläser, die aufgrund einer „host“ Basalt Kontamination als späte Erscheinung entstanden sind

Da es sich bei den Xenolithen um offene Systeme handelt, kommt es oft zur Entstehung von Gläser, die das Ergebnis einer Wechselwirkung von mehreren als zwei Entstehungsprozessen sind. Ebenfalls wurde oft beobachtet, dass verschiedene Gläser aus der gleichen Probe aus verschiedenen Entstehungsprozessen gebildet wurden. Die drei Entstehungsgruppen, sowie Proben die Besonderheiten zeigen, werden anschließend detailliert beschrieben.

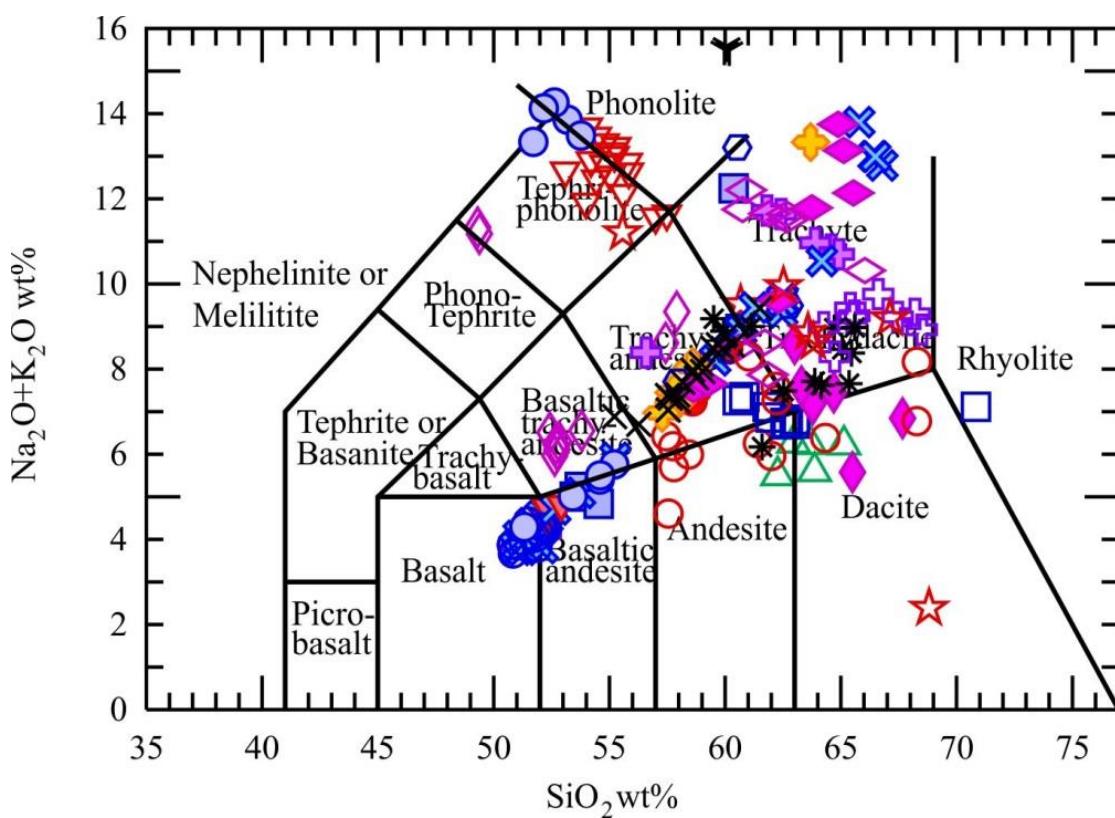


Abb.7.9.1: Chemische Klassifikation der verschiedenen Gläser aller Proben aus Comallo, nach Le Maitre et al. [1989]; Symbole wie in Abb.5.1

Die Gruppe A repräsentiert Gläser, die aufgrund von „*in situ*“ Zerfall von Amphibol und/oder Phlogopit entstanden sind. Der Zerfall dieser wasserhaltigen Minerale kann durch (a) Temperatur-Erhöhung, (b) Wechselwirkung der Minerale mit dem „host“ Basalt, sowie (c) durch Druckentlastung bedingt werden. Diese Gruppe beinhaltet insgesamt Gläser aus 12 Proben; zwei davon (Com 116, Com 145) sind mit dem Zerfall von Phlogopit gebunden, der

Rest (Com 104, Com 105, Com 119, Com 131, Com 137, Com 138, Com 143, Com 144, Com 146, Com 147) mit dem Zerfall von Amphibol.

Gläser, die aus dem „*in situ*“ Zerfall von Phlogopit gebildet wurden, zeigen zwei verschiedene Zusammensetzungen – Trachydazitisch (Com 116) oder Phonolitisch (Com 145) (Abb.7.9.2). Gläser mit trachydazitischer Zusammensetzung zeigen hohen Gehalt an SiO_2 (61,62-66,51 Gew.%), an Alkalien ($\text{Na}_2\text{O} = 1,93\text{-}3,25$ Gew.%, $\text{K}_2\text{O} = 5,98\text{-}6,68$ Gew.%) und an TiO_2 (1,15-2,86 Gew.%), während die Mg# zwischen 50,4 und 89,4 liegt. Das ist ein Hinweis darauf, dass Si-undersättigte Schmelze aus dem „host“ Basalt ins Xenolith eingedrungen ist und dort mit dem Phlogopit, sowie mit primären Orthopyroxen in Wechselwirkung gekommen ist (Abb.7.9.3(a)). Durch diese Wechselwirkung wurde der Phlogopit komplett ausgelöscht. Dabei wurde überwiegend sekundäres Klinopyroxen, sowie Olivin gebildet. Primäre Klinopyroxen- und Spinell-Kristalle, die sich in der Nähe der eingedrungenen Schmelze befanden haben mit dieser reagiert und zur Bildung von „spongy“ Rand um primäre Klinopyroxene, sowie von sekundären Olivinen und Spinellen geführt. Die sekundären Spinelle bilden meistens kleine idiomorphe Kristalle, die eine chemische Zonierung aufweisen (Abb.7.9.3(b)).

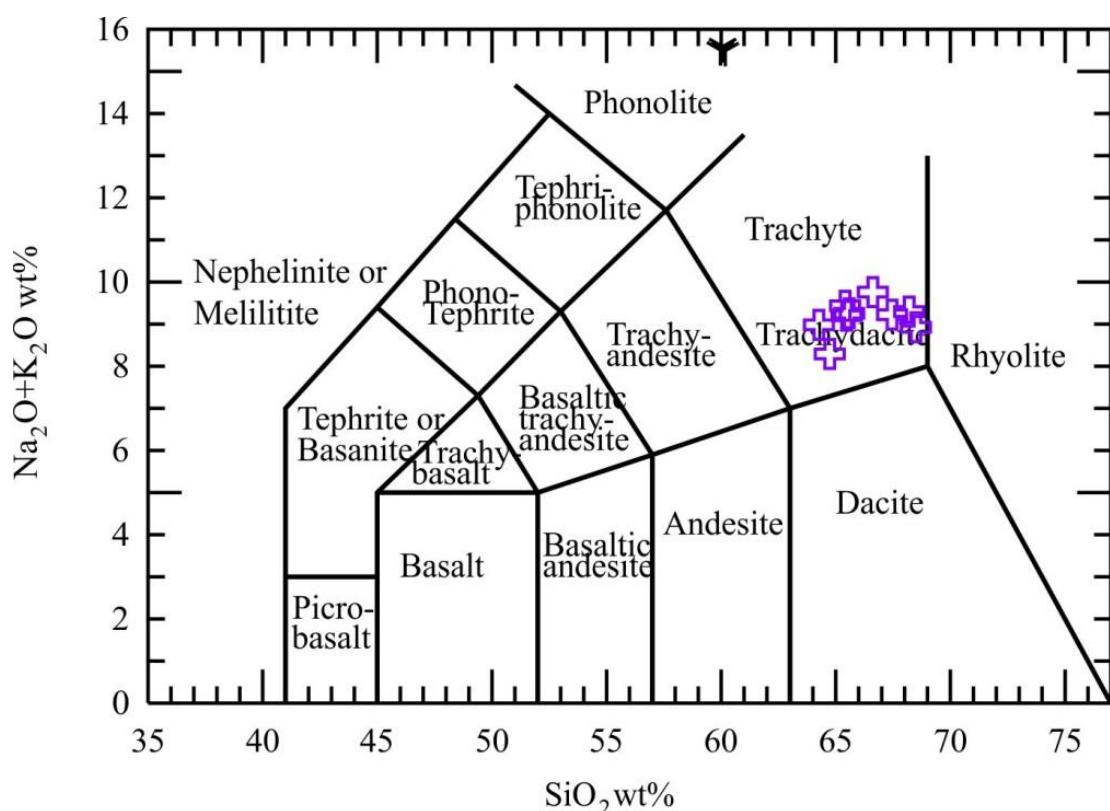


Abb.7.9.2: Chemische Klassifikation von Gläsern, die durch den Zerfall von Phlogopit gebildet sind, nach Le Maitre et al. [1989]; Symbole wie in Abb.5.1

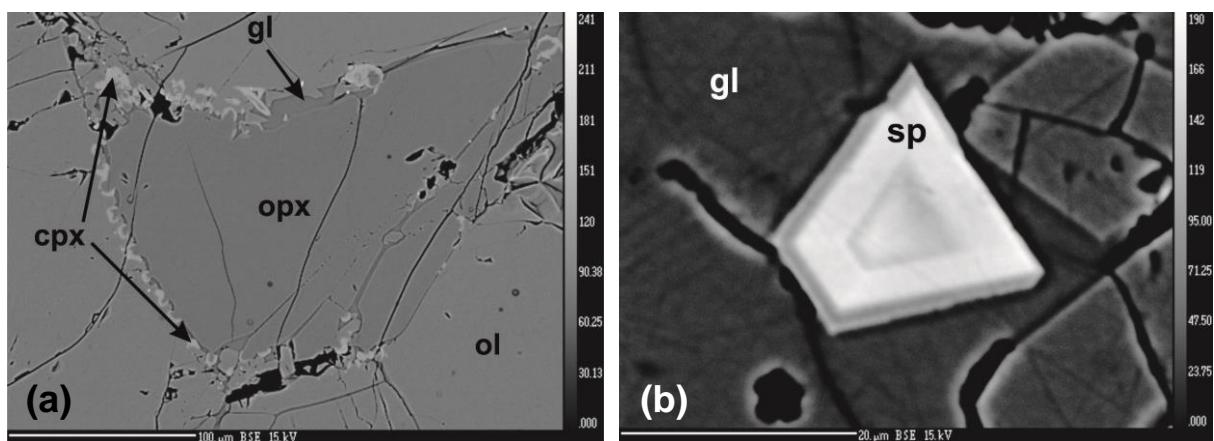


Abb.7.9.3: (a) primär Opx, der mit einer Schmelze/einem Fluid in der Nähe vom Phlogopit „breakdown“ reagiert hat, aus der Com 116; (b) sekundär Sp-Kristall, der eine chemische Zonierung aufweist, als Folge des Phlogopit „breakdown“, aus der Com 145

Gläser, die eine phonolithische Zusammensetzung haben, zeigen im Gegensatz zu denen mit trachydazitischer Zusammensetzung, einen niedrigeren SiO_2 -Gehalt (59,28 Gew.%), wohingegen die Alkalien noch höher liegen ($\text{Na}_2\text{O} = 6,73$ Gew.%, $\text{K}_2\text{O} = 8,60$ Gew.%). Die Mg# liegt hier bei 39,7. Diese Gläser sind durch den Zerfall von Phlogopit, aufgrund seiner Reaktion mit einer Schmelze aus dem „host“ Basalt, entstanden. Sie bilden sich auf der Stelle des zerfallenen Phlogopits zusammen mit sekundär gebildetem Klinopyroxen (Abb.7.9.4). Der Klinopyroxen hier ist sehr feinkörnig und bildet xenomorphe Kristalle. Sekundär gebildete Olivine und Klinopyroxene, sowie Spinelle wurden ebenfalls in der Nähe des zerfallenen Phlogopit-Kristalles herum gebildet. Diese Phasen sind durch hypidiomorphe bis idiomorphe Kristalle vertreten.

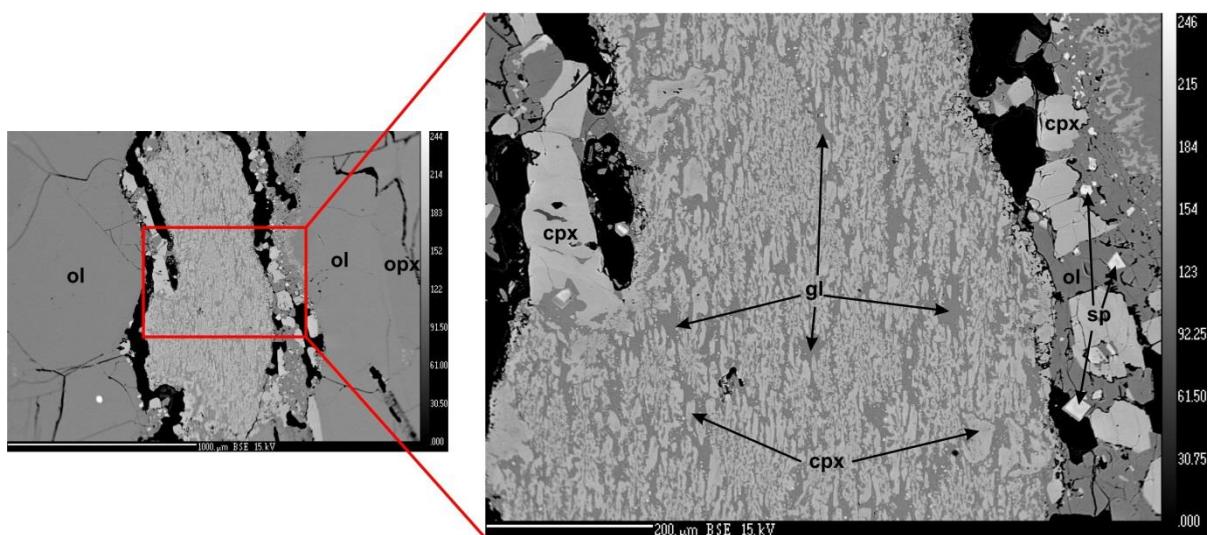


Abb.7.9.4: BSE Foto aus Com 145 mit der Stelle eines zerfallenen Phlogopits; auf der Vergrößerung des Fotos, rechts, kann man die sekundär gebildeten Minerale, anstelle des Phlogopits sowie um den Kristall herum, beobachten

Gläser, die aus dem „*in situ*“ Zerfall von Amphibol gebildet wurden, zeigen ein größeres Spektrum an chemischen Zusammensetzungen, die von basaltisch bis zu trachydazitisch sowie zwischen tephriphonolitisch – phonolitisch variieren können (Abb.7.9.5).

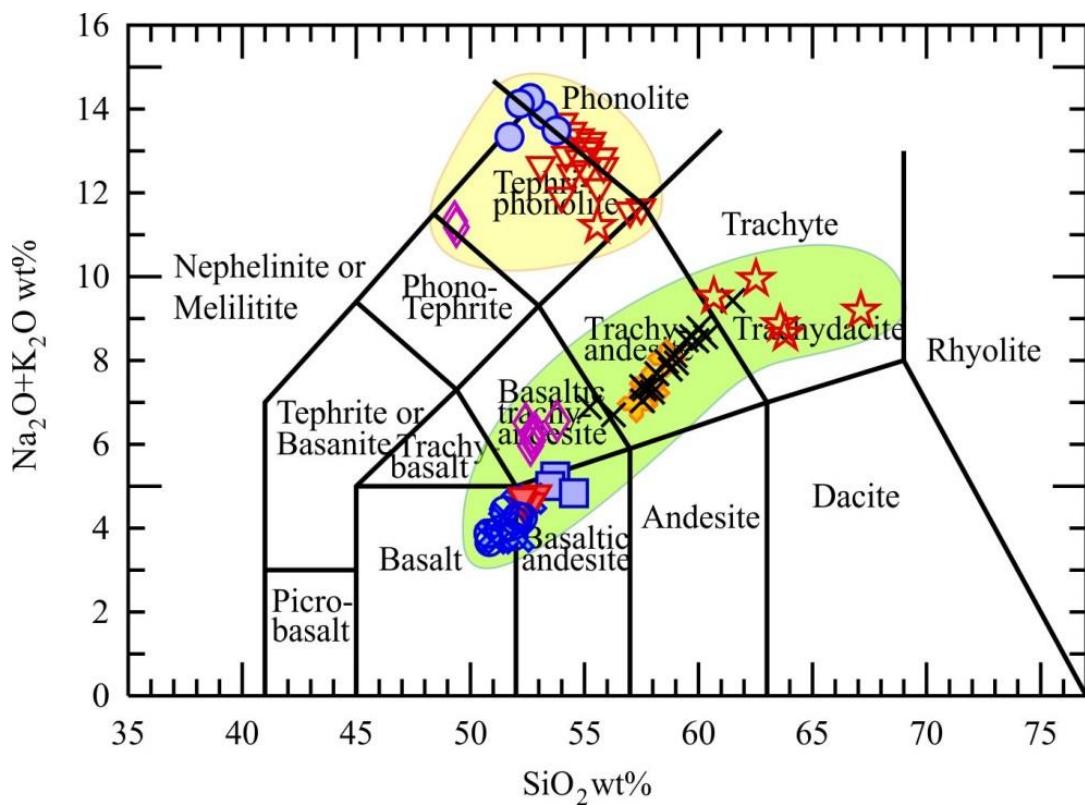


Abb.7.9.5: Chemische Klassifikation von Gläsern, die durch den Zerfall von Amphibol gebildet sind, nach Le Maitre et al. [1989]; Gläser des gelben Bereiches sind, durch eine Wechselwirkung zwischen einer Schmelze aus dem „host“ Basalt und dem Amphibol entstanden; Gläser des grünen Bereiches sind durch ein „breakdown“ von Amphibol und Reaktion mit anderen primären Phasen entstanden; Symbole wie in Abb.5.1

Gläser, die eine tephriphonolitische bis phonolitische chemische Zusammensetzung haben (Abb.7.9.5, gelber Bereich) kommen in vier Proben (Com 105, Com 137, Com 144, Com 147) vor. Sie wurden durch eine Wechselwirkung zwischen Amphibol und einer Schmelze aus dem „host“ Basalt, die zum teilweisen oder sogar zum kompletten Zerfall des Amphibols führte, gebildet (Abb.7.9.6). Solche Gläser haben einen relativ niedrigen SiO₂-Gehalt, der zwischen 50,07 und 57,24 Gew.% variiert, sehr hohen Gehalt an Alkalien (Na₂O = 4,97-9,63 Gew.%, K₂O = 2,44-6,31 Gew.%) und hohen TiO₂-Gehalt, zwischen 0,56 und 2,68 Gew.%, während der CaO-Gehalt zwischen 0,79 und 7,97 Gew.% liegt. Die Mg# liegt zwischen 36,8 und 78,7. Als sekundäre Phasen bilden sich in der unmittelbaren Nähe des Amphibols Olivin, Klinopyroxen, sowie Spinell.

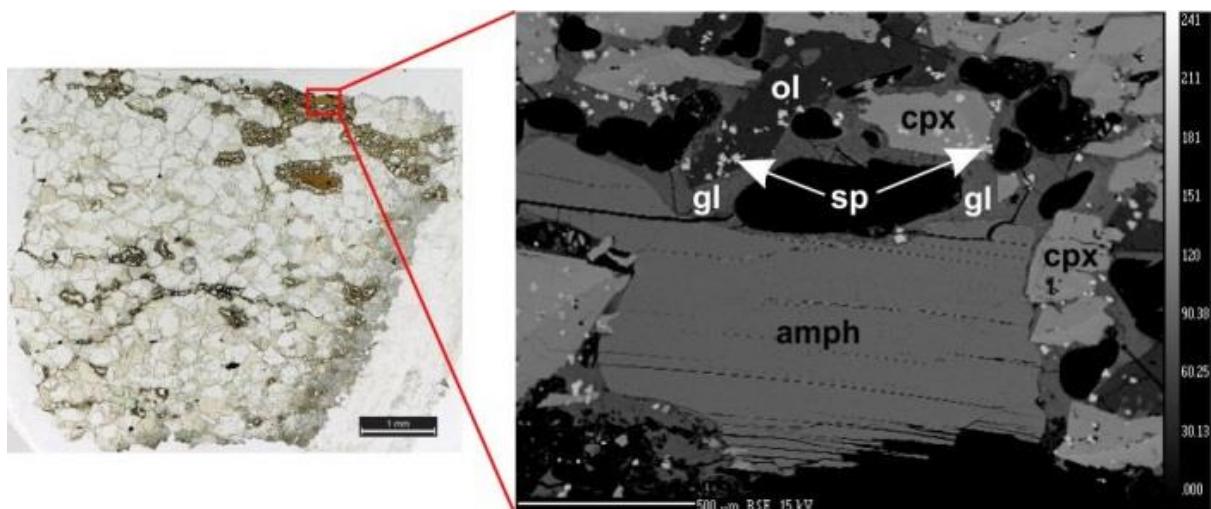


Abb.7.9.6: BSE Foto aus einem Bereich der Probe Com 105, indem Amph in Kontakt mit einer Schmelze/einem Fluid aus dem „host“ Basalt gekommen ist und dadurch ist es zur Bildung sekundären Phasen gekommen

Sekundäre Klinopyroxene zeigen meistens hypidiomorphe Kristalle und eine deutliche Zonierung mit scharfer Grenze. Der dunklere Bereich in den Klinopyroxen-Kristallen ist SiO_2 - (48,06-50,32 Gew.%) und MgO -reicher (14,48-16,21 Gew.%) und Al_2O_3 - (4,91-6,41 Gew.%) und TiO_2 -ärmer (1,16-1,80 Gew.%) als der hellere Bereich (SiO_2 = 41,94-46,82 Gew.%, MgO = 11,52-14,26 Gew.%, Al_2O_3 = 7,67-12,89 Gew.%, TiO_2 = 2,17-4,15 Gew.%) (Abb.7.9.7(a)). Die sekundären Spinelle sind sehr oft in Olivin- oder Klinopyroxen-Kristalle eingeschlossen und haben meistens gut ausgebildete idiomorphe Kristalle, die oft auch eine chemische Zonierung aufweisen (Abb.7.9.7(b)).

Gläser, deren chemische Zusammensetzung von basaltisch bis zu trachydazitisch variiert (Abb.7.9.5, grüner Bereich) sind in acht Comallo Proben (Com 104, Com 105, Com 119, Com 131, Com 138, Com 143, Com 146 und Com 147) vertreten. Diese wurden durch den „in situ“ Zerfall von Amphibol und einer Reaktion der dadurch entstandenen Schmelze mit den anderen Phasen des Xenoliths, überwiegend mit Pyroxenen, gebildet. Der Zerfall von Amphibol kann durch T-Erhöhung, die durch die Präsenz von Basalt resultiert worden ist, sowie durch Dekompression, aufgrund des raschen Aufstiegs an die Erdoberfläche, erklärt werden. Die chemische Zusammensetzung solcher Gläser variiert stark abhängig von der Phase, die jeweils reagiert:

- Gläser, die durch die Wechselwirkung zwischen Amphibol und Klinopyroxen entstanden sind, haben einen niedrigeren SiO_2 - und höheren CaO -Gehalt
- Gläser, die nach der Reaktion zwischen Amphibol und Orthopyroxen gebildet sind, weisen einen sehr hohen SiO_2 -Gehalt auf und
- Gläser, die aus der Reaktion zwischen Amphibol und Spinell entstanden sind, zeigen einen höheren Al_2O_3 -Gehalt

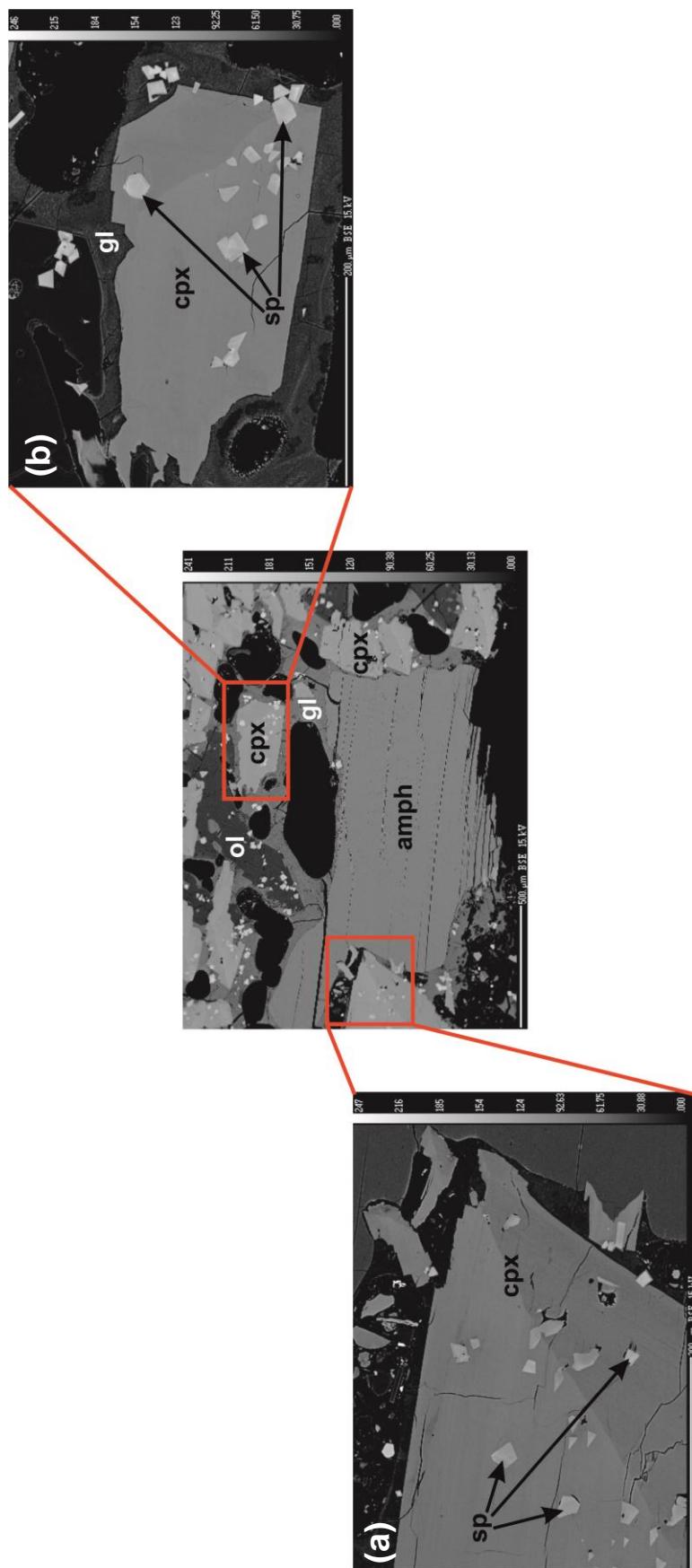


Abb.7.9.7: BSE Fotos der Probe Com 105; (a) sekundär Cpx mit charakteristischer chemischer Zonierung, der Sp-Kristalle beinhaltet; (b) sekundär gebildete Sp-Kristalle mit chemischer Zonierung, komplett oder teils in Cpx eingeschlossen und in Kontakt mit Glas

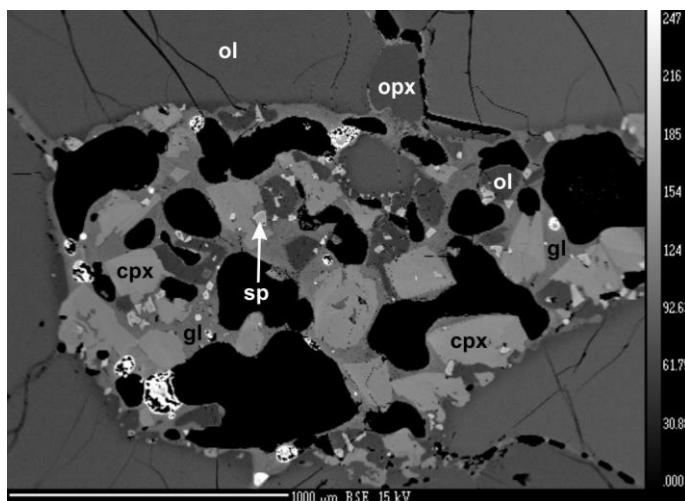


Abb.7.9.8: BSE Foto eines „melt pocket“ der Com 105; es besteht aus sekundärem Ol, Cpx und Sp sowie Gl; die großen leeren Räume zeigen die Stelle, wo früher Gasblasen vorhanden waren

Zusätzlich dazu, gibt es Übergänge in der chemischen Zusammensetzung der Gläser, wenn Amphibol mit zwei oder mehreren Phasen gleichzeitig reagiert. Diese Gläser befinden sich sowohl in „melt pockets“ (Abb.7.9.8), die manchmal noch Amphibol-Relikte beinhalten, als auch im Reaktionssaum zwischen Amphibol und Pyroxene und/oder Spinell zusammen mit sekundär gebildeten Olivinen, Klinopyroxenen und Spinellen, die oftmals eine chemische Zonierung aufweisen.

Die Gruppe B besteht aus Gläsern, die durch en route Infiltration von „host“ Basalt und dessen Reaktion mit der primären Phase des Xenoliths entstanden sind. Diese Gläser sind sowohl an Proben mit wasserhaltigen als auch an Proben ohne wasserhaltige Minerale vertreten. Sie befinden sich im Reaktionssaum um primär Spinell, sowie intergranular, an Stellen wo der infiltrierte Basalt mit den Phasen reagiert hat. Sie zeigen ein großes Spektrum

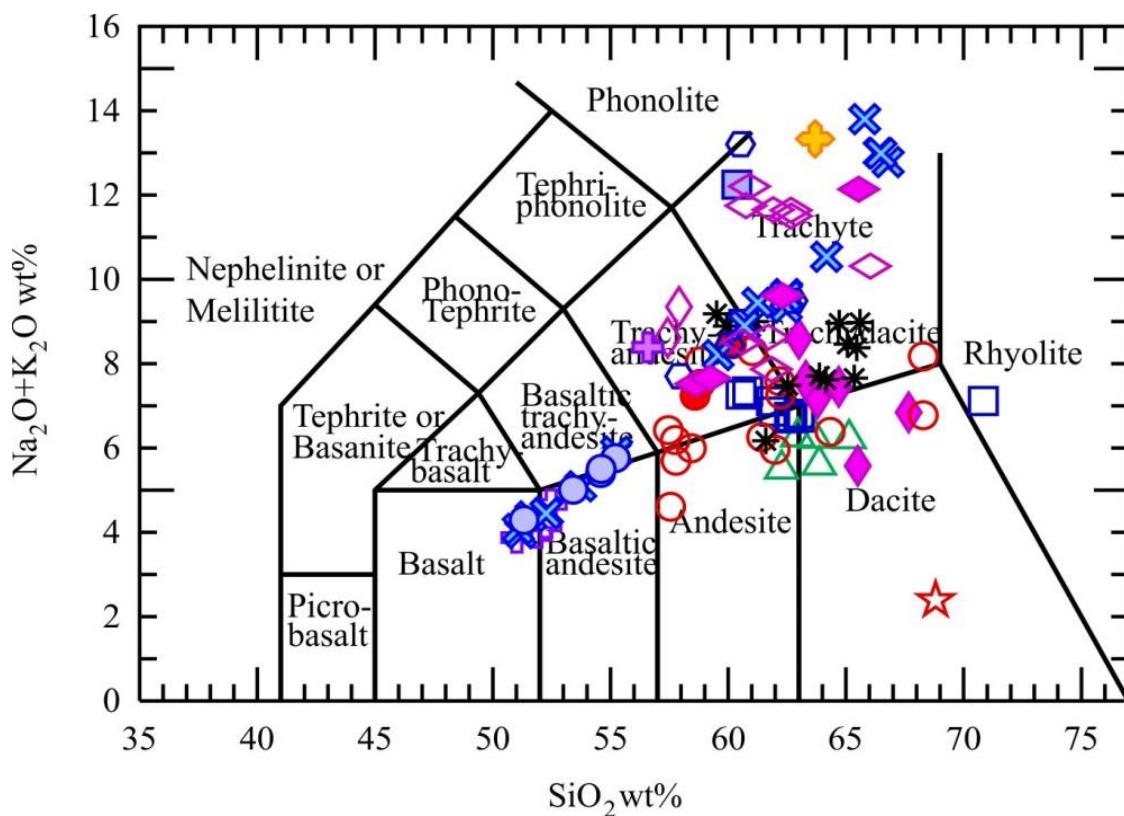


Abb.7.9.9: Chemische Klassifikation von Gläsern, die durch die en route Infiltration von Basalt gebildet sind, nach Le Maitre et al. [1989]; Symbole wie in Abb.5.1

in Bezug auf ihre chemische Zusammensetzung, die von basaltisch bis zu rhyolitisch und von dazitisch bis zu trachytisch hinreicht (Abb.7.9.9).

Diese Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung sind von der Zusammensetzung des Minerals abhängig mit der die basaltische Schmelze/Fluid reagiert hat. Nachfolgend wird die Zusammensetzung von Gläsern dargestellt und diskutiert, wobei bei deren Entstehung überwiegend eine Mineralphase mit der Schmelze/Fluid reagiert hat:

- basaltische Schmelze/Fluid, die in Kontakt mit Spinell kommt, bewirkt sein Zerfall, was zur Bildung eines Reaktionssaums um den primären Kristall (Abb.7.9.10(a)) und zur Entstehung von chemischer Zonierung zwischen Rand und Kern (Al_2O_3 -ärmer und Cr_2O_3 -reicher Rand im Gegensatz zum Kern) führt (Abb.7.9.10(b)). Gläser, die aus dieser Reaktion entstehen, zeigen einen niedrigeren Gehalt an SiO_2 (50-57 Gew.%) und K_2O (<1 Gew.%) und einen hohen Gehalt an CaO (1-13 Gew.%) und Al_2O_3 (20-30 Gew.%). Der Na_2O -Gehalt liegt zwischen 3 und 7 Gew.% und der K_2O -Gehalt ist <1 Gew.%. Die Mg# zeigt ein großes Spektrum, nämlich zwischen 30 und 84%. Als sekundäre Phase bildet sich überwiegend Olivin und Klinopyroxen, sowie Spinell. Zusätzlich dazu wurden oft in der unmittelbaren Nähe verschiedene Oxide (Hämatit) gefunden

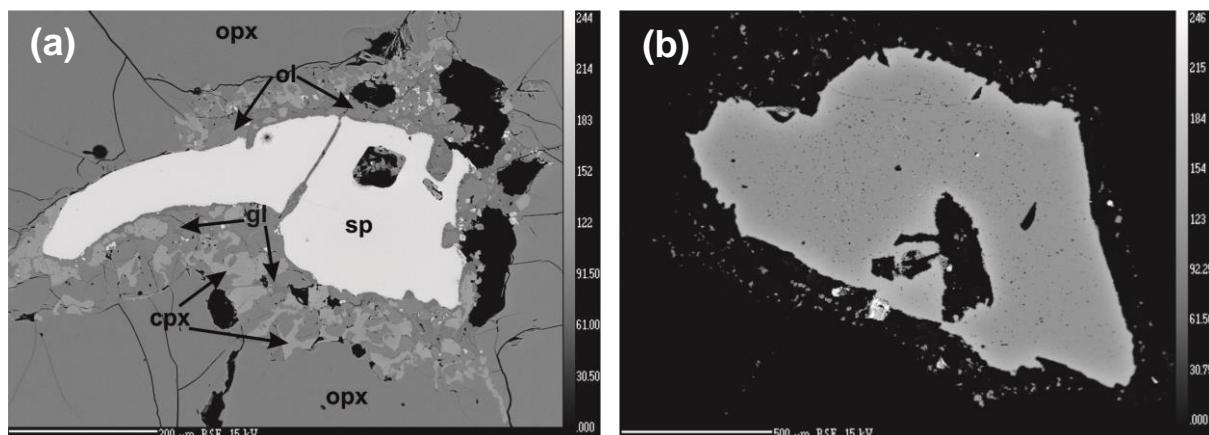


Abb.7.9.10: (a) Reaktionssaum um primäre Spinelle durch die Reaktion mit infiltrierendem „host“ Basalt, aus der Com 108_b1; (b) chemische Zonierung zwischen Kern und Rand aufgrund von Reaktion mit einer Schmelze/einem Fluid, aus der Com 107

- die Wechselwirkung zwischen basaltischer/m Schmelze/Fluid und primären Olivin führt oft zur Änderung der chemischen Zusammensetzung des Randes im primären Olivin (MgO -ärmer und FeO -reicher Rand im Gegensatz zum Kern der MgO -reicher und FeO -ärmer ist) und zur Bildung von sekundären Phasen, wie Olivin und Klinopyroxen. Gläser, die dadurch entstehen haben einen niedrigen SiO_2 - (51-52 Gew.%) und K_2O -Gehalt (0,2 Gew.%) und hohen CaO -Gehalt (11-13 Gew.%). Der Na_2O -Gehalt liegt bei 4 Gew.%, wohingegen die Mg# zwischen 26 und 76% variiert

- nach der Infiltration von „host“ Basalt und dessen Wechselwirkung mit primären Klinopyroxenen kommt es zur Entstehung von „spongy“ Rändern um den primären Kristall, sowie von sekundären Phasen, wie Klinopyroxen, Olivin und Spinell (Abb.7.9.11). Der Gehalt an SiO₂, Na₂O, K₂O und CaO sowie die Mg#, der dadurch entstandenen Gläsern variiert wie folgt: SiO₂ = 60-65

Gew.%, Na₂O = 1-7 Gew.%, K₂O = 1-5 Gew.%, CaO = 2-6 Gew.%, Mg# = 39-68%

- letztendlich, basaltische Schmelze/Fluid, die in Kontakt mit primären Orthopyroxen kommt, führt teils zur Auslösung letzteren und zur Bildung sekundären Olivin, Klinopyroxen und Spinell (Abb.7.9.12a und b). Gläser aus diesem Entstehungsprozess zeigen sehr hohen Gehalt an SiO₂, der zwischen 63 und 68 Gew.% variiert, und K₂O (2-9 Gew.%), sowie hohen Gehalt an Na₂O (4-6 Gew.%), wohingegen der CaO-Gehalt etwas niedriger liegt, von 0,1 bis 2,5 Gew.%. Die Mg# variiert zwischen 1 und 62%

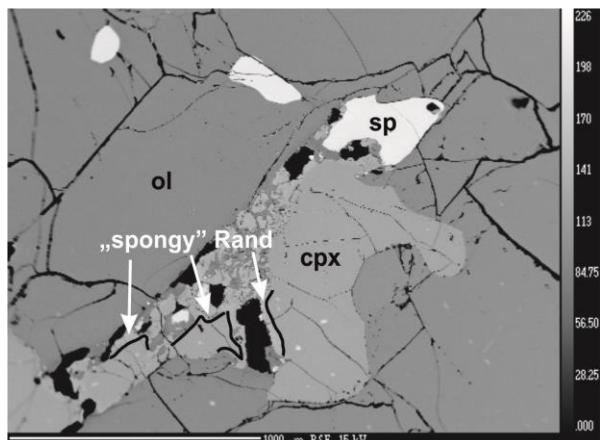


Abb.7.9.11: „spongy“ Rand in Klinopyroxen nach Reaktion mit einer Schmelze/einem Fluid, aus der Com 144

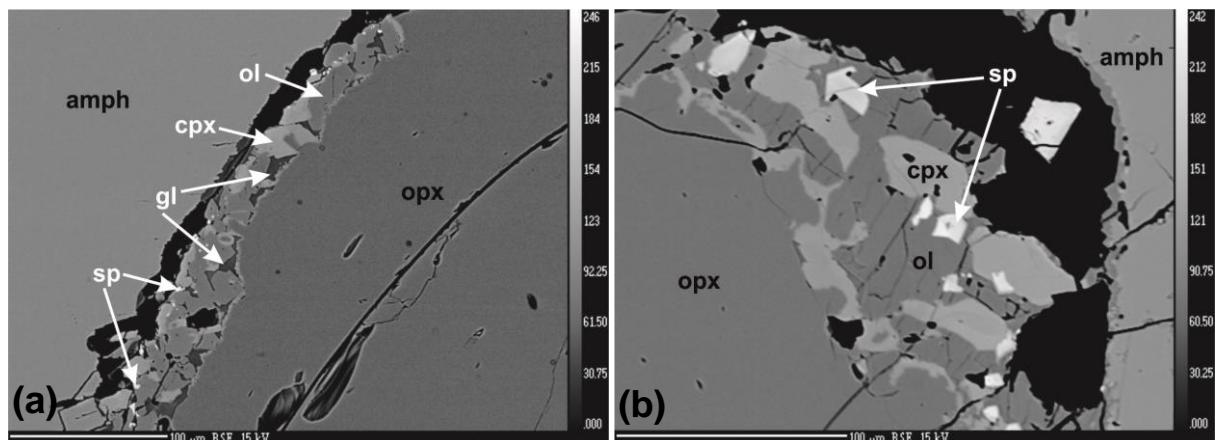


Abb.7.9.12: Reaktion von Opx mit einer Schmelze/einem Fluid und Bildung von sekundären Phasen (a) aus der Com 147, (b) aus der Com 146

Da es bei einer Infiltration von einer Schmelze/einem Fluid aus dem „host“ Basalt mehrerer Mineralphasen zu einer Wechselwirkung mit der Schmelze kommt (Abb.7.9.13), variiert die chemische Zusammensetzung zwischen den oben genannten Gehalten stark. Zusätzlich dazu ist die chemische Zusammensetzung der Gläser von der Volumen der Schmelze/des Fluids und der Volumina der zerfallenen Minerale, die mit dem Ersten reagieren, abhängig.

Gläser der Gruppe C entstehen viel später als Gläser der zwei ersten Gruppen aufgrund einer späteren Kontamination des Xenoliths von „host“ Basalt. Solche Gläser treten in zwei Proben (Com 118, Com 142) vor. Sie befinden sich in Basalt-Gängen, die durch einen Teil oder durch den gesamten Dünnschliff eingedrungen sind, zusammen mit sekundär gebildetem Olivin, Klinopyroxen, Spinell und Feldspäte (Abb.7.9.14). Charakteristisch für solche Schmelz-Adern ist die lokale Wechselwirkung der Schmelze/des Fluids mit nur jenen Mineralphasen, mit denen sie in Kontakt kommt. Die chemische Zusammensetzung dieser Gläser ist in der Abb.7.9.15 dargestellt. Ihr SiO_2 -Gehalt liegt zwischen 58,99 und 64,87 Gew.%, ihr Na_2O -Gehalt zwischen 3,31 und 5,95 Gew.%, während die Konzentration von K_2O von 5,82 bis 7,84 Gew.% variiert. Die Mg# zeigt ein breites Spektrum, zwischen 15,2 und 61,9%.

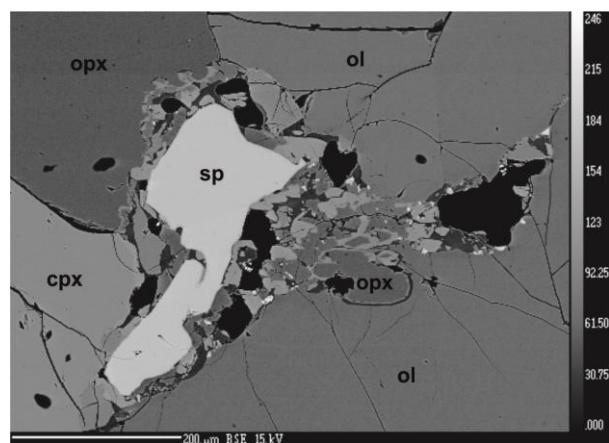


Abb.7.9.13: Mehrere Mineralphasen, die mit einer Schmelze/einem Fluid reagieren, aus der Com 147

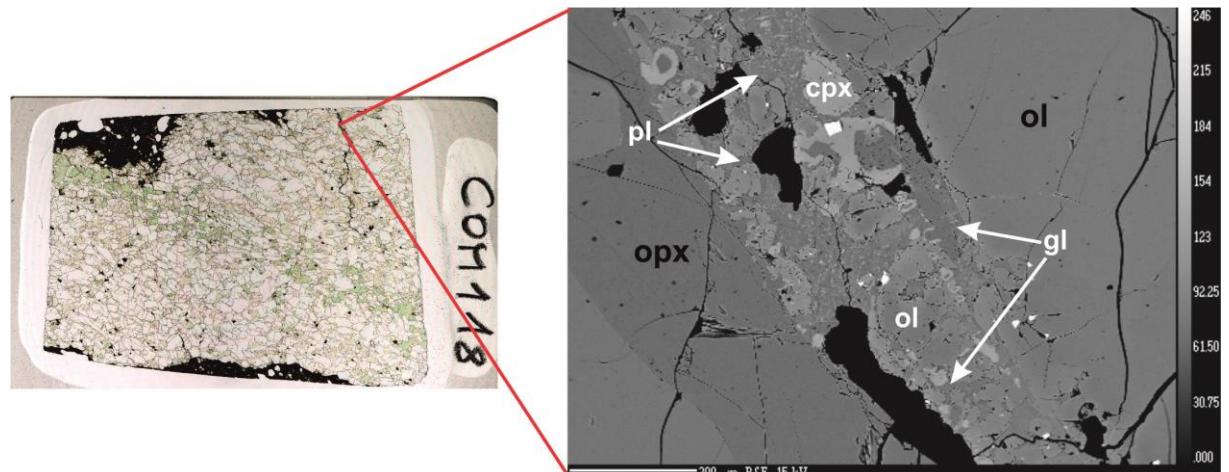


Abb.7.9.14: Schmelz-Ader durch spätere Kontamination von „host“ Basalt, aus der Com 118

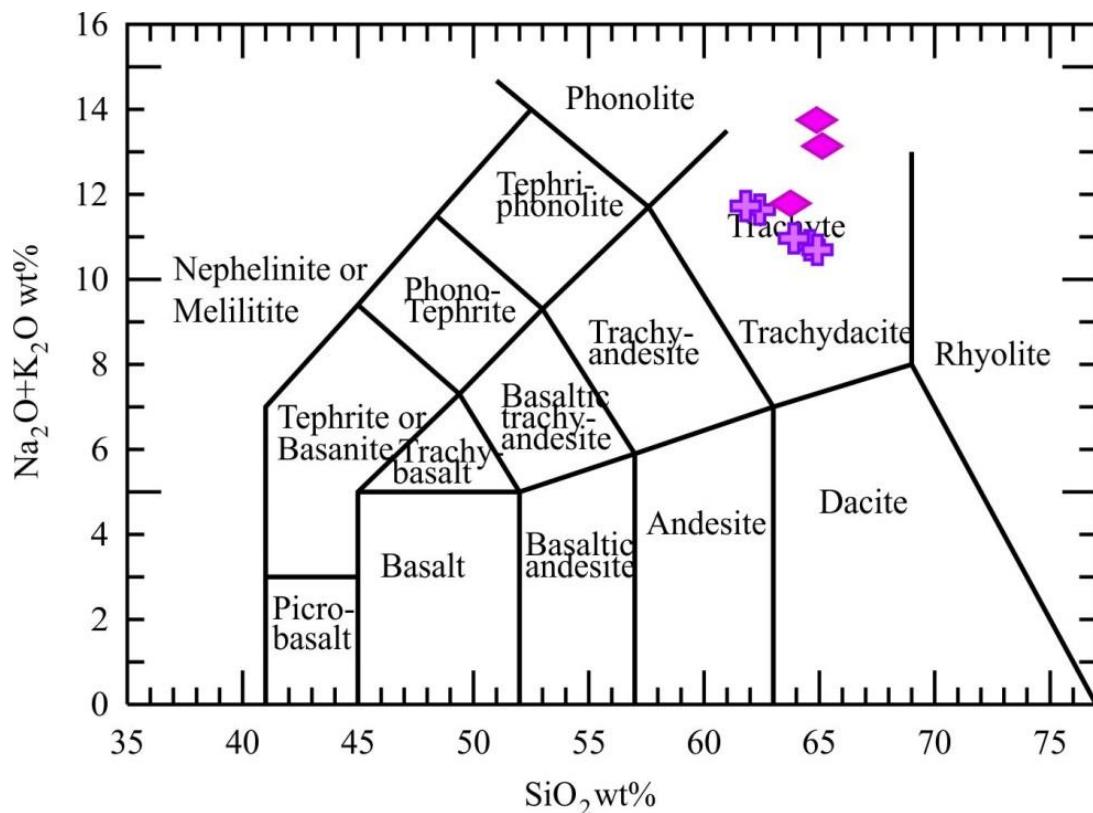


Abb.7.9.15: Chemische Klassifikation von Gläsern, die durch „host“ Basalt Kontamination als späte Erscheinung gebildet sind, nach Le Maitre et al. [1989]; Symbole wie in Abb.5.1

Bei zwei der Comallo Proben (Com 107 und Com 119) zeigen die chemischen Zusammensetzungen der Gläsern eine kontinuierliche Anreicherung der SiO_2 und bei Com 119 auch der Alkalien (Abb.7.9.16a und b). Bei der Com 107 variiert die Zusammensetzung der Gläser zwischen andesitisch-trachyandesitisch und dazitisch-trachydazitisch bis fast rhyolitisch. Bei der Com 119 reicht die Zusammensetzung von basaltisch bis hin zu trachytisch. Diese starke Änderung der chemischen Zusammensetzung innerhalb einer Probe kann durch eine Propagierung der Schmelze und Änderung der ursprünglichen Zusammensetzung aufgrund der Wechselwirkung mit den primären Phasen des Xenoliths erklärt werden. Immer mehr Orthopyroxen wird durch die Schmelze angegriffen und daher wurden die Gläser immer mehr SiO_2 -reicher.

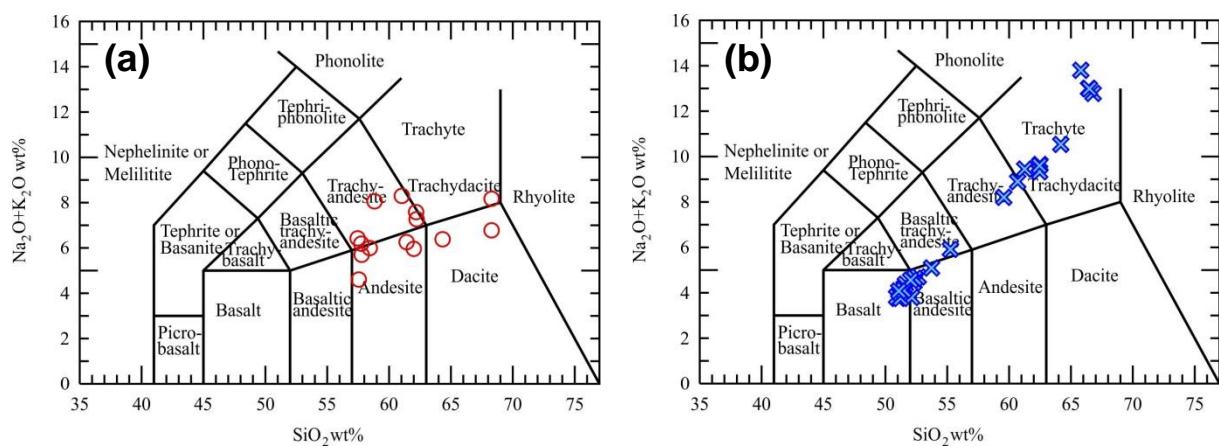


Abb. 7.9.16: Änderung der chemischen Zusammensetzung von Gläsern innerhalb einer Probe; (a) Com 107, (b) Com 119

Tab.7.9.1: Chemische Zusammensetzung von Gläsern der Comallo Proben

Gruppe Gestein:	Sp-Harzburgit						A (Amph)						Sp-Lherzolit					
	Probe	Com 104	Com 105			Com 146			Com 131			Com 131			Com 131			
n [Gew.%]	MW	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max
SiO₂	53,55	52,08	53,98	50,00	58,30	61,53	54,71	57,78	58,37	57,54								
TiO₂	0,13	1,58	1,69	1,44	0,36	0,55	0,24	0,43	0,47	0,37								
Al₂O₃	28,65	22,52	24,94	21,33	25,36	28,23	23,35	25,73	26,33	25,11								
Cr₂O₃	n.a.	0,03	0,07	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.								
FeO*	0,33	3,02	4,16	2,45	0,31	0,69	0,20	0,23	0,26	0,21								
MnO	0,01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.								
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.								
MgO	0,21	3,97	4,68	3,47	0,16	1,04	0,03	0,09	0,11	0,07								
CaO	11,44	9,44	10,44	7,55	7,14	9,36	4,99	8,13	8,84	7,36								
Na₂O	4,70	5,57	9,30	4,07	6,44	7,34	5,76	6,15	6,40	5,80								
K₂O	0,29	1,98	2,70	1,62	1,40	2,07	0,91	1,26	2,22	0,90								
P₂O₅	0,01	0,01	0,04	0,00	0,05	0,08	0,02	0,01	0,01	0,00								
BaO	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,09	0,19	0,01	0,03	0,04	0,00								
SO₂	0,01	0,02	0,06	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00								
Cl	0,00	n.a.	n.a.	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00								
Total	99,31	100,23	101,51	99,32	99,61	100,43	98,96	99,84	100,44	99,48								
Mg#	53,2	70,2	74,5	61,3	40,8	73,0	17,4	39,9	48,1	35,1								

Tab.7.9.1: Chemische Zusammensetzung von Gläsern der Comallo Proben (Fortsetzung)

Gruppe Gestein: Dunit	A (Amph)						Wehrlit					
	Com 137			Com 144			Com 138			Com 143		
Probe	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	MW	Max	MW	Min
<i>n</i>	17	17	17	5	5	5	5	5	11	11	11	11
[Gew.%]												
SiO₂	55,20	57,24	53,75	51,99	52,28	51,43	52,82	51,46	52,17	50,43		
TiO₂	1,09	1,61	0,56	2,01	2,68	1,71	0,22	0,19	0,22	0,14		
Al₂O₃	26,50	28,65	23,57	24,12	24,46	23,63	29,77	29,94	30,80	29,44		
Cr₂O₃	0,08	0,38	0,00	0,04	0,05	0,01	0,03	0,05	0,17	0,00		
FeO*	1,56	2,43	1,21	2,34	2,64	1,99	0,55	0,60	0,89	0,41		
MnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
MgO	1,00	5,20	0,49	1,36	1,81	0,95	0,06	0,13	0,17	0,00		
CaO	1,88	3,76	0,79	2,97	4,31	1,67	12,40	13,45	13,85	12,84		
Na₂O	8,58	9,63	6,90	7,70	8,29	6,80	4,34	3,79	4,17	3,39		
K₂O	4,16	4,69	3,60	5,93	6,31	5,50	0,36	0,26	0,38	0,20		
P₂O₅	0,17	0,40	0,06	0,21	0,24	0,18	0,01	0,01	0,02	0,00		
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
SO₂	0,02	0,05	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,01	n.a.	n.a.		
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		
Total	100,25	101,25	99,19	98,70	99,48	97,24	100,57	99,77	100,55	99,21		
Mg#	48,2	79,2	36,8	50,3	55,0	45,8	16,3	28,0	41,3	0,0		

Tab.7.9.1: Chemische Zusammensetzung von Gläsern der Comallo Proben (Fortsetzung)

Gruppe Gestein: Wehlrit	A (Amph) Ol-Websterit			Sp-Harzburgit			A (Phl)		
	Probe	Com 147	Com 119	Com 116	Com 145	MW	Min	Max	MW
<i>n</i> [Gew.%]	<i>MW</i>	Max	<i>Min</i>	<i>MW</i>	Max	<i>Min</i>	<i>MW</i>	Max	<i>MW</i>
SiO₂	6	6	6	10	10	10	9	9	3
TiO₂	60,65	65,25	55,17	51,38	52,56	50,66	64,05	66,51	59,28
Al₂O₃	1,09	1,87	0,67	0,22	0,27	0,15	2,06	2,86	1,15
Cr₂O₃	23,26	25,20	20,27	29,87	30,45	29,18	17,91	20,20	14,93
FeO*	0,07	0,14	0,01	n.a.	n.a.	n.a.	0,03	0,08	0,00
FeO*	1,11	1,62	0,74	0,59	0,70	0,48	0,88	1,21	0,58
MnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,25
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MgO	0,92	3,37	0,20	0,09	0,15	0,01	1,18	5,00	0,56
CaO	1,03	3,25	0,13	13,25	13,94	12,40	1,65	2,60	0,85
Na₂O	3,07	5,00	2,37	3,83	4,44	3,46	2,54	3,25	1,93
K₂O	6,26	6,91	5,95	0,26	0,39	0,18	6,31	6,68	5,98
P₂O₅	0,07	0,10	0,03	0,01	0,03	0,00	0,06	0,14	0,04
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	0,02	0,11	0,00	n.a.	n.a.	0,25
SO₂	0,01	0,04	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,01	0,00	n.a.	n.a.	0,05
Total	97,53	99,26	96,41	99,51	100,35	99,02	96,68	97,70	95,32
Mg#	46,1	78,7	29,1	19,2	32,4	1,4	62,9	89,4	50,4
									39,7

Tab.7.9.1: Chemische Zusammensetzung von Gläsern der Comallo Proben (Fortsetzung)

Gruppe	Gestein: Sp-Harzburgit	B						Com 105					
		Probe			Com 101			Com 103			Com 104		
n		MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min
[Gew.%]													
SiO₂	63,12	63,72	61,76	61,23	67,19	60,00	59,84	60,00	59,68	57,39	57,45	57,33	
TiO₂	0,57	0,62	0,53	0,43	0,65	0,30	0,77	1,17	0,38	1,42	1,42	1,42	
Al₂O₃	20,48	21,04	19,51	20,46	23,77	14,97	18,90	22,10	15,70	19,07	19,13	19,01	
Cr₂O₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,01	0,02	0,00	
FeO*	1,82	1,99	1,61	1,31	1,83	0,58	1,32	1,62	1,02	2,51	2,58	2,43	
MnO	0,04	0,06	0,02	n.a.	n.a.	n.a.	0,01	0,02	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
MgO	2,33	3,54	1,77	1,49	2,75	0,36	3,40	5,58	1,22	2,97	3,31	2,62	
CaO	4,87	6,34	2,45	5,47	6,84	1,98	3,85	5,14	2,56	7,20	7,71	6,69	
Na₂O	4,52	4,91	4,22	5,57	6,47	3,78	5,21	7,04	3,39	5,11	5,24	4,98	
K₂O	1,40	1,69	1,22	1,27	2,96	0,75	5,27	8,78	1,76	3,82	4,29	3,36	
P₂O₅	0,13	0,26	0,06	0,35	0,60	0,07	0,32	0,58	0,05	0,02	0,03	0,01	
BaO	0,03	0,07	0,00	0,03	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	
SO₂	0,03	0,06	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03	0,02	0,05	0,06	0,04	
Cl	0,04	0,05	0,03	0,06	0,12	0,02	0,06	0,10	0,02	n.a.	n.a.	n.a.	
Total	99,38	100,20	97,83	99,54	98,99	99,52	98,41	99,56	99,88	99,56	99,88	99,25	
Mg#	68,6	76,6	63,9	63,0	72,8	52,5	77,1	86,0	68,2	67,6	70,8	64,4	

Tab.7.9.1: Chemische Zusammensetzung von Gläsern der Comallo Proben (Fortsetzung)

Gruppe	Gestein: Sp-Harzburgit	B						Com 110											
		Probe			Com 106			Com 107			Com 108_b1			MW			Max		
n	[Gew.%]	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min
SiO₂	63,36	65,70	62,35	61,01	68,17	57,34	59,13	60,09	58,57	62,65	64,90	59,45	64,90	64,90	64,90	64,90	64,90	64,90	64,90
TiO₂	1,66	2,04	1,38	0,34	0,49	0,15	0,10	0,13	0,07	1,34	1,65	0,43	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65	1,65
Al₂O₃	18,35	19,13	17,33	21,77	24,44	19,59	24,98	25,52	24,38	18,47	21,48	16,96	21,48	21,48	21,48	21,48	21,48	21,48	21,48
Cr₂O₃	0,04	0,08	0,01	0,18	0,55	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,06	0,33	0,00	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
FeO*	1,71	1,87	1,42	2,13	3,31	0,94	0,52	0,59	0,47	1,70	2,07	1,34	2,07	2,07	2,07	2,07	2,07	2,07	2,07
MnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MgO	1,76	1,94	1,46	1,89	3,42	0,27	0,47	1,09	0,14	1,95	3,25	1,38	1,95	1,95	1,95	1,95	1,95	1,95	1,95
CaO	3,45	4,16	2,70	5,61	7,91	2,45	6,97	7,35	6,26	4,40	6,62	3,04	6,62	6,62	6,62	6,62	6,62	6,62	6,62
Na₂O	2,51	3,72	1,49	5,53	7,33	3,90	7,00	7,19	6,80	4,53	5,50	3,48	4,53	4,53	4,53	4,53	4,53	4,53	4,53
K₂O	4,56	4,78	3,96	1,13	1,87	0,40	0,73	1,26	0,44	3,60	4,19	2,27	3,60	3,60	3,60	3,60	3,60	3,60	3,60
P₂O₅	0,61	0,83	0,44	0,05	0,08	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,38	0,60	0,04	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO₂	0,02	0,05	0,00	0,03	0,05	0,01	n.a.	n.a.	n.a.	0,03	0,05	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	98,01	98,95	97,13	99,67	101,11	96,29	99,91	99,96	99,87	99,10	100,63	97,45	99,10	99,10	99,10	99,10	99,10	99,10	99,10
Mg#	64,8	65,9	64,0	55,9	71,1	33,0	50,4	76,9	34,2	66,6	80,4	60,5	66,6	66,6	66,6	66,6	66,6	66,6	66,6

Tab.7.9.1: Chemische Zusammensetzung von Gläsern der Comallo Proben (Fortsetzung)

Gruppe	Gestein: Sp-Harzburgit	B						Com 141	
		Probe	Com 116	Com 118	MW	Max	Min		
<i>n</i>	[Gew.%]	<i>MW</i>	Max	Min	4	1	4	4	9
SiO₂	52,03	52,81	51,27	56,05	60,16	61,85	57,70	60,51	63,56
TiO₂	0,19	0,20	0,16	0,99	0,37	0,58	0,17	0,07	0,13
Al₂O₃	30,15	30,82	29,68	16,03	24,28	25,84	22,57	21,83	24,36
Cr₂O₃	0,12	0,29	0,02	n.a.	0,04	0,07	0,02	n.a.	18,89
FeO*	0,29	0,34	0,23	1,38	0,33	0,48	0,23	0,79	1,07
MnO	n.a.	n.a.	n.a.	0,41	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,32
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MgO	0,19	0,24	0,14	5,90	0,12	0,24	0,01	0,54	1,08
CaO	13,07	13,72	12,50	9,95	4,50	7,69	0,01	3,45	6,06
Na₂O	3,70	4,12	3,36	4,34	7,06	8,23	5,45	5,95	5,08
K₂O	0,48	0,57	0,39	3,97	2,63	7,85	0,59	4,21	5,80
P₂O₅	0,01	0,01	0,00	0,02	0,25	0,98	0,00	0,07	0,13
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,07	0,11
SO₂	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,03	0,06	0,01
Total	100,23	100,60	99,90	99,04	99,76	100,79	98,59	97,52	99,97
Mg#	54,0	62,5	44,2	88,4	30,1	52,0	6,6	51,2	65,0
									28,4

Tab.7.9.1: Chemische Zusammensetzung von Gläsern der Comallo Proben (Fortsetzung)

Gruppe	B				Wehrlit		
	Sp-Harzburgit		Sp-Lherzolit		Dunit		Com 147
Probe	Com 142		Com 131		Com 144		
	MW	Max	Min		MW	Max	Min
<i>n</i>	4	4	4	1	5	5	5
[Gew.%]							
SiO₂	61,05	65,01	58,40	63,09	53,59	54,93	50,74
TiO₂	0,31	0,51	0,23	0,40	0,31	0,35	0,24
Al₂O₃	23,49	25,62	20,12	20,16	28,16	28,86	27,54
Cr₂O₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,08	0,25	0,01
FeO*	0,25	0,33	0,15	0,17	0,56	1,18	0,28
MnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MgO	0,05	0,09	0,00	0,00	0,81	3,45	0,10
CaO	5,00	7,51	1,28	2,02	10,84	11,38	10,06
Na₂O	7,26	7,98	6,93	4,25	4,57	4,94	3,81
K₂O	1,92	4,87	0,57	9,00	0,60	0,79	0,43
P₂O₅	0,07	0,08	0,04	0,01	0,02	0,03	0,00
BaO	0,20	0,48	0,09	0,15	n.a.	n.a.	n.a.
SO₂	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.
Total	99,60	100,17	98,79	99,20	99,54	100,06	98,87
Mg#	21,0	35,1	0,0	1,0	48,1	83,9	29,8
							39,1

Tab.7.9.1: Chemische Zusammensetzung von Gläsern der Comallo Proben (Fortsetzung)

Gruppe	Probe	B			C		
		Com 119		Sp-Harzburgit		Com 142	
[Gew.%]		MW	Max	MW	Max	MW	Max
n	11	11	11	5	5	3	3
SiO₂	63,09	65,84	59,46	60,73	62,02	58,99	64,33
TiO₂	0,72	1,42	0,28	2,50	2,80	2,27	0,42
Al₂O₃	21,05	24,78	17,37	17,70	18,48	16,91	20,27
Cr₂O₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO*	0,64	1,00	0,33	1,30	1,77	0,99	0,29
MnO	n.a.	n.a.	n.a.	0,03	0,04	0,00	n.a.
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MgO	0,11	0,28	0,03	0,76	0,91	0,55	0,04
CaO	3,08	6,71	0,05	1,37	1,78	0,74	1,38
Na₂O	7,19	8,44	5,67	4,05	4,55	3,31	5,90
K₂O	3,47	7,47	1,00	6,62	6,82	6,50	6,93
P₂O₅	0,01	0,03	0,00	0,54	0,64	0,44	0,04
BaO	0,03	0,07	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	0,08
SO₂	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00
Cl	0,01	0,03	0,00	n.a.	n.a.	0,00	0,01
Total	99,40	100,47	97,23	95,61	97,08	94,73	99,65
Mg#	21,5	37,0	9,1	50,9	61,9	42,1	20,6

Bemerkungen: Mg# = molar MgO/(MgO+FeO*)*100,
MW = Mittelwert, Max = Maximum, Min = Minimum, n = Anzahl der Analyse,

FeO* entspricht den FeO^{tot},

n.a. = nicht analysiert

8. Geochemie

Für die Untersuchung des geochemischen Charakters der Comallo Proben war nötig die Haupt-, Neben- und Spurenelemente und REE des Gesamtgestein sowie die Spuren- und Seltenen Erden Elemente (Rare Earth Elements – REE) an Mineralen zu erhalten. Dies war möglich durch die Anwendung von Methoden, wie induktiv gekoppeltes Plasma-Massenspektrometer (ICP-MS) und Röntgenfluoreszenzanalysen (RFA) (siehe Kapitel 8.1) und Laser Ablation induktiv gekoppeltes Plasma-Massenspektrometer (LA-ICP-MS) (siehe Kapitel 8.2). Die Ergebnisse aus der Anwendung dieser Methoden werden anschließend im Detail dargestellt und beschrieben.

8.1 Gesamtgesteinsanalysen

Die Gesamtgesteinsanalysen sind ein wichtiger Teil für das Verständnis der geochemischen Prozesse, die im lithosphärischen Mantel unterhalb von Comallo stattfinden. Diese wurden mit Hilfe von ICP-MS und RFA an den Haupt- und Spurenelementen, sowie an den REE den verschiedenen Gesteinstypen angewandt. Für den Sp-Lherzolit (Com 131), Ol-Websterit (Com 119), sowie für zwei der Sp-Harzburgite (Com 105, Com 106) sind keine Gesamtgesteinsanalysen vorhanden. Alle Gesamtgesteinsanalysen sind in der Tab.8.2.1 zu sehen.

Die Analysen der Hauptelemente wurden mittels RFA ermittelt. In Abb.8.2.1 wurden die Hauptelemente Al_2O_3 , CaO , NiO , TiO_2 und FeO^{tot} gegen den MgO -Gehalt der Gesteine geplottet (a-e). Zusätzlich wurde auch der CaO -Gehalt gegen den Al_2O_3 -Gehalt geplottet (f). Alle Angaben sind in Gew.%. Als Referenz wurde auch der „primitive mantle“ (PM) geplottet [Analyse nach McDonough & Sun, 1995]. In allen Diagrammen sind deutlich zwei unterschiedliche Gruppen erkennbar. Die erste Gruppe (Gruppe A) besteht aus den Wehrliten (Com 138, Com 143, Com 147) und unterscheidet sich merkbar vom Rest der Comallo Proben, indem sie den niedrigsten MgO -Gehalt (zwischen 38,36 und 41,79 Gew.%) aller Proben zeigt. Die zweite Gruppe (Gruppe B) besteht aus den meisten Sp-Harzburgiten, sowie aus den Duniten. Ihr MgO -Gehalt liegt höher als bei der ersten Gruppe, zwischen 45,32 und 46,77 Gew.%. Ausnahmen sind die Proben Com 102, Com 104, sowie Com 142, die aufgrund unterschiedlicher MgO -Konzentrationen (44,51 Gew.%, 43,49 Gew.% und 48,00 Gew.%), sowie oft unterschiedliche Konzentrationen der verschiedenen Hauptelemente abseits der Gruppe B plotten. Wichtig zu erwähnen ist außerdem, dass die Dunite, wie in Abb.8.2.1(d) zu sehen ist, für FeO^{tot} gegen MgO abseits der Gruppe B plottet, da sie höhere FeO^{tot} -Konzentrationen zeigt.

Im Diagramm Al_2O_3 gegen MgO (Abb.8.2.1(a)) zeigt die Gruppe A höhere Al_2O_3 -Konzentrationen, zwischen 2,77 und 3,95 Gew.%, während die Gruppe B zwischen 0,87 und 1,51 Gew.% liegt. Com 102 liegt bei 3,04 Gew.%, Com 104 bei 1,44 Gew.%, wohingegen Com 142 die niedrigste Al_2O_3 -Konzentrationen aufweist, nämlich 0,68 Gew.%. Im Diagramm CaO gegen MgO (Abb.8.2.1(b)) zeigt die Gruppe A wieder die höchsten Konzentrationen, zwischen 3,01 und 4,92 Gew.%. Einer der Wehrlite (Com 143) zeigt sogar höhere Konzentrationen an CaO als der „primitive mantle“ selbst. Die Gruppe B liegt im Bereich zwischen 0,56 und 1,25 Gew.%. Die Proben Com 102, Com 104 und Com 142 liegen bei 0,43 Gew.%, 0,75 Gew.% und 0,36 Gew.%. Im NiO gegen MgO Diagramm (Abb.8.2.1(c)) ist das Bild umgekehrt. Genauer gesagt, zeigt die Gruppe A die niedrigsten Konzentrationen an NiO (0,26-0,29 Gew.%), während die Gruppe B höhere NiO -Konzentrationen zwischen 0,30-0,40 Gew.% aufweist. Der Gehalt an NiO der Com 102 liegt bei 0,38 Gew.%, jener von Com 104 bei 0,30 Gew.%, während Com 142 bei 0,40 Gew.% liegt. Im Diagramm FeO^{tot} gegen MgO (Abb.8.2.1(d)) ist das Bild etwas komplizierter. Was die Gruppe A betrifft, zeigt sie nach wie vor die höchsten FeO^{tot} -Konzentrationen, zwischen 10,42 und 11,28 Gew.%, und liegt damit höher als der „primitive mantle“ selbst. Die Gruppe B ist in diesem Fall nicht einheitlich, da sich die Dunite (B2) vom Rest der Gruppe unterscheiden. Deren Konzentrationen an FeO^{tot} sind ebenfalls sehr hoch, nämlich zwischen 10,70 und 11,21 Gew.%, und liegen damit auch höher als der „primitive mantle“. Der Rest der Gruppe B (die Sp-Harzburgite – B1) zeigt im Vergleich markant niedrigere FeO^{tot} -Konzentrationen, zwischen 7,03-7,86 Gew.%. Com 102 unterscheidet sich auch deutlich mit einem FeO^{tot} -Gehalt von 9,91 Gew.%. Com 104 liegt bei 7,28 Gew.%, während Com 142 einen Gehalt von 7,14 Gew.% zeigt. Im Diagramm TiO_2 gegen MgO (Abb.8.2.1(e)) zeigt die Gruppe A ähnliche Konzentrationen an TiO_2 , wie die des „primitive mantle“, nämlich zwischen 0,16-0,18 Gew.%, oder sogar etwas höher als die des „primitive mantle“ (Com 147 mit TiO_2 -Gehalt von 0,23 Gew.%). Die Gruppe B liegt im Bereich zwischen 0,00 und 0,07 Gew.%. Die Proben Com 102, Com 104 und Com 142 zeigen ähnliche Konzentrationen wie der Rest der Gruppe B (0,10 Gew.%, 0,04 Gew.% und 0,02 Gew.%) und unterscheiden sich nur aufgrund der unterschiedlichen MgO -Gehalte. Im letzten Diagramm (Abb.8.2.1(f)) wurde CaO gegen Al_2O_3 geplottet. Hier ist wiederum deutlich ein Unterschied zwischen den zwei Gruppen zu erkennen. Die Gruppe A wird durch den hohen Gehalt sowohl an CaO (zwischen 3,01 und 4,92 Gew.%) als auch an Al_2O_3 (von 2,77 bis 3,95 Gew.%) gekennzeichnet, während die Gruppe B niedrigere Konzentrationen der beiden Hauptelemente zeigt (0,36-1,25 Gew.% an CaO , 0,68-1,51 Gew.% an Al_2O_3). Zudem ist es wichtig zu erwähnen, dass hier sowohl die Probe Com 104 als auch die Probe 142 nicht von der zweiten Gruppe zu unterscheiden sind. Nur die Probe Com 102 unterscheidet sich markant von den zwei Gruppen, nachdem sie niedrige Konzentrationen an CaO (0,43 Gew.%) und hohe an Al_2O_3 (3,04 Gew.%) aufweist.

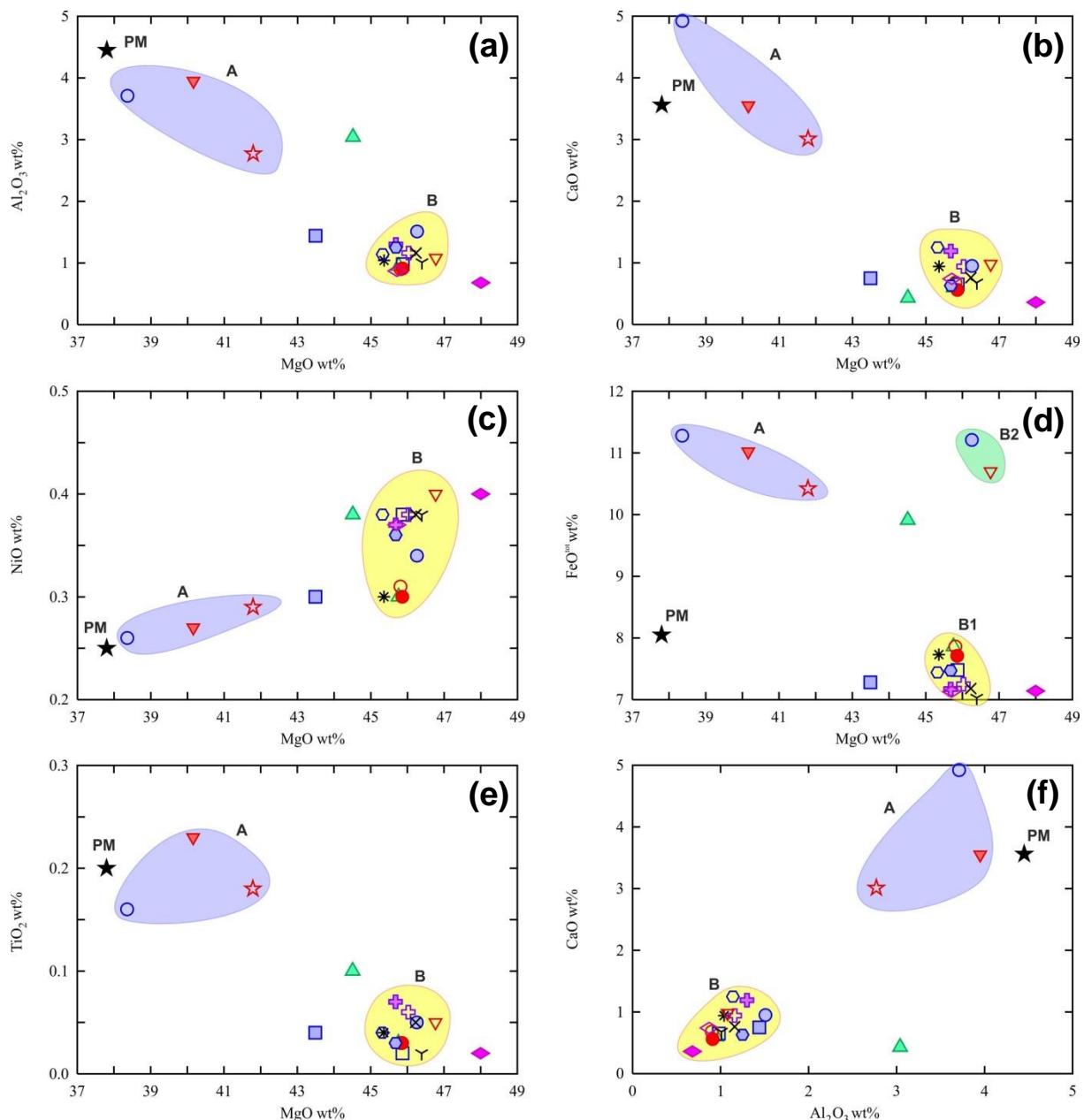


Abb.8.1.1: Unterteilung der Comallo Proben in Gruppe A (blauer Bereich) und Gruppe B (gelber Bereich) anhand ihrer Gesamtgesteinsanalysen; geplottet wurden fünf Hauptelemente gegen MgO sowie CaO gegen Al_2O_3 ; in FeO^{tot} gegen MgO unterscheidet sich zusätzlich die Gruppe B in B1 und B2 anhand der FeO^{tot} -Konzentration; als Referenz wurde auch der „primitive mantle“ (★ PM), nach McDonough & Sun [1995] geplottet; Symbole wie in Abb.5.1

Um möglichst repräsentative Ergebnisse für die Spurenelemente zu bekommen, wurden die Messdaten der RFA in Kombination mit den Daten der ICP-MS verwendet. Spurenelemente, wie Zr, Ga, Zn, Ni, Co, Cr, Sc, V, Ba, Y, As, Cu, Mo und Ti, wurden von der RFA übernommen. Ti würde ursprünglich als TiO_2 gemessen. Die Umwandlung zu Ti folgte der Regel: „Atommasse des Elementes/Molgewicht des Oxides*RFA-Wert*10.000“. Spurenelemente, wie Sr, Nb, Ta, Pb, Th, U, sowie alle REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) wurden von der ICP-MS übernommen. In Abb.8.2.2(a-f) wurden die Spurenelemente Zr, $\text{Sr}^{\#}$, Ni, Cr, Sc und Y in ppm gegen MgO in Gew.% geplottet. Die Gruppierung, die für die Hauptelemente angewandt wurde, ist auch bei den Spurenelementen deutlich zu erkennen. Die Gruppe A besteht nach wie vor aus den Wehrliten, während die Gruppe B die meisten Sp-Harzburgite, sowie die Dunite beinhaltet. Eine Ausnahme ist das Diagramm Cr gegen MgO (Abb.8.2.2(d)), wo die Dunite etwas höhere Cr-Werte zeigen als die Sp-Harzburgite. Die Proben Com 102, Com 104, sowie Com 142 unterscheiden sich aufgrund der unterschiedlichen MgO -Werten wieder vom Rest der Gruppe B.

Im Diagramm Zr gegen MgO (Abb.8.2.2(a)) plottet die Gruppe A etwas höher als der „primitive mantle“ selbst und zeigt Konzentrationen zwischen 13,3-15,8 ppm. Die Mehrheit der Gruppe B zeigt Konzentrationen zwischen 1,40 und 3,60 ppm, mit Ausnahme der Proben Com 103 (7,40 ppm) und Com 146 (7,90 ppm), die einen etwas höheren Zr-Gehalt aufweisen. Com 102 liegt bei 3,90 ppm, Com 104 bei 1,70 ppm und Com 142 hat die niedrigsten Zr-Konzentrationen aller Proben mit 1,20 ppm. In Abb.8.2.2(b) ist $\text{Sr}^{\#}$ gegen MgO geplottet. Die erste Gruppe zeigt $\text{Sr}^{\#}$ -Konzentrationen, die ähnlich oder höher als jene des „primitive mantle“, zwischen 19,0 und 29,5 ppm, liegen. Die zweite Gruppe erweist sich als nicht einheitlich. Die meisten der Proben liegen im Bereich zwischen 2,58 und 7,78 ppm, während die Probe Com 118 bei 15,0 ppm liegt und die Probe Com 146 ähnliche $\text{Sr}^{\#}$ -Gehalte wie die Wehrlite zeigt, nämlich 24,1 ppm. Die Proben Com 102, Com 104 und Com 142 liegen innerhalb des Bereiches der Gruppe B (4,68 ppm, 6,32 ppm bzw. 2,97 ppm) und unterscheiden sich davon nur aufgrund dessen unterschiedlichen MgO -Gehalten. Im Diagramm Ni gegen MgO (Abb.8.2.2(c)) ist eine kontinuierliche Anreicherung vom „primitive mantle“ aus, über die Gruppe A bis hin zur Gruppe B zu erkennen. Die Gruppe A variiert zwischen 2036 und 2290 ppm. Die Gruppe B zeigt ein breiteres Spektrum, die Konzentrationen an Ni liegen zwischen 2360 und 3110 ppm. Com 102 liegt bei 2959 ppm, Com 104 bei 2352 ppm, während die Probe Com 142 den höchsten Ni-Gehalt aller Proben zeigt, nämlich 3172 ppm. Was Cr angeht (Abb.8.2.2(d)), variiert die erste Gruppe zwischen 4191 und 6463 ppm. Die Gruppe B ist, wie schon erwähnt, nicht mehr einheitlich, da sich die Dunite (B2) von den Sp-Harzburgiten (B1) durch höhere Cr-Konzentrationen (5675-6896 ppm im Vergleich zu 1905-3487 ppm) unterscheiden. Die Probe Com 102 liegt

bemerkenswert höher als alle anderen Proben (16823 ppm). Dies kann damit erklärt werden, dass diese Probe mehr als 8 Vol.% Spinell beinhaltet. Die Proben Com 104 und Com 142 liegen ziemlich ähnlich, bei 3348 ppm bzw. 3228 ppm. Im Diagramm Sc gegen MgO variiert die Gruppe A zwischen 11,8 und 16,0 ppm. Die Gruppe B zeigt ein etwas breiteres Spektrum zwischen 4,20 und 11,5 ppm. Die Probe Com 102 zeigt die niedrigste Sc-Konzentrationen aller Proben (1,90 ppm). Com 104 und Com 142 liegen innerhalb des Spektrums der zweiten Gruppe, bei 6,60 ppm bzw. 7,20 ppm. Im Diagramm Y gegen MgO (Abb.8.2.2(f)) liegen die Konzentrationen an Y der Gruppe A höher als diejenige des „primitive mantle“, zwischen 4,80 und 6,10 ppm. Im Gegenzug dazu weist die Gruppe B einen niedrigeren Y-Gehalt, von 0,20 bis 2,10 ppm, auf. Com 102 und Com 104 liegen beide bei 0,50 ppm und unterscheiden sich nur aufgrund des unterschiedlichen MgO-Gehalts. Com 142 liegt bei 1,10 ppm.

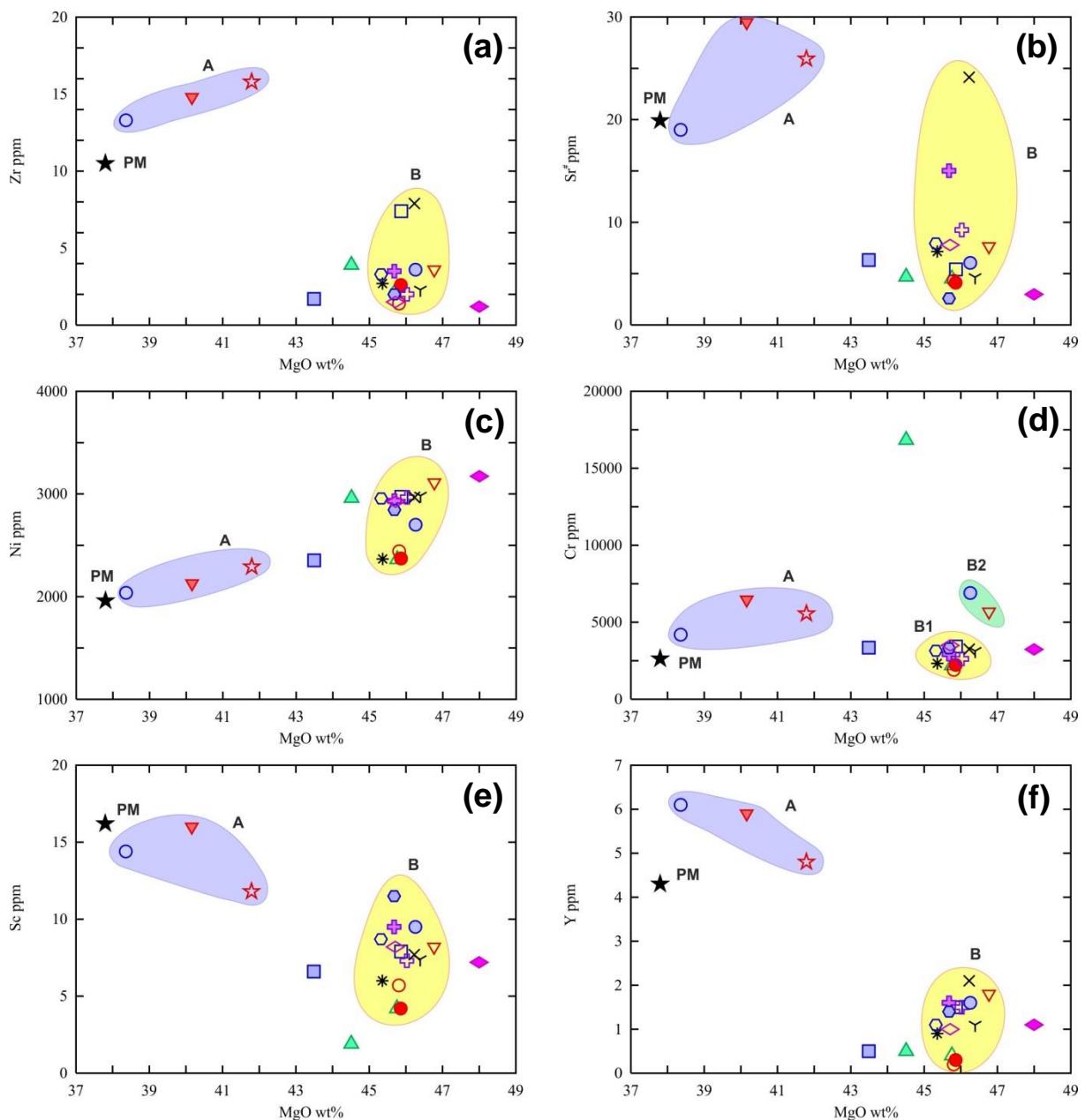


Abb.8.1.2: Unterteilung der Comallo Proben in Gruppe A (blauer Bereich) und Gruppe B (gelber Bereich) anhand ihrer Gesamtgesteinsanalysen; geplottet wurden sechs Spurenelemente gegen MgO; in Cr gegen MgO unterscheidet sich zusätzlich die Gruppe B in B1 und B2 anhand der Cr-Konzentration; geplottet wurde auch der „primitive mantle“ (★PM), nach McDonough & Sun [1995]; Spurenelemente die mit ICP-MS gemessen wurden, sind mit dem Symbol [#] gekennzeichnet; Symbole wie in Abb.5.1

Zusätzlich zu den Analysen der Haupt- und Spurenelemente wurden auch die REE betrachtet. Hier unterscheiden sich die Proben zum einen in die Gruppe der Sp-Harzburgite (Gruppe 1, die sich weiter in der Subgruppen 1a bis 1d unterteilt) und zum anderen in die Gruppe der Wehrlite und Dunite (Gruppe 2, die sich in der Subgruppen 2a und 2b unterteilt) (Abb.8.1.3-Abb.8.1.8).

Die Subgruppe 1a besteht aus sieben Proben (Com 101, Com 102, Com 108_b1, Com 116, Com 118, Com 140 und Com 145). Die „Primitive Mantel“ (PM)-normierten REE zeigen eine Anreicherung der leichten Seltenen Erden Elemente (LREE) gegenüber der

schwereren Seltenen Erden Elemente (HREE) (Abb.8.1.3(a)). Das Verhältnis $(\text{La/Nd})_N$ variiert von 1,10 bis 1,36. Die mittleren Seltenen Erden Elemente (MREE) sind ebenfalls angereichert gegenüber der HREE. Das Verhältnis $(\text{Tb/Yb})_N$ liegt zwischen 1,08 und 1,58. Aus diesem Muster unterscheidet sich die Probe Com 140, die eine Verarmung der LREE gegenüber der MREE zeigt. Dessen $(\text{La/Nd})_N$ Verhältnis liegt bei 0,76. Bei allen Proben kommt der Musterverlauf beim Tb zu einem Wendepunkt. Das Verhältnis $(\text{La/Tb})_N$ liegt zwischen 1,53 und 3,90, während das Verhältnis $(\text{Gd/Lu})_N$ zwischen 1,22 und 2,20 variiert. Bei dem Spidergramm (Abb.8.1.3(b)) erkennt man deutlich eine stark negative Nb-Anomalie. Zusätzlich ist die Subgruppe 1a inhomogen, was die Elemente Sr und Ti betrifft. Beim Sr zeigen nur zwei der Proben (Com 116, Com 118) eine positive Anomalie, während alle anderen Proben eine negative Sr-Anomalie aufweisen. Was Ti betrifft, zeigen die Proben Com 102, Com 116 und Com 118 eine positive Anomalie, wohingegen die Proben Com 101, Com 108_b1, Com 140 und Com 145 eine negative Anomalie aufweisen.

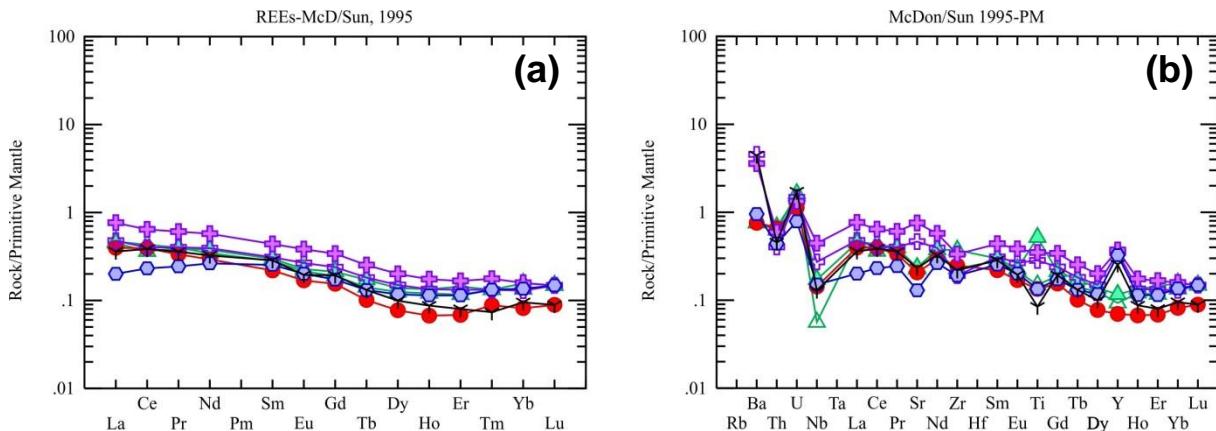


Abb.8.1.3: (a) REE-Diagramm und (b) Spidergramm von Gesamtgesteinanalysen aus der Subgruppe 1a; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1

Die Subgruppe 1b besteht aus den Proben Com 103, Com 110 und Com 142. Diese ähnelt sehr der Subgruppe 1a. Bei der REE (Abb.8.1.4(a)) zeigen zwei der drei Proben eine Anreicherung von HREE in Richtung LREE [$(\text{La/Yb})_N = 5,18-5,66$, $(\text{La/Nd})_N = 1,66-1,82$, $(\text{Tb/Yb})_N = 1,16-1,78$]. Ausnahme ist die Probe Com 110. Hier sind die LREE angereichert gegenüber den HREE, mit einem $(\text{La/Yb})_N$ Verhältnis von 2,39, wohingegen die LREE eine deutliche Verarmung gegenüber der MREE zeigen, nämlich $(\text{La/Nd})_N = 0,53$. Das Verhältnis $(\text{La/Nd})_N$ liegt bei 0,53. Wie bei der Subgruppe 1a, zeigt auch hier der Musterverlauf bei Tb einen Wendepunkt. Das Verhältnis $(\text{La/Tb})_N$ variiert zwischen 1,34 und 5,05 und das Verhältnis $(\text{Gd/Lu})_N$ zwischen 1,43 und 1,78. Beim Spidergramm der Subgruppe 1b (Abb.8.1.4(b)) zeigen die Proben eine Divergenz, was die Zr-Konzentrationen betrifft. Während die Proben Com 110 und Com 142 eine negative Zr-Anomalie zeigen, weist die Probe Com 103 eine positive Zr-Anomalie auf. Letztlich, alle drei Proben zeigen eine positive Y-Anomalie.

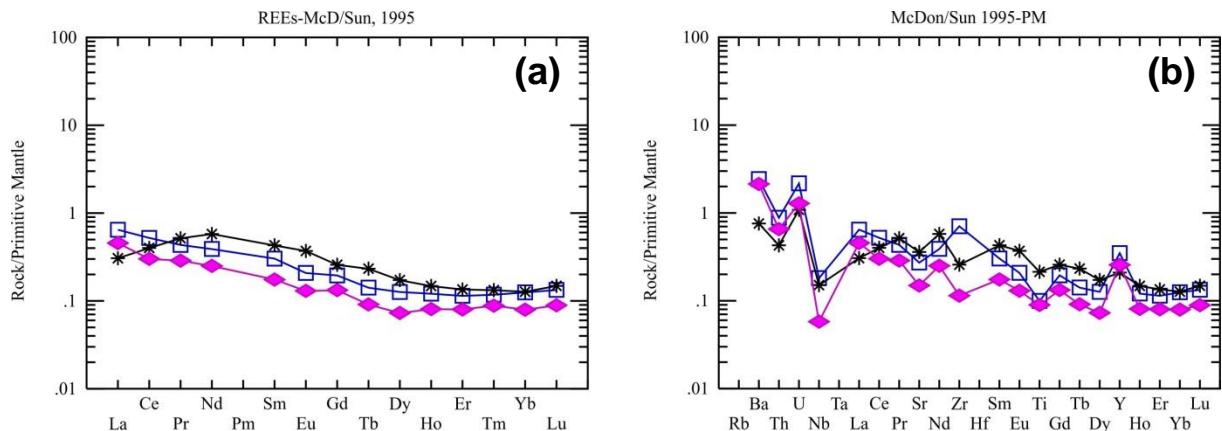


Abb.8.1.4: (a) REE-Diagramm und (b) Spidergramm von Gesamtgesteinanalysen aus der Subgruppe 1b; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1

In der Subgruppe 1c sind ebenfalls drei Proben vertreten, nämlich Com 104, Com 139 und Com 146. Bei der REE sind die Proben Com 104 und Com 139 ident, während die Probe Com 146 etwas höher liegt (Abb.8.1.5(a)). Alle drei Proben zeigen eine kontinuierliche Anreicherung der LREE gegenüber der HREE. Für die Proben Com 104 und Com 139 liegt das Verhältnis $(La/Yb)_N$ zwischen 3,49 und 4,07, während bei der Probe Com 146 liegt das Verhältnis höher, nämlich bei 8,03. In der Spidergramm weisen alle drei Proben eine stark negative Nb-Anomalie auf, die besonders in der Probe Com 104 deutlich ist (Abb.8.1.5(b)). Zusätzlich, zeigt die Probe Com 104 eine negative Zr-Anomalie. Die Probe Com 146 zeigt eine negative Ti-Anomalie, im Gegensatz zu den anderen zwei Proben, die eine leicht positive Ti-Anomalie aufweisen. Bei Y zeigen nur zwei der Proben (Com 139, Com 146) eine positive Anomalie.

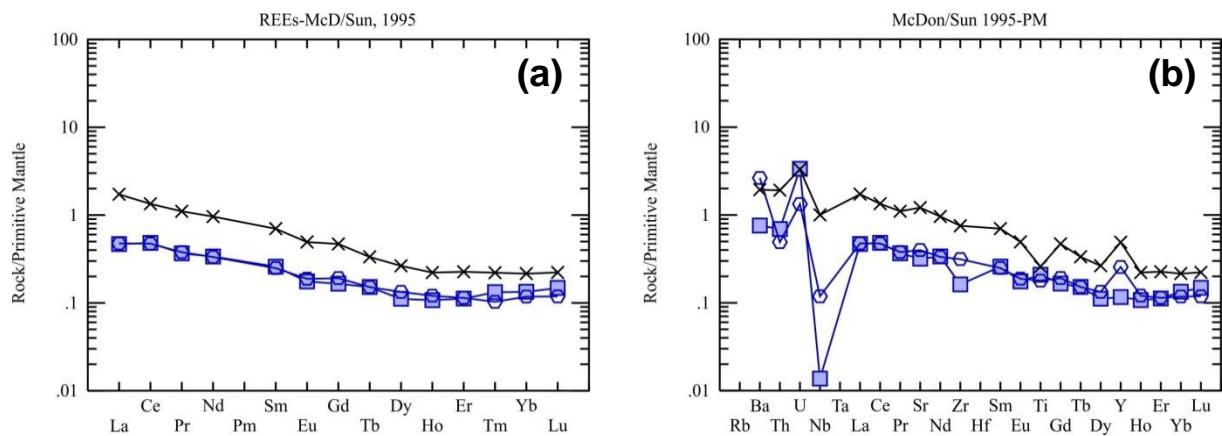


Abb.8.1.5: (a) REE-Diagramm und (b) Spidergramm von Gesamtgesteinanalysen aus der Subgruppe 1c; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1

Die Subgruppe 1d besteht nur aus der Probe Com 141. Diese Probe unterscheidet sich merklich aus den Proben der anderen drei Subgruppen, indem sie extrem verarmt an HREE ist (Abb.8.1.6(a)). Das Verhältnis $(La/Yb)_N$ liegt bei 10,33. Erst nach dem Dy ist eine Anreicherung der LREE und MREE gegenüber der HREE zu sehen [$(La/Nd)_N = 1,73$, $(Tb/Yb)_N = 1,17$]. Im Spidergramm erkennt man deutlich eine negative Nb- und eine besonders stark negative Ti-Anomalie. Im Gegenteil weist Y eine positive Anomalie auf.

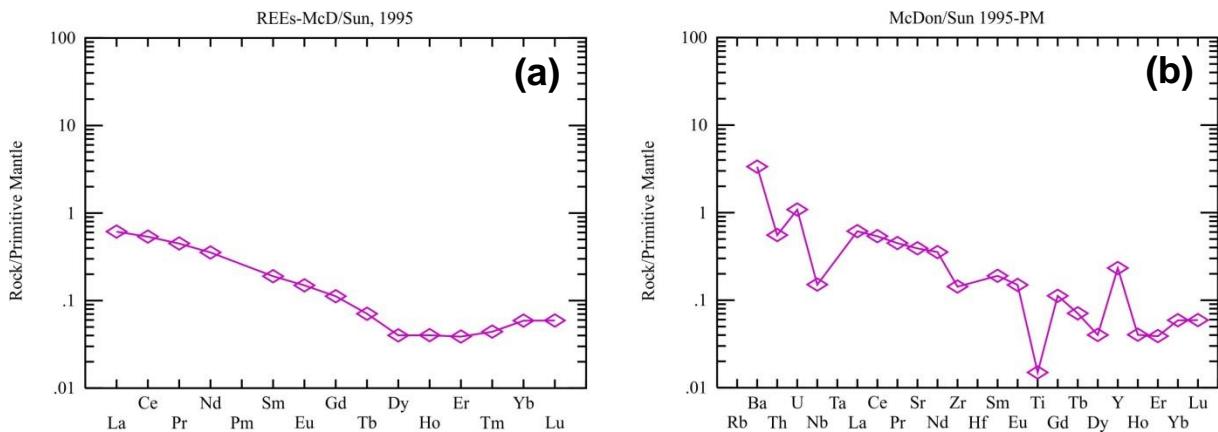


Abb.8.1.6: (a) REE-Diagramm und (b) Spidergramm von Gesamtgesteinsanalysen aus der Subgruppe 1d; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1

Die Gruppe 2 wurde, wie bereits erwähnt, in den Subgruppen 2a und 2b unterteilt. Die Subgruppe 2a besteht aus den zwei Duniten (Com 137, Com 144), sowie einem der Wehrlite (Com 147). Die PM-normierte REE aller drei Proben zeigen eine leichte Anreicherung der LREE im Vergleich zu den HREE (Abb.8.1.7(a)). Das Verhältnis $(La/Yb)_N$ variiert von 2,23 bis 3,38. Der Wehrlit plottet offenbar höher als die zwei Duniten und ist damit etwas angereichert an REE als letztere. Im Spidergramm weisen alle drei Proben eine positive Y-Anomalie, eine negative Nb-Anomalie, sowie eine leicht negative Sr- und Ti-Anomalie auf (Abb.8.1.7(b)).

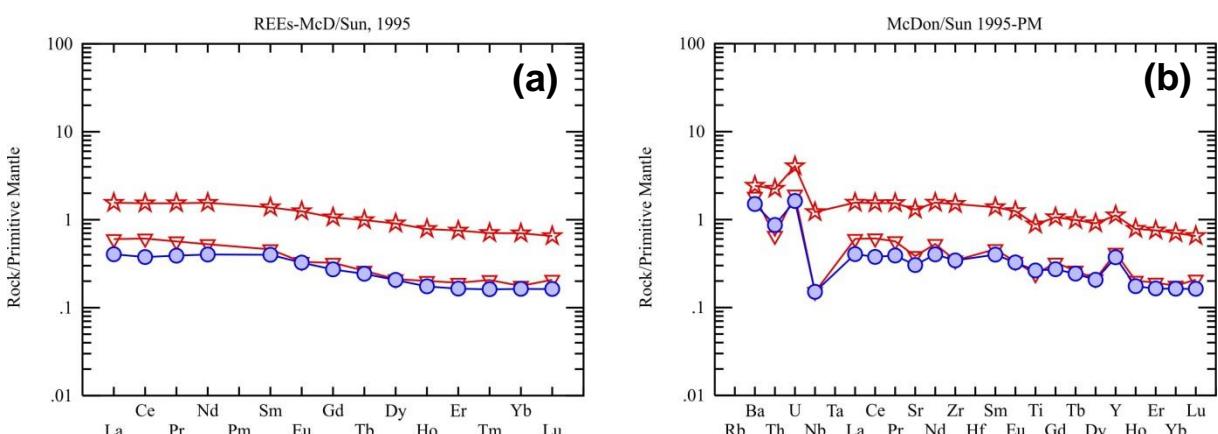


Abb.8.1.7: (a) REE-Diagramm und (b) Spidergramm von Gesamtgesteinsanalysen aus der Subgruppe 2a; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1

Die Subgruppe 2b besteht ausschließlich aus Wehrliten (Com 138 und Com 143). Deren Gesamtgesteinsanalysen zeigen eine leichte Anreicherung der MREE gegenüber der HREE, $(\text{Tb}/\text{Yb})_N$ liegt zwischen 1,46 und 1,60, sowie eine Verarmung der LREE gegenüber der MREE, nämlich $(\text{La}/\text{Nd})_N = 0,55\text{--}0,62$ (Abb.8.1.8(a)). Die zwei Proben sind ident. Im Spidergramm ist die negative Nb-Anomalie erwähnenswert, die besonders bei der Com 143 sehr tief liegt (Abb.8.1.8(b)). Beide Proben zeigen eine leicht negative Sr- und Ti-Anomalie, sowie eine leicht positive Y-Anomalie.

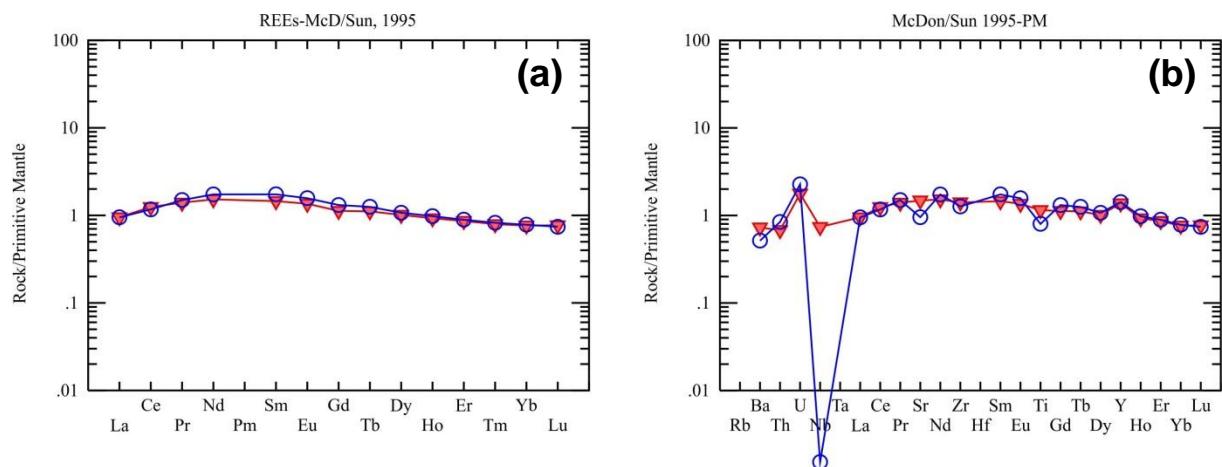


Abb.8.1.8: (a) REE-Diagramm und (b) Spidergramm von Gesamtgesteinsanalysen aus der Subgruppe 2b; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1

Tab.8.1.1: Gesamtgesteinsanalysen der Comallo Proben

Gestein:	Sp-Harzburgit						
Probe	Com 101	Com 102	Com 103	Com 104	Com 107	Com 108_b1	Com 110
[Gew.%]							
SiO₂	44,25	38,53	44,77	46,37	44,42	44,19	44,20
TiO₂	0,03	0,10	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04
Al₂O₃	0,95	3,04	0,98	1,44	0,90	0,91	1,04
FeO*	7,86	9,91	7,48	7,28	7,86	7,71	7,73
MnO	0,12	0,16	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12
MgO	45,76	44,51	45,87	43,49	45,81	45,86	45,36
CaO	0,60	0,43	0,65	0,75	0,68	0,56	0,94
Na₂O	0,00	0,00	<0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
P₂O₅	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02
Cr₂O₃	0,32	2,46	0,50	0,49	0,28	0,33	0,34
NiO	0,30	0,38	0,38	0,30	0,31	0,30	0,30
Total	100,21	99,57	100,80	100,31	100,42	100,04	100,09
Mg#	91,2	88,9	91,6	91,4	91,2	91,4	91,3
Cr#	18,4	35,2	25,5	18,6	17,2	19,4	18,0
[ppm]							
Zr	2,40	3,90	7,40	1,70	1,40	2,60	2,70
Sr[#]	4,49	4,68	5,41	6,32	4,30	4,11	7,14
Ga	1,00	4,30	2,70	1,10	0,50	0,60	1,30
Zn	46,9	78,2	69,4	44,7	56,9	46,2	47,8
Ni	2362	2959	2972	2353	2442	2371	2367
Co	118	140	193	109	115	116	117
Cr	2186	16824	3417	3349	1905	2228	2322
Sc	4,20	1,90	7,90	6,60	5,70	4,20	6,00
V	25,5	61,8	40,8	36,1	22,6	20,2	22,5
Ba	5,00	5,00	16,0	5,00	5,00	5,00	5,00
Y	0,40	0,50	1,50	0,50	0,20	0,30	0,90
As	1,20	0,40	1,00	0,90	1,00	0,00	0,00
Cu	9,40	11,1	2,70	42,9	15,6	10,6	8,80
Mo	0,30	0,00	1,00	0,40	0,40	0,30	0,20
Ti	180	623	120	252	150	162	258
Nb[#]	0,037	0,113	0,119	0,009	<0,1	0,094	<0,1
La[#]	0,303	0,291	0,418	0,303	0,343	0,257	0,198
Ce[#]	0,721	0,604	0,872	0,806	1,147	0,655	0,670
Pr[#]	0,101	0,100	0,110	0,093	0,100	0,085	0,131
Nd[#]	0,431	0,470	0,487	0,422	0,425	0,366	0,721
Sm[#]	0,114	0,121	0,123	0,105	0,082	0,089	0,174
Eu[#]	0,033	0,035	0,032	0,027	0,022	0,026	0,057
Gd[#]	0,103	0,115	0,106	0,090	0,068	0,084	0,140
Tb[#]	0,014	0,017	0,014	0,015	0,009	0,010	0,023
Dy[#]	0,084	0,093	0,085	0,075	0,053	0,052	0,116
Ho[#]	0,018	0,020	0,018	0,016	0,011	0,010	0,022
Er[#]	0,051	0,063	0,050	0,049	0,030	0,030	0,059
Tm[#]	0,009	0,009	0,008	0,009	0,005	0,006	0,009
Yb[#]	0,059	0,069	0,055	0,059	0,035	0,036	0,056
Lu[#]	0,010	0,010	0,009	0,010	0,007	0,006	0,010
Ta[#]	0,028	0,100	0,100	0,100	0,100	0,046	0,100
Pb[#]	0,932	0,974	0,406	1,215	0,702	0,532	0,444
Th[#]	0,054	0,050	0,070	0,055	0,040	0,052	0,034
U[#]	0,031	0,033	0,044	0,068	0,036	0,023	0,022

Tab.8.1.1: Gesamtgesteinsanalysen der Comallo Proben (Fortsetzung)

Gestein:	Sp-Harzburgit						
Probe	Com 116	Com 118	Com 139	Com 140	Com 141	Com 142	Com 145
[Gew.%]							
SiO₂	44,55	44,74	45,46	45,25	45,34	43,83	44,96
TiO₂	0,06	0,07	0,04	0,03	0,00	0,02	0,02
Al₂O₃	1,16	1,30	1,14	1,25	0,87	0,68	1,01
FeO*	7,25	7,17	7,44	7,47	7,13	7,14	7,03
MnO	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11
MgO	46,03	45,68	45,32	45,68	45,71	48,00	46,39
CaO	0,94	1,19	1,25	0,63	0,74	0,36	0,68
Na₂O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
K₂O	0,05	0,06	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03
P₂O₅	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Cr₂O₃	0,38	0,43	0,46	0,48	0,51	0,47	0,46
NiO	0,38	0,37	0,38	0,36	0,37	0,40	0,38
Total	100,92	101,15	101,63	101,28	100,80	101,03	101,07
Mg#	91,9	91,9	91,6	91,6	92,0	92,3	92,2
Cr#	18,1	18,1	21,3	20,6	28,3	31,9	23,3
[ppm]							
Zr	2,00	3,50	3,30	2,00	1,50	1,20	2,30
Sr[#]	9,24	15,0	7,93	2,58	7,78	2,97	4,65
Ga	2,70	2,80	2,80	3,40	2,10	2,50	2,50
Zn	66,0	65,7	67,9	69,9	65,0	66,6	65,6
Ni	2967	2933	2956	2844	2924	3173	2983
Co	188	185	191	190	185	194	182
Cr	2620	2923	3148	3303	3487	3229	3130
Sc	7,30	9,50	8,70	11,5	8,20	7,20	7,40
V	41,0	43,1	55,7	44,6	45,2	29,4	37,6
Ba	30,0	23,6	17,4	6,3	22,1	14,1	29,2
Y	1,50	1,60	1,10	1,40	1,00	1,10	1,10
As	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Cu	1,80	1,00	25,3	7,50	1,40	5,80	3,70
Mo	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Ti	341	419	216	162	18	108	102
Nb[#]	0,179	0,292	0,078	<0,1	<0,1	0,038	0,085
La[#]	0,310	0,495	0,308	0,130	0,397	0,295	0,233
Ce[#]	0,667	1,076	0,793	0,388	0,901	0,503	0,645
Pr[#]	0,102	0,154	0,096	0,062	0,114	0,073	0,091
Nd[#]	0,491	0,717	0,416	0,330	0,443	0,312	0,406
Sm[#]	0,126	0,178	0,101	0,103	0,077	0,071	0,116
Eu[#]	0,041	0,059	0,029	0,031	0,023	0,020	0,030
Gd[#]	0,130	0,185	0,104	0,094	0,061	0,072	0,105
Tb[#]	0,018	0,025	0,015	0,013	0,007	0,009	0,013
Dy[#]	0,101	0,135	0,090	0,079	0,027	0,049	0,067
Ho[#]	0,020	0,026	0,018	0,017	0,006	0,012	0,013
Er[#]	0,058	0,073	0,050	0,050	0,017	0,035	0,035
Tm[#]	0,009	0,012	0,007	0,009	0,003	0,006	0,005
Yb[#]	0,057	0,070	0,052	0,060	0,026	0,035	0,042
Lu[#]	0,010	0,010	0,008	0,010	0,004	0,006	0,006
Ta[#]	0,100	0,066	0,100	0,100	0,100	0,641	0,100
Pb[#]	0,345	0,364	5,904	0,426	0,540	0,398	0,546
Th[#]	0,032	0,047	0,039	0,035	0,044	0,052	0,036
U[#]	0,030	0,027	0,027	0,016	0,022	0,026	0,035

GEOCHEMIE

Tab.8.1.1: Gesamtgesteinsanalysen der Comallo Proben (Fortsetzung)

Gestein:	Sp-Harzburgit	Dunit		Wehrlit		
Probe	Com 146	Com 137	Com 144	Com 138	Com 143	Com 147
[Gew.%]						
SiO ₂	44,68	40,58	40,13	41,10	41,86	41,47
TiO ₂	0,05	0,05	0,05	0,23	0,16	0,18
Al ₂ O ₃	1,16	1,08	1,51	3,95	3,71	2,77
FeO*	7,18	10,70	11,21	11,02	11,28	10,42
MnO	0,12	0,15	0,16	0,16	0,17	0,15
MgO	46,23	46,77	46,26	40,16	38,36	41,79
CaO	0,76	0,98	0,95	3,55	4,92	3,01
Na ₂ O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
K ₂ O	0,03	0,01	0,00	0,05	0,02	0,05
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,47	0,83	1,01	0,94	0,61	0,81
NiO	0,38	0,40	0,34	0,27	0,26	0,29
Total	101,08	101,56	101,66	101,46	101,37	100,97
Mg#	92,0	88,6	88,0	86,7	85,8	87,7
Cr#	21,5	33,9	30,9	13,8	10,0	16,4
[ppm]						
Zr	7,90	3,60	3,60	14,8	13,3	15,8
Sr [#]	24,1	7,65	6,04	29,5	19,0	25,9
Ga	3,10	4,10	4,70	8,00	8,50	6,40
Zn	68,9	100	111	115	115	100
Ni	2967	3110	2700	2127	2037	2290
Co	185	266	278	260	256	254
Cr	3245	5676	6896	6463	4191	5553
Sc	7,70	8,20	9,50	16,0	14,4	11,8
V	40,6	46,8	52,1	97,3	96,0	71,2
Ba	12,8	12,0	9,90	4,80	3,40	16,0
Y	2,10	1,80	1,60	5,90	6,10	4,80
As	1,00	1,00	1,00	0,40	1,00	1,10
Cu	0,20	14,4	2,70	21,0	33,2	9,10
Mo	1,00	1,00	0,00	0,10	1,00	1,00
Ti	312	288	318	1384	965	1060
Nb [#]	0,660	<0,1	<0,1	0,486	0,001	0,801
La [#]	1,116	0,390	0,262	0,616	0,615	1,009
Ce [#]	2,247	1,022	0,630	2,085	1,960	2,577
Pr [#]	0,280	0,144	0,099	0,355	0,380	0,391
Nd [#]	1,200	0,659	0,502	1,907	2,169	1,947
Sm [#]	0,284	0,187	0,162	0,590	0,706	0,561
Eu [#]	0,076	0,051	0,050	0,209	0,242	0,192
Gd [#]	0,255	0,176	0,148	0,612	0,714	0,578
Tb [#]	0,033	0,026	0,024	0,110	0,124	0,098
Dy [#]	0,178	0,142	0,139	0,684	0,722	0,611
Ho [#]	0,033	0,030	0,026	0,138	0,146	0,117
Er [#]	0,099	0,084	0,072	0,378	0,391	0,330
Tm [#]	0,015	0,014	0,011	0,054	0,056	0,048
Yb [#]	0,095	0,078	0,072	0,337	0,345	0,309
Lu [#]	0,015	0,014	0,011	0,052	0,050	0,044
Ta [#]	0,294	0,100	0,109	0,011	0,100	0,100
Pb [#]	0,511	0,557	0,468	0,710	0,455	0,723
Th [#]	0,152	0,052	0,069	0,054	0,067	0,178
U [#]	0,067	0,039	0,033	0,036	0,046	0,082

Bemerkungen: FeO* als FeO^{tot}, Elemente markiert mit [#] wurden aus dem ICP-MS übernommen

8.2 Spuren- und Seltenen Erden Elemente an Mineralen via LA-ICP-MS

Klinopyroxene sind von großer Bedeutung für die Anwendung dieser Methode, da sie die Mehrheit der inkompatiblen Elemente aufnehmen. Aus diesem Grund wurden primäre Klinopyroxene jeder Probe analysiert. Zusätzlich zu den Klinopyroxenen wurden auch Amphibole jener Proben analysiert, die eine modale Metasomatose zeigen. Dazu wurden die Spurenelemente und REE der zwei Minerale verglichen (siehe Abb.8.2.4 und Abb.8.2.5). Bei Proben, die Besonderheiten zeigen, wurden neben den Klinopyroxenen und Amphibolen auch Olivin und/oder Orthopyroxen untersucht. Da die Probe Com 107 viele Besonderheiten aufweist, wird diese getrennt in Kapitel 10.4 dargestellt und detailliert beschrieben.

Für ein besseres Verständnis der jeweiligen Ergebnisse wurde die Unterteilung der Comallo Proben in zwei Gruppen, wie beim Mineralchemismus gesehen, beibehalten. Die Gruppe 1 beinhaltet Proben, die als Sp-Harzburgite und Sp-Lherzolit bezeichnet wurden, während die Gruppe 2 aus den Duniten, Wehrliten und dem Ol-Websterit gebildet wurde.

Die LA-ICP-MS Analysen an Klinopyroxenen der Gruppe 1 wurden in vier Subgruppen unterteilt (Abb.8.2.1). Die ersten zwei Subgruppen (1a und 1b) (Abb. 8.2.1(a,b) und (c,d)) sind einander ähnlich. Deren PM-normierten REE zeigen eine Verarmung der LREE gegenüber der MREE, die bei der Subgruppe 1b etwas höher ist (Abb.8.2.1(a) und (c)). Das Verhältnis $(La/Nd)_N$ der Subgruppe 1a variiert zwischen 0,42 und 0,78, während dieses bei der Subgruppe 1b deutlich niedriger, zwischen 0,17 und 0,34, liegt. Des Weiteren ist eine Anreicherung von HREE in Richtung LREE zu sehen. Das Verhältnis $(La/Yb)_N$ der Subgruppe 1a variiert zwischen 1,59 und 6,51 und zeigt je nach Probe größere Variationen, während es bei der zweiten Subgruppe ziemlich homogen ist, nämlich $(La/Yb)_N = 1,30-1,99$. In den Spidergrammen der beiden Subgruppen erkennt man eine negative Nb/Ta-Anomalie, eine negative Pb-Anomalie, sowie eine stark negative Ti-Anomalie (Abb.8.2.1(b) und (d)). Die dritte Subgruppe (1c) zeigt im Vergleich zu HREE eine kontinuierliche, starke Anreicherung der LREE (Abb.8.2.1(e)), wobei dessen Spidergramm ein ähnliches Muster zeigt, wie jene der beiden ersten Subgruppen, nämlich eine negative Nb-, Zr- sowie eine stark negative Ti-Anomalie (Abb.8.2.1(f)). Anders als bei den Subgruppen 1a und 1b, ist hier das Verhältnis $(La/Nd)_N > 1$, nämlich zwischen 1,21 und 1,39. Das in Kombination mit dem Verhältnis von $(Tb/Yb)_N = 1,90-2,12$ und dem hohen Verhältnis von $(La/Yb)_N = 6,22-9,67$ bestätigen die starke Anreicherung der LREE (Abb.8.2.1(e)). Die vierte Subgruppe (1d) besteht nur aus einer Probe (Com 141) und zeigt deutliche Unterschiede im Vergleich zu den ersten drei Subgruppen. So erkennt man eine Anreicherung an LREE von etwa $(La/Nd)_N = 1,35$ (Abb.8.2.1(g)). Das Verhältnis LREE/HREE liegt bei $(La/Yb)_N = 17,18$. Das wichtigste Merkmal dieser Probe ist allerdings eine positive Eu-Anomalie. Auf dem Spidergramm ist eine starke negative Ti-Anomalie deutlich zu erkennen (Abb.8.2.1(h)).

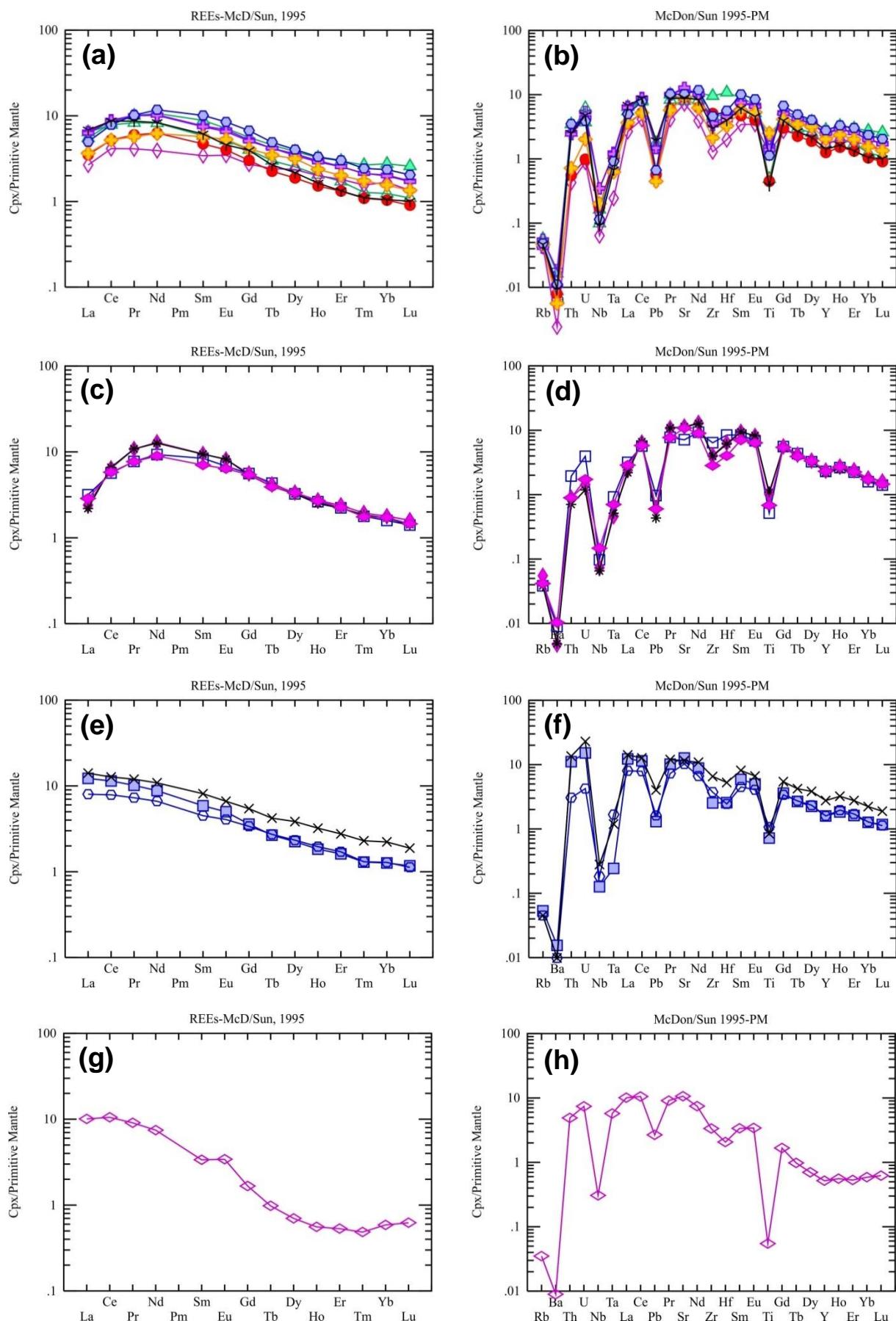


Abb.8.2.1: REE-Diagramme (a,c,e,g) und Spidergramme (b,d,f,h) von Klinopyroxenen der Gruppe 1; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; die Proben unterscheiden sich in vier verschiedenen Subgruppen (1a – 1d); Symbole wie in Abb.5.1

Die Gruppe 2 wurde in zwei Subgruppen, 2a und 2b, unterteilt (Abb.8.2.2). Das REE-Muster in der Abb.8.2.2(a) repräsentiert Klinopyroxene aus den Duniten (Com 137, Com 144), sowie aus einer Probe der Wehrliten (Com 147) (Subgruppe 2a). Das charakteristische Merkmal ist eine Anreicherung der LREE im Vergleich zu den HREE [$(\text{La/Yb})_N = 1,79-2,70$]. Des Weiteren liegt das Verhältnis $(\text{La/Nd})_N$ zwischen 0,85 und 0,93, während $(\text{Tb/Yb})_N =$ zwischen 1,46 und 1,60 liegt. Auf dem Spidergramm kann man eine negative Nb/Ta-, Pb- und Ti-Anomalie erkennen (Abb.8.2.2(b)). Die zweite Subgruppe (2b) besteht aus den restlichen Proben der Wehrliten (Com 138, Com 143) sowie aus dem OI-Websterit (Com 119). Sie unterscheidet sich von der Ersten durch stark verarmte LREE [$(\text{La/Nd})_N = 0,38-0,59$], wohingegen das Verhältnis $(\text{La/Yb})_N$ zwischen 0,89 und 1,20 und das Verhältnis $(\text{Tb/Yb})_N$ zwischen 1,40 und 1,62 variieren (Abb.8.2.2(c)). Bei dem Spidergramm erkennt man deutlich eine stärkere negative Pb-Anomalie als bei der Subgruppe 2a (Abb.8.2.2(d)). Zudem ist es interessant zu sehen, dass die PM-normierten Th- und U-Konzentrationen der Klinopyroxenen der Subgruppe 2b viel niedriger liegen ($\text{Th}_N = 0,66-1,86$, $\text{U}_N = 0,70-2,66$) als jene der Klinopyroxenen der Subgruppe 2a ($\text{Th}_N = 7,01-14,5$, $\text{U}_N = 8,28-24,4$) (siehe Tab.8.2.1).

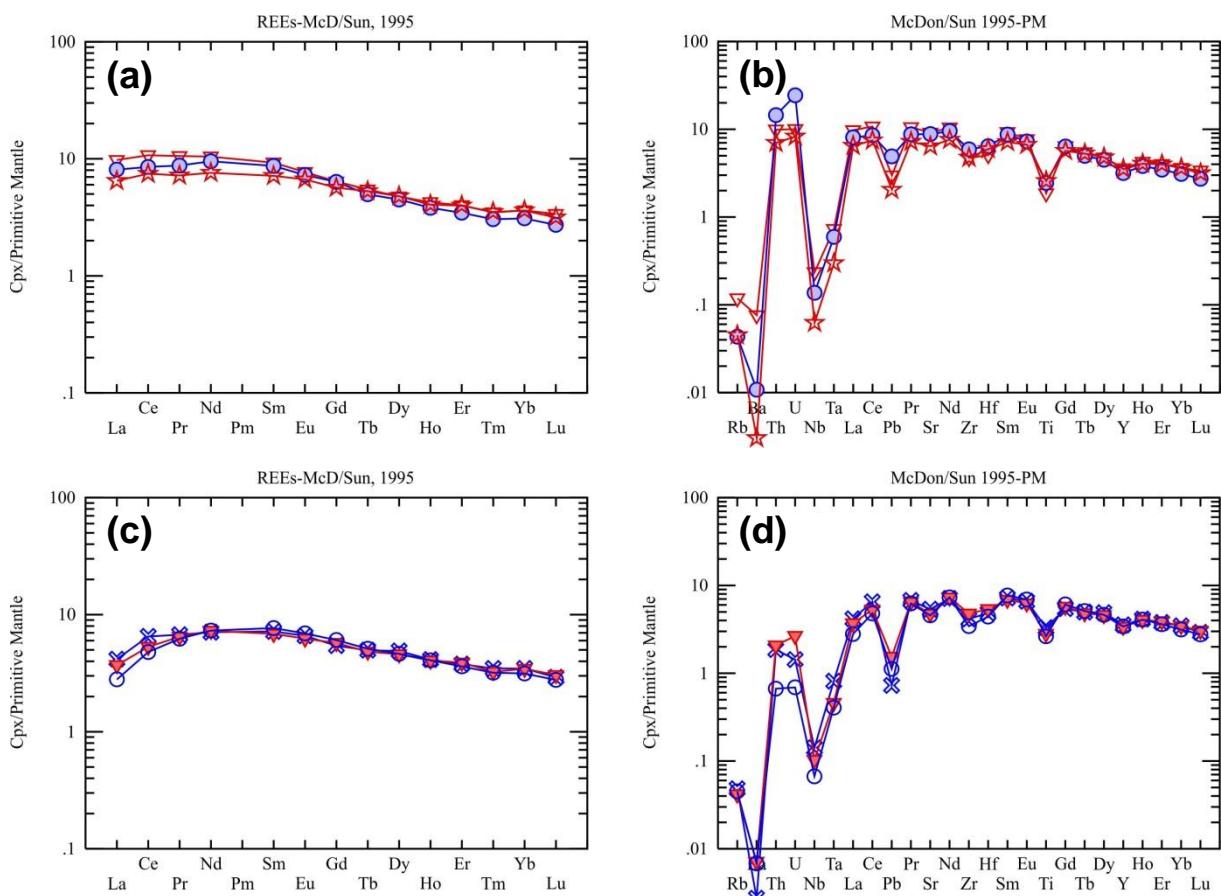


Abb.8.2.2: REE-Diagramme (a,c) und Spidergramme (b,d) von Klinopyroxenen der Gruppe 2; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; die Proben unterscheiden sich in zwei verschiedenen Subgruppen (2a – 2b); Symbole wie in Abb.5.1

Die Probe Com 104 wurde durch den hohen Anteil an Orthopyroxen charakterisiert (>30 Vol.%). Die PM-normierten inkompatiblen Elemente des Ortho- und Klinopyroxens sind in der Abb.8.2.3(a) geplottet. Während der Klinopyroxen eine starke Anreicherung der LREE gegenüber der HREE zeigt $[(\text{La/Yb})_N = 1,59]$, erkennt man im Orthopyroxen genau das umgekehrte Muster $[(\text{La/Yb})_N = 0,11]$. Zusätzlich zu dem zeigt der Klinopyroxen $(\text{La/Nd})_N = 0,68$ und $(\text{Tb/Yb})_N = 1,44$, während bei dem Orthopyroxen diese Verhältnisse etwas niedriger liegen, nämlich $(\text{La/Nd})_N = 0,49$ und $(\text{Tb/Yb})_N = 0,41$. Auf dem Spidergramm zeigen beide Minerale eine positive Th- und U-Anomalie und eine negative Nb- und Ta-Anomalie (Abb.8.2.3(b)). Der Klinopyroxen zeigt eine negative Pb-, Zr-, Hf- und Ti-Anomalie, wobei der Orthopyroxen eine positive Pb-, Zr-, Hf- und Ti-Anomalie, sowie eine negative Sr-Anomalie aufweist.

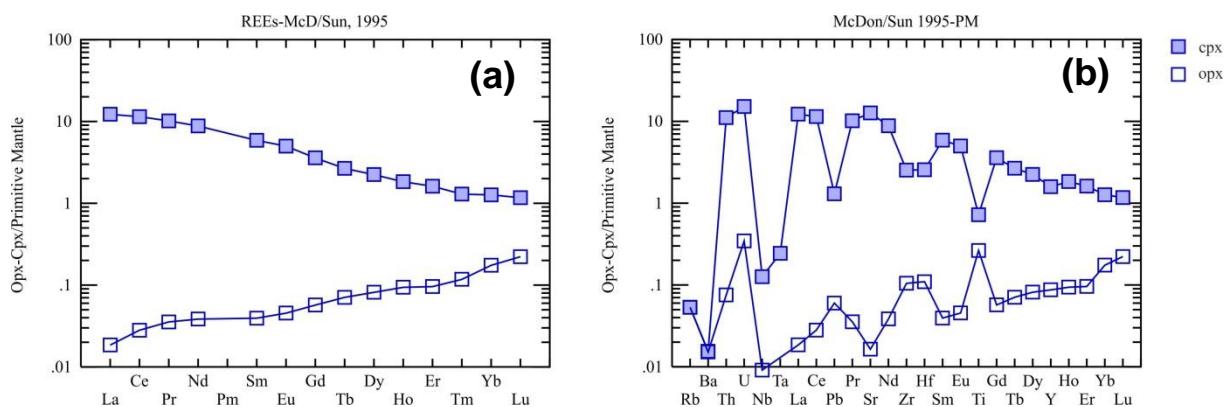


Abb.8.2.3: Vergleich der REE (a) und Spurenelemente (b) von Ortho- und Klinopyroxen der Probe Com 104; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]

Xenolithe aus der Comallo beinhalten oft neben den Hauptphasen Olivin, Ortho- und Klinopyroxen und Spinell, auch Amphibole. Amphibole, genauso wie Klinopyroxene, können inkompatible Spurenelemente aufnehmen. Die, mittels LA-ICP-MS, Spurenelementanalysen sind in der Tab.8.2.2 und Tab.8.2.3 angegeben. Einen Vergleich der Spurenelemente, sowie der REE zwischen den zwei Mineralen kann man in den Abb.8.2.4 und Abb.8.2.5 sehen. Dabei bleibt die Unterteilung in Gruppe 1 einerseits und Gruppe 2 andererseits. Um die zwei Minerale problemlos zu vergleichen, wurde für die gleiche Probe das gleiche Symbol verwendet, allerdings ist das Symbol für Amphibol leer und das Symbol für Klinopyroxen gefüllt.

Aus der Gruppe 1 beinhalteten nur drei der Comallo Proben Amphibol (Com 105, Com 131 (Subgruppe 1a) und Com 146 (Subgruppe 1c)). Die REE-Muster zwischen Amphibol und Klinopyroxen sind ähnlich. Die PM-normierte REE der Amphibol plotten systematisch höher als die des Klinopyroxens. Sowohl die Amphibole als auch die Klinopyroxene aus der Subgruppe 1a zeigen leichte Anreicherung an MREE, wobei das

Verhältnis $(\text{La/Yb})_N$ in den Klinopyroxenen zwischen 1,59 und 2,36 und das in den Amphibolen zwischen 2,28 und 2,96 liegt (Abb.8.2.4(a)). Auf dem Spidergramm sind die Unterschiede zwischen Amphibol und Klinopyroxen im Bereich der Nb, Ta, Sr und des Ti deutlich erkennbar (Abb.8.2.4(b)). Amphibole zeigen, im Gegensatz zu den Klinopyroxenen, eine positive Nb-, Ta-, Sr- und Ti-Anomalie. Die Probe Com 146 (1c) zeigt eine starke Anreicherung der LREE gegenüber der HREE (Abb.8.2.4(c)). Das Verhältnis $(\text{La/Yb})_N$ in den Klinopyroxenen liegt bei 6,33 und in den Amphibolen bei 7,18. Das Spidergramm des Amphibols hat, mit Ausnahme die negative Ti-Anomalie, ein ähnliches Muster wie die Amphibole der Subgruppe 1a (Abb.8.2.4(d)).

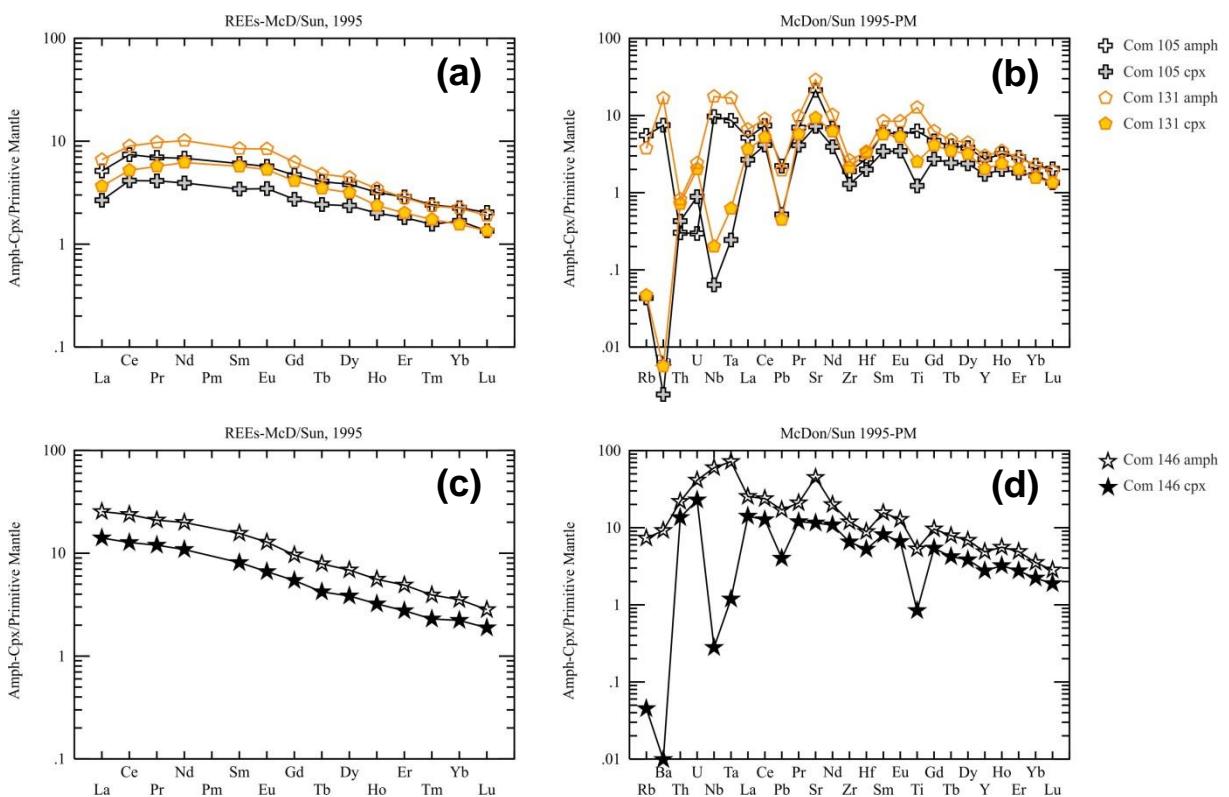


Abb.8.2.4: Vergleich der REE (a,c) und Spurenelementen (b,d) zwischen Amphibol und Klinopyroxen aus der Subgruppen 1a und 1c; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]

Aus der Gruppe 2 beinhalten sowohl die Proben der Subgruppe 2a als auch die Proben der Subgruppe 2b Amphibole. Hier sind ebenfalls die REE zwischen Amphibol und Klinopyroxen der jeweiligen Proben ähnlich zueinander. Innerhalb der Subgruppe 2a unterscheidet sich das Muster der PM-normierten REE der zwei Dunite (Com 137, Com 144) leicht aus dem Muster der PM-normierten REE des Wehrlits (Com 147). Die Dunite zeigen deutlich eine Anreicherung der LREE sowie der MREE gegenüber der HREE an beide Minerale. Das Verhältnis $(\text{La/Yb})_N$ in den Klinopyroxenen liegt zwischen 2,61 und 2,70 und in den Amphibolen zwischen 3,22 und 3,55. Ähnlich variiert das Verhältnis $(\text{Tb/Yb})_N$ in den

Klinopyroxenen von 1,51 bis 1,60 und in den Amphibolen von 1,66 bis 1,83 (Abb.8.2.5(a)). Der Wehrlit variiert leicht aus den zwei Duniten, indem die Amphibole eine leichte Abreicherung der LREE gegenüber der HREE zeigen. Das Verhältnis $(\text{La/Yb})_N$ liegt hier bei 1,79 in den Klinopyroxenen und bei 0,97 in den Amphibolen. Beim Spidergramm unterscheiden sich Klinopyroxen und Amphibol indem letzterer positive Nb-, Ta-, Pb-, Sr- und Ti-Anomalien aufweist (Abb.8.2.5(b)). In der Subgruppe 2b sind die REE aller drei Proben ähnlich und zeigen eine Anreicherung an MREE (Abb.8.2.5(c)). Das Verhältnis $(\text{Tb/Yb})_N$ in den Klinopyroxenen variiert zwischen 1,40 und 1,62 und in den Amphibolen zwischen 1,39 und 1,77. Die LREE sind verarmt gegenüber den MREE [$(\text{La/Nd})_N = 0,38\text{--}0,59$ in den Klinopyroxenen und $(\text{La/Nd})_N = 0,42\text{--}0,61$ in den Amphibolen]. Des Weiteren liegt das Verhältnis $(\text{La/Yb})_N$ in den Klinopyroxenen von 0,89 bis 1,20 und in den Amphibolen von 1,05 bis 1,38. Amphibol und Klinopyroxen unterscheiden sich erst im Spidergramm, nachdem der Amphibol im Gegensatz zum Klinopyroxen positive Nb-, Ta-, Sr- und Ti-Anomalien zeigt (Abb.8.2.5(d)).

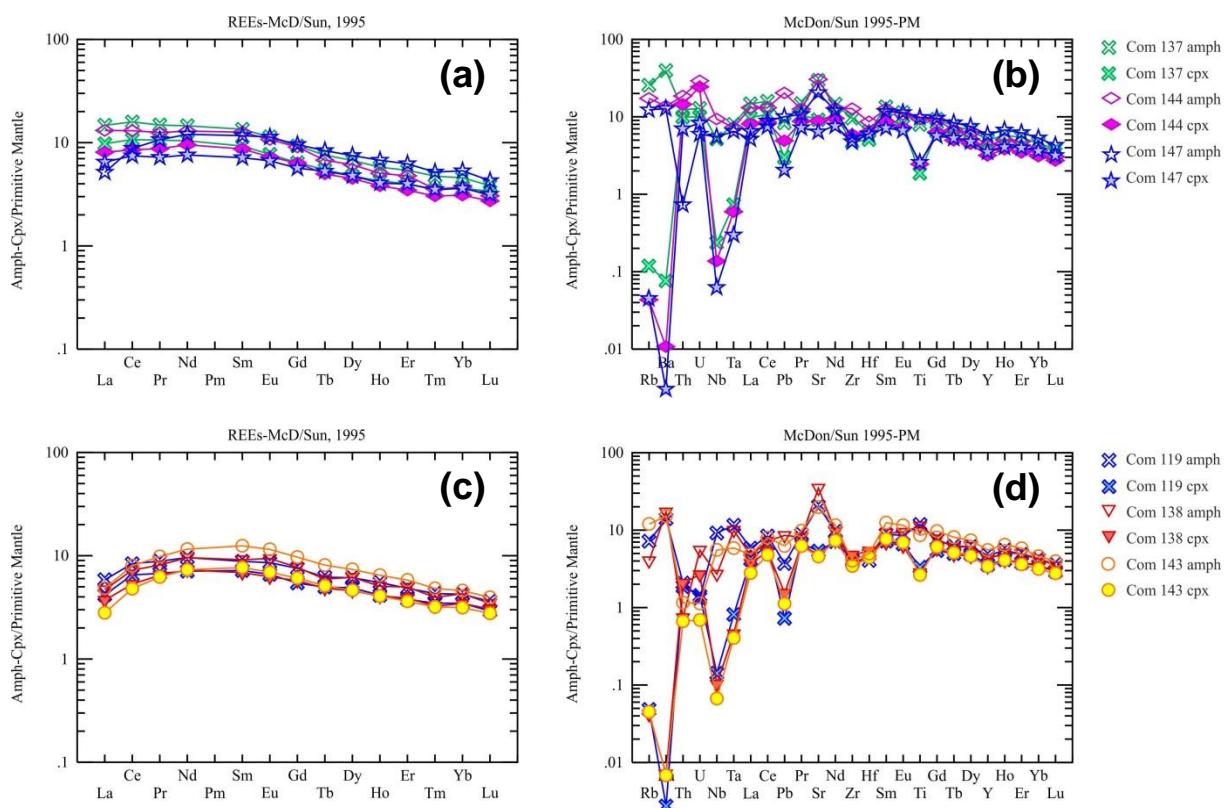


Abb.8.2.5: Vergleich der REE (a,c) und Spurenelemente (b,d) zwischen Amphibol und Klinopyroxen der Gruppe 2; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]

Tab.8.2.1: LA-ICP-MS Analysen von Klinopyroxenen der Comallo Proben. Analyse in ppm

Gestein:	Sp-Harzburgit					
Probe	Com 101	Com 102	Com 103	Com 104	Com 105	Com 106
<i>n</i>	4	6	3	4	4	6
ppm						
Li	0,641	1,02	0,680	0,970	0,848	0,840
Be	0,11	0,346	0,146	0,200	0,097	0,172
B	1,06	n.a.	14,3	n.a.	n.a.	n.a.
Al	16143	18312	15602	16809	18291	18612
Si	256013	245873	240061	248678	274904	249613
Ca	161916	155600	159241	154252	162309	158908
Ti*	587	2157	623	869	1474	1228
V	246	135	191	207	213	190
Cr	6697	7195	7357	8028	7657	7494
Mn	569	668	569	553	629	576
Co	20,1	21,7	19,9	21,0	22,0	20,8
Ni	363	404	347	408	375	361
Cu	0,428	1,24	0,754	1,62	0,904	0,922
Zn	8,34	9,08	8,72	9,80	9,81	9,83
Ge	2,69	1,71	1,82	1,37	1,57	1,44
Ga	1,65	3,46	1,56	2,03	3,23	2,45
Rb	<0,029	<0,034	<0,023	<0,032	<0,026	<0,033
Sr	186	159	142	252	144	227
Y	7,23	12,1	9,86	6,84	7,41	10,1
Zr	48,2	100	67,2	26,6	13,5	42,6
Nb	0,065	0,107	0,064	0,083	0,042	0,048
Cs	<0,06	<0,039	<0,048	<0,037	<0,029	<0,038
Ba	0,058	0,108	0,059	0,102	0,016	0,031
La	4,160	3,563	2,052	7,928	1,727	1,554
Ce	13,120	13,772	9,497	19,148	6,925	10,765
Pr	2,107	2,548	1,966	2,580	1,045	2,739
Nd	10,283	13,310	11,640	11,010	4,908	16,157
Sm	2,375	3,590	3,417	2,383	1,390	3,837
Eu	0,793	1,098	1,052	0,769	0,533	1,255
Gd	2,185	3,052	3,037	1,950	1,482	3,045
Tb	0,296	0,451	0,428	0,264	0,240	0,413
Dy	1,711	2,578	2,186	1,509	1,593	2,262
Ho	0,305	0,485	0,391	0,273	0,298	0,406
Er	0,750	1,303	0,978	0,708	0,793	1,044
Tm	0,087	0,181	0,121	0,088	0,106	0,132
Yb	0,546	1,214	0,701	0,558	0,740	0,786
Lu	0,074	0,174	0,095	0,079	0,091	0,108
Hf	1,38	3,06	2,38	0,724	0,564	1,79
Ta	0,043	0,027	0,034	0,009	0,009	0,017
Pb	0,264	0,235	0,145	0,195	0,078	0,090
Th	0,203	0,274	0,154	0,881	0,034	0,071
U	0,125	0,075	0,080	0,308	0,018	0,029

Tab.8.2.1: LA-ICP-MS Analysen von Klinopyroxenen der Comallo Proben (Fortsetzung).

Analyse in ppm

Gestein:	Sp-Harzburgit					
Probe	Com 108_b1	Com 110	Com 116	Com 118	Com 139	Com 140
n	3	10	6	3	3	3
ppm						
Li	0,762	0,701	1,31	0,954	0,933	1,19
Be	0,146	0,170	0,132	0,157	0,097	0,192
B	1,05	6,78	14,6	15,0	17,6	16,7
Al	16809	18358	25601	24065	18821	23521
Si	248282	245850	255754	241027	245209	242356
Ca	157758	160650	153214	149258	159898	152092
Ti*	539	1306	1875	1659	1288	1360
V	199	184	247	223	229	250
Cr	7411	7312	9956	9328	7251	8611
Mn	564	574	630	620	605	599
Co	20,0	20,1	20,4	19,5	21,0	19,8
Ni	369	361	362	339	353	341
Cu	0,490	0,747	2,13	1,02	0,661	1,70
Zn	8,27	8,86	9,68	8,92	9,51	9,13
Ge	2,26	1,87	2,18	2,79	2,50	3,17
Ga	1,88	2,36	2,37	1,60	1,60	1,51
Rb	<0,028	<0,023	<0,033	<0,025	<0,027	<0,029
Sr	181	225	239	253	204	203
Y	5,40	9,54	11,0	10,6	6,84	12,0
Zr	53,3	41,5	35,2	37,4	39,2	48,3
Nb	0,117	0,043	0,227	0,229	0,120	0,075
Cs	0,057	<0,033	<0,043	<0,056	<0,056	<0,057
Ba	0,052	0,032	0,122	0,070	0,065	0,073
La	2,273	1,421	4,197	4,060	5,183	3,223
Ce	8,757	11,043	14,882	14,530	13,190	13,147
Pr	1,519	2,751	2,559	2,553	1,851	2,583
Nd	7,870	15,798	12,848	12,647	8,290	14,700
Sm	1,911	3,819	3,087	3,027	1,825	4,100
Eu	0,616	1,268	1,058	1,004	0,625	1,305
Gd	1,641	2,928	2,848	2,760	1,841	3,653
Tb	0,223	0,391	0,413	0,414	0,270	0,486
Dy	1,268	2,188	2,422	2,321	1,573	2,718
Ho	0,226	0,372	0,445	0,431	0,292	0,494
Er	0,579	0,971	1,120	1,114	0,748	1,323
Tm	0,074	0,126	0,144	0,145	0,089	0,165
Yb	0,457	0,747	0,897	0,877	0,567	1,040
Lu	0,061	0,096	0,117	0,115	0,076	0,138
Hf	1,44	1,73	1,14	1,28	0,692	1,59
Ta	0,036	0,019	0,046	0,044	0,062	0,034
Pb	0,086	0,065	0,223	0,220	0,243	0,100
Th	0,044	0,056	0,205	0,192	0,243	0,278
U	0,020	0,024	0,109	0,089	0,086	0,079

Tab.8.2.1: LA-ICP-MS Analysen von Klinopyroxenen der Comallo Proben
(Fortsetzung). Analyse in ppm

Gestein:	Sp-Harzburgit				Sp-Lherzolit
Probe	Com 141	Com 142	Com 145	Com 146	Com 131
n	3	4	3	7	4
ppm					
Li	0,789	4,18	1,19	1,19	1,51
Be	0,306	0,177	0,118	0,448	0,140
B	19,6	19,2	17,6	18,4	n.a.
Al	16248	18191	17002	17846	23662
Si	244975	246918	237059	252925	256747
Ca	157838	155118	160173	160329	162023
Ti*	66	821	461	1012	3025
V	234	188	144	179	254
Cr	9632	10196	8622	8628	8412
Mn	544	546	553	557	641
Co	18,6	18,9	19,9	20,2	22,8
Ni	332	340	355	384	348
Cu	0,257	1,90	0,422	1,19	0,739
Zn	7,21	7,78	7,90	8,73	10,6
Ge	1,55	1,88	1,58	1,95	1,69
Ga	1,40	1,58	1,48	2,27	3,99
Rb	<0,021	<0,025	<0,028	<0,027	<0,028
Sr	212	215	178	229	185
Y	2,23	9,91	6,08	11,9	8,73
Zr	35,2	29,6	31,4	68,6	22,2
Nb	0,202	0,097	0,060	0,184	0,132
Cs	<0,048	<0,054	<0,061	<0,041	<0,032
Ba	0,059	0,068	0,062	0,065	0,037
La	6,530	1,860	4,433	9,124	2,370
Ce	17,630	9,699	14,517	21,273	8,730
Pr	2,306	1,955	2,198	3,041	1,450
Nd	9,327	11,200	10,423	13,576	7,760
Sm	1,367	2,853	2,490	3,291	2,313
Eu	0,526	0,981	0,705	1,020	0,815
Gd	0,907	2,946	2,147	2,954	2,235
Tb	0,097	0,387	0,264	0,417	0,344
Dy	0,472	2,252	1,462	2,587	2,130
Ho	0,083	0,401	0,244	0,479	0,353
Er	0,233	0,985	0,583	1,208	0,880
Tm	0,033	0,119	0,075	0,156	0,118
Yb	0,259	0,760	0,463	0,980	0,684
Lu	0,042	0,098	0,068	0,127	0,091
Hf	0,584	1,14	1,12	1,49	0,919
Ta	0,212	0,026	0,025	0,044	0,023
Pb	0,400	0,090	0,288	0,602	0,067
Th	0,389	0,071	0,199	1,075	0,057
U	0,150	0,035	0,097	0,464	0,041

Tab.8.2.1: LA-ICP-MS Analysen von Klinopyroxenen der Comallo Proben (Fortsetzung).

Analyse in ppm

Gestein:	Dunit		Wehrlit			Ol-Websterit
Probe	Com 137	Com 144	Com 138	Com 143	Com 147	Com 119
<i>n</i>	7	5	7	7	2	4
ppm						
Li	1,03	1,05	1,41	1,22	1,06	1,36
Be	0,659	0,336	0,279	0,171	0,411	0,223
B	18,2	18,5	17,8	19,5	n.a.	n.a.
Al	24415	23762	25508	28079	26645	35676
Si	250513	246813	235320	249204	249413	257254
Ca	158095	158366	157496	158254	157234	152732
Ti*	2241	2942	3391	3175	3103	3990
V	228	200	184	224	201	274
Cr	7314	6954	3644	2774	4118	2363
Mn	724	762	815	933	880	1028
Co	22,2	22,5	22,9	26,3	26,9	31,8
Ni	321	296	262	275	292	294
Cu	1,63	1,59	2,16	1,47	2,11	2,27
Zn	11,9	13,6	13,5	13,1	12,8	14,8
Ge	3,12	3,44	3,27	3,42	1,89	1,71
Ga	3,58	3,02	3,53	4,15	5,01	6,54
Rb	0,071	<0,026	<0,025	<0,027	<0,027	<0,029
Sr	182	175	94,6	90,7	128	107
Y	15,5	13,6	14,5	14,6	15,1	15,3
Zr	49,4	62,0	50,2	36,1	49,9	43,6
Nb	0,155	0,090	0,068	0,044	0,041	0,093
Cs	<0,043	<0,047	<0,042	<0,044	<0,031	<0,032
Ba	0,502	0,071	0,047	0,045	0,020	0,018
La	6,327	5,234	2,402	1,812	4,200	2,700
Ce	17,984	14,270	8,903	8,036	12,490	10,913
Pr	2,682	2,225	1,645	1,582	1,829	1,713
Nd	13,057	11,904	9,103	9,140	9,500	8,850
Sm	3,766	3,530	2,783	3,117	2,905	2,918
Eu	1,187	1,119	0,962	1,065	1,026	1,015
Gd	3,481	3,456	3,120	3,303	3,085	2,955
Tb	0,541	0,492	0,478	0,506	0,523	0,492
Dy	3,210	3,022	3,093	3,120	3,225	3,300
Ho	0,634	0,568	0,604	0,607	0,605	0,616
Er	1,757	1,514	1,707	1,583	1,743	1,656
Tm	0,237	0,207	0,221	0,217	0,239	0,236
Yb	1,598	1,365	1,520	1,387	1,595	1,528
Lu	0,228	0,184	0,206	0,187	0,213	0,197
Hf	1,43	1,81	1,52	1,25	1,69	1,37
Ta	0,027	0,022	0,017	0,015	0,011	0,030
Pb	0,447	0,737	0,231	0,168	0,307	0,109
Th	0,788	1,15	0,165	0,053	0,557	0,148
U	0,204	0,495	0,054	0,014	0,168	0,029

Bemerkungen: Ti* wurde aus der Mikrosondeanalysen übernommen, n = Anzahl der Analyse, n.a. = nicht analysiert

Tab.8.2.2: Vergleich von LA-ICP-MS Analysen zwischen Klinopyroxene und Amphibole der Gruppe 1. Analyse in ppm

Gestein:	Sp-Harzburgit				Sp-Lherzolit	
Mineral	Cpx	Amph	Cpx	Amph	Cpx	Amph
Probe	Com 105	Com 105	Com 146	Com 146	Com 131	Com 131
<i>n</i>	4	4	7	3	4	4
ppm						
Li	0,848	3,58	1,19	4,97	1,51	5,66
Be	0,097	0,221	0,448	1,427	0,140	0,319
B	n.a.	n.a.	18,4	n.a.	n.a.	n.a.
Al	18291	77210	17846	78963	23662	71717
Si	274904	216104	252925	231269	256747	205855
Ca	162309	85264	160329	82191	162023	84478
Ti*	1474	7591	1012	6392	3025	15259
V	213	423	179	407	254	424
Cr	7657	14438	8628	14400	8412	13395
Mn	629	395	557	392	641	375
Co	22,0	40,5	20,2	42,0	22,8	38,3
Ni	375	898	384	981	348	826
Cu	0,904	5,21	1,19	2,82	0,739	2,64
Zn	9,81	18,8	8,7	18,8	10,6	18,9
Ge	1,57	1,16	1,95	1,15	1,69	1,23
Ga	3,23	7,94	2,27	8,46	3,99	7,70
Rb	<0,026	3,32	<0,027	4,39	<0,028	2,24
Sr	144	422	229	892	185	573
Y	7,41	11,7	11,9	20,9	8,73	12,9
Zr	13,5	19,9	68,6	125	22,2	27,5
Nb	0,042	6,35	0,184	39,4	0,132	11,6
Cs	<0,029	<0,034	<0,041	<0,037	<0,032	<0,040
Ba	0,016	49,3	0,065	60,7	0,037	110
La	1,727	3,330	9,124	16,463	2,37	4,28
Ce	6,925	12,398	21,273	39,880	8,73	15,0
Pr	1,045	1,766	3,041	5,330	1,45	2,47
Nd	4,908	8,535	13,576	24,903	7,76	12,7
Sm	1,390	2,460	3,291	6,340	2,31	3,44
Eu	0,533	0,876	1,020	1,977	0,815	1,29
Gd	1,482	2,543	2,954	5,233	2,24	3,41
Tb	0,240	0,400	0,417	0,780	0,344	0,475
Dy	1,593	2,578	2,587	4,630	2,13	3,00
Ho	0,298	0,474	0,479	0,832	0,353	0,515
Er	0,793	1,257	1,208	2,147	0,880	1,24
Tm	0,106	0,164	0,156	0,267	0,118	0,160
Yb	0,740	0,994	0,980	1,561	0,684	0,986
Lu	0,091	0,137	0,127	0,191	0,091	0,128
Hf	0,564	0,777	1,49	2,52	0,919	0,960
Ta	0,009	0,320	0,044	2,67	0,023	0,622
Pb	0,078	0,331	0,602	2,56	0,067	0,291
Th	0,034	0,024	1,08	1,74	0,057	0,065
U	0,018	0,006	0,464	0,839	0,041	0,049

Tab.8.2.3: Vergleich von LA-ICP-MS Analysen zwischen Klinopyroxene und Amphibole der Gruppe 2. Analyse in ppm

Gestein:	Dunit				Wehrlit	
Mineral	Cpx	Amph	Cpx	Amph	Cpx	Amph
Probe	Com 137	Com 137	Com 144	Com 144	Com 138	Com 138
<i>n</i>	7	4	5	1	7	2
ppm						
Li	1,03	5,23	1,05	4,76	1,41	0,865
Be	0,659	1,58	0,336	0,910	0,279	0,473
B	18,2	n.a.	18,5	n.a.	17,8	n.a.
Al	24415	76653	23762	73937	25508	87893
Si	250513	203456	246813	185315	235320	213146
Ca	158095	83048	158366	81762	157496	83120
Ti*	2241	9544	2942	11299	3391	13635
V	228	379	200	330	184	315
Cr	7314	11243	6954	10343	3644	6992
Mn	724	461	762	474	815	606
Co	22,2	44,5	22,5	38,3	22,9	52,6
Ni	321	854	296	691	262	781
Cu	1,63	15,8	1,59	5,82	2,16	48,0
Zn	11,9	23,6	13,6	24,6	13,5	47,0
Ge	3,12	1,48	3,44	1,57	3,27	1,55
Ga	3,58	10,9	3,02	9,87	3,53	10,6
Rb	0,071	15,3	<0,026	10,4	<0,025	2,41
Sr	182	588	175	606	94,6	694
Y	15,5	21,5	13,6	18,2	14,5	18,2
Zr	49,4	101	62,0	134	50,2	39,0
Nb	0,155	3,39	0,090	6,16	0,068	1,78
Cs	<0,043	0,119	<0,047	0,046	<0,042	<0,035
Ba	0,502	260	0,071	90,4	0,047	114
La	6,327	9,548	5,234	8,500	2,402	3,030
Ce	17,984	26,583	14,270	21,890	8,903	12,130
Pr	2,682	3,765	2,225	3,180	1,645	2,065
Nd	13,057	18,208	11,904	16,180	9,103	11,955
Sm	3,766	5,473	3,530	5,140	2,783	3,720
Eu	1,187	1,748	1,119	1,650	0,962	1,445
Gd	3,481	5,055	3,456	4,930	3,120	4,200
Tb	0,541	0,750	0,492	0,669	0,478	0,588
Dy	3,210	4,530	3,022	4,120	3,093	4,170
Ho	0,634	0,862	0,568	0,751	0,604	0,755
Er	1,757	2,363	1,514	2,090	1,707	2,180
Tm	0,237	0,322	0,207	0,242	0,221	0,269
Yb	1,598	2,015	1,365	1,630	1,520	1,890
Lu	0,228	0,259	0,184	0,206	0,206	0,233
Hf	1,43	1,82	1,81	2,44	1,52	1,31
Ta	0,027	0,294	0,022	0,269	0,017	0,369
Pb	0,447	1,25	0,737	3,05	0,231	1,28
Th	0,788	0,981	1,15	1,47	0,16	0,059
U	0,204	0,261	0,495	0,590	0,054	0,112

Tab.8.2.3: Vergleich von LA-ICP-MS Analysen zwischen Klinopyroxene und Amphibole der Gruppe 2 (Fortsetzung). Analyse in ppm

Gestein:	Wehrlit				Ol-Websterit	
	Mineral	Cpx	Amph	Cpx	Amph	Cpx
Probe	Com 143	Com 143	Com 147	Com 147	Com 119	Com 119
<i>n</i>	7	4	2	4	4	4
ppm						
Li	1,22	1,25	1,06	1,26	1,36	2,68
Be	0,171	0,359	0,411	0,596	0,223	0,457
B	19,5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Al	28079	85662	26645	76818	35676	82165
Si	249204	212523	249413	202742	257254	207487
Ca	158254	83763	157234	81762	152732	80404
Ti*	3175	10340	3103	11844	3990	14246
V	224	413	201	359	274	413
Cr	2774	4571	4118	7437	2363	3750
Mn	933	692	880	570	1028	729
Co	26,3	50,3	26,9	45,4	31,8	55,3
Ni	275	701	292	695	294	700
Cu	1,47	6,84	2,11	17,1	2,27	29,9
Zn	13,1	25,4	12,8	22,0	14,8	24,9
Ge	3,42	1,41	1,89	1,40	1,71	1,33
Ga	4,15	12,5	5,01	9,47	6,54	10,9
Rb	<0,027	7,20	<0,027	7,37	<0,029	4,31
Sr	90,7	394	128	407	107	405
Y	14,6	23,7	15,1	25,3	15,3	20,2
Zr	36,1	42,2	49,9	56,2	43,6	41,2
Nb	0,044	3,64	0,041	3,63	0,093	6,04
Cs	<0,044	0,115	<0,031	0,067	<0,032	<0,034
Ba	0,045	100	0,020	84,3	0,018	92,4
La	1,812	3,130	4,200	3,340	2,700	3,790
Ce	8,036	13,388	12,490	14,758	10,913	14,025
Pr	1,582	2,495	1,829	2,713	1,713	2,245
Nd	9,140	14,475	9,500	15,065	8,850	11,995
Sm	3,117	5,065	2,905	4,748	2,918	3,583
Eu	1,065	1,775	1,026	1,745	1,015	1,320
Gd	3,303	5,273	3,085	5,213	2,955	4,105
Tb	0,506	0,803	0,523	0,828	0,492	0,614
Dy	3,120	4,970	3,225	5,058	3,300	4,125
Ho	0,607	0,964	0,605	1,007	0,616	0,819
Er	1,583	2,550	1,743	2,730	1,656	2,124
Tm	0,217	0,328	0,239	0,353	0,236	0,293
Yb	1,387	2,025	1,595	2,350	1,528	1,867
Lu	0,187	0,267	0,213	0,289	0,197	0,244
Hf	1,25	1,41	1,69	1,71	1,37	1,15
Ta	0,015	0,217	0,011	0,240	0,030	0,427
Pb	0,168	0,936	0,307	1,51	0,109	0,555
Th	0,053	0,092	0,557	0,058	0,148	0,165
U	0,014	0,023	0,168	0,121	0,029	0,027

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.8.1.1

9. Geothermometrie

Das Wissen über die P(Druck)-T(Temperatur) Gleichgewichtsbedingungen von Xenolithen ist von großer Bedeutung für das Verständnis und die Interpretation der Entstehungsprozesse im Erdmantel. Im Laufe der Zeit wurden viele Modelle entwickelt. Die Mehrheit der Geothermometer, die heute verwendet werden, beruht auf sogenannten Austauschreaktionen zwischen koexistierenden Mineralphasen. Voraussetzungen für die Anwendung solcher Austauschreaktionen für die Bestimmung des Drucks und Temperatur, sind das Gleichgewicht zwischen den beteiligten Mineralphasen sowie ihre homogene Zusammensetzung.

Ein Beispiel eines solchen Geothermometers ist der, bei den Comallo Proben angewandte, Fe- und Mg-Austausch zwischen Ortho- und Klinopyroxenen nach Brey & Köhler [1990]. Dabei handelt es sich um einen Austausch von Fe und Mg zwischen koexistierendem Enstatit und Diopsid. Da es sich bei den Comallo Proben um Sp-Peridotite handelt, befinden sich diese innerhalb des Spinell-Peridotit-Stabilitätsfeldes, was in einem Druck Bereich zwischen 10 und 20kbar liegt. Aufgrund der Abwesenheit eines zuverlässigen Geobarometers für das Spinell-Peridotit-Stabilitätsfeld wurde, für die Anwendung der Geothermometer, ein konstanter Druck bei 15kbar angenommen.

Mit Hilfe der Dünnschliffmikroskopie sowie von EMS Analyse wurde das notwendige Gleichgewicht und die Homogenität der zwei Mineralphasen ermittelt. Das Geothermometer wurde für Messungen sowohl im Kern als auch am Rand angewandt. Dieses Modell ist dann mit dem Modell von Wells [1977], der sich auch mit dem Austausch zwischen Fe und Mg in Pyroxenen beschäftigte, verglichen worden.

Die Unterteilung der Proben folgt jener des 7. Kapitels: Die erste Gruppe, Gruppe 1, besteht aus den Sp-Harzburgiten und dem Sp-Lherzolit, während die zweite Gruppe, Gruppe 2, aus den Wehliten und dem OI-Websterit zusammengesetzt ist. Es ist wichtig, die Abwesenheit von Orthopyroxenen in den Duniten (Com137, Com 144) hier noch mal zu erwähnen, wodurch die Anwendung dieses Geothermometers unmöglich ist.

Bei der ersten Gruppe variieren die Temperaturen im Kern bei Brey & Köhler [1990] zwischen 789°C und 963°C und bei Wells [1977] zwischen 826°C und 936°C, wohingegen die Temperaturen am Rand zwischen 831°C und 966°C, für das erste, und zwischen 859°C und 942°C, für das zweite Modell, variieren. Hier ergibt ein Vergleich der beiden Modelle für Kern und Rand, dass das Modell von Wells [1977] für die meisten Proben höhere Temperaturen zeigt als das Modell von Brey & Köhler [1990] (Abb.9.1). Wichtig zu erwähnen ist, dass bei höheren Temperaturen beide Modelle, sowohl im Kern als auch am Rand, eine gute Korrelation zeigen, wohingegen bei niedrigeren Temperaturen eine größere Abweichung deutlich zu sehen ist (Abb.9.1). Die Probe Com 107 zeigt deutlich niedrigere

Temperaturen im Vergleich zu den anderen Proben. Die Unterschiede in den Temperaturen zwischen Kern und Rand für beide Modelle kann man in der Abb.9.2 sehen.

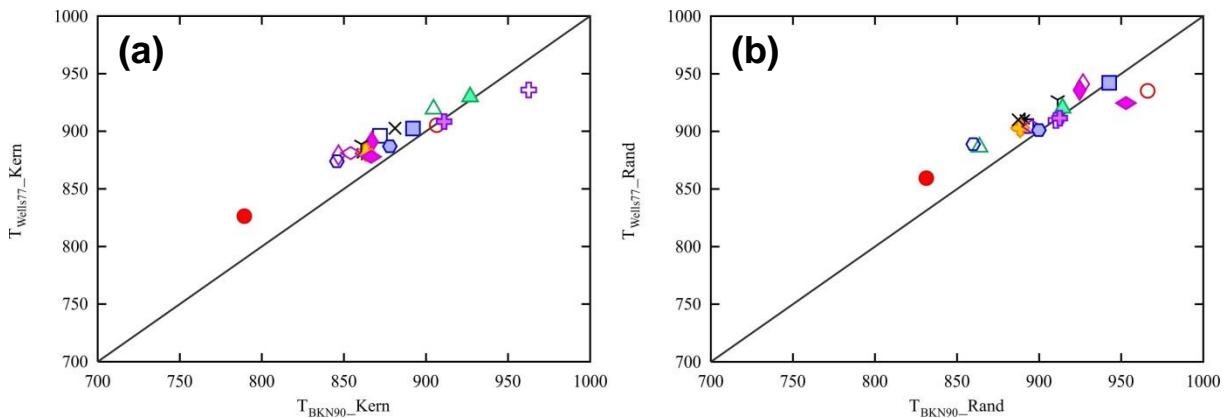


Abb.9.1: Vergleichsdiagramme zwischen dem Modell von Brey & Köhler [1990] und dem Modell von Wells [1977] für (a) Kern und (b) Rand der Proben der Gruppe 1; Symbole wie in Abb.5.1

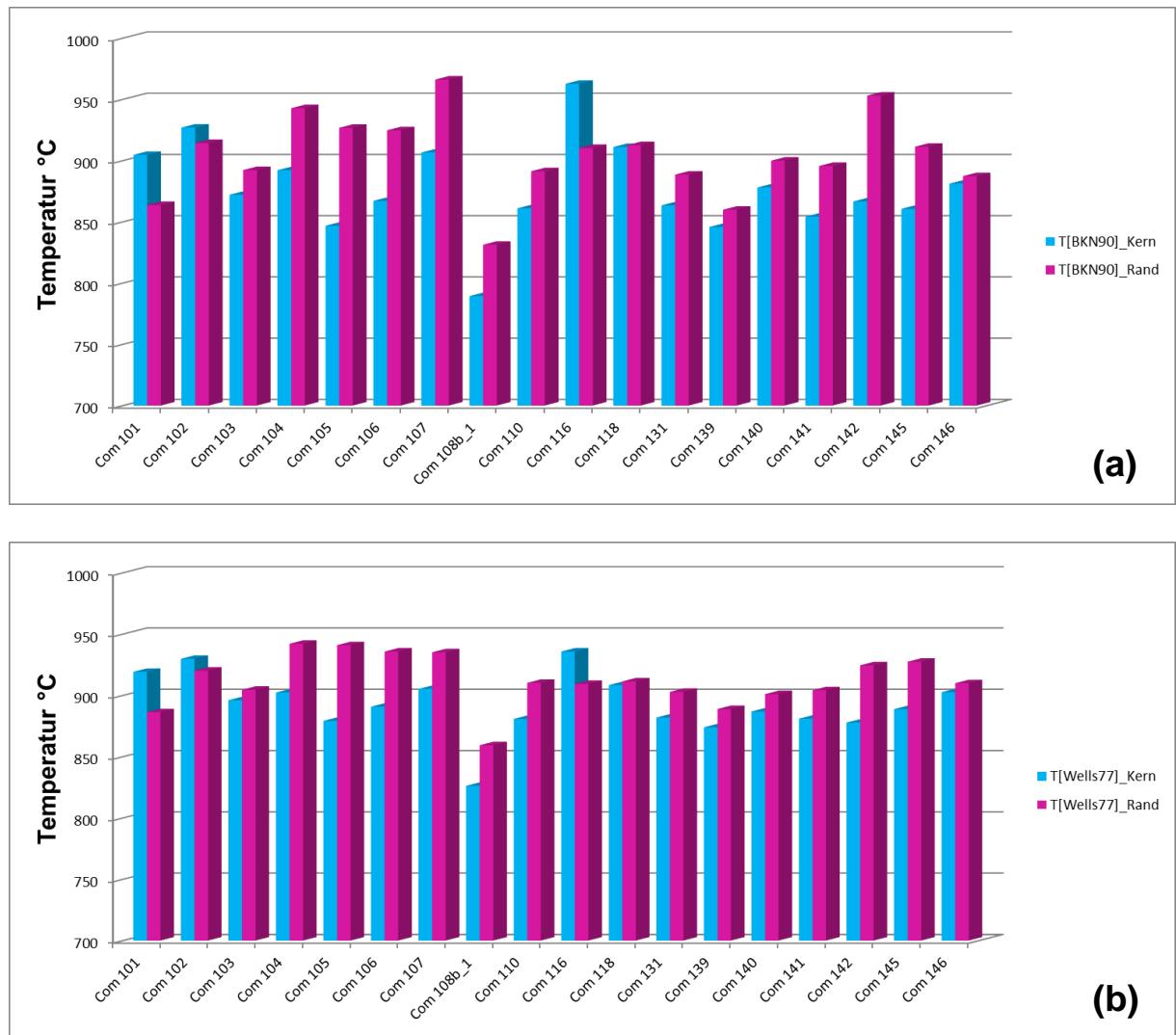


Abb.9.2: Unterschiede der berechneten Temperatur zwischen Kern und Rand der Gruppe 1, (a) mit dem Modell von Brey & Köhler [1990], (b) mit dem Modell von Wells [1977]

Bei der zweiten Gruppe schwanken die Temperaturen im Kern für das Modell von Brey & Köhler zwischen 852°C und 950°C, während sie für das Modell von Wells [1977] zwischen 868°C und 952°C variieren. Die Temperaturen am Rand für das erste Modell liegen zwischen 916°C und 959°C, wohingegen die für das zweite Modell von 921°C bis 956°C variieren. Wie bei der Gruppe 1 gesehen, zeigen die Modelle, sowohl im Kern als auch am Rand, bei höheren Temperaturen eine gute Korrelation, während sie bei niedrigeren Temperaturen eine Abweichung zeigen (Abb.9.3). Im direkten Vergleich zwischen Kern und Rand für die jeweiligen Modelle zeigen die Ränder aller vier Proben höhere Temperaturen als im Kern. Dies gilt für beide Modelle gleich (Abb.9.4).

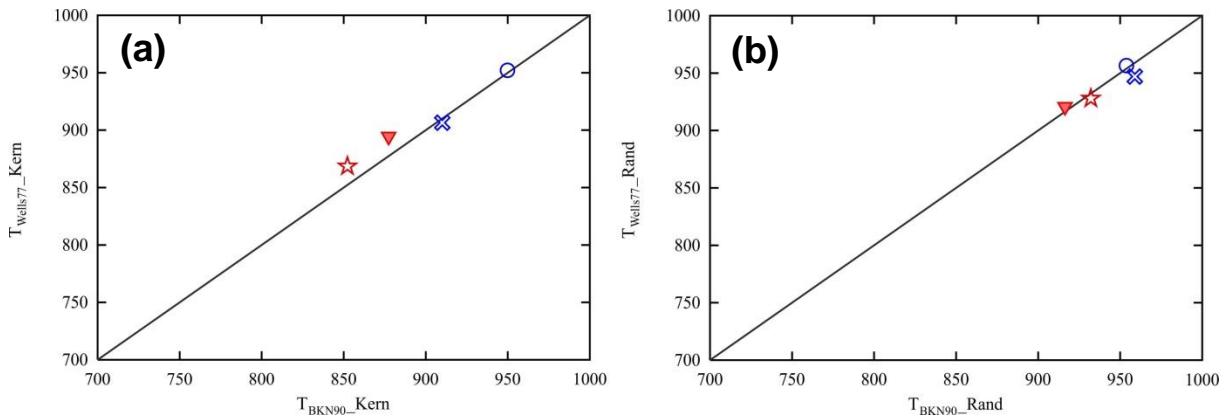


Abb.9.3: Vergleichsdiagramme zwischen dem Modell von Brey & Köhler [1990] und dem Modell von Wells [1977] für (a) Kern und (b) Rand der Proben der Gruppe 2; Symbole wie in Abb.5.1

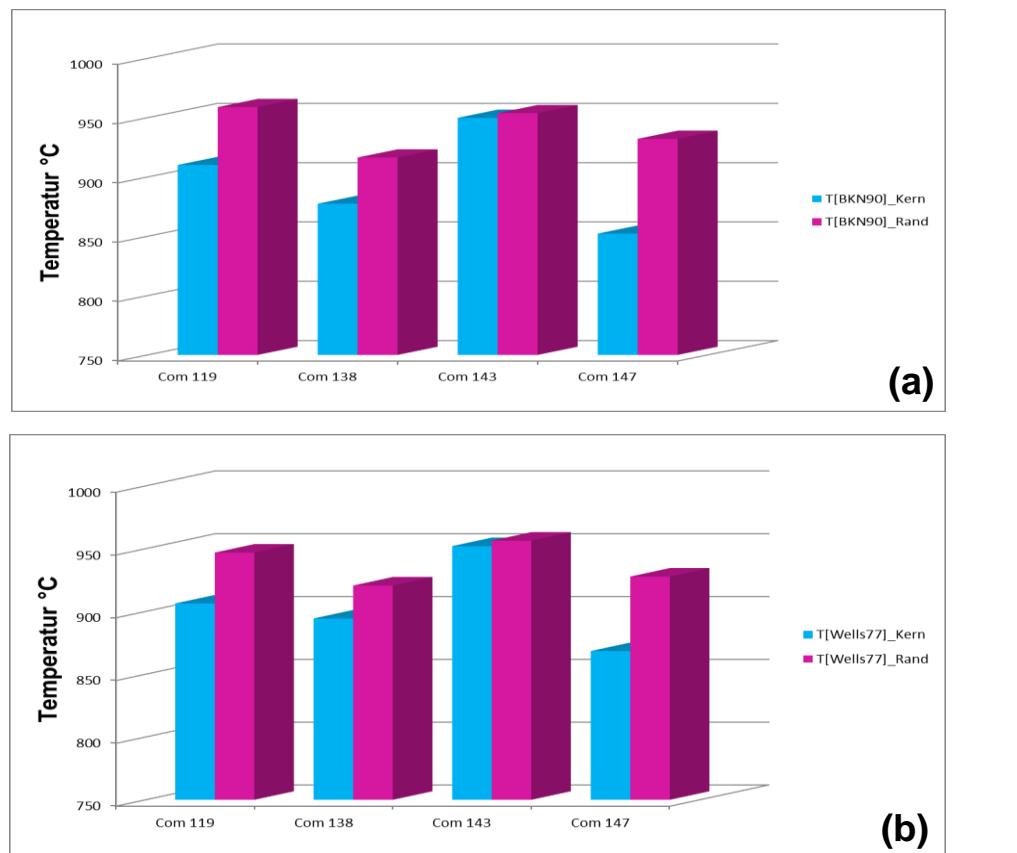


Abb.9.4: Unterschiede der berechneten Temperatur zwischen Kern und Rand der Gruppe 2, (a) mit dem Modell von Brey & Köhler [1990], (b) mit dem Modell von Wells [1977]

Tab.9.1.: Berechnete Temperaturen für Kern und Rand aller Comallo Proben

Sample	°C	T[BKN90]	T[Wells77]	Sample	°C	T[BKN90]	T[Wells77]
Com 101	Kern	904,66	919,20	Com 119	Kern	910,12	906,39
	Rand	863,70	886,31		Rand	958,93	946,91
Com 102	Kern	926,93	929,82	Com 131	Kern	863,4	881,92
	Rand	914,33	920,16		Rand	888,53	902,85
Com 103	Kern	872,04	896,04	Com 138	Kern	877,44	894,46
	Rand	892,23	904,57		Rand	916,44	920,69
Com 104	Kern	892,11	902,32	Com 139	Kern	845,77	873,94
	Rand	942,74	942,10		Rand	859,87	888,88
Com 105	Kern	846,76	879,23	Com 140	Kern	878,00	886,86
	Rand	926,75	940,99		Rand	899,89	901,01
Com 106	Kern	867,10	890,78	Com 141	Kern	854,17	880,98
	Rand	924,74	935,76		Rand	895,55	904,2
Com 107	Kern	906,57	905,26	Com 142	Kern	866,60	877,8
	Rand	966,12	935,17		Rand	952,97	924,52
Com 108b_1	Kern	874,50	890,04	Com 143	Kern	949,87	952,04
	Rand	925,67	926,06		Rand	953,83	956,41
Com 110	Kern	861,01	880,77	Com 145	Kern	860,58	888,77
	Rand	891,25	910,23		Rand	911,32	927,46
Com 116	Kern	962,63	935,76	Com 146	Kern	881,13	902,58
	Rand	910,27	909,37		Rand	887,32	909,94
Com 118	Kern	911,07	908,38	Com 147	Kern	852,25	868,48
	Rand	912,57	911,41		Rand	932,16	927,8

Bemerkungen: T[BKN90] = Modell nach Brey & Köhler [1990], T[Wells77] = Modell nach Wells [1977]

10. Diskussion

Durch die Untersuchung der Erdmantelxenolithe aus Comallo wurde festgestellt, dass es sich um Xenolithe mit unterschiedlichen Zusammensetzungen bzw. unterschiedlichen Gesteinsgruppen handelt. Die Bestimmung des Modalbestandes führte zur Klassifizierung dieser Xenolithen als Harzburgite, Dunite und Wehrlite. Jeweils ein Lherzolit und ein Websterit sind ebenfalls unter den untersuchten Xenolithen (Abb.5.1). Was die Gefüge betrifft, zeichnen sich die meisten der Proben aus einem equigranularen Gefüge sowohl tabular als auch mosaic. Nichtdestotrotz wurden Proben mit einem sekundären protogranularen Gefüge sowie mit Übergängen von equigranularen zu sekundär protogranularen Gefüge beobachtet. In Proben, die ein equigranulares Gefüge nachweisen, wurde oft eine charakteristische Foliation und/oder Lineation der Minerale beobachtet. Die Hauptmineralphasen der Xenolithe sind Olivin, Orthopyroxen und Klinopyroxen. Eine Al-haltige Phase wurde durch den Spinell repräsentiert und gibt einen ersten Hinweis auf das Peridotitstabilitätsfeld, in welchem die Proben equilibrierten. Die Wehrlite sind FeO-reiche, Amphibol-führende Wehrlite. Aufgrund der Nähe von Comallo zu der Subduktionsfront, zwischen Nazca und der Südamerikanische Platte, wurde vermutet, dass die Präsenz von Amphibol in den Wehrliten in Assoziation mit einer Reaktion zwischen Peridotiten und subduktionsbezogenen Schmelzen oder Fluiden entstanden sind. Bei so einem Fall liegt die Entstehungstiefe zwischen 6 und 18km [Himmelberg et al., 1995]. Bei dem Websterit handelt es sich um Olivin-führenden Websterit, der als Ausfallung von MgO-reichen, basaltischen Magmen, die in Gängen oder Linsen im peridotitischen „wall rock“ auftreten, zur Entstehung kam.

Neben den Hauptmineralphasen enthalten einige der Proben auch Amphibol und/oder Phlogopit. Zusätzlich dazu zeigen einige der Proben einen hohen Anteil an „melt pockets“ (von 1,0 Vol.% bis zu 14,9 Vol.%, siehe Tab.5.1), was uns zu der Annahme führt, dass diese Proben durch eine modale Metasomatose geprägt worden sind. Aufgrund des Mineralchemismus, vor allem in Klinopyroxenen, sowie der Haupt- und Spurenelemente und REE Analysen in Gesamtgesteinen wurde festgestellt, dass die Xenolithe aus Comallo nicht nur durch eine modale Metasomatose, sondern vor allem auch durch eine kryptische Metasomatose geprägt sind, und dass partielle Aufschmelzungsprozesse im oberen Mantel stattgefunden haben. Das Auftreten von sekundären Mineralen, wie Olivin, Klinopyroxen und Spinell, sowie von Feldspäten, Hämatit, Ilmenit, Rutil und mehrphasigen Sulfiden wie auch von Gläsern unterschiedlicher Zusammensetzungen intergranular und vor allem in der Nähe des „host“ Basaltes, bestätigen eine intensive Wechselwirkung der Xenolithen mit Schmelzen oder Fluiden.

Die Besonderheiten der Probe Com 107 werden in der Kapitel 10.4 detailliert dargestellt und diskutiert.

Die, mit Hilfe des Pyroxen-Thermometers nach Brey & Köhler [1990] sowie des Pyroxen-Thermometers nach Wells [1977], berechneten Gleichgewichtstemperaturen der Comallo Proben im Kern, liegen ziemlich niedrig, zwischen 789°C und 963°C, und weisen darauf hin, dass diese in einer kalten Umgebung equilibriert worden sind. Die leicht erhöhten Gleichgewichtstemperaturen der Ränder, zwischen 831°C und 966°C, deuten darauf hin, dass diese eine Rekristallisierung erfahren haben.

10.1 Hinweise auf den Charakter des lithospährischen Mantels unterhalb Comallo

Durch Untersuchungen des Mineralchemismus war es möglich die Hauptmineralphasen zu identifizieren. Durch den Fo-Gehalt der primären Olivine aus den verschiedenen Gesteinsgruppen war es möglich diese in zwei verschiedene Gruppen zu unterteilen

(Abb.10.1.1). Die Gruppe 1 besteht aus den Sp-Harzburgiten und dem Sp-Lherzolit und zeigt hohen Fo-Gehalt (90,2-91,9%). Dieser hohe Fo-Gehalt der primären Olivine gibt einen ersten Hinweis auf den verarmten Charakter der untersuchten Xenolithe. Die Gruppe

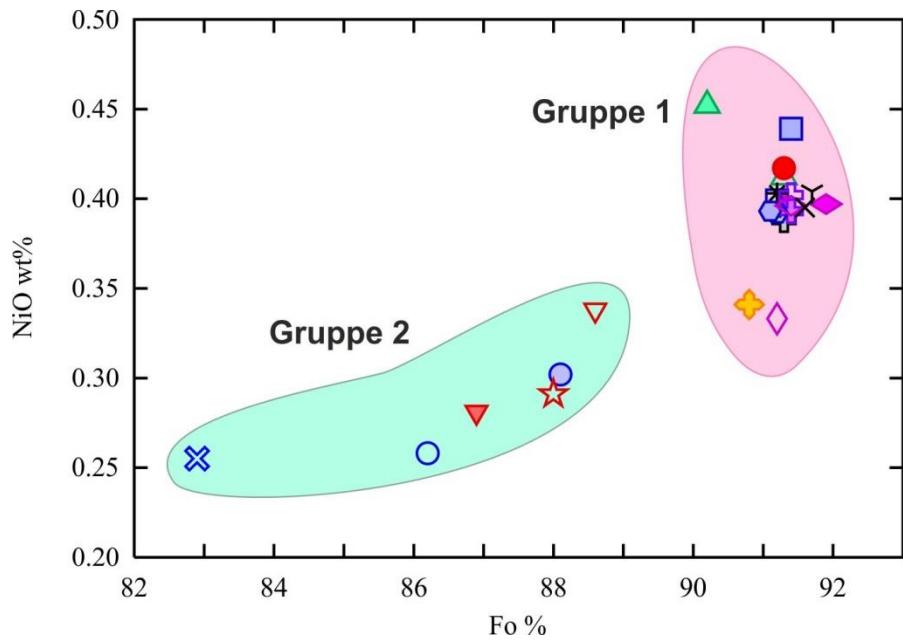


Abb.10.1.1: Unterteilung der Comallo Proben in Gruppe 1 und Gruppe 2 anhand ihres Fo-Gehaltes; Symbole wie in Abb.5.1

2 besteht aus den Duniten, Wehrliten und den OI-Websterit und dessen Fo-Gehalt variiert zwischen 82,9 und 88,6%. Die Pyroxene konnten, anhand ihres Anteiles an En, Fs und Wo, in Bezug auf die Klassifikation von Morimoto [1988], als Entstantite (Orthopyroxen) bzw. Diopside (Klinopyroxen) identifiziert werden. Bei der Al-haltigen Phase handelt es sich um Cr-Spinell.

Die Gesamtgesteinssammensetzungen deuten auf eine gemeinsame Mantelquelle für die Xenolithe aus Comallo. Das Verhältnis bestimmter Elemente gibt einen Hinweis, dass Harzburgite und Dunite ein verarmtes Residuum darstellen, welches nach der Reaktion von ursprünglichem Lherzolit mit Basalt, durch partielle Aufschmelzung entstanden ist (Abb.8.1.1, Abb.1.2.2). Die Haupt- und Nebenelemente aus den Gesamtgesteinssanalysen ermöglichen

zusätzlich die Natur des lithosphärischen Mantels unterhalb von Comallo zu überprüfen. Dafür wurde das Modell nach Niu [1997] über ein Residuum durch einmalige Aufschmelzung angewandt. In diesem Modell wurden die „depletion trends“ der Hauptelemente gegenüber der MgO in zwei verschiedenen Modellen partieller Aufschmelzung („batch“ und „fractional“) untersucht. Wendet man dieses Modell auf die Comallo Proben an, ist deutlich zu erkennen, dass sowohl beim Al_2O_3 gegen MgO (Abb.10.1.2(a)) als auch beim CaO gegen MgO (Abb.10.1.2(b)) die Mehrheit der Proben ziemlich unten in dem „depletion trend“ plotten, was bedeutet, dass diese stark verarmt sind. Als ursprüngliche Zusammensetzung wurde die des „primitive mantle“ aus dem Pyrolit-Modell nach McDonough & Sun [1995] verwendet. In dem Diagramm Al_2O_3 gegen MgO plottet die Probe Com 102 etwas abseits der anderen Sp-Harzburgite. Dies liegt an der Tatsache, dass Com 102 mehr als 8 Vol.% Spinell beinhaltet und das wiederspiegelt sich in der Al_2O_3 -Konzentration in dem Gesamtgestein. Die Wehrliten (Com 138, Com 143 und Com 147) plotten, wie erwartet, näher zu der ursprünglichen Zusammensetzung als die anderen Gesteinsgruppen, aufgrund der Tatsache, dass es sich um Kumulate handelt. Besonders in dem Diagramm CaO gegen MgO zeigt die Probe Com 143 keine Korrelation zu dem Modell. Diese Beobachtungen sind noch ein Hinweis, dass der lithosphärische Erdmantel unter Comallo stark verarmt ist.

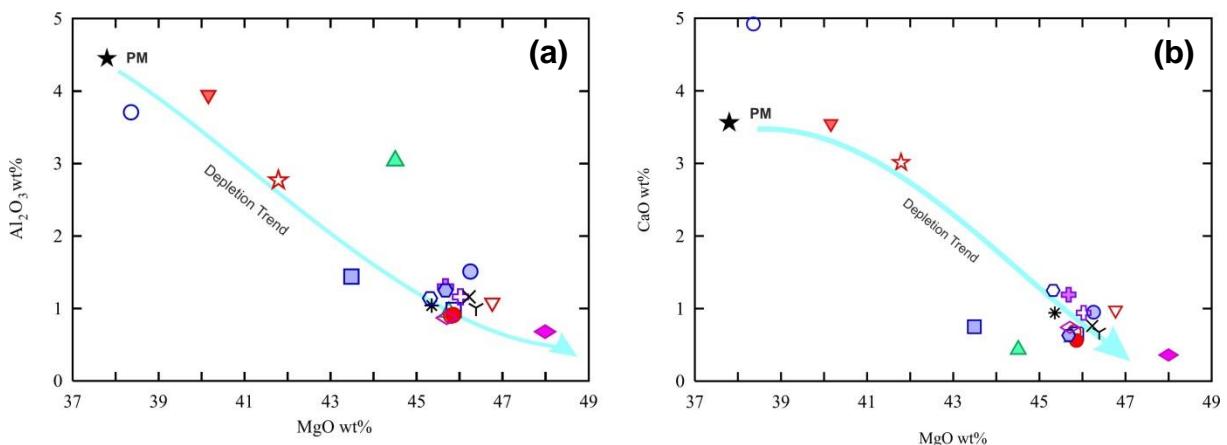


Abb.10.1.2: Gesamtgesteinsanalysen der Comallo Proben bestätigen den residualen Charakter der Comallo Proben; Modell nach Niu [1997]; (a) Al_2O_3 gegen MgO und (b) CaO gegen MgO; Symbole wie in Abb.5.1 und 8.1.1

Der Grad der Verarmung der Erdmantelxenolithen lässt sich sehr deutlich in dem „OSMA“ Diagramm nach Arai [1994] darstellen (Abb.7.4.2). In diesem wurde der Fo-Gehalt von Olivinen gegenüber der Cr# von koexistierenden Spinellen dargestellt. Gesteine, die innerhalb des „OSMA“ Bereichs plotten, weisen eine Erdmantelzusammensetzung auf. Wie schon im Kapitel 7.4 erwähnt, plottet die Gruppe 1 innerhalb des „OSMA“ Bereichs, wohingegen Dunite und Wehrlite entlang der Linie plotten. Der OI-Websterit weist auf eine starke Metasomatose hin, da er weit außerhalb des „OSMA“ Bereichs plottet. Wichtig zu

erwähnen ist es noch, dass je höher die Cr# in Spinellen bzw. die Mg# in Olivinen liegt, desto höher ist der Grad der Verarmung des Gesteins. Die Ergebnisse aus der Anwendung des Modells nach Niu [1997] sind in Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus dem Diagramm nach Arai [1994].

Ein zusätzlicher Indikator für die Verarmung von Gesteinen ist die Korrelation von Yb bzw. Y gegenüber Ti in den Klinopyroxenen. Eine positive Korrelation zwischen diesen Elementen deutet darauf hin, dass die Gesteine verarmt sind bzw. eine partielle Aufschmelzung erlebt haben müssen [Norman, 1998; Ntaflos et al., 2008]. In der Abb. 10.1.3 wurden diese Elemente aus den Comallo Klinopyroxenen geplottet.

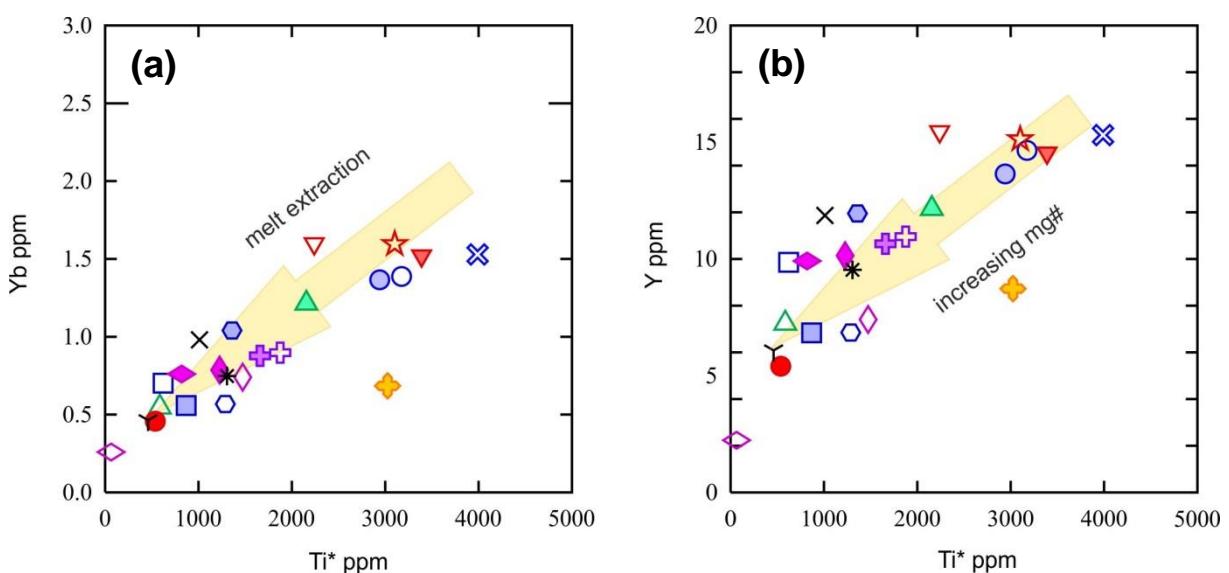


Abb.10.1.3: (a) Yb gegen Ti und (b) Y gegen Ti aus primären Klinopyroxenen der Comallo Proben; die Pfeile zeigen in Richtung der zunehmenden partiellen Aufschmelzung; nach Norman [1998]; Symbole wie in Abb.5.1

Ein weiterer Hinweis für die partielle Aufschmelzung der Comallo Proben liegt in dem Verhältnis von Al_2O_3 und TiO_2 gegenüber der Mg# von Klinopyroxenen. Nimmt der Gehalt an Al_2O_3 und TiO_2 bei zunehmender Mg# ab, ist das ein Indikator für partielle Aufschmelzung hohen Grads [Ionov et al., 1995; Norman, 1998]. In der Abb.7.3.2 sieht man deutlich, dass die Konzentrationen an Al_2O_3 und TiO_2 in den Klinopyroxenen aus Comallo ziemlich niedrig liegen.

Aus Studien bezüglich der Aufschmelzung von Peridotiten erhält man „depletion trends“ in Form von chemischer Zusammensetzung eines Minerals und seiner modalen Häufigkeiten [Upton et al., 2011]. Mit steigendem Verarmungsgrad steigt der modale Anteil des Olivins, während der von Ortho-, Klinopyroxen und Spinel sich verringert. Während eines Aufschmelzungsprozesses verhalten sich die Elemente Al, Ca, Na, K und Ti inkompatibel im Vergleich zu Mg, Cr und Ni. Aus diesem Grund sind diese Elemente bei jenen Peridotiten am höchsten konzentriert, die am wenigsten verarmt sind. Durch unterschiedliche Anteile an Mineralen im verarmten MORB Mantel [Johnson et al., 1990;

DISKUSSION

Baker & Beckett, 1999; Workman & Hart, 2005; und Referenzen darin], die aus zunehmender Aufschmelzung des „primitive upper mantle“ stammen, war es möglich die Zusammensetzung der Hauptelemente sowie die Anteile des „primitive mantle“ zu berechnen, mit der Annahme, dass Druck und Temperatur innerhalb des Spinell-Stabilitätsfeldes liegen [Upton et al., 2011]. Aus diesem Modell wurde eine Schmelzkurve für die Elemente Al und Mg in Ortho- und Klinopyroxenen modelliert. Aufgrund der großen Verarmung der Comallo Proben, sowie den niedrigen HREE-Konzentrationen in den Klinopyroxenen, kann dieses Modell ausschließlich in Orthopyroxenen angewendet werden (Abb.10.1.4(a)). Wie es deutlich zu sehen ist, zeigen alle Proben der Gruppe 1 eine partielle Aufschmelzung zwischen 20 und 25%. Die Proben der Gruppe 2 entweder beinhalten keine Orthopyroxene (Dunite) oder sie korrelieren nicht mit der Kurve (Wehrlite, Ol-Websterit) und wurden nicht berücksichtigt. Die Zusammensetzung von Peridotiten, die ein Residuum darstellen, geben wichtige Informationen über die Druckbedingungen während eines Aufschmelzungsprozesses [Herzberg, 2004]. Bei konstantem MgO-Gehalt führt jede Erhöhung des Drucks bei der initialen Aufschmelzung zu der Entstehung von Residuum, das einen niedrigeren FeO^{tot} - und höheren Al_2O_3 - und SiO_2 -Gehalt aufweist. In der Abb.10.1.4(b) wurde das Modell nach Herzberg [2004] für die Berechnung des „fractional melting“ von Peridotiten an den Comallo Proben angewendet, in Bezug auf die Gesamtgesteinsanalysen. Bei diesem Modell zeigen die meisten der Comallo Proben eine partielle Aufschmelzung zwischen 20 und 30% bei einem endgültigen Schmelzdruck von 1 bis 2GPa. Die Probe Com 102 plottet hier etwas höher als die anderen Proben aufgrund ihres hohen Anteils an Spinell. Die zwei Modelle zeigen eine gute Korrelation zueinander.

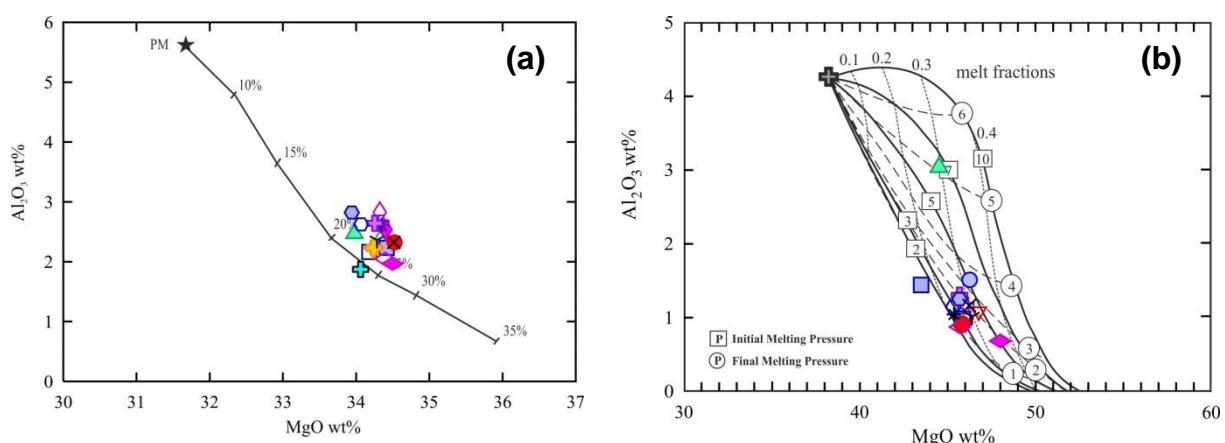


Abb.10.1.4: Berechnung (a) des Grads der partiellen Aufschmelzung der Comallo Proben aus Orthopyroxenen, nach Upton et al. [2011] und (b) des Grads an „fractional melting“ aus Gesamtgesteinsanalysen, nach Herzberg [2004]; Symbole wie in Abb.5.1

In Bezug auf die Konzentrationen von normierten Y und Yb in primären Klinopyroxenen ist es möglich zwischen „batch“ und „fractional melting“ zu unterscheiden. Beim „equilibrium“ oder „batch melting“ (Gleichgewichtsaufschmelzung) der partiellen

Schmelze, die entsteht, bleibt in Kontakt, reagiert und equilibriert ununterbrochen mit dem kristallinen Residuum, so dass immer ein chemisches Gleichgewicht zwischen Schmelze und Residuum existiert, bis es zu einer Segregation kommt. Bis zu diesem Moment bleibt die chemische Zusammensetzung des Systems konstant [Wilson, 1989; Okrusch & Matthes, 2009]. Bei „fractional“ oder „Rayleigh melting“ (fraktionierte Aufschmelzung) hingegen, wird die entstandene partielle Schmelze gleich nach ihrer Entstehung aus dem System entfernt, sodass keine Reaktion mit dem kristallinen Residuum möglich ist. Dabei ändert sich die chemische Zusammensetzung des Systems ständig [Wilson, 1989; Okrusch & Matthes, 2009]. Aufgrund des stark verarmten Charakters der Comallo Proben war es nicht möglich das übliche Modell für die Berechnung von „batch“ und „fractional melting“, nach Norman, [1998] an den Klinopyroxenen von Comallo anzuwenden.

Der Grad des Aufschmelzens in peridotitische Gesteine kann auch mit Hilfe der Formel nach Hellebrand et al. [2001] berechnet werden.

$$F = 10\ln(\text{Cr}\#) + 24$$

F: Grad der Aufschmelzung (in %)

Cr#: $100 * (\text{molCr}^{3+} / (\text{molCr}^{3+} + \text{molAl}^{3+}))$

Voraussetzung für die Anwendung dieser Formel ist, dass die Cr# zwischen 0,10 und 0,60 variieren muss. Die Cr# ist ein guter Indikator für den Grad der partiellen Aufschmelzung, da sie in einem großen Teil der Peridotite weltweit zwischen 0,17 und 0,57 schwankt und sie sehr gut mit den HREE in residualen Klinopyroxenen, besonders mit Dy, Er und Yb, korrelieren kann. In der Tab.10.1.1 ist der Grad der partiellen Aufschmelzung der Comallo Proben durch die Formel berechnet und dargestellt. Der Grad der partiellen Aufschmelzung mittels Formelberechnung liegt zwischen 1 und 20%. Dabei handelt es sich um „fractional melting“.

Tab.10.1.1 Berechnung der Grade der partiellen Aufschmelzung der Comallo Proben

Probe	Com 101	Com 102	Com 103	Com 104	Com 105	Com 106	Com 107	Com 108_b
Cr#	0,37	0,39	0,40	0,41	0,31	0,35	0,36	0,43
F	14,2	14,6	14,9	15,0	12,2	13,6	13,7	15,5

Probe	Com 110	Com 116	Com 118	Com 119	Com 137	Com 138	Com 139	Com 140
Cr#	0,35	0,38	0,32	0,70	0,34	0,14	0,34	0,29
F	13,6	14,2	12,5	20,4	13,1	4,48	13,1	11,7

Probe	Com 141	Com 142	Com 143	Com 144	Com 145	Com 146	Com 147
Cr#	0,42	0,45	0,10	0,30	0,39	0,40	0,18
F	15,3	16,0	1,07	11,9	14,6	14,9	6,7

10.2 Hinweise auf metasomatische Prozesse

Metasomatische Prozesse sind sehr häufig im Mantel und können große Änderungen in der chemischen Zusammensetzung von Erdmantelgesteinen bewirken. Die metasomatischen Agenten sind überwiegend Fluide oder Schmelze, die in Peridotiten infiltrieren, mit der modalen Paragenese in Kontakt kommen und mit denen reagieren. Primäre Klinopyroxene im Gestein werden als erste von metasomatischen Agenten angegriffen, dann bei einer Aufheizung des Gesteins instabil und bauen die meisten inkompatiblen Elemente in sich ein. Deswegen sind Analysen der Spurenelemente von Klinopyroxenen gute Indikatoren für die Identifizierung von metasomatischen Prozessen. Wenn keine wasserhaltigen Minerale (Amphibol, Phlogopit, Apatit) vorhanden sind, kann eine Anreicherung der LREE, sowie an Th, U, Pb, Sr und Nb in Klinopyroxenen Hinweise liefern, dass das Gestein durch Metasomatose geprägt ist [Norman, 1998].

Die Comallo Proben können, anhand der Art der Metasomatose, in zwei Kategorien unterschieden werden. Die erste Kategorie repräsentiert Proben, die Amphibol und/oder Phlogopit beinhalten und die eine modale Metasomatose erfahren haben. Diese modale Metasomatose ist auf die naheliegende Subduktionsfront bezogen, die etwa 300km westlich von Comallo zwischen Nazca und der Südamerikanischen Platte liegt. Schmelze oder Fluide aus der subduzierten Nazca Platte infiltrieren die darüber liegenden Peridotite und reagieren mit ihnen. Als Folge ändert sich die chemische Zusammensetzung der primären Phasen, vor allem die der Klinopyroxenen, währenddessen es zur Bildung wasserhaltiger Minerale, wie Amphibol und Phlogopit, kommt. Diese Änderungen wiederspiegeln sich vor allem in den Spuren- und Seltenen Erden Elementen. Die zweite Kategorie besteht aus Proben, die kein Amphibol oder Phlogopit beinhalten und nur aufgrund von Analysen der Spurenelemente von Klinopyroxen, war es möglich einen metasomatischen Prozess zu erkennen. Es handelt sich um Proben mit kryptischer Metasomatose. Dabei wurden keine neuen silikatischen Minerale gebildet, sondern es findet eine Änderung der bereits vorhandenen Mineralphasen statt. Der metasomatische Charakter aller Comallo Proben ist, in der Abb.10.2.1, deutlich zu sehen.

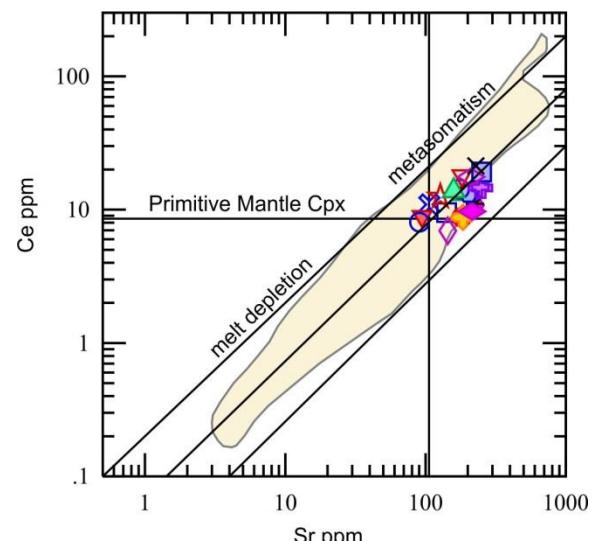


Abb.10.2.1: Ce gegen Sr in ppm aus primäre Cpx; alle Comallo Proben plotten in dem Bereich der Metasomatose; Zusammensetzung des Cpx in „primitive mantle“ nach McDonough & Sun [1995]; der gelbe Bereich repräsentiert Proben aus China, Kerguelen, Australien und Mexiko-westliche USA, nach Norman [2001] und Referenzen darin; Symbole wie in Abb.5.1

Die REE- und Spidergramme von Proben, die eine modale oder eine kryptische Metasomatose nachweisen, wurden in dem Kapitel 8.2 dargestellt (Abb.8.2.1-8.2.5). Anschließend werden die REE-Diagramme von Klinopyroxenen mit den REE-Diagrammen der jeweiligen Gesamtgesteinsanalysen dargestellt und diskutiert.

Die PM-normierten REE der Subgruppen 1a und 1b aus der Gruppe 1 sind sehr ähnlich zueinander mit dem Unterschied, dass die LREE der Subgruppe 1b mehr verarmt sind als die der Subgruppe 1a (Abb.10.2.2(b) und Abb.10.2.2(d)). Diese unterscheiden sich, mit Ausnahme der Probe Com 110, deutlich von dem REE-Muster der Gesamtgesteinsanalysen (Abb.10.2.2(a) und Abb.10.2.2(c)). Wie schon erwähnt, ist der Hauptträger der REE in Spinell-Peridotiten der Klinopyroxen. Wenn keine anderen metasomatischen Phasen, die REE-reich sind, vorkommen, sollte das Gestein und die darin beinhaltenden Klinopyroxene parallel zueinander, PM-normierte REE-Muster haben. Da dies hier nicht der Fall ist, liegen diese Unterschiede in dem REE-Muster zwischen Gesamtgestein und Klinopyroxenen möglicherweise an der Anwesenheit von intergranularen Schmelzen, die durch „host“ Basalt Infiltration in das Gestein eingedrungen sind. Tatsächlich weisen die meisten der Proben entlang der Dünnschliffe Schmelz-Adern auf.

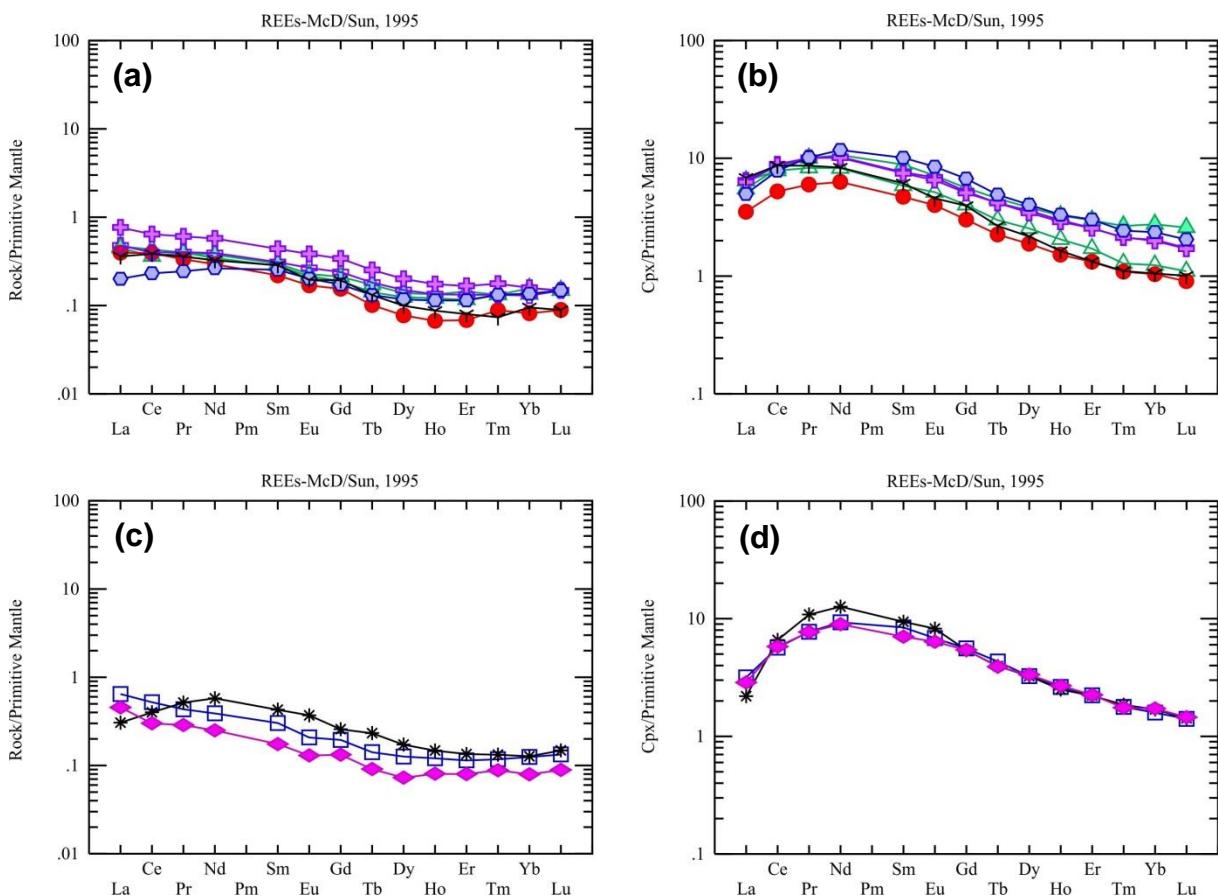


Abb.10.2.2: Vergleich der REE der Subgruppen 1a und 1b zwischen (a,c) Gesamtgestein und (b,d) Klinopyroxen; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1

Die REE-Muster der Klinopyroxene der Subgruppen 1a und 1b deuten darauf hin, dass diese Proben durch „melt percolation“ geprägt sind. Den Modellen nach Vernières et al., [1997] und Ionov et al., [2002] zufolge, konnten diese REE-Muster, durch chromatographische Effekte, während eines reaktiven, poröse, Schmelzflusses („reactive porous melt flow“) interpretiert werden. Bei einem Schmelzaufstieg in einem Magmaschlot, infiltriert Schmelze, die überwiegend an LREE, sowie etwas an MREE und weniger an HREE angereichert ist, die Nebengesteine, reagiert mit denen, während sie dadurch perkoliert und dabei ändert sich ihre chemische Zusammensetzung. Bei so einem Prozess wird überwiegend eine Änderung der bereits existierenden Phasen und keine Bildung neuer silikatischer Phasen beobachtet. Bei einer ersten Reaktion dieser Schmelze mit einem Peridotit, in der Nähe des Reaktionsfronts werden in den Peridotitphasen überwiegend MREE eingebaut, dabei verarmen diese Elemente in der Schmelze, wohingegen ihr Anteil an inkompatiblen Elementen (LREE) angereichert wird. Dadurch ändert sich die chemische Zusammensetzung der ursprünglichen Schmelze. Bei weiterer Wechselwirkung zwischen Schmelze und Peridotit bauen sich immer mehr LREE in die Peridotitphasen ein, was zu dessen Anreicherung im Klinopyroxen führt. Bei einem gewissen Abstand zur Reaktionsfront werden nun nur mehr ausschließlich LREE in die Peridotitphasen eingebaut, während die MREE und HREE verarmt sind. Die Änderungen in dem REE-Muster von Klinopyroxenen nach einer Reaktion mit einer Schmelze und mit der Entfernung von der Reaktionsfront, kann man in dem Modell nach Ionov et al., [2002] sehen (Abb.10.2.3). Gemäß dieser liegt die Subgruppe 1b etwas näher zur Reaktionsfront, zwischen Schmelze und Nebengestein, da die MREE mehr angereichert, jedoch die LREE und HREE abgereichert sind, während die Subgruppe 1a, die eine leichte Anreicherung der LREE zeigt, sich in Entfernung zur Reaktionsfront befinden sollte.

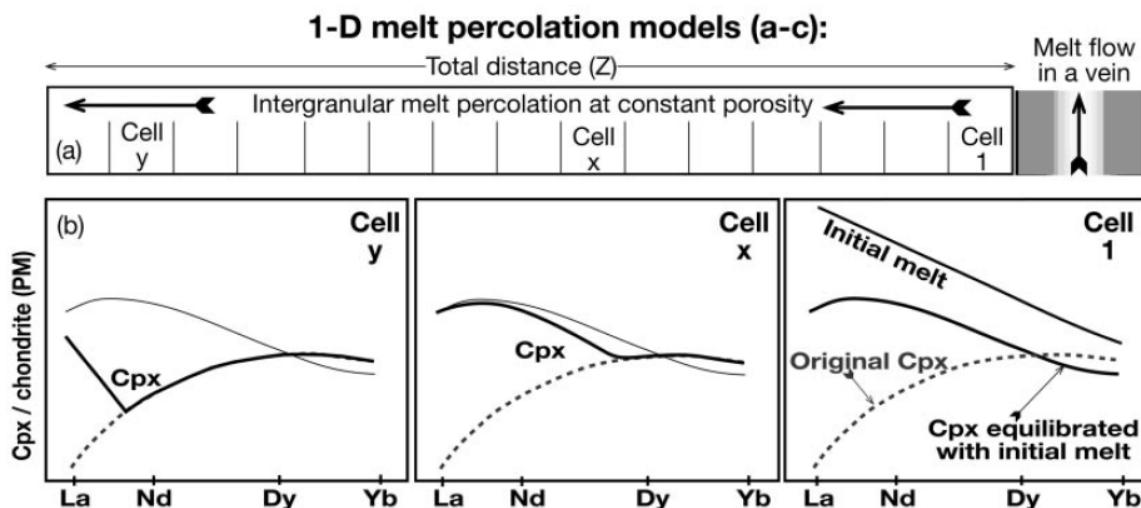


Abb.10.2.3: Änderung des REE-Musters in Klinopyroxenen nach einer Wechselwirkung mit einer Schmelze mit der Entfernung von der Reaktionsfront; Modell nach Ionov et al. [2002]

Die auf den „primitive mantle“ REE-normierten Muster der Subgruppe 1c sind sowohl bei den Gesamtgesteinsanalysen als auch bei den Klinopyroxenen parallel zueinander (Abb.10.2.4). Die REE der Klinopyroxene sind, wie erwartet, mehr angereichert als die des Gesamtgesteins. Dieses Muster weist drauf hin, dass diese Proben eine Metasomatose erlebt haben, die aus einer Rekristallisation der Gesteine erfolgt ist [Bjerg et al., 2009].

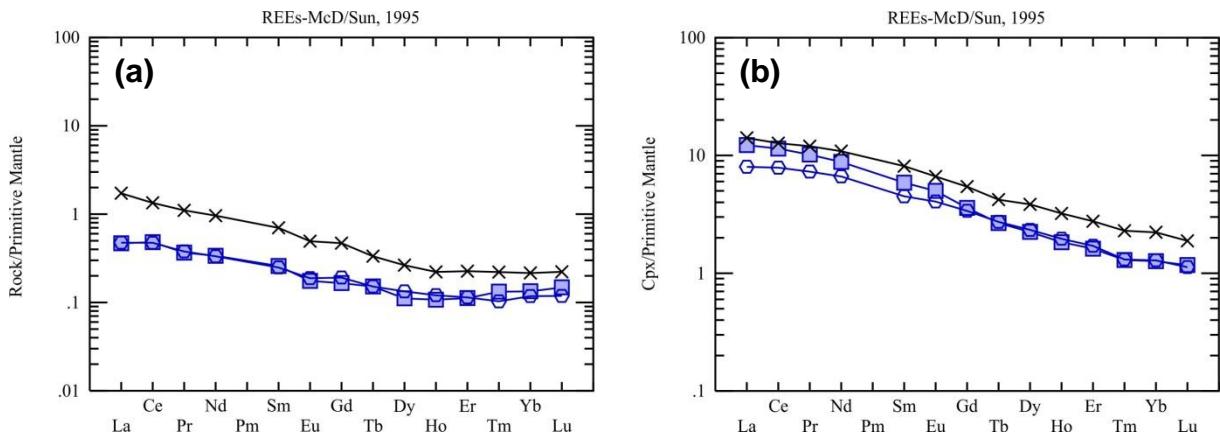


Abb.10.2.4: Vergleich der REE der Subgruppe 1c zwischen (a) Gesamtgestein und (b) Klinopyroxen; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, Nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1

Die REE der Subgruppe 1d zeigen eine Anreicherung der LREE sowohl bei dem Gesamtgestein als auch bei den Klinopyroxenen (Abb.10.1.5). Wichtig zu erwähnen, ist die positive Eu-Anomalie bei den Klinopyroxenen. Es gibt zwei Hypothesen, die diese positive Eu-Anomalie erklären können. Der ersten Hypothese nach, könnte eine positive Eu-Anomalie in Kombination mit einer negativen Zr- und Ti-Anomalie und in geringerem Ausmaß mit einer negativen Sr-Anomalie (Abb.8.2.1(h)) sowie eine Anreicherung der LREE ein Hinweis für eine karbonatitische Metasomatose sein [Bjerg et al., 2009; Coltorti et al., 1999]. Der zweiten Hypothese nach, Pyroxene, die nach einer Reaktion des Xenoliths mit

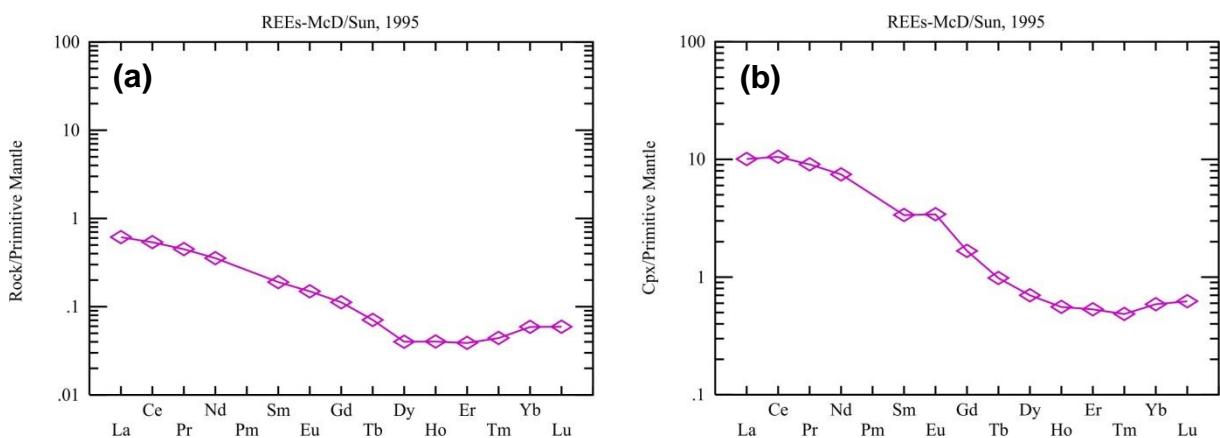


Abb.10.2.5: Vergleich der REE der Subgruppe 1d zwischen (a) Gesamtgestein und (b) Klinopyroxen; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, Nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1

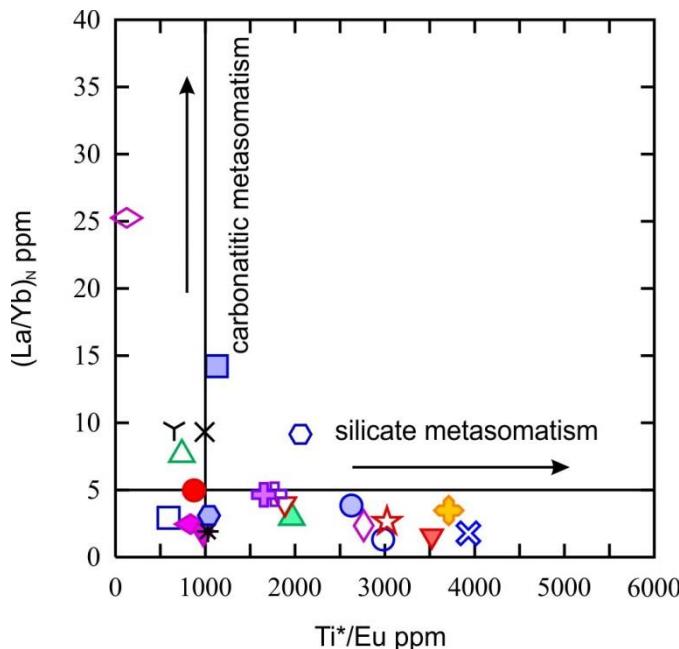


Abb.10.2.6: $(\text{La/Yb})_N$ gegen Ti/Eu in ppm aus Klinopyroxenen; die meisten Proben zeigen eine silikatische Metasomatose mit Ausnahme der Probe Com 141, die im Bereich der karbonatischen Metasomatose plottet; Modell nach Coltorti et al. [1999]; Symbole wie in Abb.5.1

karbonatischer Metasomatose unterscheiden. Alle Comallo Proben zeigen niedrige $(\text{La/Yb})_N$ -Konzentrationen und plotten im Bereich der silikatischen Metasomatose. Einzige Ausnahme ist die Probe Com 141, die ein deutlich höheres $(\text{La/Yb})_N$ Verhältnis aufweist und im Bereich der karbonatischen Metasomatose plottet.

Alle Proben der Gruppe 2 beinhalten metasomatische Phasen, nämlich Amphibole. In der Subgruppe 2a sind die REE des Gesamtgesteins parallel zu denen der Klinopyroxene und zeigen eine kontinuierliche Anreicherung in Richtung der LREE (Abb.10.2.7). Der Wehrlit (Com 147) unterscheidet sich von den zwei Duniten (Com 137, Com 144) bei den Gesamtgesteinsanalysen aufgrund seiner höheren Konzentrationen an REE.

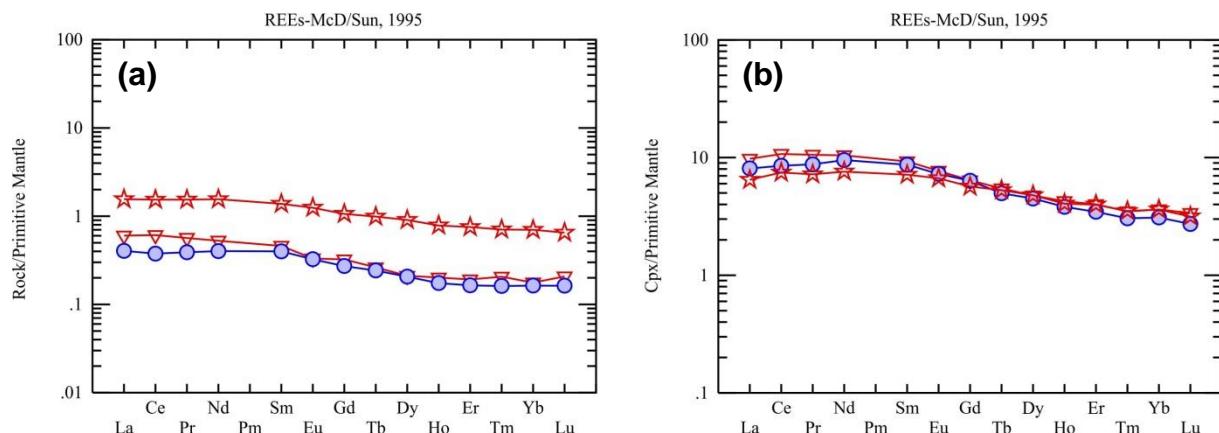


Abb.10.2.7: Vergleich der REE der Subgruppe 2a zwischen (a) Gesamtgestein und (b) Klinopyroxen; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, Nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1

einer Plagioklas-reichen Schmelze zulasten von Plagioklas entstehen und somit dann eine positive Eu-Anomalie aufweisen [Jagoutz et al., 2007]. Solche Pyroxene sind metamorphischer und nicht magmatischer Herkunft. Es besteht auch die Ansicht, dass primäre Klinopyroxene mit einer positiven Eu-Anomalie durch eine „subsolidus“ metamorphischen Reaktion entstehen [Seifert & Chadima, 1989]. Nach dem Modell, nach Coltorti et al. [1999], kann man anhand des Verhältnisses $(\text{La/Yb})_N$ gegenüber dem Verhältnis Ti/Eu in primären Klinopyroxenen zwischen silikatischer und

Die Subgruppe 2b weist ein ziemlich flaches REE-Muster sowohl in den Klinopyroxenen als auch in den Gesamtgesteinsanalysen auf. Zu sehen ist eine leichte Anreicherung der MREE, wobei die LREE und HREE abgereichert sind (Abb.10.2.8).

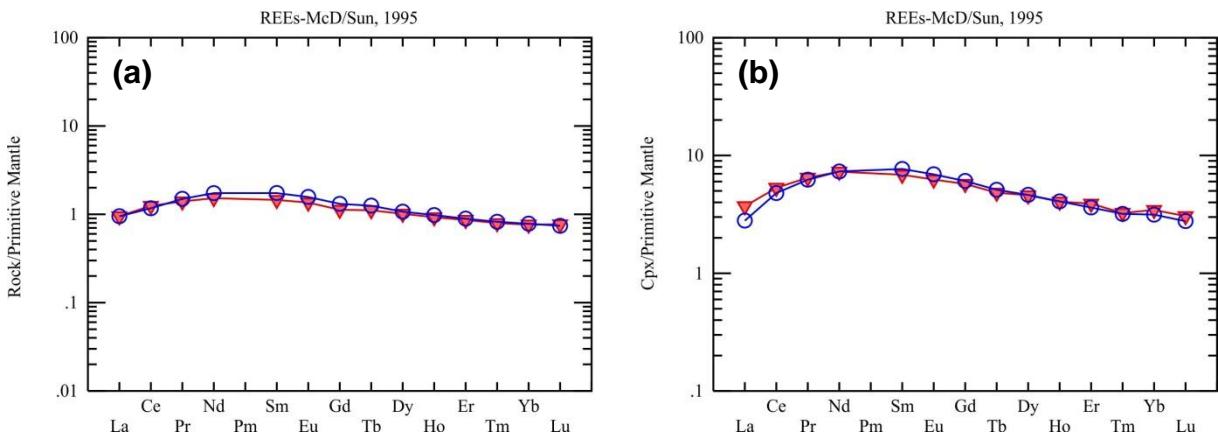


Abb.10.2.8: Vergleich der REE der Subgruppe 2b zwischen (a) Gesamtgestein und (b) Klinopyroxen; die Analysen sind auf den „primitive mantle“ normiert, Nach McDonough & Sun [1995]; Symbole wie in Abb.5.1

Die auf den „primitive mantle“ normierten REE-Muster der Comallo Proben, sowohl aus den Gesamtgesteinsanalysen als auch an den Klinopyroxenen, weisen darauf hin, dass der lithosphärische Mantel unterhalb von Comallo durch metasomatische Schmelzen und/oder metasomatischen Fluiden unterschiedlich geprägt wurde. Diese Unterschiede in den metasomatischen Prozessen werden im nächsten Kapitel ausführlich diskutiert.

10.3 Geochemische Prozesse in dem lithosphärischen Erdmantel unterhalb Comallo

Wie schon im Kapitel 10.1 diskutiert, gibt es Hinweise, dass die Xenolithen von Comallo eine partielle Aufschmelzung erfahren haben. Diese variierte, je nach Probe, zwischen 20 und 30% (Abb.10.1.4(b)) und erklärt damit den stark verarmten Charakter der Comallo Proben, den die Hauptelemente in Gesamtgesteinanalysen zeigen (Abb.10.1.2). Im Gegenteil dazu zeigen die Spuren- und Seltenen Erden Elemente der Klinopyroxene eine Anreicherung, die im Gegensatz zu den vorigen Beobachtungen steht. Diese Anreicherung der REE in Klinopyroxenen ist nur dann möglich, wenn es zu einer Refertilization der Gesteine kommt. So eine Refertilization ist möglich, wenn die Gesteine eine Metasomatose erfahren haben. In der Abb.10.2.1 kann man deutlich sehen, dass alle Comallo Proben durch ein metasomatisches Ereignis geprägt worden sind.

Anhand von geochemischen sowie petrographischen Beobachtungen haben die Xenolithen aus Comallo drei metasomatische Ereignisse erfahren:

- ❖ die erste Metasomatose ist mit der Subduktion der Nazca Platte unterhalb der Südamerikanischen Platte in Assoziation. Aufgrund von wasserhaltigen Schmelzen oder Fluiden aus der subduzierten ozeanischen Platte ist es zur Bildung von wasserhaltigen Mineralen, wie Amphibol und Phlogopit, gekommen, es handelt sich also um eine modale Metasomatose. Diese hat in der Tiefe stattgefunden, noch bevor die Xenolithe zur Erdoberfläche transportiert wurden, und hat wahrscheinlich die Mehrheit oder sogar alle Comallo Proben beeinflusst
- ❖ die zweite Metasomatose wurde durch Infiltration von „host“ Basalt bedingt, kurz vor oder während des Transports der Erdmantelxenolithen zur Erdoberfläche. Dabei handelt es sich um eine kryptische Metasomatose, da keine weiteren Phasen gebildet wurden und eine Anreicherung der REE in Klinopyroxenen beobachtet wurde. Diese zweite Metasomatose führte zusätzlich zu einer Reequilibration und Rekristallisierung der Xenolithen, die komplett oder zum Teil Hinweise auf vorige metasomatische Prozesse gelöscht hat. Diese Annahme basiert auf petrographischen Beobachtungen von Amphibolen, die als Relikte in Klinopyroxene eingeschlossen sind (siehe Abb.6.15) in Proben, die gut equilibriert zu sein scheinen und keine sonstigen Merkmale zeigen, die auf eine modale Metasomatose hindeuten
- ❖ eine dritte Metasomatose wurde anhand von petrographischen und mineralogischen Beobachtungen erkannt. Es handelt sich um eine spätere Kontamination durch Infiltration von „host“ Basalt in geringerer Tiefe. „Host“ Basalt, der nachträglich in das Gestein eingedrungen ist, bildete Schmelz-Adern und hat nur lokal mit den bereits existierenden Mineralphasen reagiert und führte zu einer chemischen Zonierung der naheliegenden Minerale (Proben Com 118 und Com 142, Abb.6.9 und Abb.7.9.14).

Oft wurde auch in solchen Schmelz-Adern Plagioklas kristallisiert (Abb.6.10), was auch für eine spätere Infiltration spricht

10.4 Die Besonderheiten der Probe Com 107

Wie schon bereits im Kapitel 7 erwähnt, zeigt die Probe Com 107 einige Besonderheiten, die sich von den anderen Proben unterscheidet, und wird daher hier separat diskutiert. Diese Besonderheiten sind vor allem in dem Mineralchemismus der Hauptmineralphasen (Olivin, Ortho- und Klinopyroxen) wahr zu nehmen sowohl an deren Haupt- als auch an den Spuren- und Seltenen Erden Elementen.

Die Probe Com 107 wurde, anhand der Verhältnisse zwischen ihren

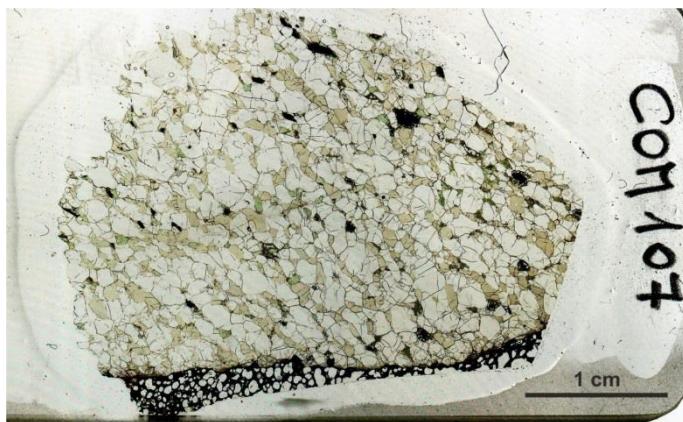


Abb.10.4.1: Die Probe Com 107

Hauptmineralphasen, als Sp-Harzburgit bezeichnet (siehe Abb.5.1). Auf den ersten Blick scheint die Probe sehr gut equilibriert zu sein, eventuell an manchen Stellen leicht tektonisch geprägt, ohne jegliche Zeichen einer modalen Metasomatose und ohne sonstige Merkmale (Abb.10.4.1). Erst nach Mikrosondenanalysen an den

Mineralphasen wurde deutlich, dass die Probe nicht homogen ist, sondern außergewöhnliche Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung, vor allem von Olivin, Ortho- und Klinopyroxen, zeigt. Um ein besseres Bild zu erzeugen, wie die chemische Zusammensetzung der Hauptphasen Olivin, Ortho- und Klinopyroxen in dem Dünnschliff variiert, wurde entlang eines horizontalen Profils, der den Dünnschliff von rechts nach links durchquert, gemessen. Aus diesem Profil wurden drei Bereiche definiert, Bereich Rechts (BR), Bereich Mitte (BM) und Bereich Links (BL) (Abb.10.4.2), deren Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung der Minerale anschließend dargestellt und diskutiert werden.

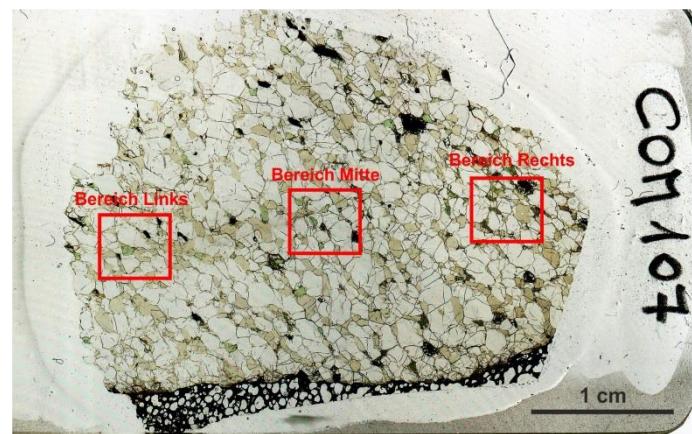


Abb.10.4.2: Bereich Rechts (BR), Bereich Mitte (BM) und Bereich Links (BL) der Probe Com 107

In Olivin zeigen Analysen aus den drei verschiedenen Bereichen (Tab.10.4.1) sehr große Unterschiede an Konzentrationen von FeO^{tot} und MgO und folglich auch in dem Fo-Gehalt. Kleinere Unterschiede sind vor allem im Gehalt von MnO wahr zu nehmen. Diese Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung sind in den Diagrammen von Hauptelementen gegen Fo-Gehalt am deutlichsten zu sehen. Aus diesem Grund wurden hier,

wie beim Kapitel 7.1, die Konzentrationen der vier Hauptelemente Cr_2O_3 , CaO , MnO und NiO gegen den Fo-Gehalt von primären Olivinen geplottet (Abb.10.3.3). Die Unterteilung der Comallo Proben in Gruppe 1 und Gruppe 2, wie es im Kapitel 7.1 eingeführt wurde, steht zum Vergleich im Hintergrund (rosa und grüner Bereich entsprechend). Wie deutlich zu sehen ist, plotten die Analysen der Com 107 entweder innerhalb dem Feld der Gruppe 1 (Olivin-Kristalle aus dem (BL)) oder innerhalb dem Feld der Gruppe 2 (Olivin-Kristalle überwiegend aus dem (BM) und einige aus dem (BR)) oder im Bereich außerhalb der Felder dieser beiden Gruppen (die meisten Olivin-Kristalle aus dem (BR)). Der Fo-Gehalt der Olivine aus dem (BL) liegt zwischen 80,4 und 90,4%. Analysen aus dem (BR) weisen den niedrigsten Fo-Gehalt, nämlich zwischen 80,2 und 83,3% auf und liegen damit teilweise niedriger als Olivin-Kristalle aus der Gruppe 2. Olivin-Kristalle aus dem (BM) stellen einen Übergangsbereich zwischen den zwei Extremen dar. Deren Fo-Gehalt liegt zwischen 85,5 und 88,0%. Im Diagramm Cr_2O_3 gegen dem Fo% liegen die Analysen aus allen drei Bereichen unterhalb von 0,05 Gew.% und unterscheiden sich voneinander nur aufgrund ihrer unterschiedlichen Fo% (Abb.10.4.3(a)). Die Konzentrationen an CaO aus den drei Bereichen sind ebenfalls ähnlich und variieren von 0,04 bis 0,10 Gew.% (Abb.10.4.3(b)). Der CaO -Gehalt einiger Olivine aus dem (BR)- und (BM)-Bereich ist hoch und variiert zwischen 0,25 und 0,39 Gew.%. Diese Olivine sind auch durch den niedrigsten Fo-Gehalt gekennzeichnet. Kleine Unterschiede zwischen den drei Bereichen sind im Gehalt von MnO zu sehen (Abb.10.4.3(c)). Olivine aus dem (BL) weisen die niedrigste Konzentration an MnO auf (0,15-0,21 Gew.%), während Olivine aus dem (BR) etwas reicher an MnO sind (0,33-0,42 Gew.%). Die Olivine aus dem (BM) zeigen MnO -Konzentrationen zwischen 0,22 und 0,31 Gew.%. Im Diagramm NiO gegen Fo% liegt der NiO -Gehalt der Olivine aus allen drei Bereichen zwischen 0,36 und 0,42 Gew.% (Abb.10.4.3(d)).

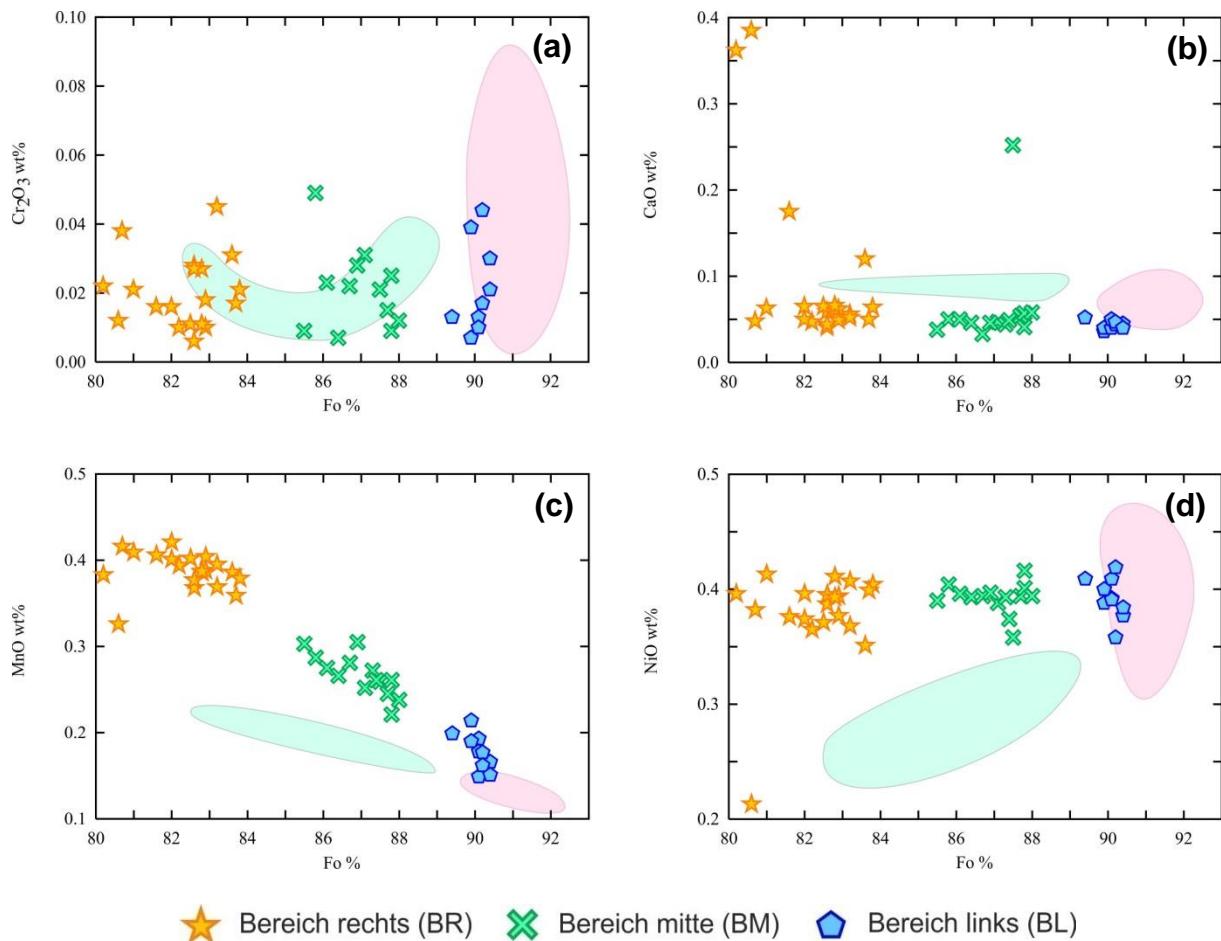


Abb.10.4.3: Darstellung von Olivinen aus dem (BR), (BM) und (BL); geplottet wurden vier Hauptelemente in Gew.% gegen den Fo-Gehalt; als Vergleich stehen im Hintergrund die zwei verschiedenen Gruppen aus Gesteinen (Gruppe 1 und Gruppe 2), wie sie im Kapitel 7.1 definiert worden sind; Bereiche wie in Abb.7.1.1

Analysen von Orthopyroxenen aus allen drei Bereichen (BR, BM, BL) zeigen, genauso wie beim Olivin, große Unterschiede in dem Gehalt an FeO^{tot} und MgO . Zusätzlich dazu unterscheidet sich ihre chemische Zusammensetzung aufgrund von etwas unterschiedlichen Al_2O_3 - und Na_2O -Konzentrationen, wobei die Konzentrationen an CaO und Cr_2O_3 sehr ähnlich sind und die drei Bereiche nur aufgrund ihrer verschiedenen Mg# voneinander zu trennen sind (Abb.10.4.4). Die Orthopyroxene aus dem (BL) haben eine Mg# zwischen 90,8 und 92,3%, und liegen damit im Feld der Gruppe 1, wobei Orthopyroxene aus dem (BR) viel niedrigere Mg# aufweisen (84,5-90,1), die den Proben aus der Gruppe 2 ähneln. Die Mg# von Orthopyroxenen aus dem (BM) variert zwischen 88,4 und 89,4%. Der Al_2O_3 -Gehalt von Orthopyroxenen variiert in dem (BL) zwischen 1,74 und 2,74 Gew.%, in dem (BM) zwischen 1,31 und 2,58 Gew.% und in dem (BR) von 1,15 bis 2,65 Gew.% (Abb.10.4.4(a)). Im Gegensatz zu Al_2O_3 zeigen die Orthopyroxen Analysen aus allen drei Bereichen ähnliche Konzentrationen an Cr_2O_3 , nämlich zwischen 0,28 und 0,48 Gew.% (Abb.10.4.4(b)). Der CaO -Gehalt ist ziemlich konstant und zeigt geringe Schwankungen,

welche zwischen 0,55 und 0,70 Gew.% variieren (Abb.10.4.4(c)). Der Na_2O -Gehalt ist ziemlich niedrig und schwankt zwischen 0,02 und 0,11 Gew.% in dem (BL)-Bereich, zwischen 0,09 und 0,29 Gew.% in dem (BR)-Bereich und zwischen 0,06 und 0,13 Gew.% in dem (BM)-Bereich (Abb.10.4.4(d)).

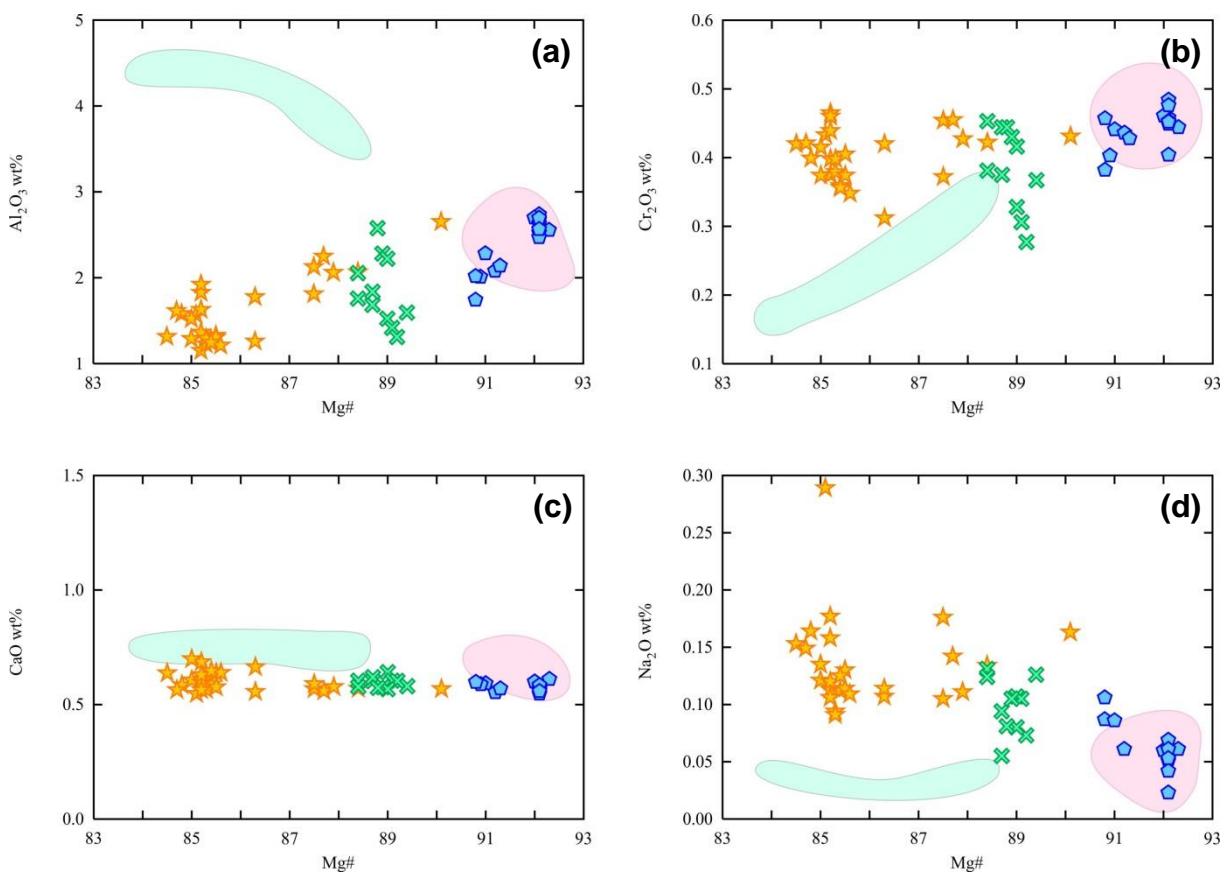


Abb.10.4.4: Darstellung von Orthopyroxenen aus den (BR), (BM) und (BL); geplottet wurden vier Hauptelemente in Gew.% gegen Mg#; aus Vergleichsgründen stehen im Hintergrund die Felder der Gruppe 1 und Gruppe 2, wie sie im Kapitel 7.1 definiert worden sind; Bereiche wie in Abb.7.1.1; Symbole wie in Abb.10.4.3

Bei den Klinopyroxenen wurden, genauso wie im Kapitel 7.3, die Hauptelemente TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , MnO , CaO und Na_2O gegen die Mg# geplottet (Abb.10.4.5). Hier erkennt man, dass die Unterschiede zwischen den drei Bereichen nicht so deutlich zu sehen sind, wie in Olivin und Orthopyroxen. Am meisten unterscheiden sich die Klinopyroxene aus den drei verschiedenen Bereichen aufgrund ihrer unterschiedlichen Mg#. Die Mg# der Klinopyroxene aus dem (BL) variert zwischen 93,1 und 93,5%, die aus dem (BM) zwischen 91,5 und 92,5% und die aus dem (BR) zwischen 91,1 und 91,5%. Im Diagramm TiO_2 gegen Mg# plotten Klinopyroxene des (BL), (BM) und (BR) Bereiches innerhalb des Feldes der Gruppe 1 (Abb.10.4.5(a)). Der TiO_2 -Gehalt schwankt von 0,03 bis 0,11 Gew.%. Ähnlich zu TiO_2 verhalten sich die Gehalte an Al_2O_3 (Abb.10.4.5(b)) und Cr_2O_3 (Abb.10.4.5(c)). Analysen aus allen drei Bereichen plotten innerhalb der Gruppe 1. Dabei variiert der Al_2O_3 -Gehalt zwischen 3,14 und 3,42 Gew.% und der Cr_2O_3 -Gehalt zwischen 0,95 und 1,10 Gew.%.

DISKUSSION

MnO-Gehalt in Klinopyroxenen aus dem (BL) und dem (BM) liegt ziemlich niedrig, zwischen 0,06 und 0,09 Gew.% (Abb.10.4.5(d)). Die Klinopyroxene aus diesen Bereichen plotten damit innerhalb oder in der Nähe der Gruppe 1. Im Gegensatz dazu liegt der MnO-Gehalt in Klinopyroxenen aus dem (BR) etwas höher, nämlich von 0,08 bis 0,15 Gew.%, und diese plotten außerhalb der markierten Felder. In dem Gehalt an CaO kann man erstmals einen markanten Unterschied in der chemischen Zusammensetzung der Klinopyroxene entlang des Dünnschliffs sehen (Abb.10.4.5(e)). Klinopyroxen-Kristalle aus dem (BL)-Bereich weisen höhere CaO-Gehalte auf (22,23-22,68 Gew.%), als die aus dem (BM)-Bereich (20,91-21,31 Gew.%), während Klinopyroxene aus dem (BR)-Bereich noch niedrigere CaO-Konzentrationen zeigen, nämlich von 20,44 bis zu 20,87 Gew.%. Im Gegenteil zeigen Analysen an Klinopyroxenen aus dem (BL) niedrigere Na₂O-Konzentrationen, zwischen 0,90 und 1,19 Gew.%, wohingegen Klinopyroxene aus dem (BR) etwa 1,73-1,82 Gew.% Na₂O beinhalten (Abb.8.4.5(f)). Dazwischen liegt der Gehalt an Na₂O aus Klinopyroxenen der (BM), nämlich von 1,48 bis 1,76 Gew.%.

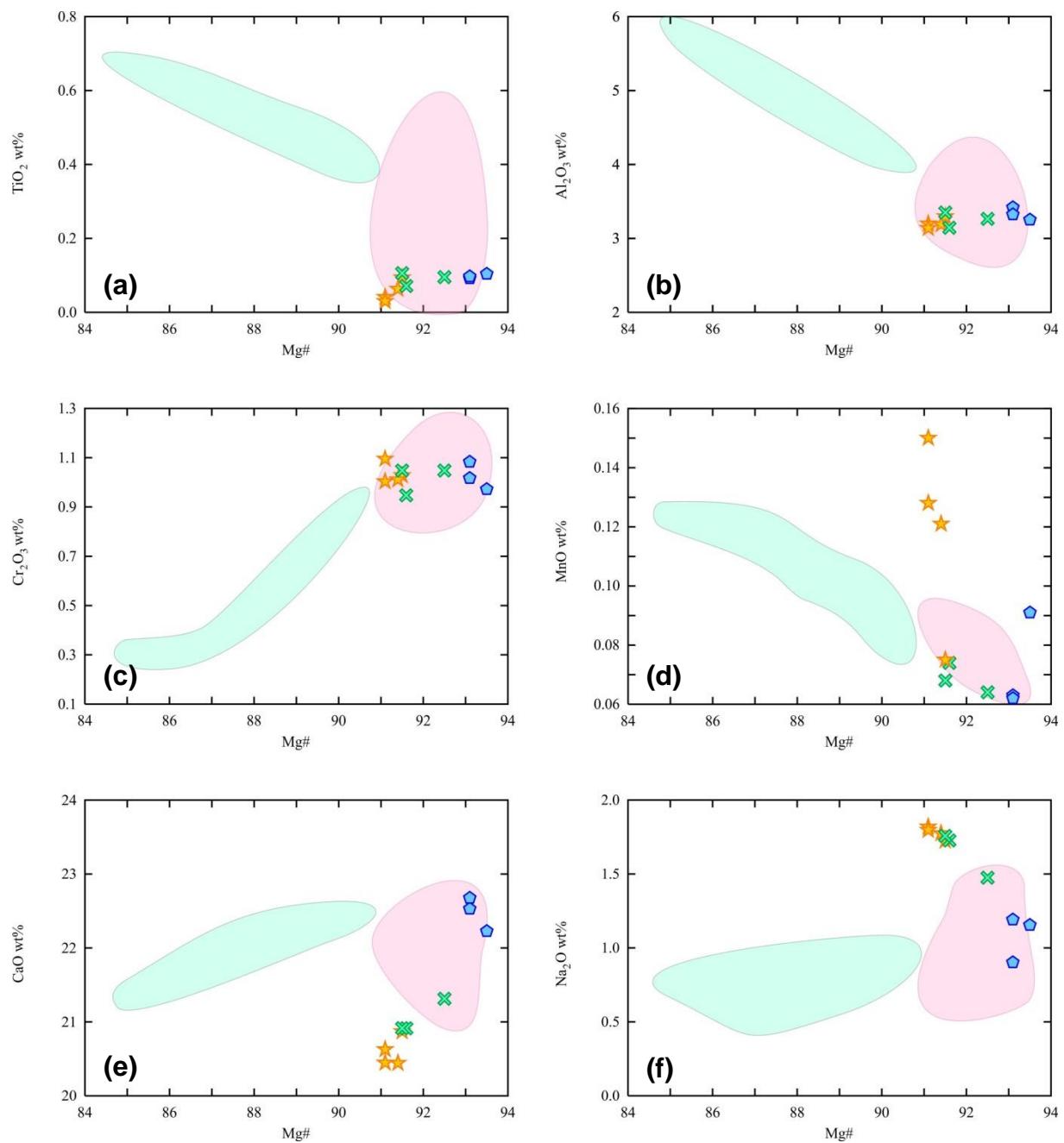


Abb.10.4.5: Darstellung von Klinopyroxenen aus den (BR), (BM) und (BL); geplottet wurden sechs Hauptelemente in Gew.% gegen Mg#; aus Vergleichsgründen stehen im Hintergrund die Felder der Gruppe 1 und Gruppe 2, wie sie im Kapitel 7.1 definiert worden sind; Bereiche wie in Abb.7.1.1; Symbole wie in Abb.10.3.3

Detaillierte EMS-Analysen an horizontalen und vertikalen Profilen haben folgendes gezeigt (Abb.10.4.6):

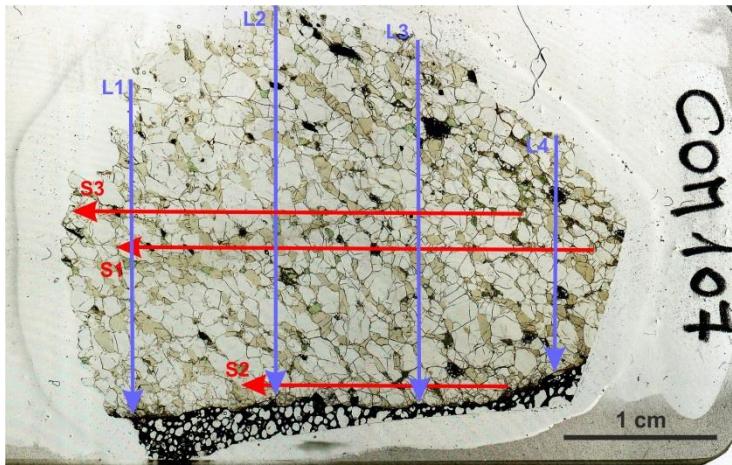


Abb.10.4.6: Horizontale und vertikale Profile in der Com 107

- Individuelle

Mineralanalysen entlang des S1 Profils liefern folgende Informationen: (a) der Olivin weist von rechts nach links eine kontinuierliche Abnahme des FeO^{tot} -Gehaltes von 16,96 auf 9,12 Gew.% und eine Zunahme des MgO -Gehaltes von 43,25 auf 49,70 Gew.% auf, (b) der

Orthopyroxen zeigt ebenfalls von rechts nach links eine kontinuierliche Abnahme der Konzentration an FeO^{tot} von 6,28 auf 5,15 Gew.% und gleichzeitig eine Zunahme der MgO -Konzentration von 33,44 auf etwa 34,41 Gew.%, (c) in Klinopyroxen nimmt der Gehalt an FeO^{tot} von rechts nach links von etwa 2,88 auf 2,05 Gew.% ab, wohingegen CaO von 20,44 auf 22,68 Gew.% zunimmt

- Entlang des S2 Profils sind keine Analysen an Olivin vorhanden. Bei den Orthopyroxen nimmt der Gehalt an FeO^{tot} von rechts nach links ab, nämlich von 8,53 auf 6,34 Gew.%, während der Gehalt an MgO zunimmt, von 31,69 auf 33,85 Gew.%. Analysen an Klinopyroxenen zeigen eine Zunahme des CaO -Gehaltes von 19,89 auf 21,83 Gew.%, während der Gehalt an FeO^{tot} von 3,94 auf 2,24 Gew.% abnimmt
- Aus dem Profil S3 wurden folgende Ergebnisse erhalten: (a) in Olivin nimmt der Gehalt an FeO^{tot} von rechts nach links ab, nämlich von 15,54 auf 8,25 Gew.%, während gleichzeitig die Konzentration an MgO zunimmt, von 43,23 auf 49,35 Gew.%, (b) ähnlich ändert sich die chemische Zusammensetzung des Orthopyroxenes von rechts ($\text{FeO}^{\text{tot}} = 9,13$ Gew.%, $\text{MgO} = 31,88$ Gew.%) nach links ($\text{FeO}^{\text{tot}} = 5,21$ Gew.%, $\text{MgO} = 34,13$ Gew.%), (c) der Klinopyroxen weist eine Abnahme des FeO^{tot} -Gehaltes von 4,09 auf 2,05 Gew.% und gleichzeitig eine Zunahme des Gehaltes an CaO von rechts nach links (von 19,93 auf 21,68 Gew.%) auf. In der Abb.10.4.7 wurde die Änderung der chemischen Zusammensetzung der verschiedenen Minerale mit der Distanz von der rechten Seite des Dünnschliffs dargestellt
- Entlang des L1 Profils sind keine Analysen von Olivin und Klinopyroxen vorhanden. Was dem Orthopyroxen betrifft bleibt die chemische Zusammensetzung konstant

- Entlang des L2 Profils, von oben nach unten, wurden folgende Informationen erhalten: (a) die chemische Zusammensetzung von Olivin ändert sich deutlich, der Gehalt an FeO^{tot} nimmt von 8,24 auf 10,11 Gew.% zu, während der Gehalt an MgO von 50,31 auf 49,68 Gew.% abnimmt, (b) die Zusammensetzung von Orthopyroxen zeigt nur kleine Unterschiede in der Konzentration von FeO^{tot} , die von 5,1 auf 5,6 Gew.% zunimmt
- Wie bei dem Profil L3 sind hier auch keine Analysen von Olivin und Klinopyroxen vorhanden. Die chemische Zusammensetzung von Orthopyroxen ändert sich drastisch von oben nach unten. Man erkennt deutlich eine Zunahme des Gehaltes an FeO^{tot} und Na_2O (FeO^{tot} : von 5,28 Gew.% oben auf 7,58 Gew.% unten, Na_2O : von 0,05 Gew.% oben auf 0,1 Gew.% unten) und eine Abnahme des Gehaltes an Al_2O_3 und MgO (Al_2O_3 : von 2,6 Gew.% oben auf 1,6 Gew.% unten, MgO : von 34,20 Gew.% oben auf 32,80 Gew.% unten)
- Starke Änderungen an der chemischen Zusammensetzung an allen drei Mineralen sind entlang des L4 Profils zu sehen: (a) in Olivin nimmt der Gehalt an FeO^{tot} , von oben nach unten, stark zu, nämlich von 9,39 auf 18,38 Gew.%. Stattdessen nimmt die Konzentration an MgO deutlich ab, von 49,48 auf 41,77 Gew.%, (b) in Orthopyroxen ändert sich, von oben nach unten, der Gehalt an FeO^{tot} von 6,38 auf 10,60 Gew.%, an Al_2O_3 von 2,20 auf 1,40 Gew.%, an MgO von 33,61 auf 30,4 Gew.% und an SiO_2 von 56,61 auf 55,60 Gew.%. Orthopyroxen-Kristall in direktem Kontakt zu dem „host“ Basalt differenziert sich etwas und zeigt eine unterschiedliche chemische Zusammensetzung als der Rest der Orthopyroxen-Kristalle ($\text{FeO}^{\text{tot}} = 6,63$ Gew.%, $\text{MgO} = 33,95$ Gew.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,65$ Gew.%, $\text{SiO}_2 = 56,20$), (c) bei den Klinopyroxenen ändert sich, von oben nach unten, der Gehalt an FeO^{tot} von 2,55 auf 4,38 Gew.% und der an CaO von 20,71 auf 17,92 Gew.%. Zusätzlich dazu wurden auch kleinere Änderungen im Gehalt von SiO_2 (von 54,35 auf 51,76 Gew.%) und dem von Al_2O_3 (von 3,10 auf 5,15 Gew.%) beobachtet

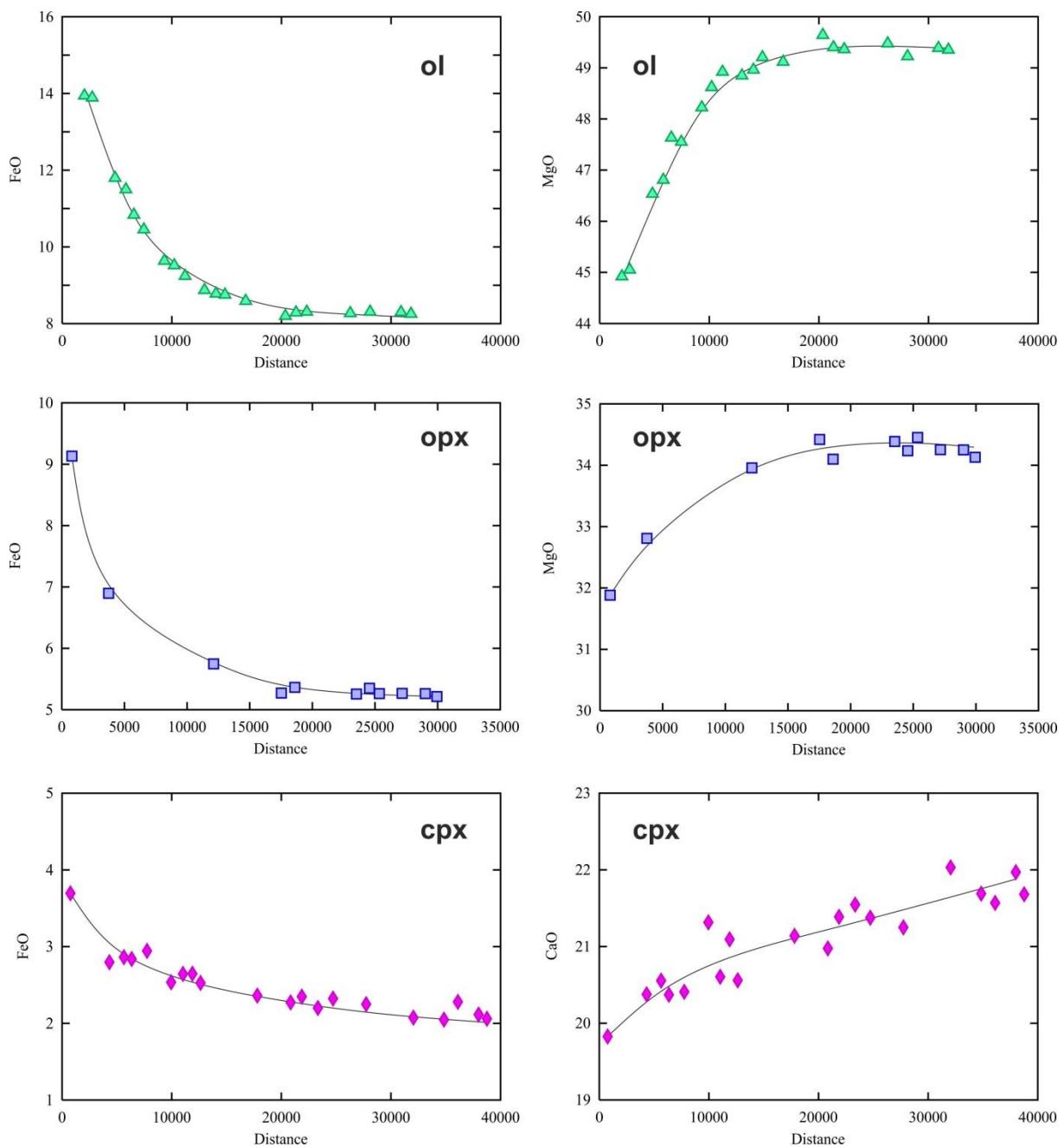


Abb.10.4.7: Darstellung der kontinuierlichen Änderung der chemischen Zusammensetzung in Ol, Opx und Cpx entlang des S3 Profils; geplottet wurden die Konzentrationen an FeO^{tot} , MgO und CaO gegen die Distanz; als Anfangsposition (null Punkt) wurde die rechte Seite des Dünnschliffes betrachtet

Diese Ergebnisse deuten darauf hin, dass diese Probe eine „melt infiltration“ durch „melt percolation“ erlebt haben muss. Eine „melt percolation“ ist dann möglich, wenn es während einer Reaktion zwischen einer Schmelze und einem Mantelgestein zu Instabilitäten kommt, die durch das Verhältnis zwischen der Permeabilität des Mantelgesteins und die Änderungen, die durch die Schmelze-Mantelgestein-Reaktion entstanden sind, bedingt ist [Remaidi, 1993; Kelemen et al., 1995; Godard et al., 1995]. Dabei ist es zu einem Kontakt

zwischen Probe und Schmelze, auf der rechten Seite der Probe, gekommen und dadurch wurde die chemische Zusammensetzung der primären Ortho- und Klinopyroxenene verändert. Diese Änderung der chemischen Zusammensetzung ist kontinuierlich von rechts nach links und steht in Zusammenhang mit der „melt percolation“ Raten. Die Ortho- und Klinopyroxene aus der linken Seite der Probe scheinen unbeeinflusst von der Schmelze zu sein. Diese Beobachtungen führen zu der Feststellung, dass diese Probe eine kryptische Metasomatose erlebt hat.

Damit diese Änderungen in der chemischen Zusammensetzung, die mittels EMS-Analysen bekannt worden sind, bestätigt werden können, wurden auch LA-ICP-MS Analysen durchgeführt. Individuelle Cpx und Opx Spurenelementanalysen mittels LA-ICP-MS entlang des S1 Profils weisen ebenfalls Änderungen in der chemischen Zusammensetzung der Hauptphasen auf. Vor allem wurden Spurenelementanalysen an koexistierenden Ortho- und Klinopyroxen-Paaren entlang des S1 Profils durchgeführt. In der Abb.10.4.8 wurden Ortho- und Klinopyroxen-Paare aus dem (BR), (BM) und (BL) des Dünnschliffes dargestellt. Ortho- und Klinopyroxene aus dem gleichen Bereich wurden mit den gleichen Symbolen dargestellt. Die Orthopyroxene mit den am meisten angereicherten HREE [$(\text{Tb/Yb})_N = 0,26$] sind aus dem (BR) des Dünnschliffes, wo der FeO^{tot} -Gehalt (6,28 Gew.%) am höchsten und der MgO -Gehalt (33,54 Gew.%) am niedrigsten sind (Abb.10.3.8(a)). Hier ist eine kontinuierliche Verarmung in Richtung LREE zu sehen. Das Verhältnis $(\text{La/Yb})_N$ liegt bei 0,15 und das Verhältnis $(\text{La/Nd})_N$ bei 0,68. Die Analyse aus Orthopyroxenen des (BL) hingegen erweisen sich als mehr FeO^{tot} -ärmer (5,20 Gew.%) und MgO -reicher (34,08 Gew.%). Die HREE aus diesem Bereich sind weniger angereichert als die des (BR) [$(\text{Tb/Yb})_N = 0,33$], während die LREE extrem verarmt sind [$(\text{La/Nd})_N = 0,46$, $(\text{La/Yb})_N = 0,04$]. Letztlich, zeigt die chemische Zusammensetzung von Orthopyroxenen aus dem (BM) mittlere FeO^{tot} (5,21 Gew.%) und MgO -Konzentrationen (34,30 Gew.%). Dessen REE-Diagramm zeigt ebenfalls wie die anderen zwei Bereiche eine Verarmung in Richtung LREE. Hier liegt das Verhältnis $(\text{La/Nd})_N$ bei 0,81, das Verhältnis $(\text{La/Yb})_N$ bei 0,26 und das Verhältnis $(\text{Tb/Yb})_N$ bei 0,50. Im Spidergramm zeigen die Analysen aus allen drei Bereichen eine positive U-, Pb- und Ti-Anomalie (Abb.10.4.8(b)). Bei den Klinopyroxenen hingegen ist das Bild andersrum. Klinopyroxene aus dem FeO^{tot} -reichen (2,68 Gew.%) und Ca-armen (20,87 Gew.%) (BR) sind am meisten an LREE angereichert, das Verhältnis $(\text{La/Nd})_N$ liegt bei 1,49 (Abb.10.3.8(c)). Eine starke Anreicherung in Richtung LREE kann durch das Verhältnis $(\text{La/Yb})_N$, welches bei 15,1 liegt, bestätigt werden. Im Gegensatz dazu sind Klinopyroxene aus dem FeO^{tot} -armen (2,17 Gew.%) und Ca-reichen (22,68 Gew.%) (BL) weniger angereichert an LREE [$(\text{La/Nd})_N = 1,03$]. Nichtdestotrotz ist hier auch eine Anreicherung der LREE gegenüber der HREE erkennbar [$(\text{La/Yb})_N = 7,82$, $(\text{Tb/Yb})_N = 2,25$]. Die HREE und etwas weniger die MREE der (BM) plotten ähnlich wie die des (BL) [$(\text{Tb/Yb})_N = 2,39$] und nur

DISKUSSION

die LREE aus diesem Bereich unterscheiden sich deutlich von denen des (BL) [$(La/Yb)_N = 12,5$, $(La/Nd)_N = 1,47$]. Dabei bleibt das Muster der REE gleich, wie bei den anderen zwei Bereichen. Im Spidergramm weisen alle drei Bereiche negative Ba-, Nb-, Pb- und Ti-Anomalien auf (Abb.10.4.8(d)).

In dem Fall einer „melt percolation“ in einem Gestein ist zu erwarten, dass die Seite, die in Kontakt mit der Schmelze gekommen ist, reich an HREE ist, wohingegen die gegenüberliegende Seite reich an LREE ist. Das liegt daran, dass kompatible Elemente sich mit einer niedrigeren Rate bewegen als inkompatible Elemente [Navon et al., 1987]. Anhand dieser Tatsache soll der (BR) der Com 107 HREE-reich und der (BL) LREE-reich sein. Bei der Abb.10.4.8(a) ist es deutlich zu sehen, dass die REE-Konzentrationen der Orthopyroxene konsistent zu diesem Modell sind. Im Gegenteil, zeigen die REE-Muster der Klinopyroxene genau das umgekehrte Bild (Abb.10.4.8(c)). Die Klinopyroxene aus der (BR) zeigen die höhere LREE-Konzentration im Vergleich zu Klinopyroxene aus der (BL). Um die REE-Muster der Klinopyroxene zu erklären, ist es notwendig die Existenz einer zweiten Schmelz-Quelle in der Nähe des (BL) zu vermuten. Diese sollte nicht in direktem Kontakt mit dem Xenolith sein, sondern sich in einem Abstand befinden und dürfte nur die Spurenelemente der Mineralphasen beeinflussen, aufgrund von „chromatographic effect processes“.

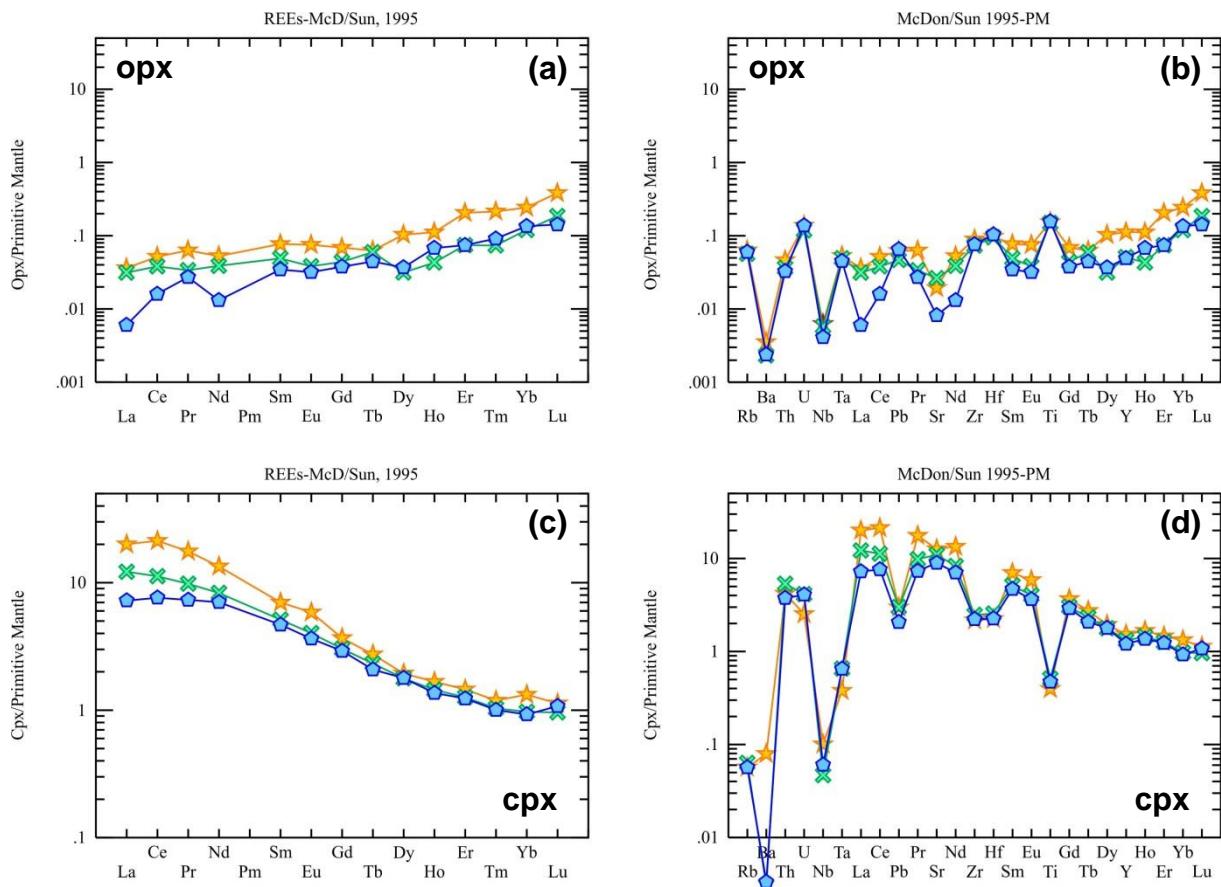


Abb.10.4.8: (a,c) REE- und (b,d) Spidergramme von Ortho- (oben) und Klinopyroxenen (unten) aus dem rechten (BR), mittleren (BM) und linken (BL) Bereich des Dünnschliffes; Opx und Cpx mit den gleichen Symbolen sind in Kontakt oder sehr nah zueinander; Symbole wie in Abb.10.4.3

11. Conclusio

Die untersuchten Xenolithe aus Comallo zeigen eine komplexe geochemische Geschichte und weisen einen ursprünglichen, verarmten Charakter für den lithosphärischen Erdmantel in dieser Region auf. Der Grad der Verarmung variiert stark, je nach Probe, zwischen 1 und 20% „fractional melting“. Stark verarmte Sp-Harzburgite und Dunite stellen ein Residuum dar, nach partieller Aufschmelzung durch die Reaktion zwischen einem fertilen Lherzolit und Basalt.

Die Anwesenheit wasserhaltiger Minerale, wie Amphibol und Phlogopit, wurde mit der Subduktion der Nazca Platte unter der Südamerikanischen Platte, dessen Subduktionsfront etwa 300km westlich von Comallo liegt, verbunden. Aufsteigende Schmelze und Fluide aus der subduzierten Platte sind, durch „melt percolation“ Prozessen, während eines reaktiven, porösen Schmelzflusses („reactive porous melt flow“) in den Xenolithen eingedrungen und führten zur Refertilization der bereits vorhandenen Phasen und zur Bildung neuen. Dieses erste metasomatische Ereignis hat in der Tiefe, vermutlich im Bereich des Mantelkeils, stattgefunden, bevor die Xenolithe an die Erdoberfläche transportiert wurden.

Eine zweite Metasomatose wurde kurz vor oder während des Transports der Erdmantelxenolithe an die Erdoberfläche durch „host“ Basalt Infiltration an den Xenolithen bedingt. Charakteristisch bei dieser Phase ist eine Reequilibrierung und Rekristallisierung der Xenolithe, die teilweise oder sogar komplett Hinweise aus einem früheren metasomatischen Event gelöscht haben sowie die Änderung der chemischen Zusammensetzung bereits vorhandener Mineralphasen ohne die Bildung neuer. Als Indikatoren dieser Metasomatose dienen die angereicherten REE der Klinopyroxene.

Ein drittes metasomatisches Ereignis ist mit einem späteren Eindringen von „host“ Basalt Schmelzen oder Fluiden in den Xenolithen verbunden und verursacht nur begrenzte Änderungen in der chemische Zusammensetzung der nahliegenden Phasen. Charakteristisches Merkmal dieses Ereignisses ist die Bildung von Plagioklas-Kristallen in Schmelz-Adern.

Die berechneten Temperaturen für Comallo sind ziemlich niedrig, zwischen 825°C und 940°C, und weisen auf eine Equilibrierung der Xenolithe in einer kalten Umgebung hin.

12. Literaturverzeichnis

Aragón E., Aguilera E.Y., Cavarozzi C., Ribot A., (2010). The North Patagonian Altiplano and the Somón Curá Basaltic Plateau. *Geociências* (São Paolo), vol. 29, no. 4, pp. 527-532

Arai S., (1994). Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chemical Geology*, 113, pp. 191-204

Ardolino A., (1981). El volcanismo Cenozoico del borde suroccidental de la Meseta de Somún Curá. Provincia del Chubut. In: 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3, pp. 7-23, San Luis

Baker M.B., Beckett J.R., (1999). The origin of abyssal peridotites: A reinterpretation of constraints based on primary bulk compositions. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 171, issue: 1, pp. 49-61

Barreiro B.A., (1984). Lead isotopes and Andean magmagenesis. In: *Andean Magmatism: Chemical and isotopic constraints*. Harmon R.S., Barreiro B.A. (ed.), Shiva Publishing Limited, Nantwich, United Kingdom, pp. 21-30

Beccaluva L., Bonadiman C., Coltorti M., Salvini L., Siena F., (2001). Depletion events, nature of metasomatizing agent and timing of enrichment processes in lithospheric mantle xenoliths from the Veneto Volcanic Province. *Journal of Petrology*, vol. 42, no. 1, pp.173-187

Bjerg E.A., Ntaflos T., Kurat G., Dobosi G., Labudía C.H., (2005). The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. Elsevier, *Journal of South American Earth Sciences* 18, pp. 125-145

Bjerg E.A., Ntaflos T., Thöni M., Aliani P., Labudía C.H., (2009). Heterogeneous lithospheric mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaniyeu garnet- and spinel-peridotites. *Journal of Petrology*, vol. 50, issue: 7, pp. 1267-1298

Bohm M., Lüth S., Echtler H., Asch G., Bataille K., Bruhn C., Rietbrock A., Wigger P., (2002). The Southern Andes between 36°S and 40°S latitude: Seismicity and average velocities. *Tectonophysics* 356, pp. 275-289

Bowles J.F.W., Howie R.A., Vaughan D.J., Zussman J., (1997). *Rock-forming Minerals*, Volume 5A, Non-Silicates: Oxides, Hydroxides and Sulphides, Second Edition. The Geological Society, London

Brey G.P., Köhler T., (1990). Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, vol. 31, part 6, pp. 1353-1378

LITERATURVERZEICHNIS

Brown G. C., Mussett A.E., (1993). The Inaccessible Earth. An integrated view to its structure and composition, Second Edition. Chapman & Hall, London, UK

Cahill T., Isacks B.L., (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, issue: B12, pp. 17503-17529

Charrier R., Linares E., Niemeyer H., Skarmeta J., (1979). K-Ar ages of basalt flows of the Meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction. *Geology*, vol. 7, pp. 436-439

Chazot G., Menzies M.A., Harte B., (1996a). Silicate glasses in spinel lherzolites from Yemen: Origin and chemical compositions. *Chemical Geology*, vol. 134, issues: 1-3, pp. 159-179

Chazot G., Menzies M.A., Harte B., (1996b). Determination of partitioning coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: Implications for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 60, issue: 3, pp. 423-437

Chernikoff J., Zapettini E., (2004). Geophysical evidence for terrane boundaries in South-Central Argentina. *Gondwana Research* 7(4), pp. 1105-1117

Coira B., (1979). Descripción de la Hoja Geológica 3c, Abra Pampa, provincial de Jujuy. Servicio Geológico Nacional. Boletín 170, pp. 1-90, Buenos Aires

Coltorti M., Bonadiman C., Hinton R.W., Siena F., Upton B.G.J., (1999). Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: Evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. *Journal of Petrology*, vol. 40, no.1, pp. 133-165

Condie C.K., (2005). Earth as an evolving planetary system. Elsevier Academic Press, USA

Corbella H., (1984). El vulcanismo de la Altiplanicie de Somuncura. In: 9º Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la provincial de Río Negro, Relatorio I, vol. 9, pp. 267-300, Buenos Aires

Corbella H., Lara L.E., (2008). Late Cenozoic Quaternary volcanism in Patagonia and Tierra del Fuego. Elsevier, *Developments in Quaternary Sciences*, vol. 11

Dawson J.B., (1984). Contrasting types of upper mantle metasomatism. In: *Proceedings of the 3rd International Kimberlite Conference, 1982. Kimberlites II: The mantle and crust, mantle relationships*. Clermont-Ferrand Amsterdam, Elsevier

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., (1997). Rock-forming Minerals, Volume 1A, Orthosilicates, Second Edition. The Geological Society, London

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., (1997). Rock-forming Minerals, Volume 2A, Single-Chain Silicates, Second Edition. The Geological Society, London

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., (1997). Rock-forming Minerals, Volume 5A, Non-Silicates-Oxides, Hydroxides and Sulphides, Second Edition. The Geological Society, London

DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S., (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, vol. 21, no. 20, pp. 2191-2194

Dickinson W.R., Snyder W.S., (1979). Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform. *Journal of Geology*, vol. 87, pp. 609-627

Franchi M.B., Sepúlveda E.G., (1975). Sobre la presencia de sedimentitas marinas en la Alta Sierra de Somuncura, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 30, issue: 2, pp. 211-212

Franchi M.B., Nullo F.E., Sepúlveda E.G., Uliana M.A., (1984). Las sedimentitas Terciarias. In: 9º Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la provincial de Río Negro, Relatorio I, vol. 9, pp. 215-266, Buenos Aires

Francis D.M., (1976). The origin of amphibole in Iherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska. *Journal of Petrology*, vol. 17, issue: 3, pp. 357-378

Frey F.A., Green D.H., (1974). The mineralogy, geochemistry and origin of Iherzolite inclusions in Victorian basanites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 38, issue: 7, pp. 1023-1059

Frutos J., Tobar A., (1975). Evolution of the southwestern continental margin of South America. In: Campbell, K.S.W. (Ed.), IIIº International Gondwana Symposium (Canberra), *Gondwana Geology*, Australian National University Press, pp. 565-578

Futa K., Stern C.R., (1988). Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the southern Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 88, pp. 253-262

Gamble J.A., Kyle P.R., (1987) The origins of glass and amphibole in spinel-wehrlite xenoliths from Foster Crater, McMurdo Volcanic Group, Antarctica. *Journal of Petrology*, vol. 28, issue: 5, pp. 755-779

LITERATURVERZEICHNIS

Garcia M.O., Presti A.A., (1987). Glass in garnet pyroxenite xenoliths from Kauia island, Hawaii: Product of infiltration of host nephelinites. *Geology* 15, pp. 904-906

Gerlach D.C., Frey F.A., Moreno-Roa H., López-Escobar L., (1988). Recent volcanism in the Puyehue-Cordon Caulle Region, Southern Andes, Chile (40.5°S): Petrogenesis of Evolved Lavas. *Journal of Petrology*, vol. 29(2), pp.333-382

Godard M., Bodinier J.L., Vasseur G., (1995). Effects of mineralogical reactions on trace element redistributions in mantle rocks during percolation processes: A chromatographic approach. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 133, issues: 3-4, pp. 449-461

Gorring M.L., Kay S.M., Zeitler P.K., Ramos V.A., Rubiolo D., Fernandez M.I., Panza J.L., (1997). Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, vol. 16, no. 1, pp. 1-17

Gutenberg B., (1914). Über Erdbebenwellen. VII A. Beobachtungen an Registrierungen von Fernbeben in Göttingen und Folgerungen über die Konstitution des Erdkörpers. *Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*

Harte B., Hawkesworth C.J., Norry M.J., (1983). Mantle peridotites and processes; The kimberlite sample. In: UK Volcanic Studies Group meeting: Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Publishing, Nantwich, United Kingdom

Hauri E., Shimizu N., Dieu J., Hart R., (1993). Evidence for hot spot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature* 365, pp. 221-227

Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W., (2001). Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* 410, pp. 677-681

Herzberg C., (2004). Geodynamic information in peridotite petrology. *Journal of Petrology*, vol. 45, no. 12, pp. 2507-2530

Hickey-Vargas R.L., Gerlach D.C., Frey F.A., (1984). Geochemical variations in volcanic rocks from Central-south Chile (33-42°S). In: *Andean Magmatism: Chemical and isotopic constraints*. Harmon R.S., Barreiro B.A. (ed.), Shiva Publishing Limited, Nantwich, United Kingdom, pp. 72-95

Hickey-Vargas R.L., Frey F.A., Gerlach D.C., López-Escobar L., (1986). Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°-41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, vol. 91, no. B6, pp. 5963-5983

Hickey-Vargas R., Moreno-Roa H., López-Escobar L., Frey F.A., (1989). Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcanic chain (39.5°S): An evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 103, pp. 361-386

Hickey-Vargas R., Sun M., López-Escobar L., Moreno-Roa H., Reagan M.K., Morris J.D., Ryan J.G., (2002). Multiple subduction components in the mantle wedge: Evidence from eruptive centers in the Central Southern volcanic zone, Chile. *Geology*, vol. 30, no. 3, pp. 199-202

Himmelberg G.R., Loney R.A., (1995). Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska. In: U.S. Geological Survey Professional Paper 1564. United States Government Printing Office, Washington

Ionov D.A., Prikhod'ko V.S., O'Reilly S.Y., (1995). Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia; Trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin. *Chemical Geology*, vol. 120, issues: 3-4, pp. 275-294

Ionov D.A., Bodinier J.L., Mukasa S.B., Zanetti A., (2002). Mechanisms and sources of mantle metasomatism: Major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling. *Journal of Petrology*, vol. 43, no. 12, pp. 2219-2259

Jagoutz O., Müntener O., Ulmer P., Pettke T., Burg J.P., Dawood H., Hussain S., (2007). Petrology and mineral chemistry of lower crustal intrusions: The Chilas Complex, Kohistan (NW Pakistan). *Journal of Petrology*, vol. 48, no. 10, pp. 1895-1953

Jeanloz R., (1990). The nature of the Earth's core. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 18, pp. 357-386

Jin Z.M., Green H.W., Zhou Y., (1994). Melt topology in partially molten mantle peridotite during ductile deformation. *Nature* 372, pp. 164-167

Johnson K.T.M., Dick H.J.B., Shimizu N., (1990). Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, issue: B3, pp. 2661-2678

Kay S.M., Gorring M., Ramos V.A., (2004). Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59(4), pp. 556-568

LITERATURVERZEICHNIS

Kay S.M., Ardolino A.A., Gorring M.L., Ramos V.A., (2007). The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: Interaction of a transient mantle thermal anomaly with a subducting slab. *Journal of Petrology*, vol. 48, no. 1, pp. 43-77

Keidel J., (1925). Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, *Anales* 4, pp. 251-312

Klein C., Philpotts A.R., (2013). *Earth Materials – Introduction to Mineralogy and Petrology*, Cambridge University Press

Kostadinoff J., Gregori D.A., Raniolo A., (2005). Configuración geofísica-geológica del sector norte de la provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 60(2), pp. 368-376

Korzhinskii D.S., (1957). *Physico-chemical basement of the mineral parageneses analysis*. Nauka Publishers Moscow (In Russian)

Labudia C.H., Bjerg E.A., (1994). Geología del sector oriental de la Hoja Bajo Hondo (39e), Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 49(3-4), pp. 284-296

Lagabrielle Y., Suárez M., Rossello E.A., Héral G., Martinod J., Régnier M., de la Cruz R., (2004). Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics* 385, pp. 211-241

Leake B., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.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 Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, vol. 35, pp. 219-246

Lehmann I., (1936). P'. Bureau Central Seismologique International, Series A, *Travaux Scientifiques*, vol.14, pp. 87-115

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lemeyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., streckeisen A., Wooley A.R., Zanettin B., (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford

Lloyd F.E., Bailey D.K., (1975). Light element metasomatism of the continental mantle: The evidence and the consequences. *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 9, pp. 389-416

López-Escobar L., Frey F.A., Vergara M., (1977). Andesites and high-alumina basalts from the Central-South Chile High Andes: Geochemical evidence bearing on their petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 63, pp. 199-228

López-Escobar L., Kilian R., Kempton P.D., Tagiri M., (1993). Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' and 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, vol. 20, no. 1, pp. 33-55

López-Escobar L., Cembrano J., Moreno-Roa H., (1995a). Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, vol. 22, no. 2, pp. 219-234

Macfarlane A.W., (1999). Isotopic studies of Northern Andean crustal evolution and ore metal Sources. In: *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Skinner B.J. (ed.), Special Publications of the Society of Economic Geologists, vol. 7, Society of Economic Geologists, pp. 195-218

MacKenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C., (1989). *Atlas der magmatischen Gesteine in Dünnschliffen*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart

Markl G., (2008). *Minerale und Gesteine; Mineralogie – Petrologie – Geochemie*, 2. Auflage. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg

McDonough W.F., Sun S.S., (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, vol. 120, pp. 223-253

Mercier J.C.C., Nicolas A., (1974). Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, vol. 16, no. 2, pp. 454-487

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., (1988). Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee of Pyroxenes. Commission on New Minerals and Mineral Names. International Mineralogical Association. *American Mineralogist*, vol. 73, pp. 1123-1133

Morris J.D., Leeman W.P., Tera F., (1990). The subducted component in island arc lavas: Constraints from Be isotopes and B-Be systematics. *Nature*, vol. 344, pp. 31-36

Naumann C.F., (1828). *Encyclopädie der speciellen Naturgeschichte*, I.Band: Mineralogie. Berlin bei August Rüder, pp. 209

LITERATURVERZEICHNIS

Neumann E.R., Wulff-Pedersen E., (1997). The origin of highly silicic glass in mantle xenoliths from the Canary Islands. *Journal of Petrology*, vol. 38, no. 11, pp. 1513-1539

Niu Y., (1997). Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology*, vol. 38, no. 8, pp. 1047-1074

Norman M.D., (1998). Melting and metasomatism in the continental lithosphere: Laser ablation ICPMS analysis of minerals in spinel Iherzolites from eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 130, issue: 3, pp. 240-255

Nullo F.E., (1978). Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén (Río Negro) – Carta Geológico-Económica de la República Argentina, 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158, Buenos Aires

Okrusch M., Matthes S., (2009). Mineralogie – Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde, 8. Auflage. Springer-Verlag Berlin Heidelberg

Oldham R.D., (1906). The constitution of the interior of the Earth, as revealed by Earthquakes. *Quarterly Journal of the Geological Society*, Band 62, Nr.1-4, pp. 456-475

O'Reilly S.Y., Griffin W.L., (2013). Mantle metasomatism. In: *Metasomatism and the chemical transformation of rock. The role of fluids in terrestrial and extraterrestrial processes*. Part of the series *Lecture Notes in Earth Systems Sciences*. Harlov D.E., Austrheim H., (ed.), Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 471-533

Pankhurst R.J., Rapela C.W., Fanning C.M., Márquez M., (2006). Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Elsevier, Earth-Science Reviews* 76, pp. 235-257

Ramos V.A., (1984). Patagonia: ¿ Un continente paleozoico a la deriva? 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2, pp. 311-325

Ramos V.A., (1986). Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic Basins by H. de la R. Winter, discussion. *Transactions Geological Society South Africa*, vol. 87(2), pp. 169-179

Ramos V.A., (1999). Las provincias geológicas del territorio Argentino. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Geología Argentina, Anales* 29(3), pp. 41-96

Ramos V.A., (2008). Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26, pp. 235-251

Remaidi M., (1993). Etude géochimique de l'association harzburgite-dunite et pyroxénite de l'Arroyo de la Cala (Massif de Ronda, Espagne). Ph.D. Thesis, University of Montpellier

Robinson P., Spear F.S., Schumacher J.C., Laird J., Klein C., Evans B.W., Doolan B.L., (1982). Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory. In: Reviews in mineralogy, vol. 9B, Amphiboles: Petrology and Experimental Phase Relations, Editors: Veblen D.R., Ribbe P.H., Mineralogical Society of America, pp.1-228

Schiano P., Clocchiatti R., (1994). Worldwide occurrence of silica-rich melts in sub-continental and sub-oceanic mantle minerals. *Nature* 368, pp. 621-624

Schrott C., (2009). Charakterisierung des lithosphärischen Erdmantels unterhalb von Potrok Aike, Argentinien. Masterarbeit, Universität Wien, Austria

Seifert K.E., Chadima S.A., (1989). Depletion of heavy rare-earth elements in metamorphic minerals from Adirondack anorthosites. *Geology*, vol. 17, no. 11, pp. 1004-1006

Shaw C.S.J., Edgar A.D., (1997). Post-entrainment mineral-melt reactions in spinel peridotite xenoliths from Inver, Donegal, Ireland. *Geological Magazine*, vol. 134, issue: 6, pp. 771-779

Siena F., Beccaluva L., Coltorti M., Marchesi S., Morra E., (1991). Ridge to hot-spot evolution of the Atlantic lithospheric mantle: Evidence from Lanzarote peridotite xenoliths (Canary Islands). *Journal of Petrology*, Special Volume, issue: 2, pp. 271-290

Siena F., Coltorti M., (1993). Thermobarometric evolution and metasomatic processes of upper mantle in different tectonic settings: Evidence from spinel peridotite xenoliths. *European Journal of Mineralogy*, issue: 5, pp. 1073-1090

Sigmarsson O., Condomines M., Morris J.D., Harmon R.S., (1990). Uranium and ^{10}Be enrichments by fluids in Andean arc magmas. *Nature*, vol. 346, pp. 163-165

Sigmarsson O., Chmeleff J., Morris J.D., López-Escobar L., (2002). Origin of ^{226}Ra - ^{230}Th in disequilibria in arc lavas from southern Chile and implications for magma transfer time. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 196, pp. 189-196

Stern R.C., Frey F.A., Futa K., Zartman R.E., Peng Z., Kyser T.K., (1990). Trace-element and Sr, Nd, Pb and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, pp. 294-308

Stern R.C., (2004). Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, vol. 31, no. 2, pp. 161-206

Streckeisen A., (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie*, Stuttgart. vol. 63, pp. 773-785

LITERATURVERZEICHNIS

Tebbens S.F., Cande S.C., (1997). Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. *Journal of Geophysical Research*, vol.102, no.B6, pp. 12061-12084

Thorkelson D.J., (1996). Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics* 255, pp. 47-63

Upton B.G.J., Downes H., Kirstein L.A., Bonadiman C., Hill P.G., Ntaflos T., (2011). The lithospheric mantle and lower crust-mantle relationships under Scotland: A xenolithic perspective. *Journal of the Geological Society, London*, vol. 168, pp. 873-885

Wells P.R.A., (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 62, pp. 129-139

Wilson M., (1989). Igneous petrogenesis; A global tectonic approach. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands

Winter D.J., (2001). An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, USA

Workman R.K., Hart R.H., (2005). Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 231, issues: 1-2, pp. 53-72

Wulff-Pedersen E., Neumann E.R., Vannucci R., Bottazzi P., Ottolini L., (1999). Silicic melts produced by reaction between peridotite and infiltrating basaltic melts: Ion probe data on glasses and minerals in veined xenoliths from La Palma, Canary Islands. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 137, issue: 1, pp. 59-82

Wyllie P.J., (1981). Plate tectonics and magma genesis. In: *Geologische Rundschau*, vol. 70, issue: 1, pp. 128-153

Yaxley G.M., Kamenetsky V., Green D.H., Falloon T.J., (1997). Glasses in mantle xenoliths from Western Victoria, Australia, and their relevance to mantle processes. *Earth and Planetary Science Letters* 148, pp. 433-446

Yaxley G.M., Kamenetsky V., (1999). In situ origin for glass in mantle xenoliths from southeastern Australia; Insights from trace element compositions of glasses and metasomatic phases. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 172, issues: 1-2, pp. 97-109

Zharikov V.A., Pertsev N.N., Rusinov V.L., Callegari E., Fettes D.J., (2007). Metasomatism and metasomatic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Web version 01.02.07

Zinngrebe E., Foley S.F., (1995). Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eifel, Germany: Evidence for the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatic Ca-enrichment. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 122, issue: 1, pp. 79-96

Allgemeine petrographische Merkmale der Comallo Proben

Probe	Gesteinstyp	Gefüge	Korngröße	Modale Metasomatose	Anmerkungen
Com 101	Sp-Harzburgit	Mosaic equigranular	mittelkörnig	nein	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in Ol; Tripelpunkte;
Com 102	Sp-Harzburgit	Tabular equigranular	mittelkörnig	ja	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in Ol; rundliche Opx und Sp in Ol eingeschlossen; Amph-Relikte enthalten in Opx und Cpx; Ol in Sp eingeschlossen;
Com 103	Sp-Harzburgit	Protogranular (II)	fein- bis mittelkörnig	nein	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in Ol; Cpx mit Entmischungslamellen; Su in Ol eingeschlossen; Pl in der Ader;
Com 104	Sp-Harzburgit	Protogranular (II)	mittelkörnig	ja	„kink-bands“ in Ol; Sp in Ol Amph-Relikt; breakdown von Amph;
Com 105	Sp-Harzburgit	Mosaic equigranular	mittelkörnig	ja	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in Ol; Adern mit sekundär gebildeten Mineralen; Amph-Relikte; „breakdown“ von Amph; Sp in Amph eingeschlossen; Tripelpunkte;
Com 106	Sp-Harzburgit	Protogranular (II)	mittelkörnig	nein	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in Ol; rundliche Sp in Ol und Opx eingeschlossen;
Com 107	Sp-Harzburgit	Protogranular (II)	mittelkörnig	nein	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in Ol; Entmischungslamellen in Cpx; Bildung von „spongy“ Cpx; kleinere runde Sp in Ol enthalten; mehrfasige-Su in Ol und Cpx eingeschlossen sowie an der Kontaktgrenze;
Com 108_b1	Sp-Harzburgit	Tabular – Equigranular	mittelkörnig	nein	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in Ol; Pl in Reaktionssaum um Sp; Su in Ol eingeschlossen;
Com 110	Sp-Harzburgit	Protogranular (II)	mittelkörnig	nein	„kink-bands“ in Ol; „melts pockets“, kleine Sp in Ol enthalten; Tripelpunkte; vermkulare Sp-Kristalle;

Com 116	Sp-Harzburgit	Tabular equigranular – Protogranular (II)	fein- bis mittelkörnig	ja	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in OI; Bildung von „spongy“ Cpx; Phl- und Amph-Relikte in Reaktionssaum; „melt pockets“,
Com 118	Sp-Harzburgit	Mosaic equigranular	fein- bis mittelkörnig	nein	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in OI; Cpx-Gang; Adem; Sp in OI intergranulare Su; Tripelpunkte; Pl in der Ader;
Com 119	OI-Websterit	Mosaic equigranular	fein- bis mittelkörnig	ja	„kink-bands“ in OI; undulöse Auslösung in Cpx; Bildung von „spongy“ Cpx; rundliche Sp in OI, Cpx und Opx eingeschlossen; Tripelpunkte;
Com 131	Sp-Lherzolit	Mosaic equigranular – Protogranular (II)	fein- bis mittelkörnig	ja	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in OI; großes Amph-Aggregat mit doppelter Spaltbarkeit oder „breakdown“ von Amph; Amph zerbricht entlang der Spaltbarkeit; Cpx-Gang; einphasige Su in OI, Amph und Opx eingeschlossen;
Com 137	Dunit	Tabular equigranular	mittelkörnig	ja	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in OI; keine Opx; Sp in OI eingeschlossen oder vermicular in Kontakt mit Reaktionssaum; „breakdown“ von Amph; Su in OI, Cpx und Sp eingeschlossen; Amph in Cpx eingeschlossen;
Com 138	Wehrlit	Tabular equigranular	fein- bis mittelkörnig	ja	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in OI; Amph-Relikte in „melt pockets“; rundliche Sp in OI und Cpx eingeschlossen; vermiculare Sp intergranular;
Com 139	Sp-Harzburgit	Protogranular (II)	fein- bis mittelkörnig	nein	„kink-bands“ in OI; intergranulare Sp; Su in OI eingeschlossen;
Com 140	Sp-Harzburgit	Tabular equigranular	fein- bis mittelkörnig	nein	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in OI; rundliche Sp in OI eingeschlossen;

Com 141	Sp-Harzburgit	Mosaic equigranular – Protogranular (II)	mittelkörnig	nein	„kink-bands“ in Ol; rundliche Sp in Ol und Opx eingeschlossen; Tripelpunkte;
Com 142	Sp-Harzburgit	Mosaic equigranular	fein- bis mittelkörnig	nein	„kink-bands“ in Ol; Schmelze-Ader entlang der Probe; Pl in der Ader;
Com 143	Wehrlit	Tabular equigranular	fein- bis mittelkörnig	ja	„kink-bands“ in Ol; Sp intergranular oder in Ol eingeschlossen; Pl in der Ader;
Com 144	Dunit	Tabular equigranular	fein- bis mittelkörnig	ja	„kink-bands“ in Ol; Sp in Ol; Spaltbarkeit; Su in Ol; abgerundete Sp in Ol und Cpx eingeschlossen; „breakdown“ von Amph;
Com 145	Sp-Harzburgit	Mosaic equigranular	fein- bis mittelkörnig	ja	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in Ol; intergranulare Sp oder als Einschlüsse in Ol; Su in Opx eingeschlossen; Tripelpunkte; ursprünglicher Pli ausgelöst und durch sekundäre Phasen ersetzt;
Com 146	Sp-Harzburgit	Protogranular (II)	fein- bis mittelkörnig	ja	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in Ol; Sp in Ol eingeschlossen;
Com 147	Wehrlit	Protogranular (II)	fein- bis mittelkörnig	ja	„kink-bands“ und undulöse Auslösung in Ol; vermiculare Sp intergranular oder als Einschlüsse in Ol, Cpx und Amph; Tripelpunkte; Amph in Cpx eingeschlossen;

Com 101	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	Gefüge: Tabular equigranular; Phasen sind subparallel und weisen auf eine Foliation hin; Adern vorhanden, die die Migration von Schmelzen/Fluiden begünstigen;
	Ausbildung	Anmerkung
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-3,2mm; geradlinige Kg; idiomorph; sehr gut erhalten;	„Kink-bands“ und undulöse Auslösung; gut ausgebildete Tripelpunkte; in Sp eingeschlossen;
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,6-2,7mm; geradlinige Kg; idiomorph; sehr gut erhalten;	bildet Aggregate; seltener in Ol eingeschlossen;
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-1,1mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph;	koexistiert meist mit Opx oder bildet Aggregate;
Sp	• dicht; Durchmesser: <0,1mm • feinkörnig; Durchmesser: 0,1-2,1mm;	• vermkular um Ol herum (xenomorph – idiomorphe Körner); • intragranular in Ol, Opx und Cpx (abgerundete Körner);
Amph	dicht; Durchmesser: < 0,1mm	als Relikt in Cpx eingeschlossen;

Com 102	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	Gefüge: Tabular equigranular; Phasen sind subparallel und weisen auf eine Foliation hin; Adern vorhanden, die die Migration von Schmelzen/Fluiden begünstigen;
	Ausbildung	Anmerkung
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-3,2mm; geradlinige Kg; idiomorph; sehr gut erhalten;	„Kink-bands“ und undulöse Auslösung; gut ausgebildete Tripelpunkte; in Sp eingeschlossen;
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,6-2,7mm; geradlinige Kg; idiomorph; sehr gut erhalten;	bildet Aggregate; seltener in Ol eingeschlossen;
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-1,1mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph;	koexistiert meist mit Opx oder bildet Aggregate;
Sp	• dicht; Durchmesser: <0,1mm • feinkörnig; Durchmesser: 0,1-2,1mm;	• vermkular um Ol herum (xenomorph – idiomorphe Körner); • intragranular in Ol, Opx und Cpx (abgerundete Körner);
Amph	dicht; Durchmesser: < 0,1mm	als Relikt in Cpx eingeschlossen;

Com 103	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	
	Ausbildung	
Ol	mittel- bis grobkörnig; Durchmesser: 1-6,1 mm; meist gekrümmte Kg; idiomorph;	
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-2,9 mm; geradlinige Kg; idiomorph;	
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-1,2 mm; gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	
Sp	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-1,1 mm; abgerundete Kg; hypidiomorph – xenomorph;	
Gefüge: Protogranular (II); Phasen sind richtungslos; Adern vorhanden, die die Migration von Schmelzen/Fluiden begünstigen;		
Anmerkung		
„Kink-bands“ und undulöse Auslösung; gut ausgebildete Tripelpunkte; teilweise längliche Kristalle;		
koexistiert meist mit Opx		
hypidiomorph wenn intergranular; oft von einem Reaktionsraum umgeben; abgerundet und klein, wenn intragranular (in Ol);		
Com 104	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	
	Ausbildung	
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,6-4,5 mm; meist geradlinige Kg; idiomorph;	
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-3,8 mm; geradlinige Kg; idiomorph;	
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,1 mm; geradlinige Kg; idiomorph;	
Sp	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-1,8 mm; gekrümmte – abgerundete Kg; hypidiomorph – xenomorph;	
Amph	• dicht; Durchmesser: <0,1 mm; • feinkörnig; Durchmesser: 0,1-0,7 mm;	
Gefüge: Protogranular (II); die Probe besteht aus mehr als 34 Vol.-% Opx; große „melt pockets“; Phasen sind richtungslos; Adern vorhanden, die die Migration von Schmelzen/Fluiden begünstigen; Phasen in Kontakt mit Basalt teilweise alteriert;		
Anmerkung		
„Kink-bands“, einige längliche Kristalle; gut gebildete Tripelpunkte;		
bildet Aggregate;		
hauptsächlich in Kontakt mit Opx; bildet Aggregate;		
<ul style="list-style-type: none"> • vermicular wenn zwischen den Körner; teilweise von „melt pockets“ umgeben; • klein und abgerundet als Einschluss in Ol und Opx; 		
<ul style="list-style-type: none"> • als Relikt in „melt pocket“; • idiomorph in Basalt; 		

Com 105	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	
	Ausbildung	
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-3,7mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph;	„Kink-bands“ und undulöse Auslösung; sehr gut gebildete Tripelpunkte;
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-2,1mm; geradlinige Kg; idiomorph;	
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,6-1,5mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph;	in Kontakt mit Opx;
Sp	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,2-1,1; geradlinige – abgerundete Kg; meistens idiomorph;	intragranular und in Amph eingeschlossen; in Ol, als runde Einschlüsse;
Amph	mittelkörnig; Durchmesser: 1,8-3,5mm; geradlinige Kg; idiomorph;	es handelt sich um Amph-Relikte in „melt pockets“, die Amph erlebten ein „breakdown“; ursprüngliche Größe vermutlich größer;
Com 106	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	
	Ausbildung	
Ol	mittelkörnig; Durchmesser: 1,2-4,1mm; geradlinige bis gekrümmte Kg; idiomorph;	„Kink-bands“ und undulöse Auslösung; sehr gut gebildete Tripelpunkte;
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,7mm; geradlinige Kg; idiomorph;	teilweise längliche Kristalle;
Cpx	feinkörnig; Durchmesser: 0,5-0,8mm; geradlinige Kg; idiomorph;	
Sp	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-1,5mm; gekrümmte – abgerundete Kg; hypidiomorph – xenomorph;	abgerundete und hypidiomorph als Einschlüsse in Ol; gekrümmte und xenomorph zwischen den Körnern;

Com 107	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	Gefüge: Protogranular (II); Phasen sind richtungslos; „melt pockets“; Phasen in Kontakt mit Basalt teilweise alteriert;
Ausbildung		
Ol	fein- bis grobkörnig; Durchmesser: 0,6-5,1 mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph;	„kink-bands“ und undulöse Auslösung; gut gebildete Tripelpunkte;
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-2 mm; geradlinige Kg; idiomorph;	teilweise längliche Kristalle;
Cpx	feinkörnig; Durchmesser: 0,3-1 mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph;	in Kontakt mit Opx; Bildung von „spongy“ Cpx wenn primäre Cpx und Schmelze interagiert haben;
Sp	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-1,9 mm; geradlinige – abgerundete Kg; idiomorph – hypidiomorph;	abgerundete Kristalle in Ol eingeschlossen; intergranulare Kristalle meist hypidiomorph und von einem Reaktionssaum umgeben;

Com 108_b1	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	Gefüge: Tabular – Mosaic Equigranular; überwiegend längliche Kristalle, die subparallel zueinander sind; Foliation sichtbar; Äderchen vorhanden, die die Migration von Schmelzen/Fluiden begünstigen; „melt pockets“, Phasen in Kontakt mit Basalt intakt;
Ausbildung		
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-4,8 mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	„kink-bands“ und undulöse Auslösung; selten gut ausgebildete Tripelpunkte; selten in Opx eingeschlossen;
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-2,6 mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph;	längliche Kristalle meistens; selten in Ol eingeschlossen;
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,6 mm; meistens gekrümmte Kg; hypidiomorph;	oft in Kontakt mit Opx;
Sp	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-1,4 mm; gekrümmte – abgerundete Kg; hypidiomorph – xenomorph;	hypidiomorphe abgerundete Kristalle als Einschlüsse in Ol; xenomorphe Kristalle intergranular; größere Kristalle von Reaktionssaum umgeben;

Com 110	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	Ausbildung	Anmerkung
Ol	fein- bis grobkörnig; Durchmesser: 0,4-6,2mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph; hypidiomorph;	„kink-bands“, gut ausgebildete Tripelpunkte;	
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-1,9mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph;	oft bildet Aggregate;	
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-1,2mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph;	meistens in Kontakt mit Opx;	
Sp	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,2-1,3mm; geradlinige – abgerundete Kg; idiomorph – xenomorph;	am meisten vermkulare Kristalle intergranular; kleinere abgerundete Kristalle oft in Ol eingeschlossen;	

Com 116	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	Ausbildung	Anmerkung
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-2,9mm; geradlinige Kg; idiomorph;	„kink-bands“ und undulöse Auslösung;	
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,5mm; geradlinige Kg; idiomorph;	bildet Aggregate;	
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-1,2mm; geradlinige Kg; idiomorph – hypidiomorph;	meistens in Kontakt mit Opx; bildet Aggregate; Bildung von „spongy“ Rand, wo primär Cpx mit der Schmelze reagiert hat;	
Sp	feinkörnig; Durchmesser: 0,1-0,4mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph; xenomorph;	größere Kristalle sind xenomorph und von einem Reaktionssaum umgeben; kleinere Kristalle sind idiomorph;	
Phl	feinkörnig; Durchmesser: 0,5-1mm; geradlinige Kg; idiomorph;	längliche Kristalle; komplett alteriert; ersetzt durch sekundären Ol und Cpx;	
Amph	• dicht; Durchmesser: <0,1mm; • feinkörnig; Durchmesser: 0,5-0,7mm;	• als Relikt in „melt pockets“; • kleine Kristalle mit Pleochroismus; idiomorph;	

Com 118	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	Ausbildung	Anmerkung
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-4mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph – hypidiomorph;	„kink-bands“ und undulöse Auslösung; einige große Porphyroklaste durch die Probe verteilt; gut ausgebildete Tripelpunkte;	
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,4mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph –		
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-1,7mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	bildet eine Gang entlang der Probe; Breite der Gang: 1,2-4,3mm; einzelne Kristalle außerhalb der Gang verteilt; bildet Aggregate;	
Sp	feinkörnig; Durchmesser: 0,2-0,5mm; geradlinige – abgerundete Kg; idiomorph – xenomorph;	größere Kristalle intergranular und von Reaktionssaum umgeben; kleinere abgerundete Kristalle als Einschlüsse in Ol;	

Com 119	Gesteinstyp: Ol-Websterit	Ausbildung	Anmerkung
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,6-1,6mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph;	„kink-bands“; gut ausgebildete Tripelpunkte; seltener in Opx eingeschlossen;	
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,6-2,3mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph;	wenn in der Nähe von Amph teilweise von einem Reaktionssaum umgeben;	
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-2,9mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	undulöse Auslösung; bildet Aggregate; wenn in der Nähe von Amph teilweise von einem Reaktionssaum umgeben;	
Sp	• dicht; Durchmesser: <0,1mm; • feinkörnig; Durchmesser: 0,9mm;	• kleine rundliche idiomorphe Kristalle, am meisten als Einschlüsse in Ol, Opx, Cpx; • größere gekrümmte idiomorph – xenomorph Kristalle intergranular; meistens von einem Reaktionssaum umgeben;	
Amph	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-2,1mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	Pleochroismus; meistens in Kontakt mit einem Reaktionssaum, der durch „breakdown“ des Kristalles erzeugt wurde; runde Einschlüsse in Opx und Cpx;	

Com 131	Gesteinstyp: Sp-Lherzolit		Gefüge: Mosaic equigranular – Protogranular (II); Phasen sind richtungslös; große Amph-Kristalle; Cpx-Gang; Auslösung von Amph entlang der Spaltbarkeit;
	Ausbildung		Anmerkung
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-4,2mm; gekrümmte Kg; idiomorph;		„kink-bands“ und undulöse Auslösung; gut ausgebildete Tripelpunkte; runde Kristalle in Amph eingeschlossen;
Opx	feinkörnig; Durchmesser: 0,6-0,8mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;		
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,2mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	die meisten Kristalle befinden sich innerhalb der Gang; bildet Aggregate;	
Sp	feinkörnig; Durchmesser: 0,1-0,8mm; gekrümmte – abgerundete Kg; hypidiomorph – xenomorph;	meistens intergranular; einige Kristalle von einem Reaktionssaum umgeben; als kleine abgerundete Einschlüsse in Ol;	
Amph	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-4,8mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	(doppelt) Spaltbarkeit; „breakdown“ von größeren Kristallen entlang der Spaltbarkeit; kleinere Kristalle oft von einem Reaktionssaum umgeben; Pleochroismus; bildet Aggregate;	
Com 137	Gesteinstyp: Dunit		Gefüge: Tabular equigranular; längliche Kristalle, die parallel oder subparallel zueinander sind; kein Opx vorhanden; Cpx mit Entmischungslamellen; Amph in Cpx eingeschlossen;
	Ausbildung		Anmerkung
Ol	fein- bis grobkörnig; Durchmesser: 0,8-6,9mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – xenomorph;	„kink-bands“ und undulöse Auslösung; seltener Tripelpunkte;	
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,5mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	Entmischungslamellen entlang der gesamten Kristall;	
Sp	• dicht; Durchmesser: <0,1mm; • fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,1-1,1mm;		<ul style="list-style-type: none"> • sehr kleine abgerundete Kristalle als Einschlüsse in Ol oder Cpx; • abgerundete oder gekrümmte Kristalle als Einschlüsse in Ol oder gekrümmte idiomorph – xenomorph vermiculare Kristalle intergranular; einige Kristalle in Kontakt mit Reaktionssaum;
Amph	• dicht; Durchmesser: <0,1mm; • fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,6-2,6mm;		<ul style="list-style-type: none"> • Amph-Relikt in Cpx eingeschlossen; • idiomorph – hypidiomorph Kristalle und xenomorphe Relikte; Pleochroismus; umgeben von Reaktionssaum wenn „breakdown“;

Com 138	Gesteinstyp: Vehrlit	Gefüge: Tabular equigranular; „melt pockets“ mit oder ohne Amph- Relikte; kleine Äderchen vorhanden, die die Migration von Schmelzen/Fluiden begünstigen; teilweise längliche Kristalle, die subparallel sind;
		Ausbildung
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-2,9mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph;	„kink-bands“ und undulöse Auslösung; seltener Tripelpunkte;
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-1,2mm; geradlinige Kg; idiomorph;	
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,9mm; geradlinige – gekrümmte; idiomorph – hypidiomorph;	
Sp	• dicht; Durchmesser: <0,1mm; • feinkörnig; Durchmesser: 0,1-0,9mm;	• sehr kleine abgerundete Kristalle als Einschlüsse in Ol und Cpx; • größere geradlinig/gekrümmte bis abgerundete Kristalle intergranular und vermicular, hypidiomorph – xenomorph; oft in Kontakt mit einem Reaktionssaum;
Amph	• dicht; Durchmesser: <0,1mm; • feinkörnig; Durchmesser: 0,3-0,5mm;	nur als xenomorphe Relikte in „melt pockets“; keine Kristalle mehr vorhanden;

Com 139	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	Gefüge: Protogranular (II); Phasen sind richtungslos;
		Ausbildung
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-4,1mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	„kink-bands“, gut ausgebildete Tripelpunkte;
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,8mm; geradlinige Kg; idiomorph;	sehr gut ausgebildete Tripelpunkte; bildet Aggregate; in Kontakt mit Opx;
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,1mm; geradlinige Kg; idiomorph – hypidiomorph;	
Sp	• dicht; Durchmesser: <0,1mm; • feinkörnig; Durchmesser: 0,1-0,6mm;	• als kleine abgerundete Einschlüsse in Ol hypidiomorph – xenomorph meistens gekrümmte Kristalle; • intergranular;

Com 140	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	Ausbildung	Gefüge: Tabular equigranular; Kristalle sind länglich und parallel zu einander und weisen auf eine Foliation auf;
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-2,9mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	„Kink-bands“ und undulöse Auslösung; Tripelpunkte;	Anmerkung
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-1,5mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	– bildet Aggregate;	
Cpx	feinkörnig; Durchmesser: 0,4-1mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph – hypidiomorph;		
Sp	• dicht; Durchmesser: <0,1mm; • fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,1-1,6mm;	• kleine abgerundete Kristalle, meistens als Einschlüsse in Ol; • größere geradlinig bis gekrümmte Kristalle, hypidiomorph – xenomorph; einige Kristalle sind vermkular;	

Com 141	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	Ausbildung	Gefüge: Mosaic equigranular – Protophane (II); stellenweise gibt es sehr große Ol-Kristalle, die dominieren und stellenweise sind die Kristalle der verschiedenen Phasen gleich groß; Phasen sind richtungslos;
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-4,3mm; geradlinige – gekrümmte Kg; hypidiomorph;	„Kink-bands“ und undulöse Auslösung; Tripelpunkte;	Anmerkung
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-1,9mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph – hypidiomorph;	– bildet Aggregate;	
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,3mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	– am meisten in Kontakt mit Opx;	
Sp	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,1-1,3mm; geradlinige – abgerundete Kg; idiomorph – xenomorph;	kleine runde Kristalle als Einschlüsse in Ol und Opx; bei größeren Kristallen ist manchmal ein Reaktionsraum zu beobachten;	

Com 142	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	Ausbildung	Gefüge: Mosaic equigranular; Phasen sind richtungsgenos; ein großer Gang quert durch die Probe und begünstigt damit die Migration von Schmelzen/Fluiden; Phasen in Kontakt mit Basalt, teilweise alteriert;
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-4,9mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;		„kink-bands“, sehr gut ausgebildete Tripelpunkte;
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-1,7mm; geradlinige – gekrümmte Kg; hypidiomorph;		
Cpx	feinkörnig; Durchmesser: 0,2-0,7mm; meistens geradlinige Kg; hypidiomorph;		meistens in Kontakt mit Opx;
Sp	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,2-1,2mm; geradlinige – abgerundete Kg; idiomorph – xenomorph;		abgerundete Kristalle meistens als Einschlüsse in Ol; größere Kristalle sind idiomorph bis xenomorph und intergranular; oft bildet sich Reaktionssaum um die Kristalle;

Com 143	Gesteinstyp: Wehrlit	Ausbildung	Gefüge: Tabular equigranular; längliche Kristalle, die parallel bis subparallel zu einander sind und eine Foliation aufweisen;
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-3,5mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph – hypidiomorph;		„kink-bands“, einige gut ausgebildete Tripelpunkte;
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,5mm; geradlinige – gekrümmte Kg; hypidiomorph;		
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-2mm; geradlinige – gekrümmte Kg; hypidiomorph;		bildet Aggregate;
Sp	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 1-1,1mm; geradlinige – abgerundete Kg; hypidiomorph – xenomorph;		intergranular oder als Einschlüsse in Ol; vermkular; einige Kristalle von Reaktionssaum umgeben;
Amph	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-1,8mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;		Pleochroismus; einige Kristalle zeigen Spaltbarkeit; manche Kristalle von Reaktionssaum umgeben;

Com 144	Gesteinstyp: Dunit	Gefüge: Tabular equigranular; kein Opx vorhanden; längliche Kristalle, die sub-parallel zu einander sind; „melt pockets“; Phasen in Kontakt mit Basalt sind intakt;
	Ausbildung	Anmerkung
Ol	fein- bis grobkörnig; Durchmesser: 0,5-5,7mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph – hypidiomorph;	„kink-bands“; sehr gut ausgebildete Tripelpunkte;
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,6mm; geradlinige – gekrümmte Kg; hypidiomorph;	bildet Aggregate;
Sp	feinkörnig; Durchmesser: 0,1-1mm; geradlinige – abgerundete Kg; idiomorph – xenomorph;	Kristalle sowohl als Einschlüsse in Ol und Cpx als auch intergranular; einige Kristalle sind von Reaktionssaum umgeben;
Amph	• dicht; Durchmesser: <0,1mm; • feinkörnig; Durchmesser: 0,1-0,3mm;	Relikte von Amph in „melt pockets“ oder von Reaktionssaum umgeben; „breakdown“ von Amph; Pleochroismus;

Com 145	Gesteinstyp: Sp-Harzburgit	Gefüge: Mosaic equigranular; Phasen sind richtungslos;
	Ausbildung	Anmerkung
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,6-4,1mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph – hypidiomorph;	„kink-bands“ und undulöse Auslösung; einige gut ausgebildete Tripelpunkte;
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-2,1mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph – hypidiomorph;	bildet Aggregate;
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,4mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	meistens in Kontakt mit Opx;
Sp	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-1,7mm; geradlinige – abgerundete Kg; idiomorph – xenomorph;	meistens intergranular; vermkular; einige Kristalle in Kontakt mit Reaktionssaum; Kristalle auch als Einschlüsse in Ol;

Com 146 Gesteinstyp: Sp-Harzburgit		Gefüge: Protogranular (II); Phasen sind richtungslos; kleine Äderchen vorhanden, die die Migration von Schmelzen/Fluiden begünstigen; Phasen in Kontakt mit Basalt sind intakt;					
		Ausbildung			Anmerkung		
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-4,4mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	„Kink-bands“ und undulöse Tripelpunkte;	Auslösung;	sehr gut	ausgebildete		
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-2,6mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph – hypidiomorph;	bildet Aggregate;					
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,1mm; geradlinige – gekrümmte Kg; hypidiomorph;	in Kontakt mit Opx;					
Sp	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,2-1,2mm; geradlinige – abgerundete Kg; idiomorph – xenomorph;	hauptsächlich intergranular aber auch als Einschluss in Ol; manche Kristalle in Kontakt mit Reaktionssaum;					
Amph	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-2,5mm; geradlinige – gekrümmte Kg; hypidiomorph – xenomorph;	sowohl Kristalle als auch Relikte innerhalb eines Reaktionssaums; „breakdown“ von Amph; nur einige Kristalle zeigen Pleochroismus; Spaltbarkeit;					

Com 147 Gesteinstyp: Wehrlit		Gefüge: Protogranular (II); Phasen sind richtungslos;					
		Ausbildung			Anmerkung		
Ol	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,7-3,1mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	„Kink-bands“ und undulöse Tripelpunkte; rundlicher Ol in Amph eingeschlossen;	Auslösung;	sehr gut	ausgebildete		
Opx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,5-1,4mm; geradlinige – abgerundete Kg; idiomorph – hypidiomorph;	bildet manchmal Aggregate;					
Cpx	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,4-1,6mm; geradlinige – gekrümmte Kg; idiomorph – hypidiomorph;	in Kontakt mit Opx oder Amph;					
Sp	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,1-2,5mm; geradlinige – abgerundete Kg; idiomorph – xenomorph;	kleine abgerundete Kristalle als Einschlüsse in Ol, Cpx und Amph; vermkulare intergranulare Kristalle;					
Amph	fein- bis mittelkörnig; Durchmesser: 0,3-3,4mm; meistens geradlinige Kg; idiomorph – hypidiomorph;	Spaltbarkeit; Pleochroismus; Amph in Cpx eingeschlossen;					

		Olivin					
Bereich	MW	Bereich Rechts (BR)		Bereich Mitte (BM)		Bereich Links (BL)	
		Max	Min	Max	Min	Max	Min
n [Gew.%]							
SiO₂	39,25	39,55	38,78	40,15	40,47	39,84	40,67
TiO₂	0,01	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Al₂O₃	0,01	0,16	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,02	0,05	0,00	0,05	0,00	0,02	0,04
FeO*	16,58	18,38	15,26	12,46	13,77	11,66	9,68
MnO	0,39	0,42	0,33	0,27	0,31	0,22	0,18
NiO	0,38	0,41	0,21	0,39	0,42	0,36	0,39
MgO	43,45	44,43	41,77	46,83	47,96	45,69	49,18
CaO	0,10	0,39	0,04	0,06	0,25	0,03	0,04
P₂O₅	0,02	0,10	0,00	0,01	0,07	0,00	0,03
Total	100,16	100,69	99,66	100,16	100,55	99,92	100,18
Mg#	82,4	83,8	80,2	87,0	88,0	85,5	90,1
Fo	82,4			87,0			90,1
Fa	17,6			13,0			9,9

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

Bereich [Gew.%]	Orthopyroxen						Bereich Links (BL) MW Min	
	Bereich Rechts (BR)		Bereich Mitte (BM)		MW Max	Min		
	MW	Max	MW	Min				
n	26	26	26	11	56,24	55,56	56,62	
SiO₂	55,81	56,20	55,27	56,68	55,56	56,81	56,38	
TiO₂	0,02	0,05	0,00	0,03	0,05	0,04	0,06	
Al₂O₃	1,60	2,65	1,15	1,84	2,58	1,31	2,41	
Cr₂O₃	0,40	0,47	0,31	0,38	0,45	0,28	0,44	
FeO*	9,31	10,29	6,63	7,44	7,76	7,17	5,55	
MnO	0,35	0,41	0,16	0,26	0,28	0,23	0,15	
NiO	0,10	0,14	0,07	0,11	0,13	0,08	0,10	
MgO	31,98	33,95	31,34	33,35	33,88	32,94	34,36	
CaO	0,60	0,70	0,55	0,60	0,64	0,57	0,58	
Na₂O	0,14	0,29	0,09	0,10	0,13	0,06	0,11	
Total	100,32	100,85	99,88	100,34	100,59	100,06	100,31	
Mg#	86,0	90,1	84,5	88,9	89,4	88,4	91,7	
En	84,5				87,5		90,5	
Fs	14,3				11,4		8,4	
Wo	1,1				1,1		1,1	

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab. 7.1.1

Klinopyroxen									
Bereich	Bereich Rechts (BR)			Bereich Mitte (BM)			Bereich Links (BL)		
	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min
<i>n</i> [Gew.%]	4	4	4	3	3	3	3	3	3
SiO₂	54,24	54,31	54,14	54,32	54,41	54,19	53,47	53,72	53,17
TiO₂	0,06	0,09	0,03	0,09	0,11	0,07	0,10	0,10	0,09
Al₂O₃	3,21	3,30	3,14	3,25	3,35	3,14	3,33	3,42	3,25
Cr₂O₃	1,03	1,10	1,00	1,01	1,05	0,95	1,02	1,08	0,97
FeO*	2,79	2,88	2,68	2,58	2,71	2,36	2,12	2,17	2,05
MnO	0,12	0,15	0,08	0,07	0,07	0,06	0,07	0,09	0,06
NiO	0,05	0,07	0,02	0,05	0,09	0,03	0,04	0,07	0,03
MgO	16,38	16,55	16,21	16,38	16,50	16,24	16,40	16,52	16,19
CaO	20,60	20,87	20,44	21,05	21,31	20,91	22,48	22,68	22,23
Na₂O	1,78	1,82	1,73	1,65	1,76	1,48	1,08	1,19	0,90
Total	100,25	100,52	100,09	100,45	100,59	100,23	100,12	100,25	99,97
Mg#	91,3	91,5	91,1	91,9	92,5	91,5	93,2	93,5	93,1
En	49,9			49,6			48,5		
Fs	5,0			4,5			3,6		
Wo	45,1			45,9			47,8		

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

Profil	Olivin				L4
	S1	S3	L2		
n	Max 12	Min 12	Max 21	Min 21	Max 11
[Gew.%]					Min 11
SiO₂	40,94	39,16	41,32	39,47	41,44
TiO₂	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02
Al₂O₃	0,04	0,00	0,02	0,00	0,04
Cr₂O₃	0,03	0,00	0,04	0,00	0,03
FeO*	16,96	9,12	15,54	8,20	10,11
MnO	0,42	0,15	0,35	0,10	0,17
NiO	0,43	0,37	0,45	0,35	0,43
MgO	49,70	43,25	49,64	43,23	50,41
CaO	0,07	0,04	0,08	0,02	0,07
P₂O₅	0,06	0,00	n.a.	n.a.	0,06
Total	100,76	99,86	99,76	99,05	100,81
Mg#	90,7	82,0	91,5	83,2	91,6
					89,8
					90,4
					80,2

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

Profil	Orthopyroxen						L4				
	S1		S2		S3			L1	L2	L3	
n	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
[Gew.%]											
SiO ₂	56,99	56,20	57,03	55,85	56,78	55,60	57,06	56,43	56,90	56,34	56,80
TiO ₂	0,04	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,06	0,01	0,07	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	2,72	1,88	2,47	1,66	2,65	1,21	2,74	1,96	2,73	2,03	2,65
Cr ₂ O ₃	0,48	0,39	0,46	0,35	0,49	0,33	0,48	0,39	0,48	0,41	0,49
FeO*	6,28	5,15	8,53	6,34	9,13	5,21	5,31	5,14	5,60	5,13	7,58
MnO	0,19	0,11	0,31	0,16	0,36	0,12	0,15	0,10	0,18	0,10	0,25
NiO	0,13	0,08	0,11	0,08	0,13	0,08	0,13	0,07	0,11	0,07	0,13
MgO	34,41	33,44	33,85	31,69	34,45	31,88	34,41	34,10	34,54	34,16	34,37
CaO	0,60	0,52	0,60	0,54	0,66	0,55	0,61	0,55	0,60	0,53	0,61
Na ₂ O	0,12	0,03	0,13	0,08	0,12	0,00	0,11	0,02	0,10	0,02	0,14
Total	100,24	99,63	100,45	99,68	100,06	99,33	100,34	99,77	100,34	99,78	100,43
Mg#	92,2	90,5	90,4	86,9	92,1	86,2	92,3	91,6	92,0	88,5	90,4
											83,7

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1

Profil	Klinopyroxen				L4
	Max	Min	Max	Min	
n	10	10	4	4	
[Gew.%]					
SiO₂	54,41	53,17	54,36	54,04	54,26
TiO₂	0,11	0,03	0,10	0,04	0,11
Al₂O₃	3,42	3,14	3,30	3,11	3,32
Cr₂O₃	1,10	0,95	1,02	0,92	1,08
FeO*	2,88	2,05	3,94	2,24	4,09
MnO	0,15	0,06	0,17	0,06	0,20
NiO	0,09	0,02	0,06	0,04	0,08
MgO	16,55	16,19	16,44	15,95	16,92
CaO	22,68	20,44	21,83	19,89	22,03
Na₂O	1,82	0,90	1,81	1,51	1,83
Total	100,59	99,97	100,56	99,52	100,35
Mg#	93,5	91,1	92,8	87,8	93,5
					87,6
					92,1
					87,3

Bemerkungen: Abkürzungen wie bei Tab.7.1.1