



universität
wien

MASTERARBEIT

Titel der Masterarbeit

„Charakterisierung des lithosphärischen Erdmantels
unterhalb von Potrok Aike, Argentinien“

Verfasser

Christian Schrott, Bakk. rer. nat

angestrebter akademischer Grad

Master of Science (M.Sc.)

Wien, Mai 2009

Studienkennzahl lt.
Studienblatt:

A 066 815

Studienrichtung lt.
Studienblatt:

Masterstudium Erdwissenschaften UG2002

Betreuerin / Betreuer:

Ao. Univ. Prof. Dr. Theodoros Ntaflos

Danksagung

Zu allererst möchte ich mich bei meinem Betreuer Theodoros Ntaflos für seine Hilfe bei der Realisierung dieser Masterarbeit danken. Durch seine persönliche und wissenschaftliche Betreuung sowie seinem Enthusiasmus wurde es mir möglich, diese Arbeit durchzuführen. Danke auch für die Einführung in die Kunst der Espressozubereitung.

Dank gilt auch Cornelius Tschegg für die Hilfe bei verschiedenen Analysen und konstruktiven Anregungen, sowie Ernesto Bjerg (Instituto Geologico del Sur, CONICET-UNS, Bahia Blanca, Argentina) für die Bereitstellung des Probenmaterials.

Meinen Studienkollegen Bernhard „Gurki“ Bretis, Nick Bartl, Jürger „Yrga“ Leitner, Andrea Schicker, Hans Reitinger, Jonas Weil, Alex Rath, Christine Dunkel, Vanessa Fremd, Andi Mundl und Magda Bottig möchte ich für die vielen gemeinsamen Stunden an der Uni und im Gelände danken. Durch euch wurden die Studentenzeit sowie die zahlreichen Exkursionen zu Erlebnissen, an welche man sich vielleicht nicht mehr genau erinnern kann, die aber trotzdem unvergesslich bleiben!

Besonderer Dank gilt dabei Christine Dunkel und Vanessa Fremd für die STRV-Zeit, Bernhard „Gurki“ Bretis für die schnarchfreie Gesellschaft auf diversen Exkursionen und natürlich der Zimmercrew von 2C577.

Gregor „5ch0r5ch“ Himmler danke ich für seine Freundschaft, welche auch nach vielen Jahren nichts von ihrem Glanz verloren hat.

Dir Kathrin danke ich für deine Liebe und die Zeit die wir miteinander verbringen. Du hast mich auf unserem Weg immer unterstützt und mir Rückhalt gegeben. Deine Liebe ist mein Antrieb. Je t'aime mon amour!

Ein großer Dank gilt meinen Eltern, Jadwiga und Helmut, welche mir nicht nur das Studium ermöglichten, sondern vor allem durch ihre Liebe und ihr Vertrauen eine wichtige Stütze sind. Ohne euch hätte ich es nicht so weit geschafft. Danke!

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	II
Abbildungsverzeichnis	IV
Tabellenverzeichnis	VII
Abstract	IX
1. Einführung	1
1.1 Der Erdmantel	1
1.2 Erdmantelxenolithe	3
2. Geographische Beschreibung	4
3. Die Geologie Patagoniens	4
3.1 Entstehung	4
3.2 Vulkanismus	6
3.3 Geologie von Pali Aike / Potrok Aike nach Kempton et al. (1999)	8
4. Analytische Methoden	9
4.1 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)	9
4.1.1 Probenvorbereitung	9
4.1.2 Präparation der Presspillen	9
4.1.3 Bestimmung des Glühverlustes	10
4.1.4 Präparation der Schmelzpillen	12
4.2 ICP – MS	12
4.2.1 Probenvorbereitung	12
4.3 Elektronenstrahlmikrosonde	13
4.4 LA – ICP – MS	14
5. Modalbestand	15
6. Petrographie	18
6.1 Allgemeine texturale Merkmale	18
6.2 Spl – Peridotite	23
6.3 Grt – Spl – Peridotite	24

7. Analysenergebnisse	29
7.1 Gesamtgesteinschemismus	29
7.1.1 Hauptelemente	29
7.1.2 Spurenelemente	33
7.1.3 Seltene Erdelemente (REE)	36
7.2 Mineralchemie	40
7.2.1 Olivin	40
7.2.2 Orthopyroxen	45
7.2.3 Klinopyroxen	50
7.2.4 Spinell	60
7.2.5 Granat	65
7.2.6 Gläser	66
8. Geothermobarometrie	69
8.1 Geothermometrie	69
8.2 Geobarometrie	70
9. Bestimmung der Aufstiegsraten anhand der Ca-Diffusion in Olivin	71
10. Diskussion	74
11. Conclusio	82
12. Literaturverzeichnis	83
13. Curriculum Vitae	86

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1	Struktur des Erdmantels aus <i>Encyclopedia Britannica (2007)</i>	1
Abb. 2	Entwicklungspfade während der partiellen Aufschmelzung lherzolitischen Ausgangsmaterials aus <i>Winter (2001)</i>	2
Abb. 3	a) solidus Phasenübergänge in Lherzoliten, b) Reaktionsgleichungen an den Phasenübergängen; a+b nach <i>Wilson (1989)</i>	3
Abb. 4	Phasendiagramm des oberen Erdmantels aus <i>White (1997)</i>	3
Abb. 5	Topographischer und Tektonischer Überblick Patagoniens aus <i>Ramos (2008)</i>	4
Abb. 6	Die kratonischen Einheiten Patagoniens [<i>Pankhurst et al. (2006)</i>]	5
Abb. 7	„Back arc“ Plateau Lavafelder aus <i>Kay et al. (2004)</i>	7
Abb. 8	Klassifikation der Xenolithproben nach <i>Streckeisen (1973)</i>	16
Abb. 9	Protogranulare Textur in POKA 16 [einfach (l) und gekreuzte Nichols (r)]	18
Abb. 10	Protogranular – equigranulare Textur in POKA 20 [einfach (l) und gekreuzte Nichols (r)]	19
Abb. 11	Entmischungslamellen von Opx in Cpx im Mikroskop (l) und in einer „BSE“ Aufnahme [zusätzlich mit Spinell Entmischungslamellen normal auf Opx] (r) der Probe POKA 03	20
Abb. 12	Dünnschliffbilder von „kink bands“ in Ol (gekreuzte Polarisatoren) in POKA 12 (l) und POKA 25 (r)	20
Abb. 13	BSE Aufnahmen von intergranularem Glas (links) und intergranularen (sekundären) Cpx zwischen Ol und Opx (rechts) in der Probe POKA 01	21
Abb. 14	Dünnschliffbilder von „melt pocket“ in POKA 05 um primären Spinell (links), Detailaufnahme mit rekristallisierten Spinellen (rechts)	22
Abb. 15	BSE Aufnahme einer „melt pocket“ mit sekundären (rekristallisierten) Ol, Cpx und Spl (links – POKA 10), sowie randlich rekristallisierten Spl (rechts – POKA 05)	22
Abb. 16	Dünnschliff- (links) und BSE – Aufnahme (rechts) von Cpx mit randlicher „sponge“Textur der Probe POKA 21	23
Abb. 17	Dünnschliffbilder typischer Spl-Peridotite der Proben POKA 28 (l) und POKA 12 (r)	24

Abb. 18	a) primärer Spl mit typischem kelyphitischen Saum aus Grt-Zerfall (POKA 16), b) Detailansicht des kelyphitischen Saumes um Spl (POKA 16), c) Grt umgeben von kelyphitischen Saum (POKA 11), d) Detailaufnahme eines Grt mit kelyphitischem Saum (POKA 11)	25
Abb. 19	BSE Übersichtsaufnahme eines Grt mit kelyphitischen Saum (rechts) mit Detailaufnahme (links) der Probe POKA 11	26
Abb. 20	Vergleichsdiagramme zur Hauptelementzusammensetzung der untersuchten Erdmantelxenolithe; Primitiver Mantel nach <i>McDonough & Sun (1995)</i>	32
Abb. 21	Darstellung der Verteilung ausgewählter Spurenelemente im Verhältnis zum MgO Gehalt der Xenolithen. Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach <i>McDonough & Sun (1995)</i>	35
Abb. 22	REE-Diagramm von Spl – Peridotiten normiert auf den primitiven Erdmantel nach <i>McDonough & Sun (1995)</i>	39
Abb. 23	Diagramm der REE von Grt - Spl – Peridotiten sowie einem Grt-Spl- Websterit normiert auf den primitiven Erdmantel nach <i>McDonough & Sun (1995)</i>	39
Abb. 24	Zusammensetzung der primären Ortho- (Enstatit) und Klinopyroxene (Diopsid)	46
Abb. 25	Vergleich der CaO und MgO Gehalte in primären Cpx mit und ohne Entmischungslamellen	51
Abb. 26	Vergleich der Al ₂ O ₃ und MgO Gehalte in primären Cpx und Cpx der „sponge“ Textur	51
Abb. 27	Vergleich der Na ₂ O und CaO Gehalte in primären Cpx und Cpx der „sponge“ Textur	51
Abb. 28	Verteilung der REE in primären Klinopyroxenen normiert auf den primitiven Erdmantel nach <i>McDonough & Sun (1995)</i>	57
Abb. 29	Verteilung der seltenen Erdelemente in primären Klinopyroxenen mit Zr, Y und Ti normiert auf den primitiven Erdmantel nach <i>McDonough & Sun (1995)</i>	58
Abb. 30	TAS-Plot nach <i>LeBas et al. (1986)</i> der diversen Glaszusammensetzungen	67
Abb. 31	Profile des Calciumgehaltes in Olivinen	73
Abb. 32	OSMA Plot nach <i>Arai (1994)</i>	75
Abb. 33	Verteilung der REE in Cpx und Grt in Xenolithen der Lokalität von Praguaniyeu nach <i>Bjerg et al. (2009)</i> , normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach <i>McDonough & Sun (1995)</i>	77

- Abb. 34 Verteilung der REE in Cpx und Grt in Xenolithen der Lokalität Praguaniyeu nach *Bjerg et al. (2009)*, sowie der Klinopyroxene aus Potrok Aike normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach *McDonough & Sun(1995)* 77
- Abb. 35 Verteilung der REE, Zr und Ti in Cpx und Grt in Xenolithen der Lokalität von Praguaniyeu nach *Bjerg (2009)* normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach *McDonough & Sun (1995)* 79
- Abb. 36 Verteilung der REE, Zr und Ti in Cpx von Grt-Spl Peridotiten und Websterit normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach *McDonough & Sun (1995)* 79
- Abb. 37 Verteilung der REE, Zr und Ti in Cpx von Spl Peridotiten normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach *McDonough & Sun (1995)* 80

Tabellenverzeichnis

Tab. 1	Probeneinwaagen und berechnete Glühverluste	11
Tab. 2	Einwaagen zur Schmelzpillenpräparation	12
Tab. 3	Einwaagen für den HF/HNO ₃ Aufschluss	13
Tab. 4	Modalbestände der untersuchten Erdmantelxenolithe	17
Tab. 5	Texturbeschreibung (Teil I)	27
Tab. 6	Texturbeschreibung (Teil II)	28
Tab. 7	Ergebnisse der Hauptelementanalysen mittels Röntgenfluoreszenzspektrometrie	30
Tab. 8	Ergebnisse der Spurenelementanalyse mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz spektrometrie sowie der ICP-MS	34
Tab. 9	Ergebnisse der Analyse der seltenen Erdelemente mittels ICP-MS	37
Tab. 10	Olivinzusammensetzungen in Spl- Harzburgiten	41
Tab. 11	Olivinzusammensetzungen in Spl- Lherzolithen	42
Tab. 12	Olivinzusammensetzungen in Grt-Spl- Lherzolithen	43
Tab. 13	Olivinzusammensetzungen in Grt-Spl- Harzburgiten (links) und Grt-Spl- Websterit (rechts)	43
Tab. 14	Zusammensetzungen von Olivinen in Meltpockets	44
Tab. 15	Zusammensetzungen intergranularer Olivine	44
Tab. 16	Olivinzusammensetzungen in Kelyphitsaum um Granat rekristallisiert	45
Tab. 17	Orthopyroxenzusammensetzungen in Spl-Harzburgiten	46
Tab. 18	Orthopyroxenzusammensetzungen in Spl-Lherzolithen	47
Tab. 19	Orthopyroxenzusammensetzungen in Grt-Spl-Lherzolithen	48
Tab. 20	Orthopyroxenzusammensetzungen in Grt-Spl-Harzburgiten (links) und im Grt-Spl-Websterit (rechts)	48
Tab. 21	Zusammensetzungen intergranularer Orthopyroxene	49
Tab. 22	Zusammensetzungen von Orthopyroxenen welche in kelyphitischen Säumen kristallisiert sind	49
Tab. 23	Zusammensetzung der Klinopyroxene in Spl-Harzburgiten	52
Tab. 24	Zusammensetzungen der primären Klinopyroxene in Spl-Lherzolithen	53
Tab. 25	Zusammensetzung der primären Klinopyroxene in Grt-Spl-Lherzolithen	54

Tab. 26	Zusammensetzung der primären Klinopyroxene in Grt-Spl Harzburgiten (links) und Grt-Spl Websterit (rechts)	54
Tab. 27	Zusammensetzung sekundärer, intergranuläre Klinopyroxene	55
Tab. 28	Zusammensetzung von Klinopyroxenen der „sponge“ Textur	55
Tab. 29	Zusammensetzung der sek. Cpx in „melt pockets“	56
Tab. 30	Zusammensetzung der sek. Cpx aus kelyphitischen Säumen um Granat	56
Tab. 31	LA-ICP-MS Ergebnisse der Spuren- und REE primärer Klinopyroxene	59
Tab. 32	Spinellzusammensetzungen in Spl-Harzburgiten	60
Tab. 33	Spinellzusammensetzungen in Spl-Lherzoliten	61
Tab. 34	Spinellzusammensetzungen in Grt-Spl-Lherzoliten	62
Tab. 35	Spinellzusammensetzungen in Grt-Spl Harzburgiten (links) und im Grt-Spl Websterit (rechts)	62
Tab. 36	Zusammensetzung des in „melt pockets“ rekristallisierten Kornrandes von Spinell	63
Tab. 37	Zusammensetzungen von Spinellen welche in kelyphitischen Säumen rekristallisiert sind	64
Tab. 38	Granatzusammensetzungen in Grt-Spl Lherzoliten und Grt-Spl Websteriten	65
Tab. 39	Zusammensetzung intergranularer Gläser	68
Tab. 40	Zusammensetzung von Gläsern in „melt pockets“(links) sowie in einer „sponge“ Textur (rechts)	68
Tab. 41	Ergebnisse der Geothermobarometrie	70

Abstract

Potrok Aike is located 68 km SW of Río Gallegos, Argentina and belongs to the Pliocene to Holocene Pali Aike Volcanic field. The Potrok Aike mantle xenoliths are spinel- and garnet-spinel bearing lherzolites and harzburgites and therefore provide unique opportunities to study the lithospheric mantle beneath southern Patagonia. The textures throughout the studied mantle-xenoliths vary from protogranular to protogranular-equigranular. One of the most common textural features are kelyphitic rims around garnets, representing the break down of garnet in the garnet bearing xenoliths as well as intergranular clinopyroxenes representing a modal metasomatism. No hydrous minerals such as amphibole and/or phlogopite are present in the studied samples.

The Potrok Aike olivines are forsterites (Fo from 88 to 91 %) corresponding to typical mantle compositions. Orthopyroxenes are enstatites with Al_2O_3 contents varying from 2.1 to 4.5 wt%, depending on the fertility of the samples, while the primary clinopyroxenes are Cr-diopsides with Al_2O_3 contents from 1.79 to 7.2 wt %. Garnets show pyrope composition ($\text{Alm}_{16.3}\text{Py}_{69.3}\text{Gros}_{13.7}\text{Spess}_{0.7}$), with Cr_2O_3 contents ranging from 0.75 to 1.10 wt%. Spinels are characterized by a broad compositional variation (Cr# between 0.1 and 0.5), with spinels enclosed by garnets being the most Cr-rich.

The whole rock analyses show that the studied samples cover a wide compositional range from, in basaltic components, slightly depleted lherzolites (Al_2O_3 2.6 - 3.6 wt % and CaO 2.5 - 2.9 wt %) to strongly depleted harzburgites (Al_2O_3 0.7 - 2.5 wt % and CaO 0.33 - 2.14 wt %). According to the REE abundances, the Protok Aike peridotites are divided into three groups: group I, non-metasomatised peridotites with La_n/Sm_n from 0.77 to 0.92 and Tb_n/Yb_n 0.72; group II, slightly metasomatised peridotites with La_n/Sm_n from 0.95 to 1.27 and Tb_n/Yb_n from 0.96 to 1.18; and group III, metasomatised peridotites with La_n/Sm_n from 1.36 to 3.2 and Tb_n/Yb_n from 1.06 to 2.13. LA-ICP-MS analyses on clinopyroxenes from spinel-peridotites and spinel-garnet peridotites show similar convex upward REE patterns with La_n/Sm_n and Tb_n/Yb_n ratios ranging from 0.21 to 0.63 and from 2.1 to 6.5 respectively. This suggests that the spinel-peridotites originally were equilibrated in the garnet-spinel-peridotite field and have been gradually transformed into the spinel-peridotite field. Evidence for this transition provide the clinopyroxenes which, in the primitive mantle normalized trace elements diagram, show variable positive Zr anomalies relative to Nd and Sm. This feature is absent in the clinopyroxenes from the garnet-spinel peridotites, as Zr in coexisting clinopyroxene-garnet preferentially will be incorporated in the garnets. In addition, the occurring P-T conditions in which this transition took place were within a narrow range.

1. Einführung

1.1 Der Erdmantel

Um eine Charakterisierung des Erdmantels durchzuführen muss man sich darüber im Klaren sein, wie dieser definiert ist. Der Erdmantel repräsentiert jenen im wesentlichen festen Teil der Erde, welcher zwischen Kruste und Kern liegt. Er enthält 83 % des Erdvolumens und 67 % der Erdmasse. Die Untersuchung des Erdmantels gestaltet sich in Anbetracht seiner Unzugänglichkeit als besonders schwierig. Die einzigen Möglichkeiten die chemischen und physikalischen Eigenschaften zu untersuchen liegen einerseits in der Interpretation seismischer Daten, andererseits in der Studie von Erdmantelxenolithen [Wilson (1989)]. Daher leistet die Untersuchung von Erdmantelxenolithen einen wesentlichen Beitrag zum Verständnis der Zusammensetzung des Erdmantels sowie der stattfindenden Prozesse.

Der obere Erdmantel erstreckt sich von der Moho, an der Grenze zwischen Kruste und Erdmantel, bis zu einer Diskontinuität bei 670 km Tiefe (Abb. 1). Der obere Erdmantel beinhaltet somit dem unteren Teil der Lithosphäre, sowie die Asthenosphäre. Der Bereich unterhalb der Asthenosphäre, die Mesosphäre, ist durch Phasenänderungen in der Zusammensetzung der Silikate gekennzeichnet und wird durch Diskontinuitäten bei 400 km und 670 km charakterisiert. Letztere bildet die Grenze zum unteren Erdmantel [Wilson (1989)]. Bei der Lithosphäre handelt es sich um den Bereich der Kruste und dem lithosphärischen Erdmantel bis zu Tiefen von 70 bis 80 km unter ozeanischen Becken, sowie 100 bis 150 km unterhalb der

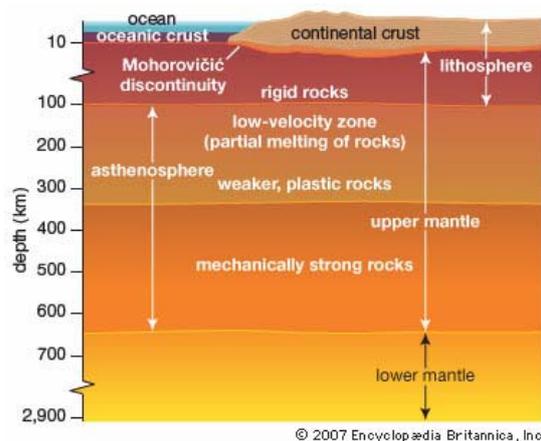
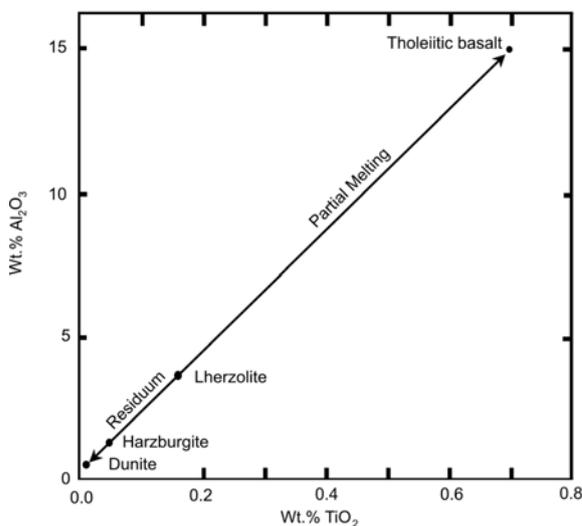


Abb. 1 Struktur des Erdmantels aus *Encyclopedia Britannica (2007)*

Kontinente. Dabei spricht man vom sogenannten „rigiden“ Teil des Mantels. Der „duktile“ Mantel wird durch die Asthenosphäre repräsentiert. Generell zeigt sich, dass Lithosphäre und Asthenosphäre durch ihre mechanischen Unterschiede, nicht aber durch chemische Differenzen gekennzeichnet sind [Winter (2001)].

Mineralogisch zeigt der Erdmantel peridotitische Zusammensetzung. Zur Gruppe der Peridotite werden Lherzolithe, Harzburgite sowie Dunite gezählt. Die Hauptmineralphasen sind Olivin, Ortho- sowie Klinopyroxen, daneben liegen aluminiumhaltige Phasen wie Spinell oder Granat vor. Die Entstehung der Lherzolithe und Harzburgite lässt sich auf partielles Aufschmelzen zurückführen. Dabei werden, ausgehend vom lherzolithischen Material, basaltische Schmelzen ausgeschieden, was zu einer Veränderung in der Zusammensetzung führt (Abb. 2). Durch partielles Schmelzen entwickeln sich aus den Lherzolithen heraus Harzburgite, welche demnach ein verarmtes Residuum darstellen.



Lherzolithe zeigen eine sogenannte fertile Zusammensetzung, während die Harzburgite verarmt sind. Die Kolinearität in den chemischen Zusammensetzungen vom Ausgangsmaterial (Lherzolithe), Produkt (Basalt) und Residuum (Harzburgite) zeigt, dass ihre Entwicklung in direktem Zusammenhang zueinander passiert (Abb. 2).

Abb. 2 Entwicklungspfade während der partiellen Aufschmelzung lherzolithischen Ausgangsmaterials aus Winter (2001)

Die Paragenese der Peridotite ist vom Druck und, in direktem Zusammenhang dazu, von der Tiefe abhängig. Durch Hochdruck- und Hochtemperaturexperimente lassen sich die entsprechenden Phasenübergänge modellieren, wobei man von einer lherzolithischen Zusammensetzung ausgeht. Charakteristisch sind die Übergänge von Plagioklas- (niedrigster Druck) über Spinell- zu Granat- Lherzolithen. Die genauen Grenzen der Änderungen, sowie sie stattfindenden Reaktionen sind in Abb. 3a und 3b dargestellt.

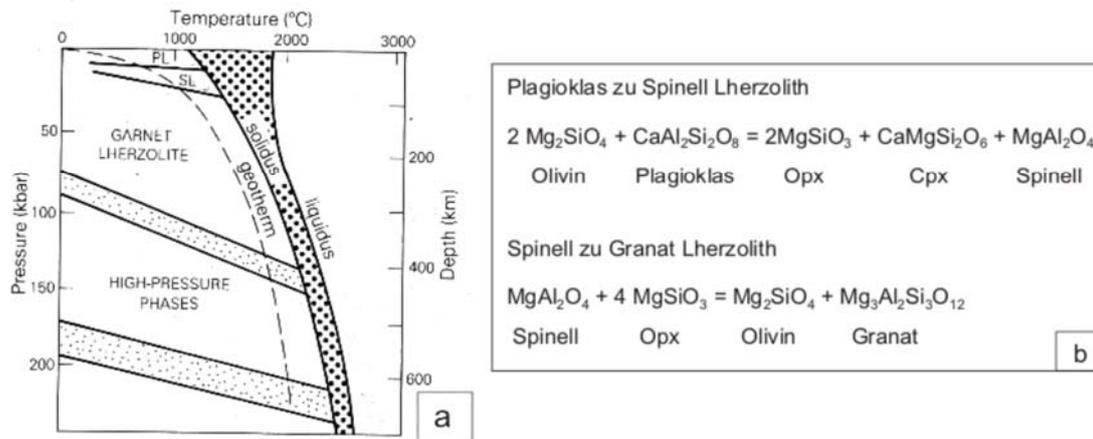


Abb. 3 a) solidus Phasenübergänge in Lherzoliten, b) Reaktionsgleichungen an den Phasenübergängen; a+b nach Wilson (1989)

1.2 Erdmantelxenolithe

Abgesehen von geophysikalischen Methoden wie der Seismik, bietet die Untersuchung von Erdmantelxenolithen eine wichtige Möglichkeit, die Zusammensetzung des Erdmantels zu untersuchen. Erdmantelxenolithe repräsentieren Gesteine, welche ultramafischen Charakter aufweisen und deren Ursprung im Erdmantel liegt. Sie treten dabei als Knollen mit wenigen mm bis 10er cm Durchmesser in Kimberliten oder Alkali-Basalten auf. Wie ihr ultramafischer

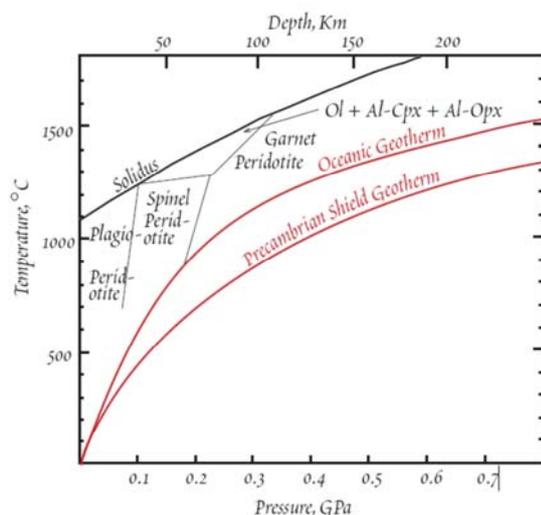


Abb. 4 Phasendiagramm des oberen Erdmantels aus White (1997)

Charakter anzeigt, bestehen Xenolithe aus folgenden Hauptphasen: Olivin (Ol), Orthopyroxen (Opx) und Klinopyroxen (Cpx). In Abhängigkeit von den jeweiligen Gleichgewichtsbedingungen treten als Nebengemengteile Spinell (Spl) und Granat (Grt) auf (Abb. 4). Die Untersuchung dieser aluminiumhaltigen Minerale stellt ein wichtiges Werkzeug zur Bestimmung der Druck- und Temperaturbedingungen dar.

2. Geographische Beschreibung

Die Charakterisierung des lithosphärischen Erdmantels erfolgte anhand von Proben der Maarlandschaft Potrok Aike. Das Untersuchungsgebiet befindet sich in Südpatagonien (LO: 67,7°W und LA: 52,1°S) und liegt in der Provinz Santa Cruz an der südlichen Grenze Argentiniens zu Chile, 68 km SW von Rio Gallegos. Bei der Probenlokalität Potrok Aike handelt es sich um ein vulkanisches Maar, welches zur Alkalibasalt-Provinz Pali Aike gezählt wird. Diese ist nicht nur auf Argentinien beschränkt, sondern reicht über die Landesgrenze bis nach Chile und bedeckt eine Fläche von ca. 150 km².



Abb. 5 Topographischer und Tektonischer Überblick Patagoniens aus Ramos (2008)

3. Die Geologie Patagoniens

3.1 Entstehung

Die Entstehungsgeschichte Patagoniens ist eng mit der Entwicklung Gondwanas verknüpft. Geologisch gesehen lässt sich Patagonien in zwei kratonische Bereiche unterteilen (Abb.6). Der nördliche Teil, das Macizo Nordpatagonico, wird im Norden durch das Colorado- und das Neuquen Becken und im Süden durch das Canadon Asfalto sowie Jorge Becken begrenzt. Südlich des Jorge Beckens erstreckt sich der zweite kratonische Teil, das Macizo del Deseado, welches sich in der Provinz Santa Cruz befindet. Zur Entwicklung Patagoniens in Bezug auf die Akkretion der

kratonischen Bereiche gibt es zwei verschiedene Modelle nach *Pankhurst et al. (2006)* und *Ramos (2008)*.

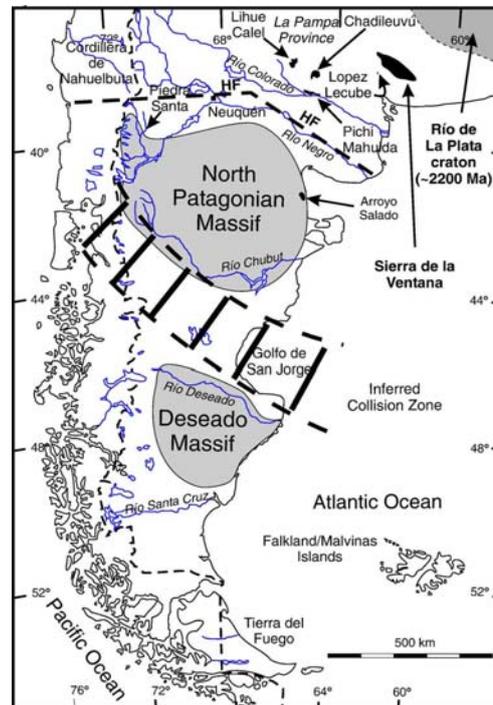


Abb. 6 Die kratonischen Einheiten Patagoniens [*Pankhurst et al. (2006)*]

Pankhurst et al. (2006) stellten nach geochemischer Untersuchung von Magmatiten und Metamorphiten des prämesozoischen Basements ein Modell auf, wonach das Nordpatagonische Massiv bereits im Ordovizium Teil Gondwanas war. Im Gegensatz dazu lag das Südpatagonische Massiv als allochthone Einheit vor, welche im Karbon in Folge einer nord-östlichen Subduktion von Ozeanboden an das Nordpatagonische Massiv angeschlossen wurde. Die dazugehörige Subduktionszone wird unterhalb des Jorge Beckens vermutet.

Das Modell von *Ramos (2008)* hingegen beschreibt, dass die beiden kratonischen Einheiten während der Akkretion an Gondwana bereits vereint waren. Gestützt wird diese These von Altersdaten magmatischer und metamorpher Gesteine sowohl vom Nordpatagonischen, als auch vom Südpatagonischen Massiv.

3.2 Vulkanismus

Die vulkanische Aktivität Patagoniens ist geprägt durch die westliche kontinentale Grenze der Südamerikanischen Platte, den Anden. Die geologische Entwicklung dieser Platte steht in Zusammenhang mit der Subduktion der Nazca und der Antarktischen Platte. Die patagonischen Anden erstrecken sich dabei südlich von 39°S bis 53°S und können in drei Bereiche unterteilt werden. Zwischen 39°S und 46°S erstreckt sich die „southern volcanic zone“ (SVZ). Durch die Subduktion der Nazca Platte unter die Südamerika Platte ist SVZ durch starke vulkanische Aktivität gekennzeichnet. Im Gegensatz dazu bildet die VAG ein Gebiet ohne jegliche vulkanische Aktivität. Diese Zone, welche sich von 46°S bis 49°S erstreckt, entsteht durch die Subduktion des Chile Triple Junction. Die austral-vulkanische Zone (AVZ), welche sich von 49°S bis 53°S erstreckt, bildet die südlichen Ausläufer der Anden. Diese Zone wird durch die Subduktion der Antarktischen Platte gebildet und ist ebenfalls durch vulkanische Aktivität charakterisiert [Bjerg et. al. (2005)].

Xenolithhaltige Vulkanite treten in vielen Gebieten der argentinischen Provinzen Rio Negro, Chubut und Santa Cruz auf. Meist handelt es sich dabei um oligozäne, plio- oder pleistozäne Alkalibasalte, welche den „Host Rock“ bilden (Abb. 7). Die vorkommenden Xenolithen werden durch Harzburgite, Lherzolithe oder Websterite, welche teilweise Spinell und Granat enthalten, repräsentiert und schwanken in ihrer Größe von 2 cm bis zu 40 cm Durchmesser [Bjerg et. al. (2005)].

Das Alter sowie der Ursprung des patagonischen Basements südlich von 42°S ist nach *Kempton et al. (1999)* weiterhin relativ unbekannt. Die Autoren beschreiben eine Theorie, nach welcher ein Zusammenschluss von kratonischen Blöcken und Terranen erfolgte, die in weiterer Folge im späten Proterozoikum bis frühen Paläozoikum einen Teil Gondwanas bildeten [Ramos (1999)]. Auf der anderen Seite beschreibt *Herve (1998)* eine weitaus spätere Entstehungsphase in der Trias. Dies wird durch die Datierung von Fossilien sowie SHRIMP U-Pb Daten von Zirkonen gestützt. Während der Trias befand sich der proto-pazifische Rand in einem kompressiven Stadium, welches an der Grenze Trias/Jura mit dem Beginn des Aufbrechens von Gondwana in eine lithosphärische Extension mit silizischem Magmatismus überging. Im Jura wurde die extentionelle Provinz durch ein marginales Becken gespalten, in welchem voluminöse subalkalische tholeitische Basalte eruptierten. Darüber breiteten sich kleinere Mengen an Alkalibasalten mit pliozänem bis quartärem Alter aus.

Die patagonischen Alkalibasalte lassen sich nach *Stern (1990)* in zwei Gruppen einteilen:

- Kratonisch: geochemisch mit ozeanischen Inselbasalten zu vergleichen
- Transitional: geochemische Eigenschaften zwischen kratonischen und orogenen Anden-Basalten

Die Basalte von Pali Aike sowie Potrok Aike werden zu den kratonischen Basalten gezählt und nach *Kay et al. (2004)* mit einer Mantelquelle ähnlich jener der eozänen „Posada flows“ assoziiert.

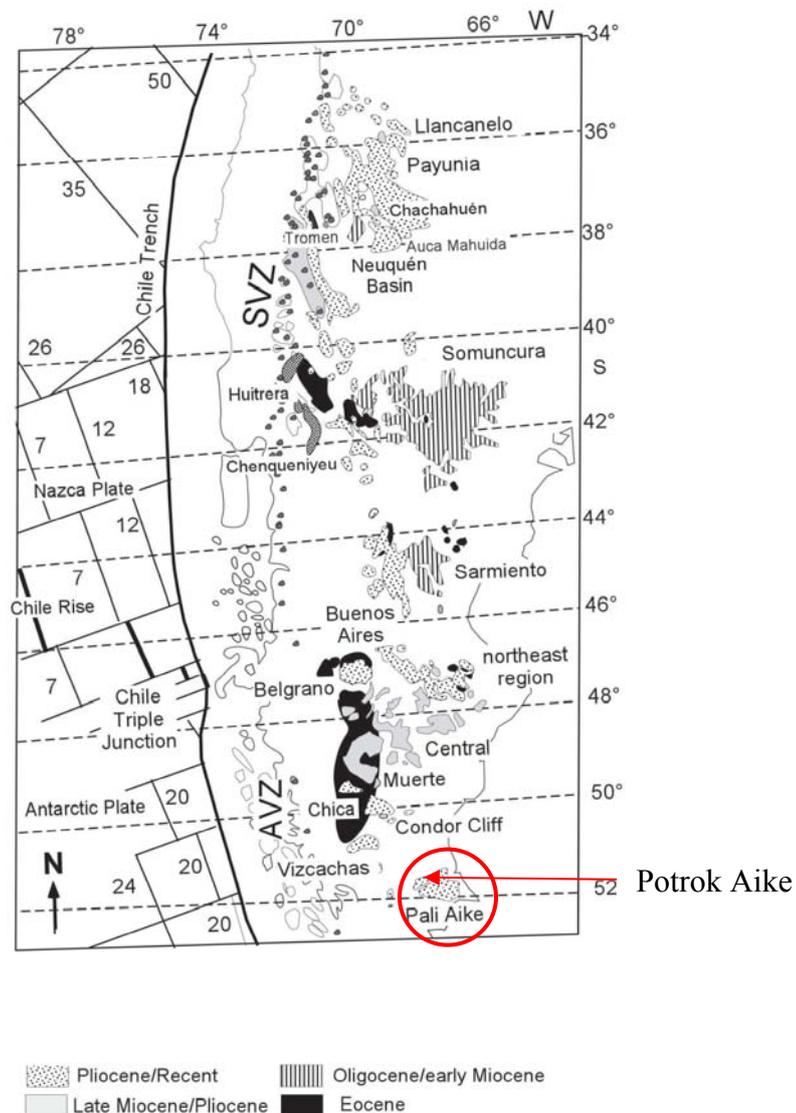


Abb. 7 „Back arc“ Plateau Lavafelder aus *Kay et al. (2004)*

3.3 Geologie von Pali Aike / Potrok Aike nach Kempton et al. (1999)

Das vulkanische Gebiet um Pali Aike ist die südlichste Lokalität von mantelxenolithhaltigen Alkalibasalten in Patagonien. Das Gebiet bedeckt eine Fläche von ca. 150 km² und befindet sich bei LO: 67,7°W und LA: 52,1°S. Dabei kreuzt es die südliche Grenze zwischen Argentinien und Chile. Das Basement bildet ein phanerozoisches akkretioniertes Terran, welches rezent durch „back-arc“ Magmatismus gekennzeichnet wird. Die untersuchten Proben entstammen aus der Maarregion Potrok Aike, welches im argentinischen Teil situiert ist.

Eine Besonderheit der Erdmantelxenolithe aus dem Gebiet um Pali Aike ist ihre Mineralogie. Wie *Kempton et al (1999)* bereits zeigen konnten, handelt es sich bei den Xenolithen um solche mit Spinell-Fazies, Granat-Fazies und Spinell+Granat Fazies in ein und demselben Vorkommen. Damit stellt das Gebiet um Pali Aike die bis dahin einzige bekannte Lokalität in Südpatagonien dar, welche Xenolithe beider aluminiumhaltiger Phasen enthält. Ähnliche Lokalitäten andererorts wurden - zusammengefasst von *Kempton et al. (1999)* - bereits in Sibirien und der Mongolei [*Ionov et al, (1993)*] sowie China [*Fan & Hooper (1989); Qi et al. (1995)*], Ost-Antarktika [*Andronikov (1990)*] und Deutschland [*Keller et al. (1997)*] beschrieben.

Durch die Besonderheit der Lokalität in Bezug auf die Faziesverteilung der Xenolithe im Bereich des Spinell- und auch Granat-Stabilitätsbereiches lassen sich besonders detaillierte Aussagen über vorherrschende Druck- und Temperaturbedingungen machen.

4. Analytische Methoden

Je nach Anwendungsgebiet kamen bei der Untersuchung der Erdmantelxenolithe Potrok Aikes verschiedenste instrumentelle Methoden zum Einsatz. Zur Messung der Gesamtgesteinszusammensetzung in Bezug auf Haupt- und Spurenelemente wurden sowohl Messungen mit Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA), als auch ICP-MS durchgeführt. Die Mineralchemismen wurden mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) für die Haupt und Nebenelemente, sowie LA-ICP-MS zur Bestimmung der Spuren- und Seltenen Erdelemente analysiert. Die Probenvorbereitung, Präparation und Durchführung der Messungen wird im Folgenden beschrieben:

4.1 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse unter Verwendung von Schmelzpillen, konnten die Gehalte der Hauptelemente Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K sowie P in Oxidform bestimmt werden. Durch Verwendung von Pulverpresslingen erfolgte die Analyse der Gehalte an den Spurenelementen Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Ga, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, Sc, V, Ce, Ba und La. Diese Untersuchungen fanden an der Universität Wien am Phillips 2400 statt.

4.1.1 Probenvorbereitung

Nach der Säuberung des Probenmaterials vom Verwitterungsrand mittels einer Gesteinssäge konnte dieses anschließend in einem Backenbrecher zerkleinert werden. Im Anschluss wurden die Gesteinsbruchstücke in einer Schwingmühle für 10 min gemahlen. In einzelnen Fällen war es auch notwendig, die anfänglich geringe Mahldauer zu erhöhen, da sich nicht der gewünschte Mahlerfolg einstellte.

4.1.2 Präparation der Presspillen

Zur Herstellung einer Presspille für die XRF wurden durch 10 minütiges Rühren in einem Becherglas 0.5 ml Mowiol (2% MERCK – Polyvinylalkohol) und ca. 10 g gemahlenem Probepulver miteinander vermengt. Anschließend konnte die Mischung in einer hydraulischen Presse bei einem Druck von ca. 16 t zu einer Pille verpresst werden. Die 4 cm breite Pille wurde anschließend über Nacht im Trockenschrank bei 70°C getrocknet. An diesen Presspillen wurden die Spurenelementanalysen durchgeführt.

4.1.3 Bestimmung des Glühverlustes

Zur Bestimmung des Glühverlustes wurden ca. 5 g gemahlene Probenmaterial in einen Porzellantiegel eingewogen und anschließend bei 110°C getrocknet. Die Gewichts Differenz ergab den Wassergehalt der Probe. Danach wurde das Material im Heizofen bei 950°C für mindestens 3 Stunden geblüht. Nach Ablauf des Heizprogrammes konnten die Tiegel bis zur Abkühlung auf Raumtemperatur in den Excikator gestellt werden. Zuletzt wurde der Tiegel abgewogen und der Glühverlust berechnet (Ergebnisse in Tab. 1).

Folgende Formel wurde zur Berechnung des Glühverlustes herangezogen:

$$A * 100 / B$$

A... Gewichtsverlust nach dem Glühen

B... Probengewicht nach dem Trocknen

Auffallend ist hierbei der negative Glühverlust, was durch eine Gewichtszunahme während des Glühvorganges bewirkt wird. Dies lässt sich durch die Oxidation des Fe^{2+} zu Fe^{3+} und dem daraus zunehmenden Gewichtes während des Glühens erklären.

Probenname	Tiegel (leer) [g]	Tiegel+Probe [g]	Probe [g]	110° [g]	950° [g]	Probe nach Trocknen [g]	Gewichtsverlust nach Glühen [g]	Glühverlust [%]
POKA 01	13.6625	18.6642	5.0017	18.6623	18.6852	4.9998	-0.0229	-0.458018321
POKA 02	13.6811	18.6806	4.9995	18.6777	18.6984	4.9966	-0.0207	-0.414281712
POKA 03	14.777	19.7832	5.0062	19.7814	19.8032	5.0044	-0.0218	-0.435616657
POKA 04	14.8758	19.877	5.0012	19.8739	19.8977	4.9981	-0.0238	-0.476180949
POKA 05	13.621	18.6267	5.0057	18.6228	18.6483	5.0018	-0.0255	-0.509816466
POKA 06	14.2083	19.2056	4.9973	19.2037	19.2194	4.9954	-0.0157	-0.314289146
POKA 07	14.4312	19.4509	5.0197	19.4492	19.4716	5.018	-0.0224	-0.446392985
POKA 08	15.5011	20.4992	4.9981	20.4939	20.5153	4.9928	-0.0214	-0.428617209
POKA 10	14.0255	19.0404	5.0149	19.0395	19.0618	5.014	-0.0223	-0.444754687
POKA 11	14.4063	19.4138	5.0075	19.4116	19.4182	5.0053	-0.0066	-0.131860228
POKA 12	13.9948	19.0026	5.0078	19.0014	19.0217	5.0066	-0.0203	-0.405464786

Tab. 1 Probeneinwaagen und berechnete Glühverluste

4.1.4 Präparation der Schmelzpillen

Zur Präparation der Schmelzpille wurde das gegläute Probenpulver verwendet. Es wurden ca. 1.2 g Probenmaterial eingewogen und mit exakt der fünffachen Menge an Lithiumtetraborat (MERCK Spectromelt A10) bedeckt (detaillierte Einwaagen Tab. 2). Das Material wurde danach in einen Platintiegel überführt und mit drei Tropfen Lithiumbromid als „non wetting agent“ versetzt. Im Anschluss daran wurde mittels PHILIPS Perl X3 die Schmelzpille mit dem entsprechenden Temperaturprogramm hergestellt. Diese diente zur Messung der Hauptelemente innerhalb der Probe.

Probe	Schmelzpillen Einwaage	
	Probe [g]	Spectromelt [g]
POKA 01	1.2218	6.109
POKA 02	1.2061	6.0305
POKA 03	1.2105	6.0525
POKA 04	1.2236	6.118
POKA 05	1.217	6.085
POKA 06	1.2101	6.0505
POKA 07	1.2178	6.089
POKA 08	1.2022	6.011
POKA 10	1.2017	6.0085
POKA 11	1.2371	6.1855
POKA 12	1.2272	6.136

Tab. 2 Einwaagen zur Schmelzpillenpräparation

4.2 ICP-MS

Mit Hilfe der ICP-MS konnte der Gehalt des Gesamtgesteins an den seltenen Erdelementen (REE) Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu und Th ermittelt werden. Die Analysen wurden an der Universität Wien am ELAN 6100 durchgeführt.

4.2.1 Probenvorbereitung

Zur Präparation des Probenpulvers für die Anwendung in der ICP-MS Technik war es notwendig, das Material mit Hilfe eines Aufschlusses in Lösung zu bringen. Dazu wurden ca. 100 mg Probepulver in einen Kunststoffbecher aus Teflon eingewogen und danach mit jeweils 2 ml HF bzw. 2ml HNO₃ (conz.) versetzt (Tab. 3). Anschließend galt es, die verschlossenen Behälter auf einer Heizplatte auf 130°C zu erhitzen. Nach 48 Stunden wurden die Lösungen fast vollständig eingedampft und

ein weiteres mal mit der Aufschlussmischung versetzt und weiter erhitzt. Dieser Vorgang wurde wiederholt, bis sich das Probenpulver vollständig gelöst hat. In weiterer Folge wurden die fast eingedampften Lösungen in 100 ml Meßkolben überführt und mit HNO₃ (2%) aufgefüllt. Das Probenmaterial konnte danach in der ICP-MS gemessen werden.

Anmerkung: Beim Aufschluss hat sich gezeigt, dass Spinelle nicht in Lösung gebracht werden konnten. Da die Spinelle in der Bestimmung der seltenen Erdelemente (REE) keine relevante Rolle spielen, konnte mit den Proben dennoch weiter gearbeitet werden.

Probe	Einwaage [mg]
POKA 01	102.12
POKA 02	100.19
POKA 03	100.26
POKA 04	99.78
POKA 05	99.76
POKA 06	100.04
POKA 07	100.17
POKA 08	100.52
POKA 10	100.96
POKA 11	101.54
POKA 12	100.36
BCR-2 [BW]	98.93

Tab. 3 Einwaagen für den HF/HNO₃ Aufschluss

4.3 Elektronenstrahlmikrosonde

Mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) konnte die chemische Zusammensetzung sämtlicher Mineral- und Glasphasen ermittelt werden. Zur Durchführung wurde eine *CAMECA SX100* am Department für Lithosphärenforschung der Universität Wien verwendet. Die Dünnschliffe mussten zur Messung mit Kohlenstoff bedampft werden, um ein elektrostatisches Aufladen der Schliffoberfläche durch den Elektronenstrahl zu verhindern.

Zur Erzeugung des 1 µm dicken Elektronenstrahls wurde eine Hochspannung von 15 kV an einem Wehnelt-Zylinder angelegt. Der Strahlstrom betrug 20 nA. Die Bestimmung der Mineralchemismen erfolgte jeweils durch Punktmessungen im Kern bzw. am Rand des Minerals. Die Messdauer betrug dabei 20 Sekunden pro Element, sowie jeweils 10 Sekunden zur Bestimmung des Backgroundsignals vor und nach dem Elementsignalpeak. Die Detektion erfolgte mit vier wellenlängendispersiven Kristalldetektoren.

Zur Bestimmung der Zusammensetzung der Gläser war die Anwendung eines anderen Programmes notwendig. Grund dafür ist die hohe Empfindlichkeit der Gläser gegenüber dem Elektronenstrahl, wodurch es bei intensivem Einsatz des Strahls zum Verdampfen des Materials kommen kann. Dies erforderte eine Verbreiterung des eingesetzten Elektronenstrahls auf einen Durchmesser von 5 μm .

Zur Messung der Olivinprofile wurden die angewandten Parameter ebenfalls verändert. Aufgrund des niedrigen Ca-Gehaltes im Olivin musste die Dauer der Bestrahlung eines Messpunktes auf 100 Sekunden für das Element, sowie jeweils 80 Sekunden für das Backgroundsignal und die angelegte Hochspannung von 15 kV auf 20 kV erhöht werden.

4.4 LA-ICP-MS

Die Spuren- und Seltenen Erdelementuntersuchungen der ausgewählter Klinopyroxene wurden mit Hilfe der LA-ICP-MS am Department for Earth Sciences der Universität Bergen, Norwegen, durchgeführt. Durch die Kopplung der ICP-MS Technik mit „Laser ablation“ können punktgenaue Messungen am Mineral ohne vorherigen Aufschluss des Materials durchgeführt werden, wodurch eine „in situ“ Analyse der Klinopyroxene ermöglicht wird.

5. Modalbestand

Die Ermittlung der Modalbestände erfolgte nach zwei verschiedenen Methoden: Bei den Proben POKA 01 bis POKA 12 konnte der Modalbestand mit Hilfe des Programmes „MONA“ durchgeführt werden. Die Berechnungen mit Hilfe des Programmes basierten auf der Gesamtgesteinszusammensetzung sowie auf den Zusammensetzungen der in den einzelnen Xenolithen auftretenden Mineralphasen. Bei allen anderen Proben (POKA 13 bis POKA 31) musste der Modalbestand mit Hilfe eines konventionellen „point counters“ am Dünnschliff durchgeführt werden. Dabei wurden die Mineralphase von 1500 Punkten pro Dünnschliff ermittelt und danach der Modalbestand berechnet. Der Grund für die Anwendung der „point counter“ Methode in den Proben ab POKA 13 lag darin, dass für diese Proben keine Gesamtgesteinszusammensetzung aufgrund der geringen Probenmenge bestimmt werden konnte. Dadurch war es nicht möglich, den Modalbestand mit dem Programm „MONA“ zu bestimmen.

Die Erdmantelxenolithe aus Potrok Aike lassen sich in Spinell-Peridotite einerseits und Granat-Spinell Peridotite andererseits einteilen. Petrographisch handelt es sich dabei um Lherzolithe und Harzburgite sowie einen Grt-Spl Websterit. Die Bestimmung der Verteilung von Olivin, Klinopyroxen und Orthopyroxen, welche in einem Dreiecksdiagramm für Ultramafitite nach *Streckeisen (1973)* dargestellt werden (Abb. 8), ermöglicht diese Klassifizierung.

Der Modalbestand der Lherzolithe variiert zwischen 45 – 66.5 % für Olivin, 19 – 38 % für Orthopyroxen und 9.5 - 21 % für Cpx. Als Nebengemengteile, welche bei der Klassifikation im Dreiecksdiagramm nach *Streckeisen (1973)* nicht berücksichtigt werden, treten bis zu 4 % Spl und - in Grt-Spl Lherzolithen - 1.5 % Granat auf.

Harzburgite weisen einen ähnlichen Schwankungsbereich für Olivin auf wie die Lherzolithe, er liegt zwischen 46 und 72 %. Anders sieht das Bild in Bezug auf Opx und Cpx aus. Die Modalgehalte schwanken bei Opx zwischen 25.5 und 45 %, jene von Cpx zwischen 0.5 und 5 %. Eine Probe weist mit 93.5 % einen extrem hohen Gehalt von Ol auf, entsprechend niedrig sind die Anteile von Opx (2.5 %) und Cpx (1.5 %).

Der Grt-Spl Websterit zeigt einen Modalbestand von 13 % Ol, 40 % Opx, 33 % Cpx, 8 % Grt und 4 % Spl.

Eine geringe Anzahl an untersuchten Xenolithen zeigt kelyphitische Säume um Spinell oder Granat, welche - wenn vorhanden - ebenfalls in den Modalbestand eingehen. Dabei variieren die Gehalte von 1 bis 7 %. Weisen die Xenolithe „melt

pockets“ auf, entsprechen diese einem Modalgehalt von 0.2 bis 3 %. Eine detaillierte Auflistung der Modalgehalte der einzelnen Xenolithe ist in Tabelle 4 dargestellt.

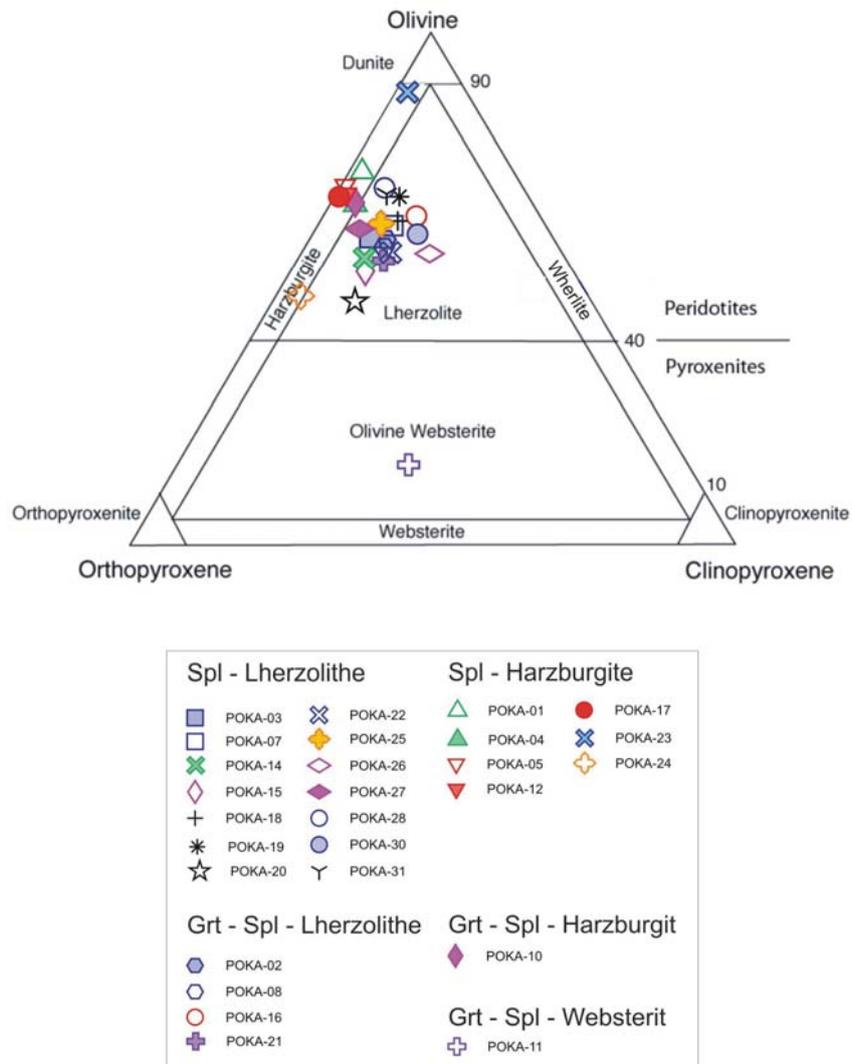


Abb. 8 Klassifikation der Xenolithproben nach Streckeisen (1973)

Probe	Gesteinstyp	OI	Opx	Cpx	Spl	MP	Grt	Kel
POKA 01	Spl - Harzburgit	72	25.5	2	0.5			
POKA 02	Grt - Spl - Lherzolith	56.5	27	12	3		1.5	
POKA 03	Spl - Lherzolith	58	30	9.5	2.5			
POKA 04	Spl - Harzburgit	64.8	29.5	4	1.5	0.2		
POKA 05	Spl - Harzburgit	69	29.5	0.5	0.5	0.5		
POKA 07	Spl - Lherzolith	60	25	12	2.8	0.2		
POKA 08	Grt - Spl - Lherzolith	53	27	12	3			5
POKA 10	Grt - Spl - Harzburgit	64	27	5	2	1		1
POKA 11	Grt - Spl - Websterit	13	40	33	4		8	2
POKA 12	Spl - Harzburgit	67	30	1.5	1.5			
POKA 13	Spl - Lherzolith	55	29	12	4			
POKA 14	Spl - Lherzolith	53.8	32	10	4	0.2		
POKA 15	Spl - Lherzolith	51.5	34	12	2	0.5		
POKA 16	Grt - Spl - Lherzolith	58	19	14	2			7
POKA 17	Spl - Harzburgit	66.5	31.5	0.5	1	0.5		
POKA 18	Spl - Lherzolith	61.5	24	12.5	1	1		
POKA 19	Spl - Lherzolith	66.5	21.5	10.5	1	0.5		
POKA 20	Spl - Lherzolith	45	38	13	3	1		
POKA 21	Grt - Spl - Lherzolith	50	28	13	2			7
POKA 22	Spl - Lherzolith	54	27.5	14	1.5	3		
POKA 23	Spl - Harzburgit	93	2.5	1.5	3			
POKA 24	Spl - Harzburgit	46	45	5	4			
POKA 25	Spl - Lherzolith	61	27	10	1	1		
POKA 26	Spl - Lherzolith	55.5	22	21	1.5			
POKA 27	Spl - Lherzolith	60	31	7	2			
POKA 28	Spl - Lherzolith	66.5	22.5	7	4			
POKA 31	Spl - Lherzolith	66	23	8	3			

Bemerkungen: OI = Olivin, Pyx = Pyroxene, Cpx = Klinopyroxen, Opy = Orthopyroxen

Spl = Spinell, Grt = Granat, Mp = melt pocket, Kel = kelyphitischer Saum

Tab. 4 Modalbestände der untersuchten Erdmantelxenolithe

6. Petrographie

6.1 Allgemeine texturale Merkmale

Im Folgenden werden allgemeine texturale Charakteristika beschreiben, welche sowohl bei Spl- als auch Grt-Spl-Peridotiten und im Grt-Spl-Websterit auftreten:

Texturell lassen sich die Proben nach *Mercier & Nicolas (1974)* in zwei Gruppen einteilen. Dabei handelt es sich einerseits um Xenolithe protogranularer, andererseits um protogranular-equigranularer Textur. Proben mit protogranularen Textureigenschaften (Abb. 9) zeichnen sich durch grobkörnige Olivine sowie Orthopyroxenkristalle aus, währenddessen die Klinopyroxene und Spinelle Verhältnismäßig klein sind. Die absoluten Korngrößen schwanken bei Olivinen und Orthopyroxenen zwischen 1 und 5 mm, wobei vereinzelt Korngrößen bis zu 1 cm erreicht werden. Klinopyroxene und Spinelle hingegen haben an der längsten Achse im Allgemeinen nur Durchmesser von 0,5 bis 2 mm. Granate in Grt-Spl-Peridotiten und im Grt-Spl-Websterit zeigen Durchmesser von bis zu 1 cm. Weitere Hauptcharakteristika liegen im Fehlen jeglicher Foliation sowie darin, dass die Minerale nicht elongiert sind.

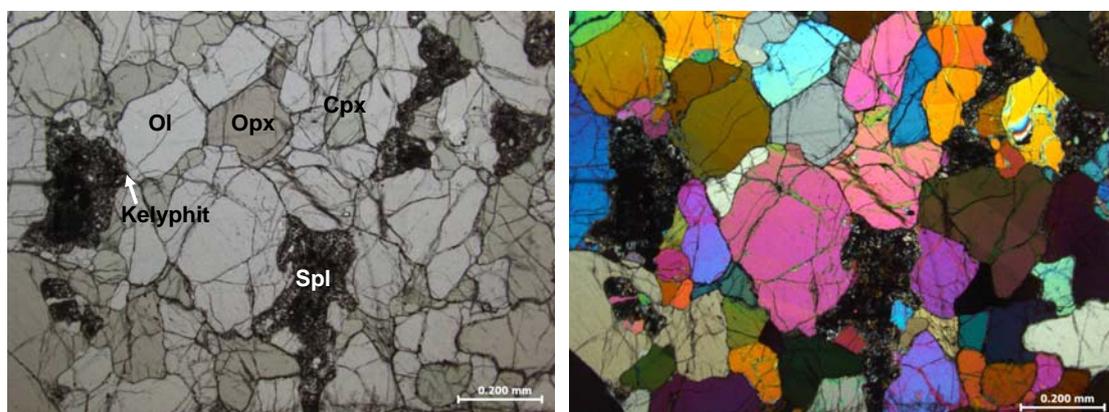


Abb. 9 Protogranulare Textur in POKA 16 [einfach (l) und gekreuzte Nichols (r)]

Bei der protogranular-equigranularen Textur (Abb. 10) handelt es sich um eine Mischtextur. Charakteristisch sind die deutlich ausgebildeten Trippelpunkte an den Mineralkontakten, welche einen Winkel von jeweils 60° einschließen. Des Weiteren zeigen sich gerade Kornkontakte an Mineralen, die diese für equigranulare Textur typischen Trippelpunkte aufweisen, was auf ein ausgeprägtes Gleichgewicht der Phasen hinweist. Die Charakteristika für protogranulare Textur sind aber auch in

diesen Proben immer noch gegeben, wodurch die oben erwähnte Mischtextur bestätigt wird.

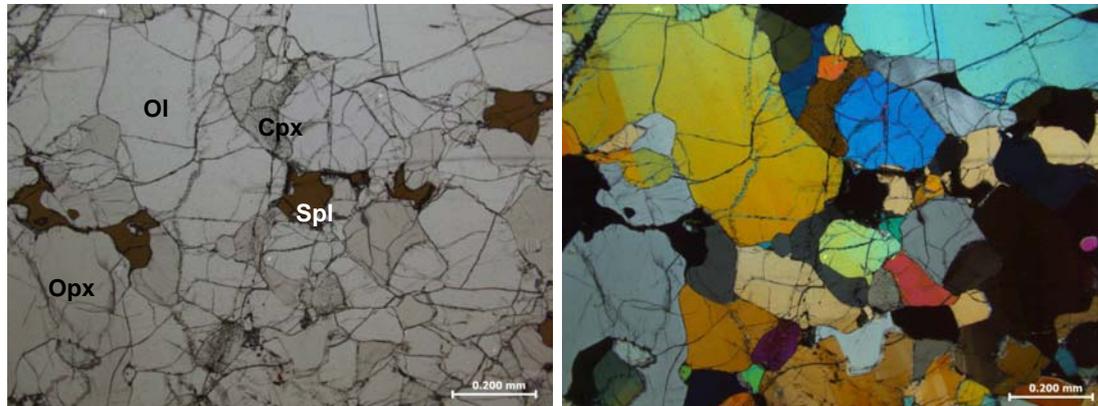


Abb. 10 Protogranular – equigranulare Textur in POKA 20 [einfach (l) und gekreuzte Nichols (r)]

Die absoluten Korngrößen schwanken bei Proben dieser Textur bei Olivinen und Orthopyroxenen zwischen 1 und 5 mm. Klinopyroxene und Spinelle hingegen weisen an der längsten Achse im Allgemeinen nur Durchmesser von 0,5 bis 2 mm auf.

Ein petrographisches Charakteristikum in Pyroxenen sind die auftretenden Entmischungslamellen. Dabei handelt es sich um Umkristallisationen im Zusammenhang mit einer schnellen Abkühlung der Minerale. Cpx zeigen dabei deutliche parallele Entmischungslamellen von Opx und umgekehrt (Abb. 11). Des Weiteren liegen teilweise bei beiden Mineralen zusätzlich Entmischungen von Spinell vor, welche meist normal auf die Pyroxenentmischungslamellen gewachsen sind und ebenfalls zueinander parallel liegen (Abb. 11 - rechts). Deutlich wird dies bei „backscattered electron“ (BSE) Aufnahmen (aus der EMS) der entsprechenden Pyroxene.

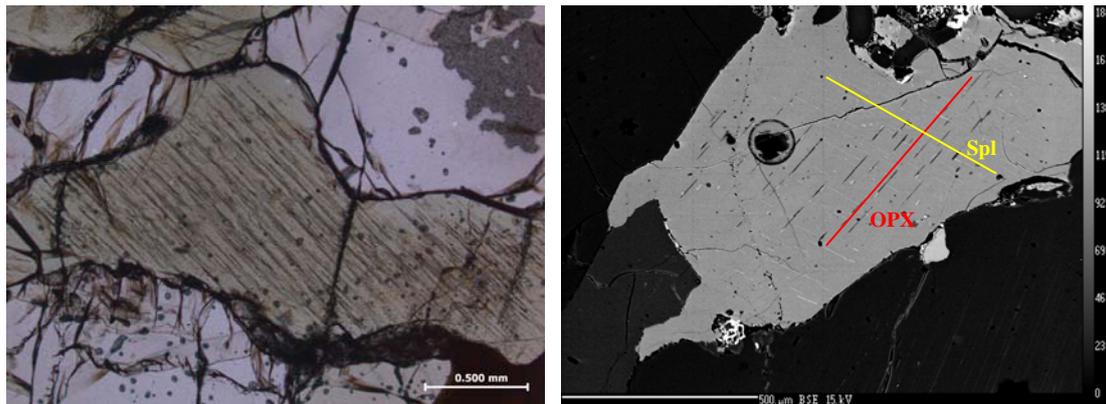


Abb. 11 Entmischungslamellen von Opx in Cpx im Mikroskop (l) und in einer „BSE“ Aufnahme [zusätzlich mit Spinell Entmischungslamellen normal auf Opx] (r) der Probe POKA 03

Olivine enthalten häufig „kink-bands“, wobei oftmals mehrere innerhalb eines Mineralkorns auftreten. Dabei handelt es sich um Brucherscheinungen im Mineral, welche durch mechanische Beanspruchung während des Aufstiegs oder durch tektonische Beanspruchung des „hostrock“ hervorgerufen werden. Auffallend ist hierbei, dass die „kink bands“ erst bei gekreuzten Polarisatoren zu erkennen sind (Abb. 12).

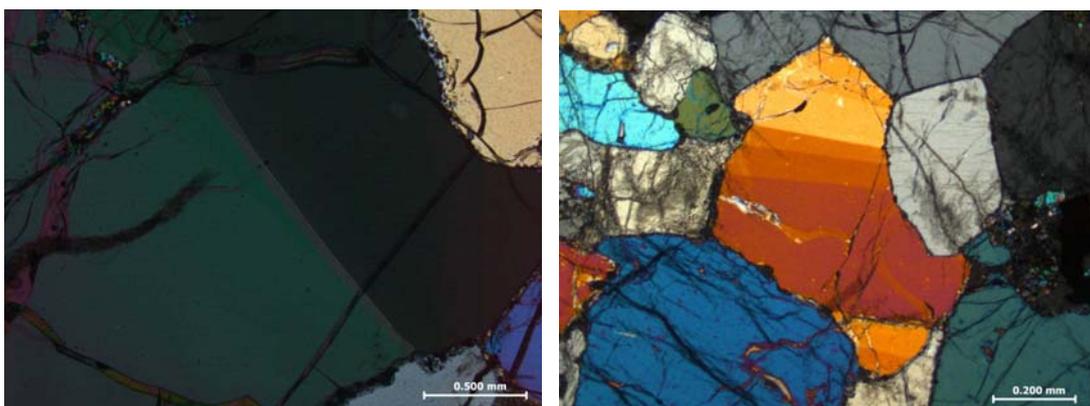


Abb. 12 Dünnschliffbilder von „kink bands“ in Ol (gekreuzte Polarisatoren) in POKA 12 (l) und POKA 25 (r)

Mittels Dünnschliffuntersuchung konnten des Weiteren intergranulare Gläser beobachtet werden. Diese entstanden durch das Eindringen von Fluids bzw. Schmelzen während des Aufstiegs der Xenolithe und durchwanderten den intergranularen Raum zwischen den Mineralen. Infolge der Infiltration dieser Fluids in die Xenolithe kam es zu starken Wechselwirkungen der Schmelze mit primären Phasen wie Spinell, Olivin oder Pyroxen. Durch die Reaktion der Schmelze mit Olivin und Orthopyroxen bildete sich intergranularer Cpx, Opx, Ol sowie Spl. Am häufigsten treten dabei intergranulare Cpx auf, die meist als einzelne Kristalle vorliegen (Abb. 13). Vereinzelt ist die intergranulare Kristallisation der Cpx so stark, dass sich Kränze von Cpx um Opx bilden.

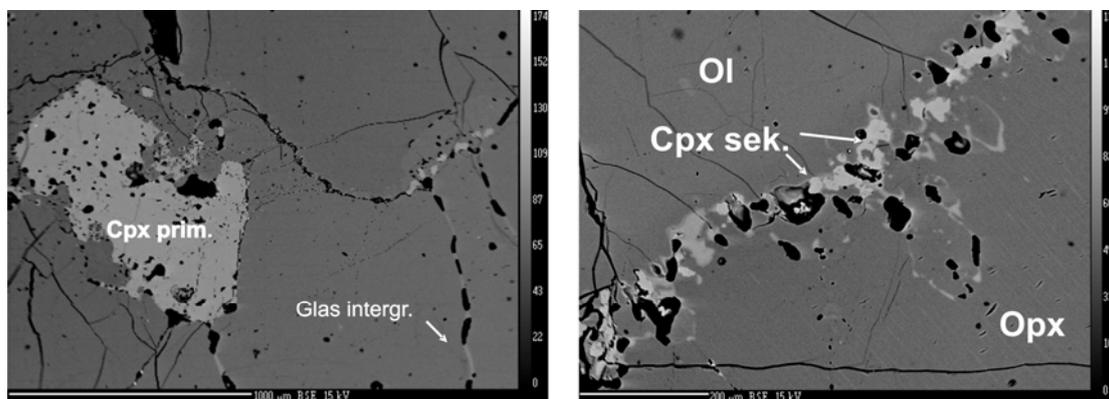


Abb. 13 BSE Aufnahmen von intergranularem Glas (links) und intergranularen (sekundären) Cpx zwischen Ol und Opx (rechts) in der Probe POKA 01

In Kontakt mit primären Spinellen bilden sich häufig „melt pockets“, in denen sich ebenfalls sekundäre Phasen wie Cpx, Ol, Opx und auch sekundärer Spinell bilden (Abb. 14 und 15). Auffallend ist auch, dass sich zusätzlich zu den sekundären Spinellen, welche Einzelkristalle darstellen, auch randliche Rekristallisationen bilden und einen charakteristisch „verzahnten“ Kornrand an den primären Spinellen ausbilden. Aufnahmen von der Mikrosonde mittels „backscattered electrons“ zeigen deutlich die zahnige Struktur der randlichen Rekristallisation des Spinells.

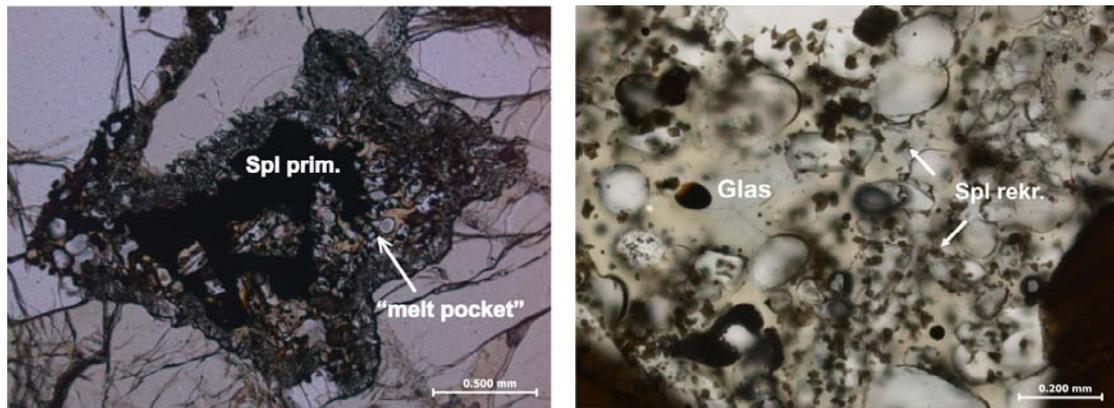


Abb. 14 Dünnschliffbilder von „melt pocketes“ in POKA 05 um primären Spinell (links),
Detailaufnahme mit rekristallisierten Spinellen (rechts)

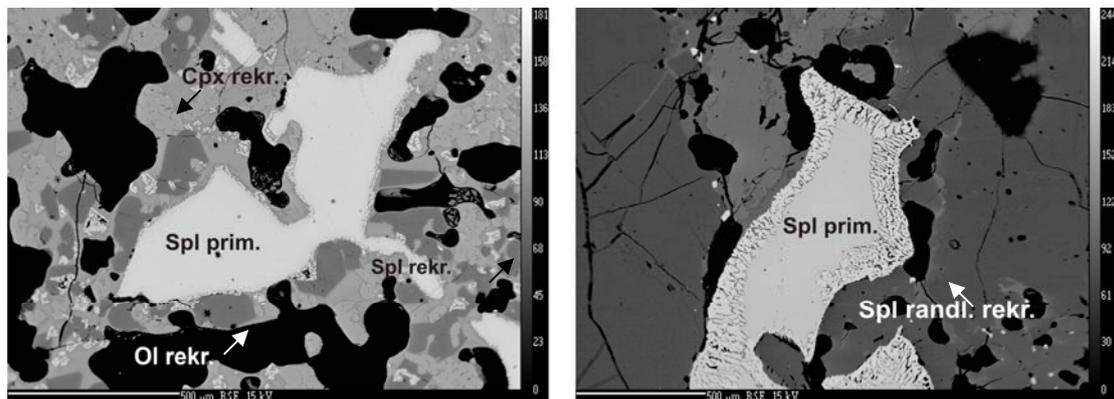


Abb. 15 BSE Aufnahme einer „melt pocket“ mit sekundären (rekristallisierten) Ol, Cpx und
Spl (links – POKA 10), sowie randlich rekristallisierten Spl (rechts – POKA 05)

Ein weiteres Produkt der Interaktion von intergranularen Schmelzen mit primären Mineralen ist die Ausbildung einer Schwamm- oder „sponge“ Textur an primären Cpx (Abb. 16). Diese charakteristische Textur bildet sich an den Kornrändern jener Cpx, welche in direkten Kontakt mit den Schmelzen kommen. Durch die Reaktion der beiden Phasen kommt es zu einer Rekristallisation der Cpx sowie zum Einschluss von Glas in den Zwischenräumen der „sponge“ Cpx.

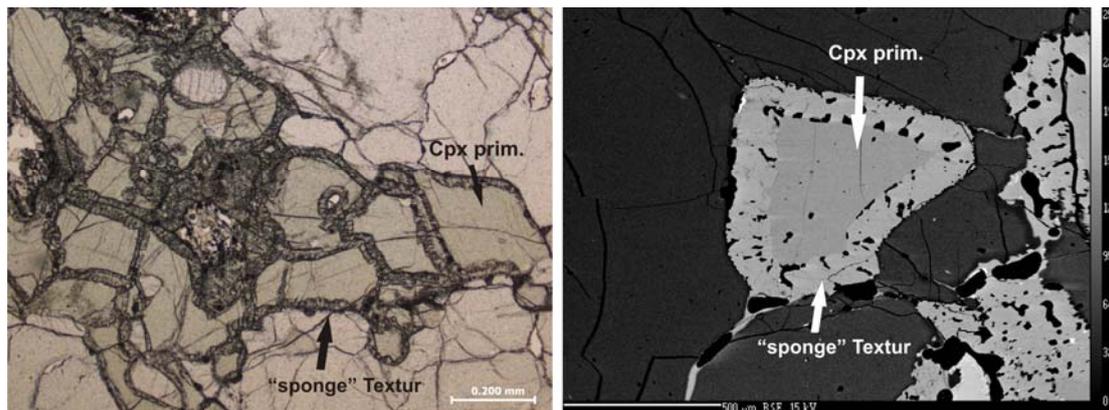


Abb. 16 Dünnschliff- (links) und BSE – Aufnahme (rechts) von Cpx mit randlicher „sponge“
Textur der Probe POKA 21

In Bezug auf textuelle Merkmale wie „kink-bands“ in Olivinen, Entmischungslamellen in den Pyroxenen sowie „sponge“ Textur der Klinopyroxene lassen sich keine grundsätzlichen Unterschiede zwischen Spl-Peridotiten und Grt-Spl Peridotiten feststellen. Der Grund hierfür liegt darin, dass es sich um Resultate von Prozessen handelt, welche nach der Equilibrierung einsetzen und daher nicht direkt mit der Entstehung der Xenolithe in Verbindung stehen. Solche Prozesse sind beispielsweise Abkühlung (Entmischung), mechanische Beanspruchung („kink-bands“) sowie intergranulare Schmelzen.

6.2 Spl - Peridotite

Bei den untersuchten Spl-Peridotiten handelt es sich sowohl um Lherzolitite als auch um Harzburgite. Mineralogisch liegen in diesen Gesteinen Olivin, Klino- und Orthopyroxen sowie Spinell vor. Dabei fällt vor allem die Textur des Spinells auf. In den Xenolithen aus dem Spinell-Stabilitätsfeld zeigen die Kornränder der Spinelle keine kelyphitischen Ränder (Abb. 17) . Dies ist insofern zu beachten, da dies im eindeutigen Gegensatz zu jenen Spinellen aus dem Granat-Spinell Stabilitätsfeld steht und damit ein wichtiges Merkmal darstellt.

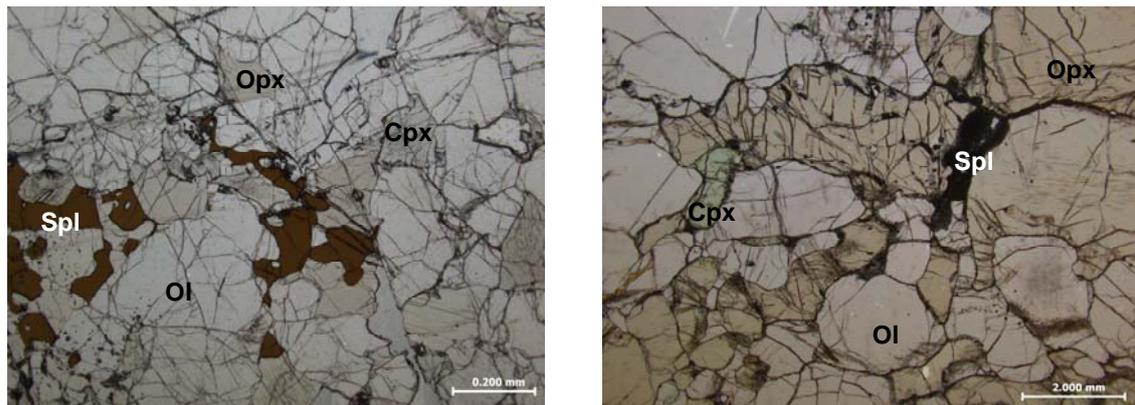


Abb. 17 Dünnschliffbilder typischer Spl-Peridotite der Proben POKA 28 (l) und POKA 12 (r)

6.3 Grt - Spl – Peridotite

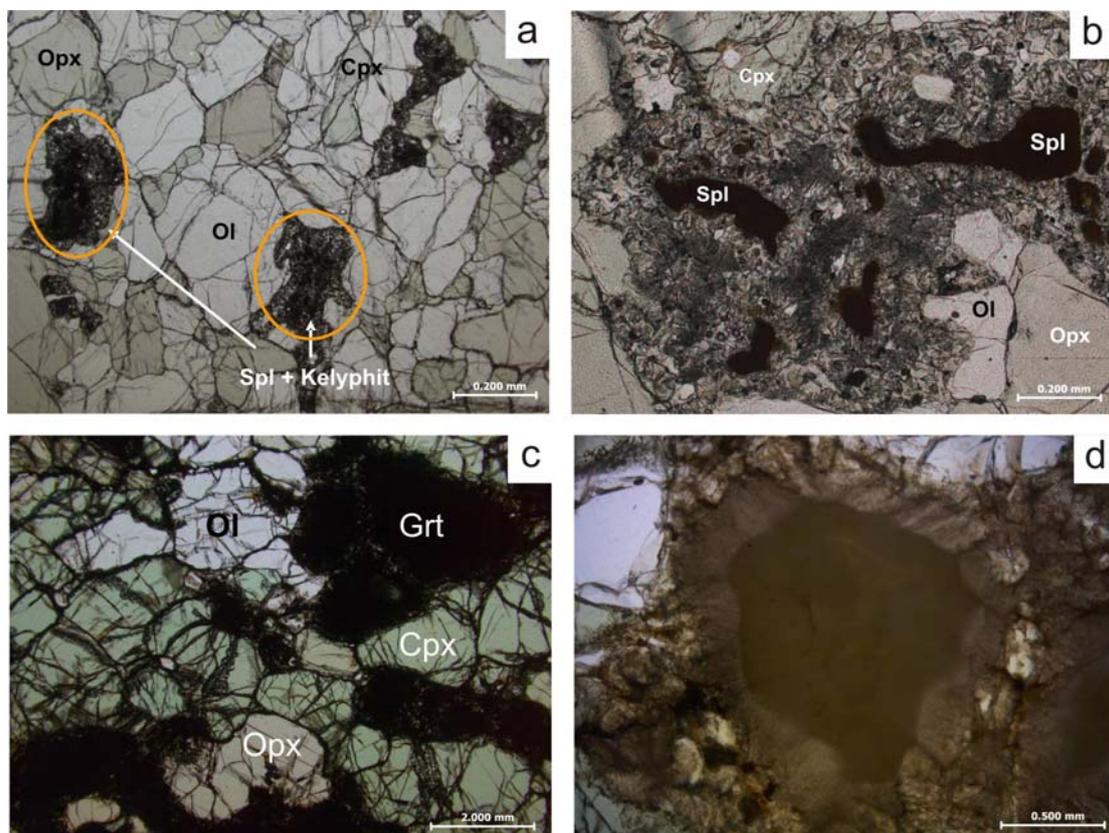
Im Unterschied zu den Spl-Peridotiten sind Grt-Spl-Peridotite – die ebenfalls zu Lherzoliten und Harzburgiten gehören - durch die Existenz von Granat charakterisiert. Die Koexistenz von Granat und Spinell in jenen Xenolithen lässt darauf schließen, dass sie im Übergangsbereich zwischen Granat- und Spinellstabilitätsfeld equilibrierten. Texturell gesehen handelt es sich auch hier sowohl um protogranulares bzw. protogranular-equigranulares Gefüge. Als Hauptgemengteile liegen Olivin, Klino- und Orthopyroxen sowie als Nebengemengteile Spinell und Granat vor.

Das wesentliche Hauptcharakteristikum dieser Proben stellt allerdings das unterschiedliche Auftreten von Granat, bzw. seiner Zerfallsprodukte dar. Häufig kommt es durch Änderungen in Temperatur oder Druck zu einer Reequilibration und zu einem Zusammenbruch („break up“) des Granats. Dies äußert sich in der Bildung eines kelyphitischen Saums, wobei es sich um Zerfallsprodukte des Granats - im Detail um Olivin, Orthopyroxen und Klinopyroxen - handelt. Die Textur der Xenolithe zeigt immer einen Spinell im Kern eines solchen Kelyphites. Ursprünglich lag dieser Spinell umgeben von Granat vor, was durch die Koexistenz dieser Minerale in der Übergangsphase des Stabilitätsbereiches hervorgerufen wurde. Die Änderung der Bedingungen führte allerdings zum „break up“ des Granats, was in der Bildung eines kelyphitischen Rings um den primären Spinell aus den Zerfallsprodukten resultierte.

Vereinzelt konnten Proben gefunden werden, in denen Granat modal im Gestein vorliegt. Allerdings sind diese randlich bereits kelyphitisiert und nur noch im Kern

erhalten. Im Gegensatz dazu wird das Vorkommen des Granats in den meisten Xenolithen nur mehr durch einen kelyphitischen Ring um Spinell angedeutet. Anhand dieser Beobachtungen lassen sich die Xenolithe des Grt-Spl-Peridotitfeldes in zwei Gruppen unterteilen:

- Xenolithe in denen der Granat bereits vollständig kelyphitisiert wurde und seine frühere Existenz nur mehr durch einen typischen kelyphitischen Ring angedeutet wird. (Abb. 18 a und b)
- Xenolithe, in denen Granat modal vorliegt (Abb. 18 c und d, Abb. 19)



Tab. 18 a) primärer Spl mit typischem kelyphitischen Saum aus Grt-Zerfall (POKA 16), b) Detailansicht des kelyphitischen Saumes um Spl (POKA 16), c) Grt umgeben von kelyphitischen Saum (POKA 11), d) Detailaufnahme eines Grt mit kelyphitischem Saum (POKA 11)

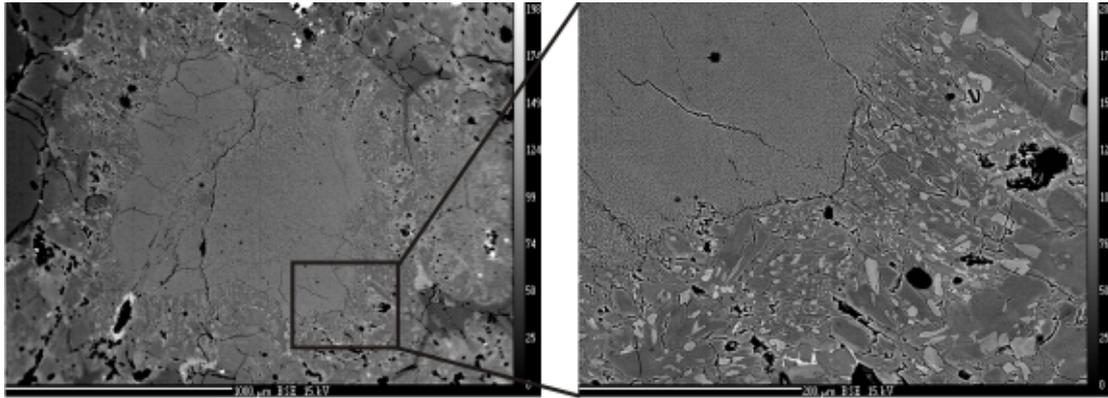


Abb. 19 BSE Übersichtsaufnahme eines Grt mit kelyphitischen Saum (rechts) mit
Detailaufnahme (links) der Probe POKA 11

Eine Zusammenfassung der petrographischen Untersuchungen sowie eine detaillierte Auflistung der wichtigsten textuellen Merkmale der einzelnen Erdmantelxenolithe ist in den Tabellen 5 und 6 dargestellt.

Probe	Gesteinstyp	Textur	Besonderheiten
POKA 01	Spl - Harzburgit	Pro	Cpx mit "sponge" Textur, Olivine zeigen "kink bands"
POKA 02	Grt - Spl - Lherzolith	Pro	kelyphitischer Saum um Spl, Pyx weisen Entmischungslamellen auf, Cpx mit "sponge" Textur, Ol zeigt "kink bands",
POKA 03	Spl - Lherzolith	Pro	Pyx mit Entmischungslamellen, Cpx zeigt "sponge" Textur
POKA 04	Spl - Harzburgit	Pro	keine Entmischungslamellen, Cpx mit "sponge" Textur, "melt pockets" um Spl
POKA 05	Spl - Harzburgit	Pro	"melt pockets" zeigt Spl, Cpx mit "sponge" Textur, keine Entmischungslamellen in Pyx, Olivine mit "kink bands"
POKA 07	Spl - Lherzolith	Pro	"melt pockets" um Spl, Cpx zeigt "sponge" Textur, Entmischungslamellen um Pyx
POKA 08	Grt - Spl - Lherzolith	Pro	kelyphitische Säume um Granat und Spinell, Cpx mit "sponge" Textur, keine Entmischungslamellen bei Pyx
POKA 10	Grt - Spl - Harzburgit	Pro-Equ	kelyphitischer Saum um Spinell, "melt pockets" um Spl ebenfalls vorhanden, Cpx mit "sponge" Textur
POKA 11	Grt - Spl - Websterit	Pro	kelyphitischer Saum um Grt und Spl
POKA 12	Spl - Harzburgit	Pro	keine Entmischungslamellen um Pyx, Ol zeigen "kink bands"
POKA 13	Spl - Lherzolith	Pro	Entmischungslamellen in Pyx, "kink bands" in Ol
POKA 14	Spl - Lherzolith	Pro	"melt pockets" um Spl, "Sponge" Textur bei Cpx, "kink bands" in Ol
POKA 15	Spl - Lherzolith	Pro	"melt pockets" um Spl, Entmischungslamellen in Pyx, "kink" bands in Ol, "sponge" Textur bei Cpx

Bemerkungen: Pro = Protogranular, Equ = Equigranular, Ol = Olivin, Pyx = Pyroxene, Cpx = Klinopyroxen, Opx = Orthopyroxen, Spl = Spinell, Grt = Granat

Tab. 5 Texturbeschreibung (Teil I)

Probe	Gesteinstyp	Textur	Besonderheiten
POKA 16	Grt - Spl - Lherzolith	Pro-Equ	kelyphitischer Saum um Spl, Pyx weisen Entmischungslamellen auf, Cpx mit "sponge" Textur, Ol zeigt "kink bands",
POKA 17	Spl - Harzburgit	Pro-Equ	"melt pockets" um Spl, "sponge" Textur, Entmischungslamellen in Pyx, "kink bands" in Ol
POKA 18	Spl - Lherzolith	Pro-Equ	"melt pockets" um Spl, Entmischungslamellen in Pyx, "kink bands" in Ol
POKA 19	Spl - Lherzolith	Pro	"melt pockets" um Spl, "kink bands" in Ol
POKA 20	Spl - Lherzolith	Pro-Equ	"melt pockets" um Spl, Entmischungslamellen in Pyx, "kink bands" in Ol
POKA 21	Grt - Spl - Lherzolith	Pro	kelyphitischer Saum um Spl, "kink bands" in Ol
POKA 22	Spl - Lherzolith	Pro	"melt pockets" um Spl, Entmischungslamellen in Opx, "kink bands" in Ol
POKA 23	Spl - Harzburgit	Pro	Entmischungslamellen in Pyx, "kink bands" in Ol, scharfer Kontakt zu "host rock"
POKA 24	Spl - Harzburgit	Pro	Entmischungslamellen in Pyx, "kink bands" in Ol, scharfer Kontakt zu "host rock"
POKA 25	Spl - Lherzolith	Pro	"melt pockets" um Spl, "sponge" Textur um Cpx, , Entmischungslamellen bei Opx, "kink bands" in Ol
POKA 26	Spl - Lherzolith	Pro-Equ	Entmischungslamellen in Cpx, "kink bands" in Ol
POKA 27	Spl - Lherzolith	Pro-Equ	"kink bands" in Ol
POKA 28	Spl - Lherzolith	Pro-Equ	Entmischungslamellen in Cpx, "kink bands" in Ol
POKA 31	Spl - Lherzolith	Pro	Entmischungslamellen in Pyx, "kink bands" in Ol

Bemerkungen: Pro = Protogranular, Equ = Equigranular, Ol = Olivin, Pyx = Pyroxene, Cpx = Klinopyroxen, Opx = Orthopyroxen, Spl = Spinell, Grt = Granat

Tab. 6 Texturbeschreibung (Teil II)

7. Analysenergebnisse

7.1 Gesamtgesteinschemismus

Die Untersuchung der geochemischen Zusammensetzung der Xenolithe in Bezug auf Hauptelemente sowie der Spuren- und seltenen Erdelemente (REE) wurde mittels Röntgenfluoreszenzspektrometrie (XRF) und „inductive coupled plasma“ Massenspektrometrie (ICP-MS) durchgeführt.

Aufgrund der Probenbeschaffenheit war es nicht möglich, sämtliche Xenolithe auf ihre Gesamtgesteinszusammensetzung zu untersuchen. Als limitierender Faktor stellte sich die Probenmenge heraus, welche bei den meisten Xenolithen zu niedrig war. Daher konnten die notwendigen Präparationsmethoden nicht durchgeführt werden.

7.1.1 Hauptelemente

Die Bestimmung der Gehalte an Hauptelementen in den Proben ergab eine typische Verteilung in Bezug auf die Gesteinsart, sprich, ob es sich um Lherzolithe, Harzburgite oder Websterite handelt. Eine detaillierte Auflistung der Ergebnisse zeigt Tabelle 7. Erklärend sei hier erwähnt, dass der Wert LOI (loss of ignition) den Gewichtsverlust angibt, der bei Erhitzen des Gesteinspulvers über 800°C auftritt. Dabei handelt es sich um volatile Komponenten (H₂O, CO₂ ect.), welche durch das Aufheizen freigesetzt werden.

Die Ergebnisse zeigen zum Einen den fertilen Charakter der Lherzolithe, zum Anderen eine Verarmung der Harzburgite. Das lässt darauf schließen, dass die Lherzolithe nur in geringem Ausmaß an basaltischer Komponente verarmt sind, während die Harzburgite deutlich an dieser verloren haben. Verdeutlicht wird dies durch einen Vergleich der Gehalte diverser Elementoxide. Eindeutige Indikatoren für die Fertilität bzw. Verarmung einer Probe stellen die Oxide CaO sowie MgO dar. Die Gehalte an CaO in den fertilen Lherzolithen liegt dabei tendenziell höher als bei Harzburgiten. Die Werte schwanken zwischen 2.55 und 2.91 Gewichtsprozent (wt %) in den Lherzolithen, sowie 0.33 und 2.16 wt % in Harzburgiten. Umgekehrt verhält es sich bei MgO, welches in verarmten Harzburgiten höhere Werte (41.66 und 45.87 wt %) als in Lherzolithen (39.43 – 41.22 wt %) aufweist. Des Weiteren lässt der Gehalt an Al₂O₃ ebenfalls auf Fertilität bzw. Verarmung schließen.

Gestein	Spl - Harzburgit		Grt - Spl - Lherzolith		Spl - Harzburgit		Spl - Lherzolith		Spl - Harzburgit		Spl - Lherzolith		Grt - Spl - Lherzolith		Grt - Spl - Harzburgit		Grt - Spl - Websterit		Spl - Harzburgit		
	POKA 01	POKA 02	POKA 03	POKA 04	POKA 05	POKA 07	POKA 08	POKA 10	POKA 11	POKA 12	POKA 01	POKA 02	POKA 03	POKA 04	POKA 05	POKA 07	POKA 08	POKA 10	POKA 11	POKA 12	
<i>XRF (wt%)</i>																					
SiO ₂	43.9	44.7	44.3	44.1	43.8	44.3	45.4	44.2	47.1	44.1	43.8	44.3	44.1	43.8	44.3	45.4	44.2	47.1	44.1	44.1	
TiO ₂	0.04	0.13	0.07	0.09	0.07	0.09	0.16	0.09	0.30	0.05	0.07	0.09	0.09	0.07	0.09	0.16	0.09	0.30	0.05	0.05	
Al ₂ O ₃	0.68	3.6	2.6	1.5	0.74	3.1	2.8	2.5	10.3	0.98	0.68	3.1	1.5	0.74	3.1	2.8	2.5	10.3	0.98	0.98	
Fe ₂ O ₃	8.6	9.1	9.0	9.9	9.4	8.7	9.1	9.1	6.9	8.8	8.6	9.1	9.9	9.4	8.7	9.1	9.1	6.9	8.8	8.8	
MnO	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.17	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.17	0.12	0.12	
MgO	45.3	39.3	40.7	42.4	44.8	39.4	38.9	41.1	26.4	44.2	45.3	39.3	42.4	44.8	39.4	38.9	41.1	26.4	44.2	44.2	
CaO	0.71	2.8	2.5	1.04	0.33	2.9	2.7	2.1	7.4	0.60	0.71	2.8	1.04	0.33	2.9	2.7	2.1	7.4	0.60	0.60	
Na ₂ O	<0.02	0.21	<0.02	<0.02	<0.02	0.17	0.19	0.11	0.65	<0.02	<0.02	0.17	0.19	0.11	0.17	0.19	0.11	0.65	<0.02	<0.02	
K ₂ O	0.02	0.03	<0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	<0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	<0.02	<0.02	
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03	0.03	0.02	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	
sum	99.40	100.01	99.28	99.25	99.30	98.91	99.44	99.41	99.32	98.91	99.30	98.91	99.25	99.30	98.91	99.44	99.41	99.32	98.91	98.91	
LOI	-0.46	-0.41	-0.44	-0.48	-0.51	-0.45	-0.43	-0.44	-0.13	-0.41	-0.46	-0.41	-0.48	-0.51	-0.45	-0.43	-0.44	-0.13	-0.41	-0.41	
Mg#	0.91	0.90	0.90	0.89	0.90	0.90	0.89	0.90	0.88	0.91	0.90	0.89	0.89	0.90	0.90	0.89	0.90	0.88	0.88	0.91	

Bemerkung: LOI...Loss of ignition

Tab. 7 Ergebnisse der Hauptelementanalysen mittels Röntgenfluoreszenzspektrometrie

Ein Vergleich zwischen Spl-Peridotiten und Grt-Spl Peridotiten zeigt, dass zwischen den beiden lediglich geringe Unterschiede in der Zusammensetzung auftreten. Tendenziell weisen die Grt-Spl hältigen Xenolithe einen etwas geringeren MgO Gehalt auf. Die Unterschiede liegen aber im Zehntelprozentbereich. Eine starke Zunahme hingegen zeigt der Gehalt an TiO_2 von 0.07 – 0.09 wt % (Spl-Lherzolithe) auf 0.13 – 0.16 wt % (Grt-Spl Lherzolithe).

Anders stellt sich die Situation bei den Harzburgiten dar. Bei diesen Peridotiten nimmt der MgO Gehalt von Granat + Spinell führenden Proben gegenüber jenen ohne Granat deutlich ab, während jener von CaO steigt. Keine tendentiellen Veränderungen weisen allerdings die Gehalte an TiO_2 auf.

Die Diagramme in Abb. 20 zeigen Gegenüberstellungen verschiedener Indexoxide zur genaueren Charakterisierung der Xenolithe. Zum Einen lassen sich die im vorangegangenen Absatz beschriebenen Grade an Fertilität und Verarmung ablesen, zum Anderen zeigt sich in den Diagrammen 20 a, 20 b, 20 c ein eindeutig linearer Trend. Diese Linearität lässt darauf schließen, dass es sich bei den Xenolithen um Residuen verschiedengradiger partieller Aufschmelzung handelt, welche dem gleichen Reservoir entstammen. (Vergleich Abb. 2 auf Seite 2)

Die geringe Abweichung der Lherzolithe-Zusammensetzungen an Gehalten von CaO, MgO, FeO sowie Al_2O_3 gegenüber jenen des primitiven Erdmantels nach *McDonough & Sun (1995)*, zeigt ebenfalls den geringen Grad an partieller Aufschmelzung an. In Richtung zunehmender Verarmung bzw. Verlustes basaltischer Schmelzen entwickelt sich das residuale Material weiter weg von der Zusammensetzung des primitiven Erdmantels hin zu Harzburgiten.

Auffallend ist die Geradlinigkeit der FeO Gehalte in den Xenolithen. Eine Gegenüberstellung der FeO Werte mit den Gehalten an MgO (Abb. 20 e) verdeutlicht die Immobilität des Eisens im Zuge der partiellen Aufschmelzung. Trotz steigendem MgO Gehalt, d.h. steigendem Grad an Verarmung, kann keine tendenzielle Änderung im FeO Gehalt festgestellt werden. Diese Eigenschaft von FeO wird von *O'Neill & Palme (1986)* beschrieben. Einzig die Probe POKA 04 stellt einen Ausreißer mit erhöhtem FeO Gehalt dar, welcher bei 9.06 wt % liegt.

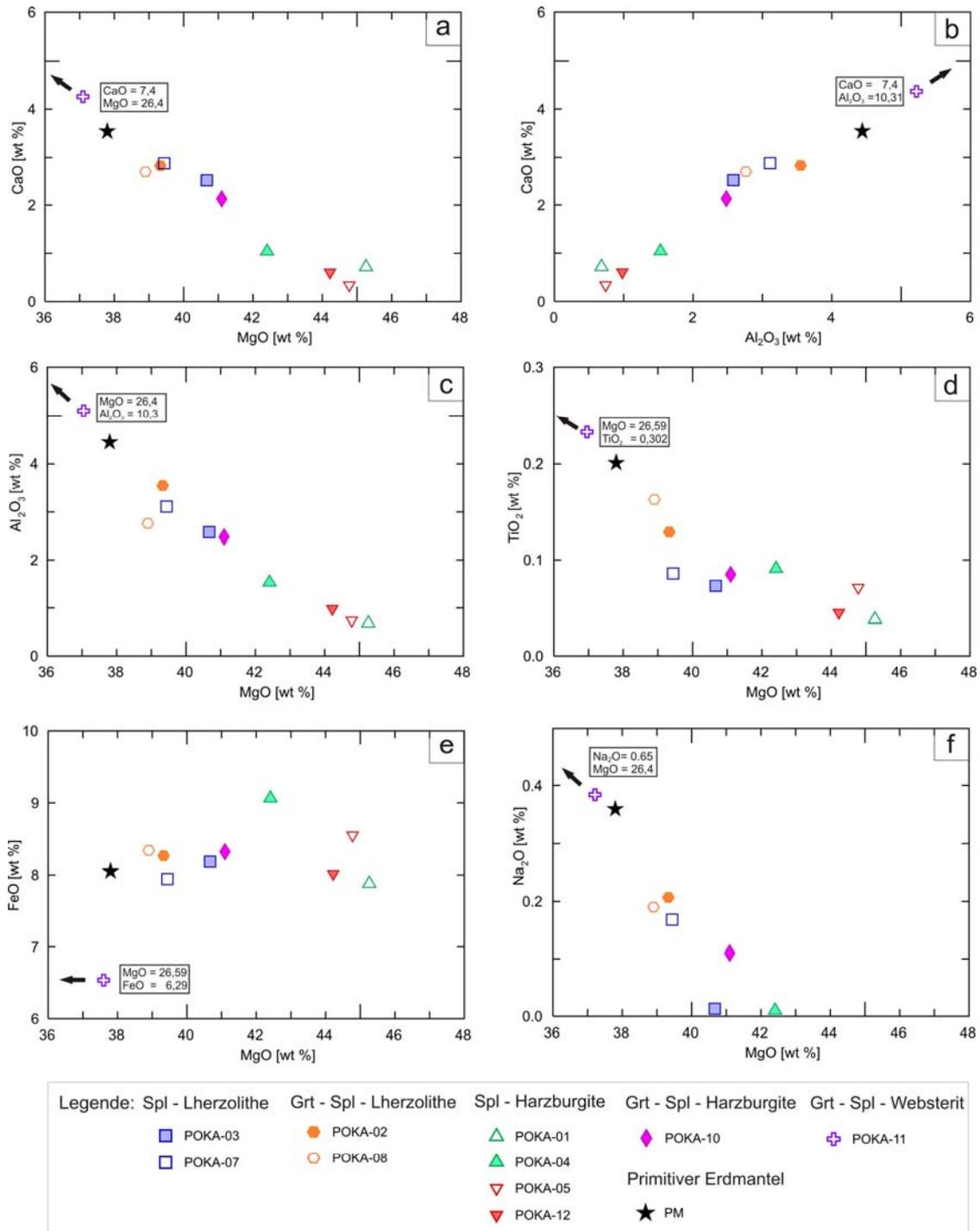


Abb. 20 Vergleichsdiagramme zur Hauptelementzusammensetzung der untersuchten Erdmantelxenolithe; Primitiver Mantel nach McDonough & Sun (1995)

7.1.2 Spurenelemente

Die Verteilung der Spurenelemente in Lherzoliten und Harzburgiten verdeutlicht, wie sich die einzelnen Elemente während der partiellen Differentiation verhalten. Dabei unterscheidet man, wie in *Wilson (1991)* dargestellt, inkompatible und kompatible Elemente. Kompatible Elemente wie Nickel, Chrom oder Cobalt reichern sich im Zuge der partiellen Differentiation in der festen Phase an, d.h. sie verbleiben im Residuum. Auf der anderen Seite werden inkompatible Elemente wie Natrium oder Vanadium in den Schmelzen angereichert und daher im Verlauf der partiellen Differentiation im Residuum abgereichert. Solche Trends lassen sich bei den Potrok Aike Xenolithen ebenfalls feststellen. Die Ergebnisse, welche sowohl aus Analysen der Röntgenfluoreszenzspektrometrie (RFA) als auch der ICP-MS stammen, sind in Tabelle 8 dargestellt.

Durch Vergleich der Resultate einzelner Spurenelemente mit dem Oxid MgO, können die im vorherigen Absatz beschriebenen Eigenschaften der Elemente verdeutlicht werden. Der Vergleich mit MgO liegt nahe, da dessen Anstieg in Richtung steigender Verarmung der Xenolithe, sprich steigendem Grad an partieller Differentiation, zeigt. Betrachtet man den Verlauf der Gehalte an Ni im Vergleich zu MgO (Abb. 21 a), erkennt man einen leichten Anstieg der Ni Gehalte mit steigenden MgO Werten. Dies lässt sich auf die in *Wilson (1991)* beschriebene kompatible Eigenschaft des Nickels zurückführen. Deutlich zeigt sich eine Erhöhung der Ni Werte in den Harzburgiten im Vergleich zu den Lherzoliten.

Ein ähnliches Bild wird bei Betrachtung der Co Gehalte in Abbildung 21 d deutlich. Hier allerdings ist die Anreicherung in verarmten Harzburgiten noch stärker ausgeprägt als bei Nickel. Der Trend, welcher für kompatible Elemente erwartet wird, zeigt sich eindeutig.

Ein weiteres kompatibles Element, welches allerdings keinen eindeutigen Trend in Bezug auf die MgO Gehalte aufweist, ist Chrom. Eine Erklärung könnte darin liegen, dass Chrom im Wesentlichen an das Vorhandensein von Spinell gebunden ist. Daher spiegelt die in Abb. 21 b dargestellte Verteilung eher eine Verteilung des Modalgehaltes an Spinell in den Proben wider. Eine repräsentative Aussage in Bezug auf die Kompatibilität des Chroms kann daher nicht getroffen werden.

Gestein	Spl - Harzburgit	Grt - Spl - Lherzolith	Spl - Lherzolith	Spl - Harzburgit	Spl - Lherzolith	Spl - Lherzolith	Spl - Lherzolith	Grt - Spl - Lherzolith	Grt - Spl - Harzburgit	Grt - Spl - Harzburgit	Grt - Spl - Websterit	Spl - Harzburgit
Probe	POKA-01	POKA-02	POKA-03	POKA-04	POKA-05	POKA-07	POKA-08	POKA-10	POKA-11	POKA-12		
<i>XRF (ppm)</i>												
Nb	<2	<2	<2	<2	2	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Zr	7	10	<2	11	4	<2	10	11	22	6.20		6.20
Sr	12	16	<2	8	10	27	16	11	36	3.80		3.80
Rb	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2		<2
Ga	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2		<2
Zn	60	70	54	95	84	61	53	75	11	73.60		73.60
Cc	5	8	13	3	<2	6	7	7	60	1.50		1.50
Ni	2495	1915	2003	2111	2357	1930	1916	2075	944	2330.00		2330.00
Co	131	116	119	130	133	116	114	122	66	127.60		127.60
Cr	2182	2867	2695	2568	2735	2907	1848	2660	5107	3244.80		3244.80
Sc	6	18	14	9	4	12	10	12	50	7.50		7.50
V	16	62	69	36	10	70	87	53	163	27.40		27.40
Ce	20	17	21	16	21	21	11	17	19	19.70		19.70
Ba	25	24	25	23	32	24	14	16	12	13.10		13.10
<i>ICP-MS (ppm)</i>												
Y	0.56	3.22	2.04	0.81	0.49	3.34	3.28	2.20	14.46	0.50		0.50
Th	0.08	0.08	0.03	0.04	0.11	0.23	0.09	0.05	0.23	0.03		0.03

Tab. 8 Ergebnisse der Spurenelementanalyse mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzspektrometrie sowie der ICP-

Tab. 9 Ergebnisse der Analyse der seltenen Erdelemente mittels ICP-MS

Als Beispiel eines inkompatiblen Elements sei hier das Vanadium erwähnt. Wie aus Abb. 21 c hervorgeht, nimmt der Gehalt mit zunehmender Verarmung (sprich zunehmenden MgO Gehaltes) ab, wodurch der inkompatible Charakter des Vanadiums deutlich wird.

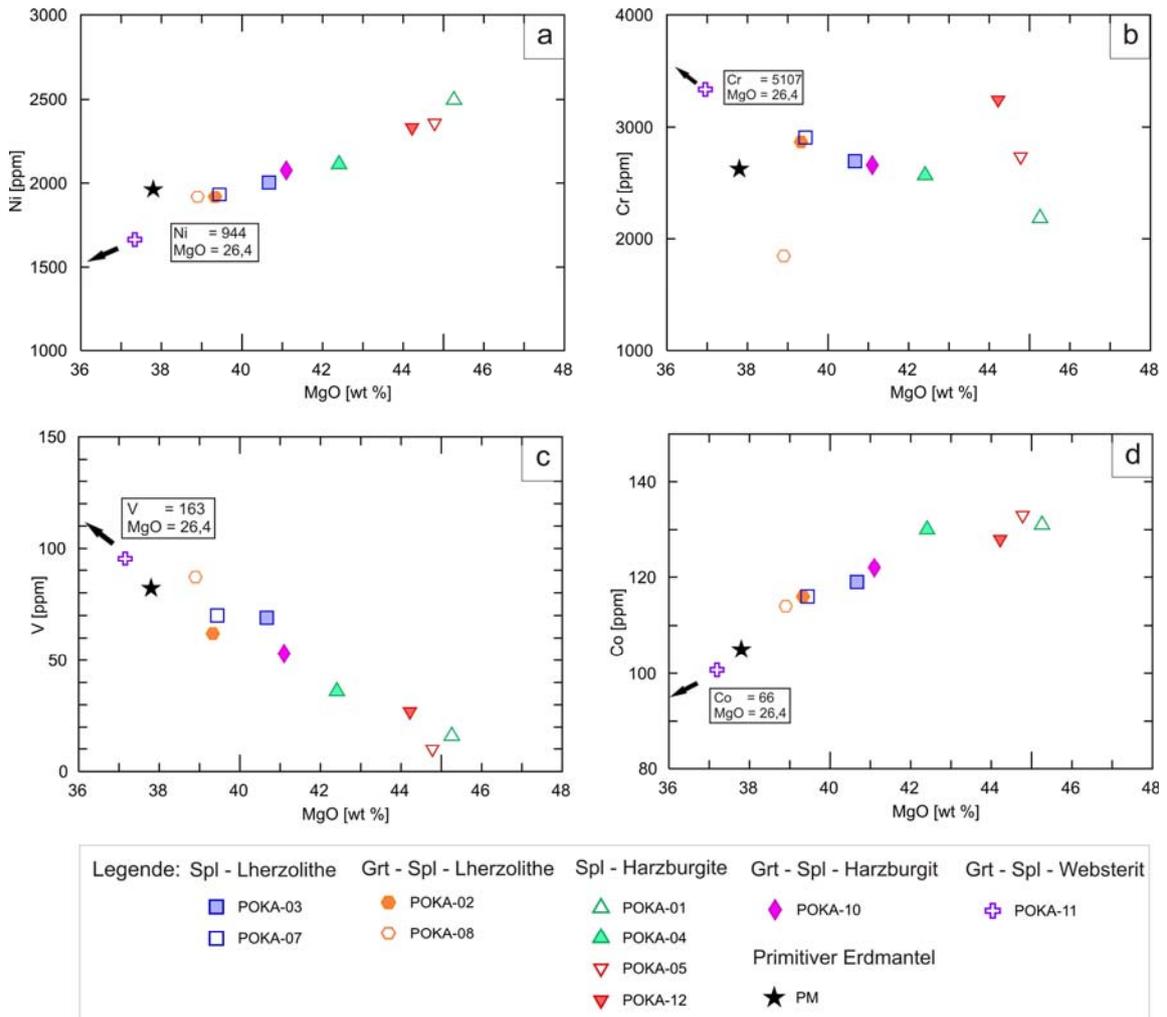


Abb. 21 Darstellung der Verteilung ausgewählter Spurenelemente im Verhältnis zum MgO Gehalt der Xenolithen. Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach McDonough & Sun (1995)

7.1.3 Seltene Erdelemente (REE)

Die Gruppe der seltenen Erdelemente umfasst alle Elemente von Lanthan bis Luthetium (Ordnungszahl im Periodensystem von 57 – 71) und wird basierend auf ihren ähnlichen Eigenschaften unter dem Begriff der Lanthaniden zusammengefasst [Winter (2001)]. Die Ionenradien der REE nehmen mit steigender Ordnungszahl ab, wodurch schwere seltene Erdelemente (HREE) eher in der Festphase, die leichten seltenen Erden (LREE) hingegen in der flüssigen Phase angereichert werden. Die eben dargestellte Fraktionierung spielt auch bei der Verteilung der REE auf verschiedene Mineralphasen eine große Rolle. Daher stellen die REE ein wichtiges petrologisches Werkzeug dar [Winter (2001)].

Die Analyse der REE-Konzentrationen wurde mit Hilfe der ICP-MS bestimmt. Die Detailergebnisse der einzelnen Xenolithe sind in Tabelle 9 angeführt. Zur besseren Darstellung wurden „Spider“ Diagramme erstellt, in denen die Konzentrationen der REE in den Xenolithen auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach McDonough & Sun (1995) normiert wurden. Dadurch lassen sich Anreicherungen (Werte > 1) und Verarmungen (Werte < 1) an bestimmten REE im Vergleich zum primitiven Erdmantel (Werte = 1) bestimmen. Zur besseren Unterscheidung wurde jeweils ein „Spider“ Diagramm für Spl-Peridotite bzw. Grt-Spl-Peridotite erstellt. Der Grt-Spl-Websterit wurde im Diagramm für Grt-Spl-Peridotite hinzugefügt.

Bei eingehender Betrachtung der Ergebnisse zeigt sich bei den Potrok Aike Xenolithen ein interessantes Bild. Infolge der - in der Einleitung zu den REE erwähnten - Fraktionierungseigenschaften, wäre in den Xenolithen eine Verarmung an LREE und eine Anreicherung an HREE zu erwarten. Anhand der Ergebnisse in Tab. 9 sowie der „Spider“ Diagramme in Abb. 22 und 23 kann man allerdings erkennen, dass dies nur bei einer peridotitischen Probe der Fall ist. Die Probe POKA 03 weist eine deutliche Verarmung an LEE auf, was auch durch das La_n/Sm_n Verhältnis von lediglich 0.76 verdeutlicht wird.

Gestein	Spl - Harzburgit		Grt - Spl - Lherzolith		Spl - Harzburgit		Grt - Spl - Lherzolith		Spl - Harzburgit		Grt - Spl - Lherzolith		Spl - Harzburgit		Grt - Spl - Lherzolith		Spl - Harzburgit		Grt - Spl - Lherzolith		
	POKA-01	POKA-02	POKA-03	POKA-04	POKA-05	POKA-07	POKA-08	POKA-10	POKA-11	POKA-12	POKA-01	POKA-02	POKA-03	POKA-04	POKA-05	POKA-07	POKA-08	POKA-10	POKA-11	POKA-12	
<i>ICP-MS (ppm)</i>																					
La	0.74	0.73	0.17	0.53	0.99	2.08	0.83	0.55	1.41	0.35	1.51	1.83	0.39	1.16	2.02	4.05	1.82	1.43	3.33	0.80	
Ce	0.19	0.31	0.05	0.17	0.23	0.50	0.27	0.22	0.50	0.11	1.05	1.69	0.32	0.96	1.24	2.68	1.50	1.21	2.84	0.60	
Pr	0.20	0.49	0.14	0.24	0.19	0.53	0.41	0.34	0.96	0.14	0.20	0.49	0.06	0.08	0.19	0.18	0.14	0.12	0.40	0.05	
Nd	0.06	0.18	0.06	0.26	0.06	0.65	0.56	0.43	1.64	0.15	0.06	0.18	0.06	0.08	0.19	0.18	0.14	0.12	0.40	0.05	
Sm	0.21	0.57	0.25	0.04	0.19	0.10	0.10	0.07	1.64	0.15	0.03	0.10	0.04	0.04	0.02	0.10	0.10	0.07	0.34	0.02	
Eu	0.03	0.10	0.05	0.19	0.11	0.63	0.62	0.45	2.50	0.11	0.13	0.61	0.37	0.19	0.11	0.63	0.62	0.45	2.50	0.11	
Gd	0.02	0.14	0.09	0.04	0.02	0.14	0.14	0.10	0.63	0.02	0.02	0.14	0.04	0.04	0.02	0.14	0.14	0.10	0.63	0.02	
Tb	0.06	0.43	0.27	0.10	0.05	0.42	0.40	0.28	1.97	0.06	0.06	0.43	0.10	0.10	0.05	0.42	0.40	0.28	1.97	0.06	
Dy	0.01	0.06	0.04	0.01	0.01	0.06	0.06	0.04	0.30	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01	0.01	0.06	0.06	0.04	0.30	0.01	
Ho	0.05	0.44	0.31	0.10	0.05	0.44	0.39	0.28	2.12	0.06	0.05	0.44	0.10	0.10	0.05	0.44	0.39	0.28	2.12	0.06	
Er	0.01	0.07	0.05	0.01	0.01	0.07	0.06	0.04	0.34	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.07	0.06	0.04	0.34	0.01	
Tm	2.30	0.95	0.77	1.36	3.22	2.46	1.27	1.02	0.92	1.57	2.13	0.96	0.72	1.70	1.99	1.06	1.12	1.18	0.72	1.39	
Yb	2.13	0.96	0.72	1.70	1.99	1.06	1.12	1.18	0.72	1.39	9.4	1.13	0.39	3.78	13.27	3.25	1.44	1.36	0.45	3.63	
Lu	9.4	1.13	0.39	3.78	13.27	3.25	1.44	1.36	0.45	3.63											

Bemerkung: La_n, Sm_n, Tb_n und Yb_n: Normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach McDonough & Sun (1995)

Tab. 9 Ergebnisse der Analyse der seltenen Erdelemente mittels ICP-MS

Weiters weist der Grt-Spl Websterit ebenfalls keine Anreicherung in LREE (La_n/Sm_n 0.92) auf.

Anders als für Gesteine residualen Charakters wie Erdmantelxenolithe zu erwarten, zeigen sämtliche andere Peridotite eine Anreicherung an LREE unterschiedlichen Ausmaßes. Die Grt-Spl Peridotite zeigen durchwegs eine leichte Anreicherung an LREE (Abb. 23). Die Verhältnisse von La_n/Sm_n variieren dabei zwischen 0.95 und 1.27. Die Spl-Peridotite hingegen zeigen, mit Ausnahme von POKA 03, eine starke Anreicherung an LREE, was durch La_n/Sm_n Verhältnisse zwischen 1.36 und 3.22 belegt wird.

Der Grund für eine solche Anreicherung liegt in einer späten Metasomatose. Dabei handelt es sich um eine Reaktion eindringender, LREE reicher Fluids mit den Xenolithen, wodurch die charakteristische Verteilung der REE überprägt wird. Solche Fluids können aus dem Hostmagma entstammen und intergranular durch die Xenolithe migrieren. Die bei der petrographischen Beschreibung (Kapitel 6) bereits erwähnten intergranularen Gläser könnten diese Fluids darstellen.

Zusammenfassend können die Xenolithen Potrok Aikes in Bezug auf ihre REE Verteilungen beziehungsweise dem Grad der Metasomatose in drei Gruppen eingeteilt werden.

- Gruppe I: nicht metasomatisch überprägt [La_n/Sm_n 0.77 – 0.92 und Tb_n/Yb_n 0.72]
- Gruppe II: leicht matsomatisch überprägt [La_n/Sm_n 0.95 – 1.27 und Tb_n/Yb_n 0.96 – 1.18]
- Gruppe III stark metasomatisch überprägt [La_n/Sm_n 1.37 – 3.22 und Tb_n/Yb_n 1.06 – 2.13]

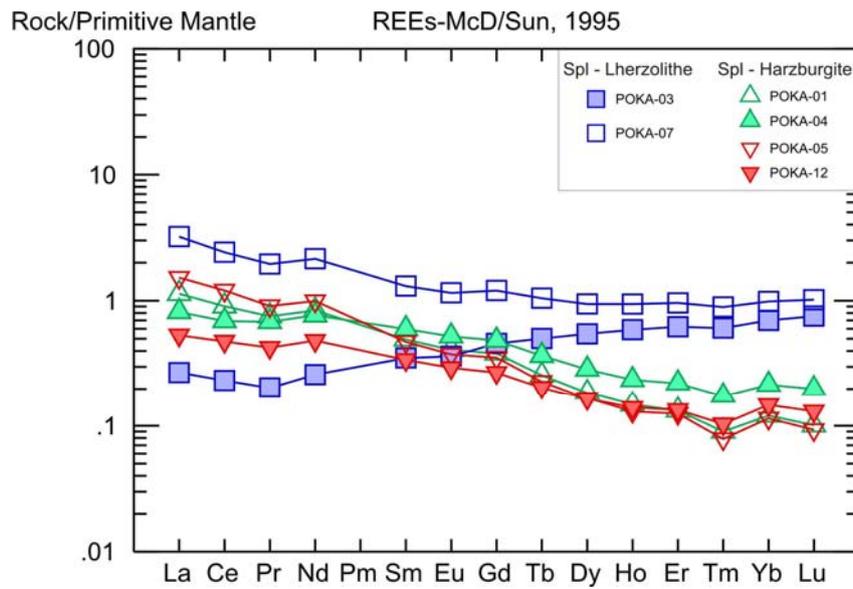


Abb. 22 REE-Diagramm von Spl – Peridotiten normiert auf den primitiven Erdmantel nach McDonough & Sun (1995)

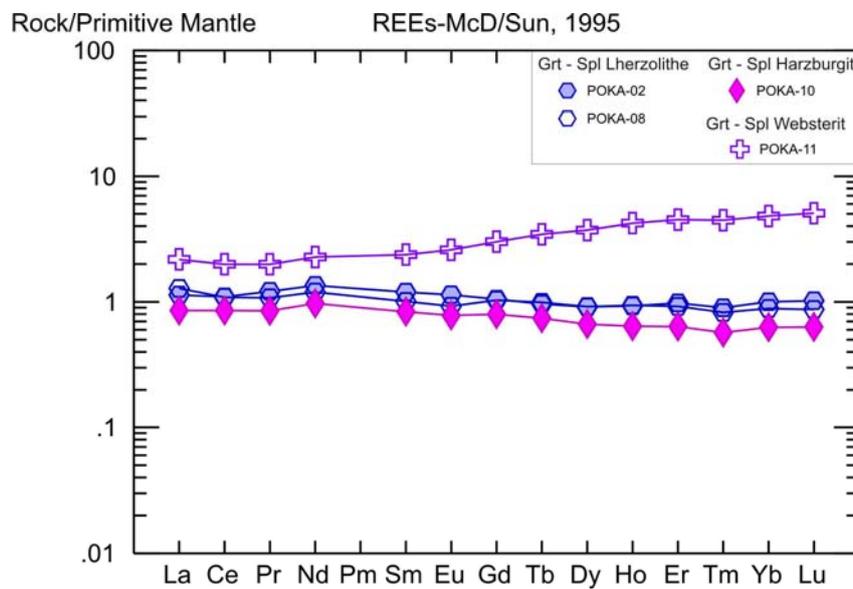


Abb. 23 Diagramm der REE von Grt - Spl – Peridotiten sowie einem Grt-Spl- Websterit normiert auf den primitiven Erdmantel nach McDonough & Sun (1995)

7.2. Mineralchemie

Zur Bestimmung der Mineralchemie wurden Elektronenstrahlmikrosondenanalysen (EMS Analysen) sowie - zur Bestimmung der Spuren- und seltenen Erdelemente des Klinopyroxens - LA-ICP-MS Untersuchungen durchgeführt. Dies geschah mit dem Ziel, detaillierte Untersuchungen zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der Olivine, Orthopyroxene, Klinopyroxene, Spinelle und Granate sowie der intergranularen Gläser zu vollziehen.

Die folgenden Kapitel beschäftigen sich mit der Beschreibung, Darstellung und Interpretation der Ergebnisse aus den Untersuchungen der verschiedenen Mineralphasen.

7.2.1 Olivin

Die Untersuchungen wurden einerseits an primären Olivinen durchgeführt andererseits auch an jenen, welche sowohl in kelyphitischen Säumen als auch in Kontakt mit intergranularen Schmelzen rekristallisiert sind. Die detaillierten Ergebnisse der Mikrosondenuntersuchungen sind in den Tabellen 10 bis 16 dargestellt, wobei die Tabellen jeweils nach Gesteinsart gegliedert sind.

Im Allgemeinen zeigt sich bei der Zusammensetzung primärer Olivine ein einheitliches Bild. Charakteristisch sind die hohen Gehalte an MgO, welche in Spl-Harzburgiten zwischen 48.8 und 50.5 wt %, in Spl-Lherzolithen zwischen 47.9 und 49.9 wt % und im Grt-Spl-Peridotit zwischen 48.6 und 49.2 wt % liegen. Die Gehalte an FeO zeigen einen größeren Schwankungsbereich und bewegen sich im Allgemeinen zwischen 8.2 und 10.9 wt %. Dadurch lässt sich die Zusammensetzung der Olivine zwischen den Endgliedern Forsterit (Mg_2SiO_4) und Fayalit (Fe_2SiO_4) errechnen. Es ergeben sich für die Forsteritgehalte bei Spl-Harzburgiten Werte von 90 – 91 %, für die Spl-Lherzolithe zwischen 89 und 90 % und für die Grt-Spl-Peridotite Werte zwischen 89 und 90 %. Der hohe Gehalt von Forsterit in den Olivinen ist durchaus zu erwarten, unterstreicht er doch den verarmten Charakter der untersuchten Erdmantelxenolithe.

Sekundäre Olivine welche im Reaktionsraum zwischen intergranularer Schmelze und Spinell kristallisiert sind, zeigen einen Anstieg im MgO- und eine Abnahme in den FeO Gehalten an, was sich in den erhöhten Forsteritgehalten zwischen 92 und 94 % widerspiegelt.

Sekundäre Olivine, die im Reaktionsraum von intergranularem Fluid und Cpx kristallisierten, weisen ebenfalls Unterschiede der Zusammensetzung im Vergleich mit primären Olivinen auf (Tab. 15).

Olivine welche in kelyphitischen Säumen kristallisieren, haben hingegen eine deutlich niedrigere Mg# von 0.84-0.89 (Tab. 16).

Probe	POKA 01		POKA 04		POKA 05		POKA 12		POKA 17	
	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand
n	5	6	4	2	5	5	4	4	9	5
[wt %]										
SiO ₂	39.9	40.0	40.4	40.6	40.1	40.0	40.2	40.3	41.1	41.0
TiO ₂	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	0.02
Al ₂ O ₃	< 0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	< 0.02	0.02	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	< 0.02	0.04	0.03	0.01	0.05	0.15	0.03	0.03	0.03	0.06
FeO	8.8	8.8	10.1	10.0	9.7	9.8	8.9	8.7	9.8	9.4
MnO	0.13	0.14	0.14	0.14	0.14	0.15	0.13	0.15	0.13	0.13
NiO	0.41	0.40	0.40	0.41	0.38	0.37	0.40	0.34	0.41	0.39
MgO	50.5	50.4	49.2	49.3	49.8	49.7	50.2	50.2	48.8	48.9
CaO	0.05	0.12	0.05	0.07	0.09	0.12	0.08	0.16	0.05	0.11
Total	99.80	99.83	100.40	100.57	100.26	100.28	99.91	99.97	100.29	99.97
Mg# *100	91.1	91.1	91.1	91.1	91.1	91.1	91.1	91.1	91.1	91.1

Probe	POKA 23		POKA 24	
	Kern	Rand	Kern	Rand
n	7	2	6	6
[wt %]				
SiO ₂	40.6	40.3	40.7	40.6
TiO ₂	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02
Al ₂ O ₃	< 0.02	< 0.02	< 0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	< 0.02	< 0.02	< 0.02	0.03
FeO	9.2	9.1	9.6	9.6
MnO	0.15	0.14	0.13	0.14
NiO	0.36	0.36	0.40	0.39
MgO	49.1	49.0	49.2	49.3
CaO	0.04	0.05	0.05	0.06
Total	99.44	99.07	99.99	100.05
Mg# *100	90.5	90.5	90.5	90.5

Bemerkungen: $Mg\#*100 = Mg/(Mg+Fe)*100$
n = Anzahl an Messungen, die zur Ermittlung der Mittelwerte herangezogen wurden

Tab. 10 Olivinzusammensetzungen in Spl-Harzburgiten

Probe	POKA 03		POKA 07		POKA 13		POKA 14		POKA 15	
	Core	Rim								
n	7	6	7	6	7	6	7	5	6	7
[wt %]										
SiO ₂	39.8	40.1	40.8	41.0	40.8	40.9	41.0	41.2	40.6	40.6
TiO ₂	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02
Al ₂ O ₃	< 0.02	0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	< 0.02	0.04	< 0.02	0.03	0.08	0.04	< 0.02	0.03
FeO	10.0	9.6	9.9	9.5	9.6	9.4	8.6	8.7	9.4	9.7
MnO	0.14	0.14	0.13	0.13	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14	0.15
NiO	0.38	0.37	0.41	0.37	0.41	0.39	0.39	0.41	0.40	0.40
MgO	49.5	49.9	49.0	49.2	49.3	49.3	50.0	49.9	49.1	48.9
CaO	0.03	0.07	0.03	0.06	0.04	0.11	0.07	0.07	0.05	0.07
Total	99.95	100.33	100.21	100.35	100.24	100.27	100.32	100.48	99.73	99.96
Mg# *100	89.8	90.2	89.8	90.2	90.2	90.3	91.2	91.1	90.3	90.0

Probe	POKA 18		POKA 19		POKA 20		POKA 22		POKA 25	
	Core	Rim								
n	6	4	6	5	8	8	8	2	6	6
[wt %]										
SiO ₂	40.1	40.3	41.0	40.8	41.0	41.0	40.5	40.5	40.6	40.8
TiO ₂	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02
Al ₂ O ₃	0.02	0.02	< 0.02	< 0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	< 0.02	< 0.02
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.03	0.03	< 0.02	0.02	< 0.02	0.03	< 0.02	0.03
FeO	10.7	10.6	9.9	9.8	9.9	9.8	10.9	10.8	9.1	9.0
MnO	0.15	0.15	0.13	0.15	0.13	0.13	0.14	0.15	0.14	0.15
NiO	0.42	0.42	0.40	0.39	0.40	0.40	0.42	0.41	0.38	0.39
MgO	48.2	48.0	48.5	48.6	49.3	49.3	47.9	47.8	49.3	49.3
CaO	0.05	0.05	0.04	0.07	0.07	0.07	0.05	0.05	0.04	0.07
Total	99.71	99.51	99.96	99.72	100.73	100.75	99.89	99.83	99.58	99.68
Mg# *100	88.9	89.0	89.7	89.9	89.9	89.9	88.7	88.7	90.6	90.7

Probe	POKA 26		POKA 27		POKA 28		POKA 31	
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
n	6	7	4	4	6	5	9	6
[wt %]								
SiO ₂	40.5	40.5	40.8	40.6	40.8	40.4	40.6	40.6
TiO ₂	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02
Al ₂ O ₃	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02
Cr ₂ O ₃	< 0.02	0.02	< 0.02	0.06	0.02	0.02	< 0.02	0.02
FeO	9.7	9.6	9.0	9.1	9.4	9.4	10.0	9.9
MnO	0.14	0.13	0.13	0.14	0.13	0.13	0.14	0.14
NiO	0.43	0.39	0.44	0.41	0.41	0.41	0.40	0.41
MgO	48.9	49.0	49.4	49.2	49.3	49.3	48.8	48.7
CaO	0.04	0.06	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.05
Total	99.73	99.69	99.87	99.47	100.11	99.79	99.87	99.79
Mg# *100	90.0	90.1	90.7	90.6	90.3	90.3	89.7	89.7

Bemerkungen: $Mg\#*100 = Mg/(Mg+Fe)*100$

$n =$ Anzahl an Messungen, die zur Ermittlung der Mittelwerte herangezogen wurden

Tab. 11 Olivinzusammensetzungen in Spl- Lherzoliten

Probe	POKA 02		POKA 08		POKA 16		POKA 21	
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
n	2	2	5	5	6	6	4	5
<i>[wt %]</i>								
SiO ₂	40.6	40.6	40.7	40.7	41.0	41.0	40.5	40.6
TiO ₂	< 0.02	< 0.02	0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	0.02	< 0.02
Al ₂ O ₃	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	< 0.02	< 0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
FeO	10.0	10.0	10.4	10.7	9.8	10.0	9.8	9.8
MnO	0.11	0.10	0.13	0.16	0.12	0.12	0.14	0.13
NiO	0.38	0.35	0.43	0.35	0.40	0.39	0.40	0.38
MgO	49.2	49.2	48.6	48.3	48.8	48.8	49.1	49.1
CaO	0.05	0.13	0.06	0.07	0.06	0.08	0.05	0.07
Total	100.41	100.46	100.33	100.28	100.20	100.36	100.04	100.10
Mg# *100	89.8	89.7	89.3	89.0	89.9	89.7	89.9	90.0

Bemerkungen: $Mg\#*100 = Mg/(Mg+Fe)*100$
n = Anzahl an Messungen, die zur Ermittlung der Mittelwerte herangezogen wurden

Tab. 12 Olivinzusammensetzungen in Grt-Spl- Lherzoliten

Probe	POKA 10		Probe	POKA 11	
	Core	Rim		Core	Rim
n	4	4	n	6	4
<i>[wt %]</i>					
SiO ₂	40.9	40.9	SiO ₂	40.9	41.0
TiO ₂	< 0.02	< 0.02	TiO ₂	< 0.02	< 0.02
Al ₂ O ₃	0.04	0.02	Al ₂ O ₃	0.04	0.04
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	Cr ₂ O ₃	0.01	0.03
FeO	10.0	9.8	FeO	9.6	11.1
MnO	0.14	0.11	MnO	0.12	0.21
NiO	0.32	0.38	NiO	0.45	0.33
MgO	48.7	48.7	MgO	48.7	48.7
CaO	0.15	0.10	CaO	0.07	0.19
Total	100.30	100.01	Total	99.83	101.63
Mg# *100	89.6	89.9	Mg# *100	90.1	88.5

Bemerkungen: $Mg\#*100 = Mg/(Mg+Fe)*100$
n = Anzahl an Messungen, die zur Ermittlung der Mittelwerte herangezogen wurden

Tab. 13 Olivinzusammensetzungen in Grt-Spl- Harzburgiten (links) und Grt-Spl- Websterit (rechts)

Probe	POKA 07	POKA 10	POKA 15	POKA 18	POKA 19	POKA 20	POKA 21	POKA 22	POKA 25
<i>[wt %]</i>									
SiO ₂	41.0	41.6	40.8	40.8	41.2	41.4	41.1	41.5	41.0
TiO ₂	< 0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	< 0.02	0.03	0.03	< 0.02
Al ₂ O ₃	0.05	0.07	0.04	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05
Cr ₂ O ₃	0.14	0.11	0.09	0.16	0.13	0.12	0.17	0.07	0.12
FeO	8.2	6.9	7.6	7.2	7.4	8.0	6.4	7.1	7.2
MnO	0.16	0.10	0.14	0.10	0.10	0.13	0.10	0.09	0.15
NiO	0.29	0.41	0.32	0.41	0.37	0.32	0.41	0.42	0.33
MgO	50.0	51.0	50.5	50.7	50.3	50.3	51.5	50.7	50.6
CaO	0.25	0.20	0.21	0.17	0.16	0.25	0.33	0.23	0.19
Total	100.20	100.39	99.75	99.55	99.82	100.52	100.03	100.22	99.56
Mg# *100	91.5	93.0	92.2	92.7	92.3	91.8	93.5	92.7	92.6

Bemerkungen: $Mg\#*100 = Mg/(Mg+Fe)*100$

Tab. 14 Zusammensetzung von Olivinen in Melt pockets

Probe	POKA 01	POKA 03	POKA 04	POKA 08	POKA 10	POKA 12	POKA 17	POKA 19	POKA 21	POKA 25
<i>[wt %]</i>										
SiO ₂	41.15	39.74	40.82	40.83	40.95	40.52	41.30	41.06	40.33	40.71
TiO ₂	0.00	0.04	0.03	0.03	0.02	0.01	0.04	0.01	0.05	0.01
Al ₂ O ₃	0.03	0.10	0.06	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.07	0.03
Cr ₂ O ₃	0.29	0.11	0.22	0.06	0.05	0.06	0.14	0.09	0.14	0.04
FeO	8.53	8.66	9.11	9.44	9.49	8.45	8.05	9.47	8.34	8.97
MnO	0.12	0.13	0.16	0.16	0.16	0.16	0.13	0.15	0.16	0.14
NiO	0.31	0.33	0.33	0.33	0.27	0.24	0.38	0.23	0.21	0.30
MgO	49.99	49.87	49.95	49.00	48.80	50.76	50.02	48.80	49.37	49.24
CaO	0.20	0.24	0.24	0.33	0.38	0.25	0.17	0.21	0.23	0.21
Total	100.63	99.24	100.94	100.25	100.17	100.50	100.31	100.07	98.91	99.66
Mg #	0.91	0.91	0.91	0.90	0.90	0.91	0.92	0.90	0.91	0.91

Bemerkungen: $Mg \# = Mg/(Mg+Fe)$

Tab. 15 Zusammensetzungen intergranularer Olivine

Probe	POKA 08	POKA 08
[wt %]		
SiO ₂	40.0	40.6
TiO ₂	0.02	<0.02
Al ₂ O ₃	0.08	0.09
Cr ₂ O ₃	0.04	0.12
FeO	14.1	10.3
MnO	0.53	0.32
NiO	0.21	0.26
MgO	45.0	48.4
CaO	0.01	0.00
Total	100.08	100.30
Mg# *100	85.0	89.3

Bemerkungen: Mg# = Mg/(Mg+Fe)

Tab. 16 Olivinzusammensetzungen in Kelyphitsaum um
Granat rekristallisiert

7.2.2 Orthopyroxen

Mikrosondenanalysen zur Bestimmung der Mineralchemie der Orthopyroxene (Opx) wurden sowohl an primären Opx, sekundären Opx aus kelyphitischen Säumen als auch an intergranularen Opx durchgeführt. Die Tabellen 17 bis 22 zeigen die dazugehörigen Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen.

Bei den untersuchten primären Opx zeigt sich, wie schon beim Olivin, ein einheitliches Bild innerhalb der verschiedenen Gesteinsklassen. Hauptcharakteristikum der Orthopyroxene ist der hohe Gehalt an MgO gegenüber FeO und CaO. Berechnungen der Endglieder führten zu dem Ergebnis, dass es sich bei den Orthopyroxenen um Enstatite (Mg₂Si₂O₆) handelt (Abb. 24). Der Enstatitanteil bewegt sich dabei zwischen 89 und 91 %, während jener von Ferrosillit (Fe₂Si₂O₆) zwischen 8 und 10 % und der Anteil an Wollastonit (Ca₂Si₂O₆) lediglich zwischen 1 und 2 % liegt. Auffallend ist die Variation in den Al₂O₃ Gehalten. Diese liegen zwischen 2.1 und 4.5 wt % und stehen in Abhängigkeit zur Gesamtgesteinszusammensetzung.

Im Unterschied dazu weisen sekundäre Orthopyroxene, welche in kelyphitischen Säumen um Granat oder Spinell kristallisiert sind, einen niedrigeren Enstatitgehalt auf. Dieser bewegt sich zwischen 81 und 88 %, wobei der Anteil an Ferrosillit und Wollastonit auf jeweils 9 bis 15 % und 3 – 5 % ansteigt. Weiters ist die starke Schwankung von Al₂O₃ zwischen 7.2 und 14.2 wt % auffällig.

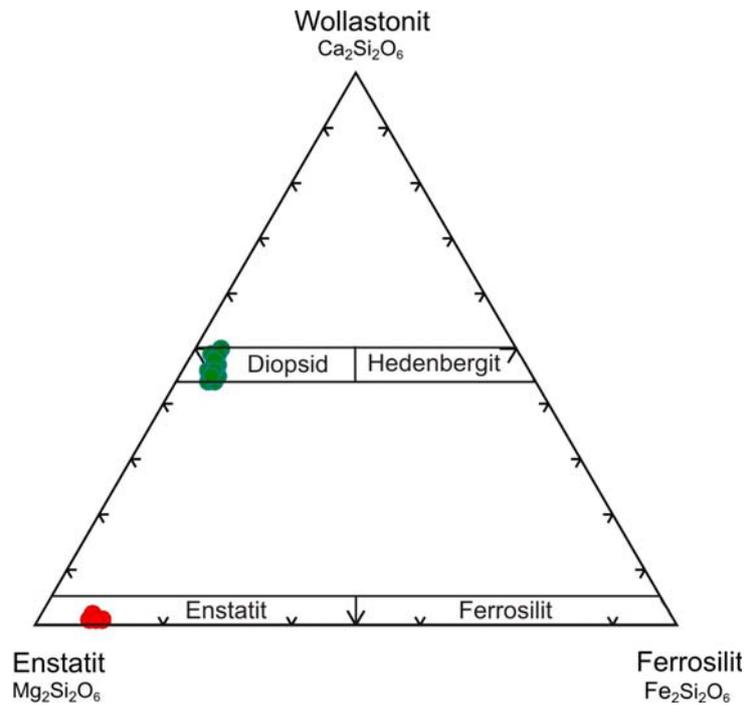


Abb. 24 Zusammensetzung der primären Ortho- (Enstatit) und Klinopyroxene (Diopsid)

Probe	POKA 01		POKA 04		POKA 05		POKA 12		POKA 17		POKA 24	
	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand
n	7	6	3	1	3	3	4	5	6	4	6	6
[wt %]												
SiO ₂	55.5	55.4	55.2	55.5	55.6	55.3	55.4	55.2	55.8	55.7	55.3	55.7
TiO ₂	0.04	0.10	0.12	0.13	0.11	0.21	0.04	0.09	0.12	0.23	0.10	0.09
Al ₂ O ₃	2.21	2.24	3.5	3.4	2.32	2.47	2.47	2.37	3.4	3.3	3.7	3.3
Cr ₂ O ₃	0.55	0.68	0.56	0.58	0.59	0.68	0.55	0.56	0.54	0.58	0.35	0.28
FeO	5.6	5.5	6.5	6.3	6.1	6.1	5.6	5.5	6.1	6.2	6.2	6.1
MnO	0.14	0.14	0.14	0.16	0.15	0.13	0.13	0.12	0.13	0.15	0.16	0.15
NiO	0.11	0.10	0.11	0.14	0.11	0.10	0.10	0.10	0.12	0.12	0.09	0.10
MgO	34.7	34.5	33.3	33.5	34.5	34.1	34.6	34.3	33.4	33.3	33.5	33.9
CaO	0.77	0.92	0.67	0.63	0.67	0.71	0.61	1.00	0.63	0.62	0.67	0.48
Na ₂ O	0.13	0.12	0.11	0.11	0.11	0.09	0.09	0.08	0.11	0.11	0.05	0.07
Total	99.74	99.71	100.25	100.45	100.20	99.87	99.64	99.43	100.29	100.27	100.09	100.11
Mg# *100	91.8	91.8	90.1	90.4	91.0	90.9	91.7	91.7	90.6	90.6	90.6	90.8
En	90	90	89	89	90	90	91	90	90	90	90	90
Fs	8	8	10	10	9	9	8	8	9	9	9	9
Wo	2	2	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1

Bemerkungen: n = Anzahl an Messungen, die zur Ermittlung der Mittelwerte herangezogen wurden
En = Enstatit, Fs = Ferrosilit, Wo = Wollastonit

Tab. 17 Orthopyroxenzusammensetzungen in Spl-Harzburgiten

Probe	POKA 03		POKA 07		POKA 13		POKA 14		POKA 15	
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
n	7	6	5	4	6	3	6	6	5	3
<i>[wt %]</i>										
SiO ₂	54.8	55.3	55.2	56.0	56.0	56.7	56.3	56.2	55.1	54.9
TiO ₂	0.06	0.06	0.08	0.08	0.07	0.04	0.06	0.05	0.08	0.10
Al ₂ O ₃	3.2	2.8	4.5	3.1	2.9	2.07	3.2	3.3	4.1	4.4
Cr ₂ O ₃	0.28	0.22	0.38	0.36	0.43	0.21	0.53	0.59	0.37	0.38
FeO	6.4	6.4	6.5	6.3	6.3	6.1	5.4	5.4	6.0	6.1
MnO	0.16	0.16	0.15	0.18	0.15	0.14	0.13	0.13	0.14	0.15
NiO	0.09	0.09	0.07	0.08	0.08	0.11	0.12	0.10	0.11	0.10
MgO	34.2	34.3	33.0	33.5	33.9	34.5	34.2	34.0	33.3	33.3
CaO	0.43	0.43	0.48	0.72	0.39	0.32	0.61	0.66	0.56	0.64
Na ₂ O	0.02	0.02	0.04	0.06	0.02	0.01	0.10	0.10	0.10	0.10
Total	99.60	99.84	100.39	100.36	100.22	100.19	100.65	100.50	100.01	100.05
Mg# *100	90.5	90.5	90.1	90.5	90.6	91.0	91.9	91.8	90.8	90.7
En	90	90	89	90	90	90	91	91	90	90
Fs	9	9	10	9	9	9	8	8	9	9
Wo	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Probe	POKA 18		POKA 19		POKA 20		POKA 22		POKA 25	
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
n	5	4	4	6	8	3	5	6	5	4
<i>[wt %]</i>										
SiO ₂	54.7	54.7	55.7	55.7	56.3	56.6	55.0	55.5	55.4	55.2
TiO ₂	0.15	0.15	0.08	0.07	0.08	0.08	0.11	0.15	0.08	0.08
Al ₂ O ₃	3.5	3.4	3.7	3.7	3.3	3.0	4.4	3.4	4.0	4.1
Cr ₂ O ₃	0.56	0.55	0.50	0.51	0.29	0.24	0.38	0.37	0.41	0.44
FeO	6.8	6.8	6.3	6.3	6.3	6.2	6.4	6.8	5.9	5.8
MnO	0.14	0.16	0.15	0.15	0.14	0.14	0.12	0.16	0.14	0.15
NiO	0.10	0.12	0.10	0.12	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11	0.09
MgO	32.8	32.9	33.1	33.0	33.8	34.2	32.8	32.9	33.5	33.4
CaO	0.65	0.66	0.65	0.65	0.52	0.48	0.63	0.70	0.61	0.66
Na ₂ O	0.11	0.10	0.09	0.09	0.07	0.05	0.11	0.11	0.08	0.09
Total	99.49	99.58	100.38	100.36	100.91	101.04	100.01	100.18	100.18	100.07
Mg# *100	89.6	89.7	90.3	90.3	90.5	90.8	90.1	89.5	91.1	91.2
En	89	89	89	89	90	90	89	89	90	90
Fs	10	10	10	10	9	9	10	10	9	9
Wo	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Probe	POKA 26		POKA 27		POKA 28		POKA 31			
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim		
n	6	5	6	6	6	7	9	8		
<i>[wt %]</i>										
SiO ₂	55.0	55.5	55.9	56.6	55.4	56.1	55.0	55.5		
TiO ₂	0.09	0.07	0.05	0.05	0.08	0.06	0.10	0.09		
Al ₂ O ₃	3.9	3.0	2.7	2.1	3.6	2.7	3.9	3.4		
Cr ₂ O ₃	0.43	0.31	0.53	0.32	0.37	0.24	0.39	0.30		
FeO	6.3	6.2	5.9	5.9	6.1	6.1	6.4	6.4		
MnO	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.16	0.16		
NiO	0.07	0.10	0.07	0.11	0.09	0.09	0.08	0.10		
MgO	33.3	33.9	34.1	34.5	33.8	34.2	33.2	33.6		
CaO	0.42	0.40	0.40	0.39	0.37	0.36	0.60	0.43		
Na ₂ O	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02		
Total	99.67	99.63	99.91	100.06	99.95	100.02	99.86	99.95		
Mg# *100	90.4	90.7	91.1	91.3	90.8	90.9	90.2	90.4		
En	90	90	90	91	90	90	89	89		
Fs	9	9	9	8	9	9	10	10		
Wo	1	1	1	1	1	1	1	1		

Tab. 18 Orthopyroxenzusammensetzungen in Spl-Lherzoliten

Probe	POKA 02		POKA 08		POKA 16		POKA 21	
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
n	4	2	8	4	4	4	6	7
[wt %]								
SiO ₂	55.3	55.4	55.6	55.2	56.0	55.9	55.2	55.0
TiO ₂	0.16	0.18	0.18	0.18	0.13	0.13	0.16	0.18
Al ₂ O ₃	3.6	3.7	3.4	3.5	3.3	3.6	3.7	3.7
Cr ₂ O ₃	0.45	0.47	0.37	0.47	0.40	0.52	0.50	0.50
FeO	6.3	6.3	6.6	6.6	6.2	6.3	6.2	6.2
MnO	0.12	0.13	0.14	0.12	0.14	0.12	0.14	0.13
NiO	0.10	0.10	0.11	0.12	0.10	0.11	0.12	0.10
MgO	33.5	33.3	33.1	33.1	33.4	33.2	33.3	32.9
CaO	0.71	0.73	0.72	0.70	0.57	0.67	0.67	0.70
Na ₂ O	0.12	0.15	0.11	0.10	0.12	0.11	0.11	0.10
Total	100.45	100.49	100.30	100.10	100.34	100.63	100.07	99.60
Mg# *100	90.4	90.4	90.0	89.9	90.5	90.4	90.5	90.4
En	89	89	89	89	90	89	89	89
Fs	10	10	10	10	9	10	10	10
Wo	1	1	1	1	1	1	1	1

Bemerkungen: n = Anzahl an Messungen, die zur Ermittlung der Mittelwerte herangezogen wurden
En = Enstatit, Fs = Ferrosilit, Wo = Wollastonit

Tab. 19 Orthopyroxenzusammensetzungen in Grt-Spl-Lherzoliten

Probe	POKA 10		Probe	POKA 11	
	Core	Rim		Core	Rim
n	5	4	n	3	3
[wt %]			[wt %]		
SiO ₂	55.7	55.7	SiO ₂	56.0	55.7
TiO ₂	0.11	0.14	TiO ₂	0.17	0.17
Al ₂ O ₃	3.7	3.6	Al ₂ O ₃	3.4	3.7
Cr ₂ O ₃	0.40	0.43	Cr ₂ O ₃	0.44	0.47
FeO	6.5	6.5	FeO	6.1	6.1
MnO	0.14	0.12	MnO	0.15	0.12
NiO	0.11	0.11	NiO	0.13	0.13
MgO	33.0	33.0	MgO	33.3	33.1
CaO	0.63	0.68	CaO	0.68	0.74
Na ₂ O	0.10	0.10	Na ₂ O	0.14	0.13
Total	100.45	100.55	Total	100.56	100.37
Mg# *100	90.1	90.0	Mg# *100	90.7	90.7
En	89	89	En	90	90
Fs	10	10	Fs	9	9
Wo	1	1	Wo	1	1

Bemerkungen: n = Anzahl an Messungen, die zur Ermittlung der Mittelwerte herangezogen wurden
En = Enstatit, Fs = Ferrosilit, Wo = Wollastonit

Tab. 20 Orthopyroxenzusammensetzungen in Grt-Spl Harzburgiten (links) und im Grt-Spl-Websterit (rechts)

Probe	POKA 11		POKA 16		POKA 17		POKA 19	
<i>[wt %]</i>								
SiO ₂	52.9	54.5	53.2	50.3	56.8	55.7	55.4	55.9
TiO ₂	0.20	0.43	0.06	0.25	0.20	0.19	0.06	0.08
Al ₂ O ₃	7.6	3.9	7.1	11.7	1.8	3.4	3.6	2.7
Cr ₂ O ₃	0.62	0.63	0.46	0.82	0.78	0.57	0.53	0.21
FeO	5.9	8.3	7.6	7.0	5.7	6.3	6.2	6.1
MnO	0.16	0.27	0.40	0.34	0.14	0.14	0.16	0.15
NiO	0.10	0.09	0.02	0.01	0.15	0.10	0.07	0.07
MgO	30.6	30.1	29.7	28.3	33.3	33.2	33.5	34.2
CaO	1.76	2.25	2.06	1.83	1.72	0.64	0.75	0.56
Na ₂ O	0.12	0.05	0.06	0.08	0.22	0.11	0.09	0.02
Total	99.89	100.59	100.66	100.67	100.87	100.31	100.35	100.02
Mg# *100	90.3	86.6	87.4	87.8	91.2	90.4	90.6	90.9
En	87	83	84	84	88	89	90	90
Fs	9	13	12	12	9	10	9	9
Wo	4	4	4	4	3	1	1	1

Bemerkung: En = Enstatit, Fs = Ferrosilit, Wo = Wollastonit

Tab. 21 Zusammensetzungen intergranularer Orthopyroxene

Probe	POKA 08				POKA 08				POKA 10				POKA 21	
	Kelyphit um Granat				Kelyphit um Spinell				Kelyphit um Spinell				Kelyphit um Spinell	
<i>[wt %]</i>														
SiO ₂	52.8	52.2	52.5	53.3	51.2	52.7	48.9	48.7	52.6	48.5	48.3			
TiO ₂	0.13	0.06	0.09	0.08	0.30	0.45	0.10	0.07	0.06	0.16	0.14			
Al ₂ O ₃	7.2	7.4	7.1	6.5	9.8	7.4	13.6	13.6	7.3	13.6	14.2			
Cr ₂ O ₃	0.50	0.72	0.55	0.46	0.67	0.65	0.76	0.75	0.52	1.09	1.05			
FeO	8.7	8.4	8.8	8.7	6.5	5.7	8.5	8.5	8.8	7.9	7.8			
MnO	0.48	0.44	0.48	0.46	0.27	0.13	0.43	0.47	0.47	0.39	0.42			
NiO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.12	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00			
MgO	28.5	28.8	29.0	29.3	29.9	31.5	26.8	26.5	28.8	26.9	26.7			
CaO	2.42	2.18	2.06	2.13	1.50	1.29	1.52	1.84	1.83	2.03	1.84			
Na ₂ O	0.02	0.04	0.04	0.02	0.18	0.18	<0.02	<0.02	0.02	<0.02	<0.02			
Total	100.75	100.21	100.63	101.00	100.41	100.11	100.65	100.53	100.41	100.52	100.48			
Mg# *100	85.3	85.9	85.4	85.7	89.1	90.8	85.0	84.8	85.4	85.9	85.9			
En	81	82	82	82	86	88	82	81	82	82	82			
Fs	14	14	14	14	11	9	15	15	14	14	14			
Wo	5	4	4	4	3	3	3	4	4	4	4			

Bemerkung: En = Enstatit, Fs = Ferrosilit, Wo = Wollastonit

Tab. 22 Zusammensetzungen von Orthopyroxenen welche in kelyphitischen
Säumen kristallisiert sind

7.2.3 Klinopyroxen

Zur Analyse der Mineralchemismen der verschiedenen Klinopyroxenphasen wurde die Elektronenstrahlmikrosonde herangezogen. Es wurden sowohl primär als auch sekundär gebildete Klinopyroxene untersucht. Bei letzteren handelte es sich um jene Klinopyroxene, welche entweder intergranular oder in Melt pockets kristallisiert sind bzw. als schwammförmiger Kristallrand („sponge“ Textur) an primären Cpx auftreten. Die Ergebnisse sind in den Tabellen 23 bis 30 aufgelistet.

Die Messergebnisse der Mineralchemismen primärer Klinopyroxene zeigen, dass es sich um Cr - Diopsite handelt. Die Darstellung der Ergebnisse in einem Enstatit – Ferrosillit – Wollastonit Dreieck veranschaulicht dies (Abb. 24): Dabei zeigt sich, dass die Zusammensetzung der Klinopyroxenen in Harzburgiten (Spl und Grt-Spl Typen) bei $En_{48-51}Fs_{3-5}Wo_{44-49}$, in Lherzoliten (Spl und Grt-Spl Typen) bei $En_{47-50}Fs_{3-6}Wo_{45-49}$ und im Grt-Spl Websterit bei $En_{49-50}Fs_5Wo_{45-46}$ liegt.

Die MgO Gehalte der Diopsite schwanken dabei zwischen 14.2 und 16.9 wt %, während der CaO Gehalt im Bereich von 19.6 bis 24 wt %.

Ein Vergleich zwischen primären Diopsiten ohne Entmischungslamellen von Orthopyroxen mit jenen welche solche aufweisen, zeigt deutliche Unterschiede in deren Zusammensetzung. Wie in Abb. 25 verdeutlicht, sind die CaO Gehalte in den Klinopyroxenen mit Entmischungslamellen stark erhöht. Der Gehalt an MgO hingegen bleibt relativ konstant. Die Erklärung dafür liegt in der Bildung von Orthopyroxen in den Entmischungslamellen. Durch die Kristallisation MgO reicher Orthopyroxene, erfahren die zurückbleibenden primären Klinopyroxene eine relative Anreicherung an CaO. Veranschaulicht wird dies durch einen direkten Vergleich der Messergebnisse, wie in Abb. 25 dargestellt.

Ein Vergleich der Zusammensetzungen der primären Klinopyroxene mit jenen aus der „spongy“ Textur, lassen ebenfalls Unterschiede erkennen. Wie in Abb. 26 und 27 dargestellt, nehmen die Gehalte an CaO und MgO in der „sponge“ Textur zu, während jene von Na_2O und Al_2O_3 abnehmen. Dies ist auf die Abgabe von Natrium und Aluminium vom Klinopyroxen an die Schmelze, welche mit dem primären Klinopyroxenen in Reaktion steht, zurückzuführen.

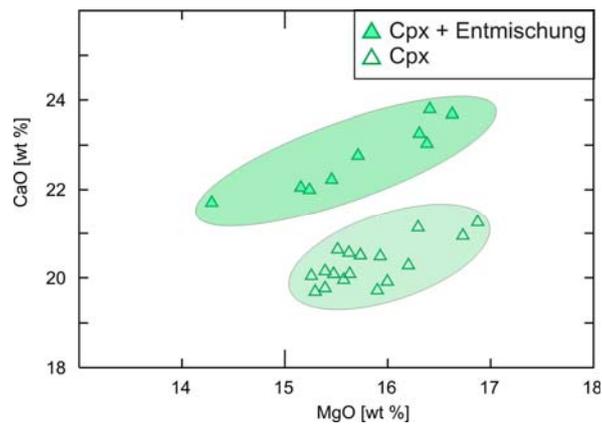


Abb. 25 Vergleich der CaO und MgO Gehalte in primären Cpx mit und ohne Entmischungslamellen

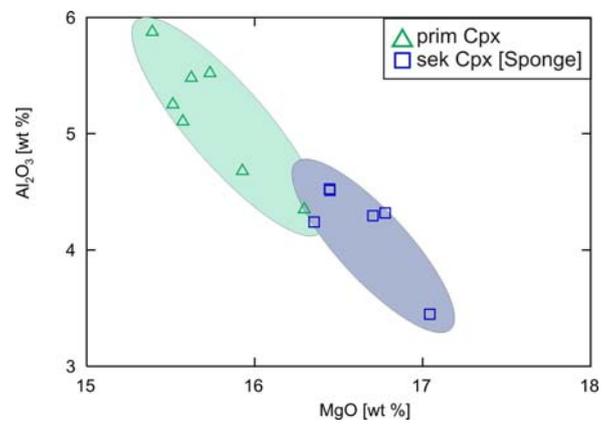


Abb. 26 Vergleich der Al₂O₃ und MgO Gehalte in primären Cpx und Cpx der „sponge“ Textur

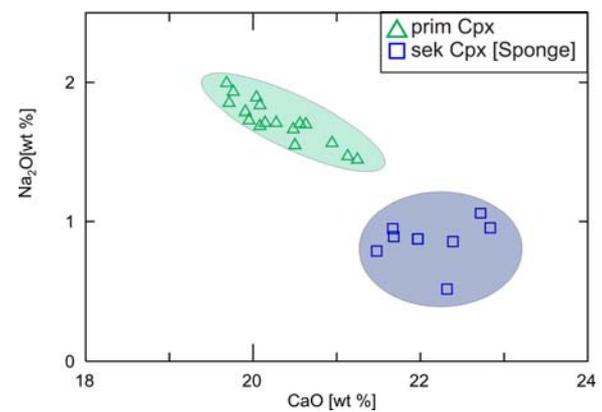


Abb. 27 Vergleich der Na₂O und CaO Gehalte in primären Cpx und Cpx der „sponge“ Textur

Probe	POKA 01		POKA 04		POKA 05		POKA 12		POKA 17	
	Kern	Rand								
n	7	9	1	3	5	4	4	4		2
[wt %]										
SiO ₂	52.6	52.5	52.6	52.2	52.4	52.6	52.8	52.3		53.1
TiO ₂	0.17	0.24	0.31	0.42	0.55	0.57	0.20	0.32		0.38
Al ₂ O ₃	3.2	3.7	4.9	5.2	3.8	3.7	3.6	4.0		4.7
Cr ₂ O ₃	1.17	1.42	1.09	1.20	1.64	1.58	1.04	1.49		1.12
FeO	2.53	2.72	2.94	2.96	2.80	2.98	2.62	2.63		2.86
MnO	0.08	0.09	0.06	0.09	0.08	0.09	0.10	0.07		0.11
NiO	0.05	0.06	0.05	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05		0.04
MgO	16.9	16.8	16.0	15.8	16.2	16.6	16.7	16.4		15.9
CaO	21.2	20.8	19.9	19.9	20.3	20.0	20.9	21.1		20.5
Na ₂ O	1.45	1.51	1.79	1.73	1.71	1.47	1.57	1.56		1.67
Total	99.41	99.76	99.71	99.61	99.55	99.70	99.60	99.84		100.41
Mg# *100	92.2	91.7	90.7	90.5	91.2	90.9	91.9	91.7		90.9
En	50	50	50	50	50	51	50	50		49
Fs	4	5	5	5	5	5	4	5		5
Wo	46	45	45	45	45	44	46	46		46

Probe	POKA 23		POKA 24	
	Kern	Rand	Kern	Rand
n	5	5	6	7
[wt %]				
SiO ₂	52.7	53.5	51.7	51.9
TiO ₂	0.20	0.15	0.51	0.48
Al ₂ O ₃	2.6	1.8	6.0	5.6
Cr ₂ O ₃	1.02	0.67	0.90	0.78
FeO	1.92	1.97	2.30	2.63
MnO	0.06	0.05	0.07	0.08
NiO	0.02	0.07	0.03	0.05
MgO	16.4	16.9	15.2	15.6
CaO	23.8	24.0	22.0	21.5
Na ₂ O	0.75	0.61	1.34	1.37
Total	99.45	99.74	100.05	99.93
Mg# *100	93.9	93.9	92.2	91.4
En	48	48	47	48
Fs	3	3	4	4
Wo	49	49	49	48

Bemerkungen: n = Anzahl an Messungen, die zur Ermittlung der Mittelwerte herangezogen wurden
En = Enstatit, Fs = Ferrosilit
Wo = Wollastonit
Mg# = Mg/(Mg+Fe)

Tab. 23 Zusammensetzung der Klinopyroxene in Spl-Harzburgiten

Probe	POKA 03		POKA 07		POKA 13		POKA 14		POKA 15	
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
n	9	5	5	1	13	6	7	2	6	5
<i>[wt %]</i>										
SiO ₂	51.7	51.8	51.9	52.3	52.5	52.9	53.4	53.3	52.0	52.1
TiO ₂	0.31	0.30	0.40	0.49	0.24	0.21	0.16	0.18	0.35	0.35
Al ₂ O ₃	3.7	3.6	7.2	5.9	4.0	3.3	4.3	4.6	6.1	6.1
Cr ₂ O ₃	0.54	0.52	0.95	0.77	0.94	0.67	1.25	1.28	0.90	0.86
FeO	2.23	2.27	2.24	2.20	2.21	2.36	2.45	2.54	2.81	2.90
MnO	0.07	0.07	0.08	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08	0.10	0.10
NiO	0.04	0.04	0.04	0.06	0.04	0.06	0.04	0.05	0.04	0.05
MgO	16.6	16.7	14.2	14.9	16.3	16.8	16.3	16.1	15.4	15.5
CaO	23.7	23.7	21.6	22.6	23.2	23.1	21.1	20.9	20.1	20.0
Na ₂ O	0.72	0.71	1.81	1.47	0.70	0.58	1.47	1.55	1.71	1.72
Total	99.66	99.80	100.45	100.72	100.11	100.15	100.66	100.62	99.57	99.72
Mg# *100	93.0	92.9	91.9	92.3	92.9	92.7	92.2	91.9	90.7	90.5
En	48	48	46	46	48	48	50	50	49	49
Fs	3	4	4	4	4	4	4	4	5	5
Wo	49	48	50	50	48	48	46	46	46	46
Probe	POKA 18		POKA 19		POKA 20		POKA 22		POKA 25	
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
n	5	2	6	3	7	9	6	6	4	2
<i>[wt %]</i>										
SiO ₂	52.15	52.01	52.98	52.78	51.95	52.73	52.38	52.65	52.39	52.44
TiO ₂	0.44	0.50	0.23	0.29	0.47	0.32	0.52	0.46	0.33	0.32
Al ₂ O ₃	5.10	5.22	5.25	5.24	5.97	5.38	5.55	5.35	5.52	5.54
Cr ₂ O ₃	1.20	1.33	1.21	1.14	0.88	0.71	0.86	0.80	0.90	0.89
FeO	3.21	3.18	2.99	2.96	2.49	2.66	3.11	3.19	2.62	2.73
MnO	0.08	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.10
NiO	0.06	0.04	0.04	0.05	0.05	0.07	0.06	0.06	0.05	0.05
MgO	15.57	15.30	15.51	15.55	15.46	15.86	15.63	15.71	15.73	15.76
CaO	19.95	19.87	20.63	20.87	22.22	21.61	20.08	20.19	20.50	20.23
Na ₂ O	1.73	1.77	1.70	1.54	1.21	1.33	1.69	1.67	1.55	1.59
Total	99.50	99.30	100.65	100.51	100.78	100.76	99.98	100.17	99.69	99.66
Mg# *100	89.6	89.6	90.2	90.4	91.7	91.4	90.0	89.8	91.5	91.2
En	49	49	49	48	47	48	49	49	49	50
Fs	6	6	5	5	4	5	6	6	5	5
Wo	45	45	46	47	49	47	45	45	46	45
Probe	POKA 26		POKA 27		POKA 28		POKA 31			
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim		
n	5	4	4	3	5	6	7	8		
<i>[wt %]</i>										
SiO ₂	51.67	52.01	53.01	53.23	51.70	52.74	51.85	52.04		
TiO ₂	0.43	0.42	0.17	0.16	0.41	0.33	0.51	0.46		
Al ₂ O ₃	5.74	5.05	3.36	2.84	5.09	3.85	4.69	4.45		
Cr ₂ O ₃	0.96	0.91	1.13	0.83	0.83	0.58	0.73	0.64		
FeO	2.29	2.30	2.02	2.07	2.19	2.19	2.38	2.45		
MnO	0.07	0.09	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07		
NiO	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.06		
MgO	15.10	15.49	16.38	16.65	15.71	16.36	15.92	16.16		
CaO	21.93	22.14	23.03	23.13	22.76	23.05	23.01	22.99		
Na ₂ O	1.31	1.23	0.83	0.72	0.97	0.80	0.84	0.79		
Total	99.54	99.71	100.04	99.76	99.81	100.01	100.05	100.11		
Mg# *100	92.2	92.3	93.5	93.5	92.7	93.0	92.3	92.2		
En	47	47	48	48	47	48	47	48		
Fs	4	4	3	3	4	4	4	4		
Wo	49	49	49	49	49	48	49	48		

Bemerkungen: n = Anzahl an Messungen, die zur Ermittlung der Mittelwerte herangezogen wurden
Mg# = Mg/(Mg+Fe); En = Enstatit, Fs = Ferrosilit, Wo = Wollastonit

Tab. 24 Zusammensetzungen der primären Klinopyroxene in Spl-Lherzoliten

Probe	POKA 02		POKA 08		POKA 16		POKA 21	
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
n	2	1	4	2	5	5	6	6
[wt %]								
SiO ₂	52.4	52.2	52.2	52.4	52.7	52.7	52.1	52.1
TiO ₂	0.51	0.54	0.66	0.61	0.54	0.51	0.63	0.62
Al ₂ O ₃	5.3	5.6	5.6	5.6	6.0	6.0	5.9	5.8
Cr ₂ O ₃	1.00	1.11	0.82	1.04	0.97	1.08	1.11	1.15
FeO	3.1	3.1	3.1	3.1	3.0	3.2	2.9	2.9
MnO	0.07	0.07	0.09	0.07	0.08	0.08	0.11	0.08
NiO	0.04	0.02	0.03	0.07	0.06	0.05	0.04	0.05
MgO	15.9	15.8	15.5	15.5	15.3	15.6	15.4	15.4
CaO	19.7	19.6	20.1	20.1	20.0	19.5	19.8	19.8
Na ₂ O	1.85	1.95	1.84	1.81	1.89	1.94	1.93	1.87
Total	99.89	99.99	99.96	100.29	100.52	100.59	99.90	99.77
Mg# *100	90.2	90.1	90.0	89.9	90.2	89.6	90.4	90.3
En	50	50	49	49	49	49	49	49
Fs	5	6	6	6	5	6	5	5
Wo	45	44	45	45	46	45	46	46

Bemerkungen: n = Anzahl an Messungen, die zur Ermittlung der Mittelwerte herangezogen wurden
Mg# = Mg/(Mg+Fe)
En = Enstatit, Fs = Ferrosilit, Wo = Wollastonit

Tab. 25 Zusammensetzung der primäre Klinopyroxene in Grt-Spl-Lherzoliten

Probe	POKA 10		Probe	POKA 11	
	Core	Rim		Core	Rim
n	3	1	n	4	2
[wt %]			[wt %]		
SiO ₂	52.94	52.83	SiO ₂	52.91	52.95
TiO ₂	0.35	0.36	TiO ₂	0.63	0.59
Al ₂ O ₃	5.48	5.44	Al ₂ O ₃	5.93	5.86
Cr ₂ O ₃	0.83	0.79	Cr ₂ O ₃	1.05	1.13
FeO	3.01	2.96	FeO	2.86	2.92
MnO	0.08	0.10	MnO	0.06	0.08
NiO	0.04	0.09	NiO	0.05	0.09
MgO	15.62	15.69	MgO	15.30	15.49
CaO	20.56	20.45	CaO	19.68	19.48
Na ₂ O	1.71	1.75	Na ₂ O	1.99	2.02
Total	100.63	100.48	Total	100.48	100.62
Mg# *100	90.2	90.4	Mg# *100	90.5	90.4
En	49	49	En	49	50
Fs	5	5	Fs	5	5
Wo	46	46	Wo	46	45

Bemerkungen: n = Anzahl an Messungen, die zur Ermittlung der Mittelwerte herangezogen wurden
Mg# = Mg/(Mg+Fe)
En = Enstatit, Fs = Ferrosilit, Wo = Wollastonit

Tab. 26 Zusammensetzung der primären Klinopyroxene in Grt-Spl Harzburgiten (links) und Grt-Spl Websterit (rechts)

Gestein		POKA 10		POKA 10		POKA 10		POKA 07		POKA 10		POKA 12		POKA 14	
Probe	[wt %]	51.5	51.7	52.8	51.5	52.7	53.3	52.2	51.9	52.6	52.3	52.6	52.6	52.5	
SiO ₂	0.40	0.316	0.33	0.43	0.32	0.30	0.64	0.78	0.38	0.89					
TiO ₂	5.4	4.4	4.1	4.6	4.0	3.6	4.7	4.9	2.8	3.5					
Al ₂ O ₃	0.74	0.82	0.97	1.07	1.02	0.83	1.26	1.11	1.56	1.48					
Cr ₂ O ₃	2.95	2.86	2.96	2.73	2.93	2.82	2.93	3.19	2.47	2.97					
FeO	0.05	0.05	0.10	0.09	0.09	0.09	0.07	0.07	0.06	0.06					
MnO	0.06	0.05	0.05	0.02	0.03	0.05	0.04	0.09	0.05	0.07					
NiO	16.2	15.8	16.7	16.0	16.6	17.0	16.9	16.9	17.4	16.8					
MgO	22.3	24.4	21.6	23.2	22.2	22.0	21.6	21.4	22.2	21.5					
CaO	0.84	0.40	0.96	0.64	0.71	0.87	0.62	0.64	0.72	0.96					
Na ₂ O															
Total	100.48	100.84	100.61	100.27	100.63	100.83	101.05	101.16	100.28	100.62					
Mg#*100	90.7	90.8	91.0	91.3	91.0	91.5	91.2	90.5	92.6	91.0					
En	48	49	49	47	48	49	50	50	50	50					
Fs	5	5	5	5	5	5	5	5	4	5					
Wo	47	46	46	49	47	46	45	45	46	45					

Probe	[wt %]	POKA 15	POKA 18	POKA 19	POKA 21	POKA 25
SiO ₂	51.6	51.6	51.8	53.2	52.8	51.8
TiO ₂	0.47	0.58	0.42	0.19	0.26	0.67
Al ₂ O ₃	4.1	4.1	4.8	3.3	3.9	3.6
Cr ₂ O ₃	1.20	0.93	1.22	1.28	1.29	1.28
FeO	2.5	2.7	3.1	2.9	2.9	2.5
MnO	0.10	0.11	0.09	0.08	0.10	0.10
NiO	0.09	0.02	0.05	0.04	0.06	0.01
MgO	17.2	16.5	15.9	17.3	16.6	17.1
CaO	22.0	22.3	21.1	22.2	22.2	22.0
Na ₂ O	0.45	0.60	1.14	0.61	0.71	0.52
Total	99.75	99.50	99.60	101.11	100.76	100.24
Mg#*100	92.5	91.5	90.2	91.5	91.0	92.4
En	50	49	49	49	49	51
Fs	4	5	5	5	4	4
Wo	46	47	46	46	46	46

Bemerkung: En = Enstatit, Fs = Ferrosilit, Wo = Wollastonit
Mg# = Mg/(Mg+Fe)

Tab. 28 Zusammensetzung von Klinoproxenen der „sponge“ Textur

Probe	[wt %]	POKA 15				
SiO ₂	54.0	54.4	53.5	53.4	52.7	51.6
TiO ₂	0.42	0.20	0.38	0.37	0.45	0.59
Al ₂ O ₃	2.11	1.52	3.0	3.4	4.1	6.2
Cr ₂ O ₃	0.90	0.92	1.86	2.31	0.85	1.11
FeO	3.6	3.3	3.6	3.4	3.9	3.6
MnO	0.13	0.12	0.14	0.13	0.07	0.12
NiO	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.08
MgO	22.1	22.0	19.8	18.8	18.4	15.8
CaO	16.2	17.0	16.2	16.7	19.2	18.3
Na ₂ O	0.53	0.44	1.28	1.45	0.67	2.14
Total	99.97	99.95	99.74	100.00	100.45	100.68
Mg#*100	91.7	92.2	90.8	90.9	89.3	88.6
En	62	61	59	58	54	51
Fs	6	5	6	6	6	7
Wo	32	34	35	36	40	42

Probe	[wt %]	POKA 15	POKA 16	POKA 17	POKA 20
SiO ₂	54.0	53.4	52.7	54.2	51.2
TiO ₂	0.42	0.38	0.45	0.48	0.50
Al ₂ O ₃	2.11	1.52	4.1	2.22	7.2
Cr ₂ O ₃	0.90	0.92	1.86	1.53	1.52
FeO	3.6	3.3	3.6	4.0	3.8
MnO	0.13	0.12	0.14	0.14	0.12
NiO	0.06	0.06	0.06	0.10	0.07
MgO	22.1	22.0	19.8	19.5	17.9
CaO	16.2	17.0	16.2	16.8	19.4
Na ₂ O	0.53	0.44	1.28	0.98	0.65
Total	99.97	99.95	99.74	100.26	100.53
Mg#*100	91.7	92.2	90.8	89.9	93.1
En	62	61	59	58	54
Fs	6	5	6	7	4
Wo	32	34	35	37	41

Bemerkung: En = Enstatit, Fs = Ferrosilit, Wo = Wollastonit
Mg# = Mg/(Mg+Fe)

Tab. 27 Zusammensetzung sekundärer, intergranuläre Klinoproxene

Seltene Erdelemente in Klinopyroxenen

Um die Zusammensetzung der seltenen Erdelemente in primären Klinopyroxene in Spl-Peridotiten sowie in Grt-Spl Peridotiten und im Websterit zu vergleichen, wurden mit Hilfe der LA-ICP-MS „in situ“ Analysen durchgeführt. Dabei konnten nur jene primären Klinopyroxene herangezogen werden, welche keine Entmischungslamellen aufweisen. Die detaillierten Ergebnisse sind in Tabelle 31 dargestellt.

Eine Normierung der Analyseergebnisse auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach *McDonough & Sun (1995)* zeigt ein charakteristisches Bild (Abb. 28). Sämtliche untersuchten Klinopyroxene weisen die gleiche Verteilung an seltenen Erdelemente auf. Die leichten seltenen Erdelemente (LREE) zeigen kaum eine Anreicherung im Vergleich zum primitiven Erdmantel, während die mittleren seltenen Erdelemente (Pr bis Eu) eine deutliche Anreicherung aufweisen. An schwere seltene Erdelemente sind die untersuchten Erdmantelxenolithen allerdings verarmt. Die große Variation in den Ergebnissen für das Lutetium lassen sich auf die geringen Mengen und die dadurch erreichte Annäherung an die Nachweisgrenze des Elementes zurückführen.

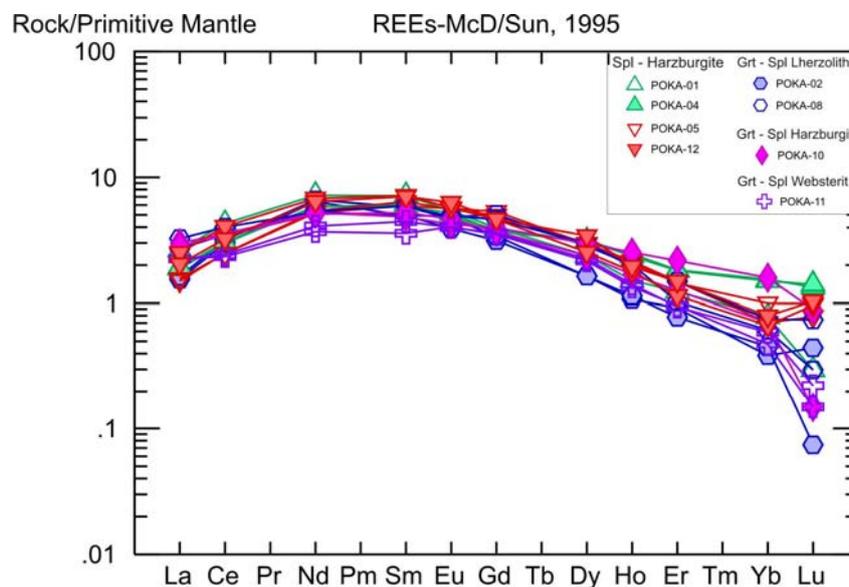


Abb. 28 Verteilung der REE in primären Klinopyroxenen normiert auf den primitiven Erdmantel nach *McDonough & Sun (1995)*

Betrachtet man nur die Verteilung der REE, lässt sich kein Unterschied in der Zusammensetzung der Klinopyroxene aus dem Spl Stabilitätsfeld oder jenen aus dem Grt-Spl Stabilitätsfeld erkennen. Eine Unterscheidung ist allerdings möglich, wenn man die Ergebnisse aus den Messungen von Zr und Ti hinzufügt. Es zeigt sich nämlich, dass die Klinopyroxene aus dem Spl Peridotitfeld eine positive Zirkonanomalie in Bezug auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantel aufweisen, während jene aus dem Grt – Spl Stabilitätsfeld eine negative Zirkonanomalie haben (Abb. 29).

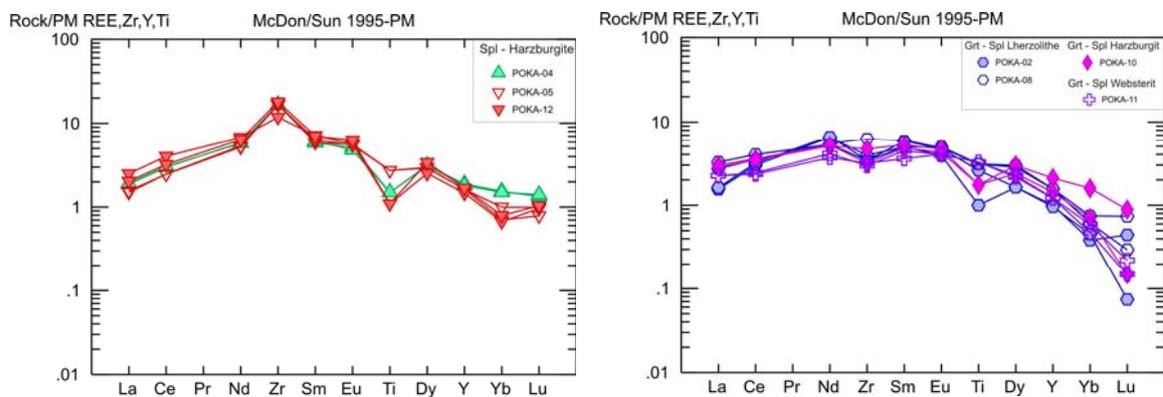


Abb. 29 Verteilung der seltenen Erdelemente in primären Klinopyroxenen mit Zr, Y und Ti normiert auf den primitiven Erdmantel nach *McDonough & Sun (1995)*

Probe	POKA 01	POKA 04	POKA 05	POKA 12	POKA 02	POKA 08	POKA 10	POKA 11						
Gestein	Spl Harzburgit	Spl Harzburgit	Spl Harzburgit	Spl Harzburgit	Grt - Spl Lherzolit	Grt - Spl Lherzolith	Grt - Spl Harzburgit	Grt - Spl Websterit						
[ppm]														
Th	0.0001	0.055	0.062	0.03	0.022	0.046	0.04	0.0001	0.015	0.1	0.01	0.095	0.11	0.095
Nb	0.44	0.83	0.92	0.61	0.57	0.87	0.61	1	1	0.92	0.9	1.04	0.9	0.87
Zr	90	175	172	179	174	124	189	41	35.6	35.5	65.8	33	49	33
Ti	1300	1798	1798	3297	3297	1319	1319	1205	3124	3717	3717	2098	2098	3896
[ppm]														
La	1.7	1.22	1.25	1.01	0.97	1.62	1.32	1	1.05	2.1	1.75	1.93	1.83	1.45
Ce	7.15	5	5.1	4.13	4.15	6.78	5.4	5	5.3	6.7	5.85	5.95	5.75	3.9
Sr	123.5	70	71.9	78	82	105.5	93.2	78	80	82	82	68	71	83
Nd	9	7.35	7.215	6.5	6.71	8.5	8	8	8.25	6.6	6.7	6.5	6.34	4.6
Hf	1.5	4.58	3.2	3.5	3.2	1.7	3.8	1.5	1.22	1.1	1.7	0.8	1.08	1.16
Sm	2.9	2.37	2.5	2.4	2.6	2.9	2.85	2	2.35	2	2.4	1.96	2.12	1.45
Eu	0.83	0.8	0.74	0.865	0.85	0.88	0.97	0.6	0.725	0.76	0.74	0.65	0.715	0.62
Gd	2.15	2	2.1	2.9	2.7	2.5	2.52	1.7	1.85	2.5	2.75	2.15	2	1.9
Dy	1.6	2.1	2.1	1.97	2	1.7	2.3	1.1	1.1	2	1.9	2	1.6	1.45
Ho	0.225	0.365	0.35	0.31	0.32	0.265	0.29	0.16	0.17	0.29	0.3	0.375	0.25	0.2
Er	0.54	0.8	0.79	0.63	0.65	0.5	0.65	0.4	0.34	0.65	0.45	0.95	0.55	0.42
Y	5.5	8.11	7.77	7	7	6.3	7.25	4.3	4.13	6.7	6.7	9	6.15	5.2
Yb	0.345	0.68	0.66	0.44	0.31	0.295	0.35	0.17	0.2	0.33	0.27	0.7	0.31	0.21
Lu	0.02	0.09	0.095	0.067	0.053	0.065	0.07	0.03	0.005	0.05	0.02	0.06	0.01	0.015

Tab. 31 LA-ICP-MS Ergebnisse der Spuren- und REE primärer Klinopyroxene

7.2.4 Spinell

Mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde konnten die verschiedenen Phasen des Spinells in den untersuchten Erdmantelxenolithen analysiert werden. Detaillierte Messwerte sind in Tabellen 32 bis 37 abgebildet.

Die Analysen der primären Spinelle in den Erdmantelxenolithen Potrok Aikes zeigen, dass es sich dabei um Chrom-Spinelle handelt. Auffallend ist, dass die Cr₂O₃ Gehalte sehr stark schwanken. Sie reichen bei Harzburgiten (Spl und Grt-Spl Fazies) von 12 bis 39 wt %, bei Lherzolithen (Spl und Grt-Spl Fazies) von 12.6 bis 36 wt % und im Grt-Spl Websterit liegen sie bei 18 wt %. Der Grund für den hohen Schwankungsbereich liegt im Grad der Verarmung (Zunahme des Chromgehaltes mit zunehmender Verarmung), darüber hinaus spielt der Grad der Reaktion mit intergranularer Schmelze ebenfalls eine Rolle.

Sekundäre Spinelle welche als Reaktionssaum zwischen primären Spinellen und intergranularer Schmelze in „melt pockets“ auftreten, weisen einen stark erhöhten Gehalt an Spinell auf, während Al₂O₃ abnimmt (Tab. 36).

Jene Spinelle die in kelyphitischen Rändern neu kristallisieren, zeigen auffallend niedrige Gehalte an Cr₂O₃ (Tab. 37). Die Werte liegen zwischen 3.3 und 7.7 wt % Cr₂O₃.

Probe	POKA 04		POKA 05		POKA 12		POKA 17		POKA 23		POKA 24	
	Kern	Rand										
n	3	4	5	8	4	3	4	2	4	4	7	5
[wt %]												
SiO ₂	0.06	0.09	0.03	0.04	0.06	0.06	0.06	0.07	0.01	0.03	0.04	0.04
TiO ₂	1.02	1.08	1.73	1.73	0.63	0.62	0.95	0.98	0.24	0.25	0.11	0.10
Al ₂ O ₃	37.8	37.3	24.2	24.7	29.6	29.3	37.1	38.3	27.9	28.3	55.5	55.4
Cr ₂ O ₃	25.7	26.3	39.0	38.4	36.8	37.1	28.4	27.7	38.1	38.1	12.0	12.1
Fe ₂ O ₃	5.1	5.0	5.2	5.6	4.1	3.8	4.2	3.9	4.6	4.2	2.25	2.36
FeO	13.3	12.9	13.5	12.6	11.6	11.5	12.0	10.8	14.4	13.7	8.9	8.9
MnO	0.12	0.11	0.17	0.15	0.14	0.14	0.12	0.13	0.20	0.19	0.10	0.11
NiO	0.32	0.32	0.22	0.22	0.23	0.23	0.29	0.31	0.17	0.16	0.39	0.39
MgO	16.5	16.7	15.2	15.9	16.5	16.4	17.3	18.2	14.3	14.7	20.6	20.6
Total	99.38	99.38	98.81	98.77	99.12	98.79	99.97	99.96	99.48	99.22	99.73	99.78
Mg# *100	68.8	69.7	66.8	69.2	71.7	71.8	71.9	74.9	63.83	65.68	80.5	80.6
Cr# *100	29.6	30.4	48.8	47.7	43.4	44	32.4	31.3	45.29	45.2	12	12.5

Bemerkungen: n = Anzahl an Messungen, die zur Ermittlung der Mittelwerte herangezogen wurden
Mg#*100 ist $Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+}) * 100$, und Cr#*100 ist $(Cr^{3+} / (Cr^{3+} + Fe^{3+} + Al^{3+})) * 100$

Tab. 32 Spinellzusammensetzungen in Spl-Harzburgiten

Probe	POKA 03		POKA 07		POKA 13		POKA 14		POKA 15	
	Core	Rim								
n	5	2	2	3	6	4	3	3	5	5
[wt %]										
SiO ₂	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.05	0.06	0.07	0.06
TiO ₂	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.05	0.17	0.51	0.17	0.18
Al ₂ O ₃	55.5	55.3	57.3	57.1	47.5	47.5	38.3	37.1	52.3	52.1
Cr ₂ O ₃	11.2	11.4	10.1	10.2	20.5	20.6	29.2	29.7	14.2	14.3
Fe ₂ O ₃	2.46	2.47	1.56	2.29	2.11	2.16	3.3	3.4	3.2	3.2
FeO	8.7	8.9	9.8	8.6	9.8	9.6	10.6	10.4	9.1	9.1
MnO	0.09	0.12	0.10	0.10	0.10	0.10	0.12	0.12	0.10	0.10
NiO	0.41	0.37	0.40	0.36	0.29	0.30	0.25	0.25	0.36	0.36
MgO	20.4	20.3	20.1	20.9	19.1	19.2	17.8	18.0	20.2	20.1
Total	98.66	98.65	99.24	99.47	99.23	99.30	99.46	99.17	99.39	99.19
Mg# *100	80.6	80.3	78.5	81.2	77.7	78.0	75.0	75.5	79.8	79.7
Cr# *100	11.6	11.8	10.4	10.5	22.0	22.0	32.6	33.7	14.9	15.0
Probe	POKA 18		POKA 19		POKA 20		POKA 22		POKA 25	
	Core	Rim								
n	4	4	6	3	7	3	3	1	3	1
[wt %]										
SiO ₂	0.05	0.06	0.06	0.05	0.04	0.04	0.06	0.09	0.05	0.07
TiO ₂	0.57	0.59	0.30	0.22	0.04	0.07	0.45	0.58	0.18	0.19
Al ₂ O ₃	38.3	38.4	42.3	43.2	55.2	55.2	43.8	44.8	50.1	49.7
Cr ₂ O ₃	26.9	27.0	23.2	23.2	12.2	11.6	18.3	19.6	16.3	16.4
Fe ₂ O ₃	4.5	4.7	4.1	3.9	2.2	2.5	5.5	4.8	3.3	3.1
FeO	12.8	10.9	10.9	10.7	8.8	8.2	9.9	12.2	8.8	9.0
MnO	0.12	0.11	0.12	0.13	0.10	0.11	0.12	0.12	0.11	0.10
NiO	0.29	0.28	0.31	0.30	0.39	0.38	0.38	0.35	0.33	0.35
MgO	16.7	17.9	18.0	18.3	20.5	20.8	18.3	17.7	20.0	19.8
Total	99.72	99.48	98.92	99.62	99.33	98.70	96.32	99.81	98.92	98.49
Mg# *100	69.9	74.6	74.6	75.4	80.7	81.9	76.7	72.1	80.2	79.7
Cr# *100	30.4	30.4	25.8	25.4	12.7	12.0	21.0	21.5	17.0	17.5
Probe	POKA 26		POKA 27		POKA 28		POKA 31			
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim		
n	3	4	1	1	8	7	2	3		
[wt %]										
SiO ₂	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02		
TiO ₂	0.06	0.05	0.09	0.08	0.07	0.06	0.10	0.10		
Al ₂ O ₃	53.9	54.0	36.9	36.8	54.7	54.7	55.3	55.4		
Cr ₂ O ₃	14.1	13.8	31.1	31.4	13.3	13.1	12.6	12.6		
Fe ₂ O ₃	1.79	2.24	2.64	1.80	1.63	1.77	1.20	1.08		
FeO	9.6	8.8	12.1	12.5	9.5	9.3	11.2	10.9		
MnO	0.11	0.11	0.15	0.15	0.09	0.10	0.09	0.11		
NiO	0.35	0.36	0.20	0.18	0.37	0.36	0.38	0.37		
MgO	20.0	20.5	16.6	16.2	20.1	20.2	19.7	19.8		
Total	99.80	99.57	99.49	99.06	99.61	99.54	99.50	99.35		
Mg# *100	78.9	80.7	70.9	69.8	79.0	79.4	77.6	78.0		
Cr# *100	14.7	14.3	35.0	35.7	13.8	13.6	13.1	13.1		

Bemerkungen: n = Anzahl an Messungen, die zur Ermittlung der Mittelwerte herangezogen wurden
Mg#*100 ist $Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+}) * 100$, und Cr#*100 ist $(Cr^{3+} / (Cr^{3+} + Fe^{3+} + Al^{3+})) * 100$

Tab. 33 Spinellzusammensetzungen in Spl-Lherzoliten

Probe	POKA 02		POKA 08		POKA 16		POKA 21	
	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	
n	4	8	3	55	4	5	1	
[wt %]								
SiO ₂	0.06	0.05	0.04	0.07	0.07	0.04	0.06	
TiO ₂	0.52	0.62	0.61	0.47	0.37	0.55	0.54	
Al ₂ O ₃	41.1	39.9	39.9	40.9	44.6	41.5	41.8	
Cr ₂ O ₃	24.5	25.0	24.9	25.4	22.2	24.1	23.8	
Fe ₂ O ₃	4.2	3.9	4.0	3.4	2.4	4.1	3.5	
FeO	10.3	12.2	12.1	11.6	11.6	10.9	11.7	
MnO	0.13	0.13	0.15	0.12	0.19	0.12	0.17	
NiO	0.24	0.30	0.28	0.30	0.27	0.32	0.25	
MgO	18.4	17.0	17.0	17.6	17.8	18.1	17.6	
Total	98.94	98.77	98.66	99.45	99.33	99.32	99.04	
Mg#	76	71	71	73	73.2	74.7	72.8	
Cr#	27	28	28.1	28.4	24.4	26.8	26.6	

Bemerkungen: n = Anzahl an Messungen, die zur Ermittlung der Mittelwerte herangezogen wurden

$$Mg\#*100 \text{ ist } Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+}) * 100$$

$$Cr\#*100 \text{ ist } (Cr^{3+} / (Cr^{3+} + Fe^{3+} + Al^{3+})) * 100$$

Tab. 34 Spinellzusammensetzungen in Grt-Spl-Lherzoliten

Probe	POKA 10		Probe	POKA 11	
	Core	Rim		Core	Rim
n	5	4	n	3	3
[wt %]			[wt %]		
SiO ₂	0.05	0.07	SiO ₂	0.06	0.06
TiO ₂	0.38	0.33	TiO ₂	0.35	0.32
Al ₂ O ₃	43.0	44.8	Al ₂ O ₃	47.0	48.1
Cr ₂ O ₃	22.8	21.3	Cr ₂ O ₃	18.1	18.1
Fe ₂ O ₃	3.8	3.6	Fe ₂ O ₃	3.8	3.2
FeO	11.6	10.6	FeO	9.5	10.1
MnO	0.10	0.16	MnO	0.09	0.11
NiO	0.30	0.34	NiO	0.38	0.38
MgO	17.7	18.5	MgO	19.2	19.1
Total	99.49	99.38	Total	97.97	99.15
Mg#	73.1	75.6	Mg#	78.3	77.2
Cr#	25.2	23.3	Cr#	19.7	19.5

Bemerkungen: n = Anzahl an Messungen, die zur Ermittlung der Mittelwerte herangezogen wurden

$$Mg\#*100 \text{ ist } Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+}) * 100, \text{ und}$$

$$Cr\#*100 \text{ ist } (Cr^{3+} / (Cr^{3+} + Fe^{3+} + Al^{3+})) * 100$$

Tab. 35 Spinellzusammensetzungen in Grt-Spl Harzburgiten (links) und im Grt-Spl Websterit (rechts)

Probe	POKA 01		POKA 05		POKA 07		POKA 10		POKA 12	
<i>[wt %]</i>										
SiO ₂	0.07	0.08	0.05	0.70	0.07	0.14	0.16	0.13	0.10	
TiO ₂	0.42	1.07	1.15	0.10	0.11	0.58	0.59	0.41	0.37	
Al ₂ O ₃	16.8	17.6	18.5	48.0	51.1	43.6	43.4	24.1	23.3	
Cr ₂ O ₃	51.7	47.7	46.6	19.5	16.5	23.7	23.5	43.1	43.7	
Fe ₂ O ₃	3.1	4.5	4.3	1.26	2.66	1.97	4.0	3.2	4.3	
FeO	12.5	13.2	13.7	9.2	7.4	9.6	8.2	11.9	10.9	
MnO	0.15	0.16	0.16	0.12	0.11	0.09	0.10	0.15	0.13	
NiO	0.14	0.16	0.16	0.28	0.26	0.31	0.33	0.24	0.18	
MgO	14.5	14.4	14.1	20.1	21.1	19.2	20.4	15.5	16.1	
Total	99.03	98.47	98.39	99.31	99.16	99.20	100.32	98.51	98.64	
Mg# *100	67.4	66.0	64.7	79.7	83.5	78.1	81.6	69.8	72.4	
Cr# *100	64.9	61.0	59.6	21.1	17.3	26.1	25.5	52.5	52.9	
Probe	POKA 14		POKA 19		POKA 20		POKA 25	POKA 26		
<i>[wt %]</i>										
SiO ₂	0.12	0.10	0.09	0.09	0.08	0.18	0.09	0.08		
TiO ₂	0.52	0.26	0.48	0.31	0.37	0.30	0.22	0.15		
Al ₂ O ₃	32.0	30.8	32.1	30.8	43.8	45.5	40.6	53.5		
Cr ₂ O ₃	34.7	37.3	35.9	36.2	23.5	22.0	26.1	14.2		
Fe ₂ O ₃	4.20	3.38	2.64	3.56	2.11	2.10	3.84	2.04		
FeO	9.7	9.6	10.1	10.9	8.9	8.6	8.6	8.4		
MnO	0.15	0.14	0.14	0.13	0.11	0.10	0.14	0.13		
NiO	0.27	0.20	0.20	0.14	0.22	0.25	0.26	0.29		
MgO	18.0	17.7	17.6	16.9	19.4	19.9	19.2	20.7		
Total	99.24	99.30	99.20	98.71	98.36	98.85	98.73	99.40		
Mg# *100	76.8	76.6	75.7	73.5	79.5	80.6	79.9	81.4		
Cr# *100	40.2	43.1	41.6	42.4	25.9	24.0	28.9	14.8		

Bemerkungen: $Mg\#*100$ ist $Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+}) * 100$
 $Cr\#*100$ ist $(Cr^{3+} / (Cr^{3+} + Fe^{3+} + Al^{3+})) * 100$

Tab. 36 Zusammensetzung des in „melt pockets“ rekristallisierten Kornrandes von Spinell

Probe	POKA 08			POKA 08			POKA 10		
	Rekristallisation um Granat			Rekristallisation um Spinell			Rekristallisation um Spinell		
[wt %]									
SiO ₂	0.10	0.09	0.05	0.13	0.11	0.11	0.08	0.05	0.073
TiO ₂	0.06	0.07	0.07	0.30	0.35	0.34	0.02	0.02	0.036
Al ₂ O ₃	62.9	62.3	62.7	60.4	59.6	59.4	61.8	63.0	63.3
Cr ₂ O ₃	3.3	3.3	3.6	6.2	7.2	7.0	5.5	4.6	4.2
Fe ₂ O ₃	2.6	2.7	2.37	1.87	2.32	2.6	1.37	1.22	1.33
FeO	10.0	10.8	9.6	8.4	8.1	7.8	11.0	10.2	10.3
MnO	0.27	0.30	0.28	0.14	0.13	0.16	0.27	0.25	0.247
NiO	0.04	0.02	0.05	0.22	0.20	0.18	0.02	0.05	0.03
MgO	20.8	20.1	20.9	21.6	21.9	21.9	20.1	20.6	20.7
Total	99.85	99.48	99.42	99.04	99.65	99.22	100.03	100.07	100.16
Mg# *100	78.7	76.9	79.6	82.2	82.8	83.4	76.5	78.2	78.1207
Cr# *100	3.4	3.4	3.7	6.3	7.4	7.2	5.6	4.6	4.1919

Probe	POKA 11			POKA 16			POKA 21		
	Rekristallisation um Granat			Rekristallisation um Spinell			Rekristallisation um Spinell		
[wt %]									
SiO ₂	0.06	0.16	0.16	0.07	0.07				0.51
TiO ₂	0.04	0.17	0.12	0.02	0.03				0.98
Al ₂ O ₃	63.0	60.5	62.4	61.6	62.0				36.0
Cr ₂ O ₃	4.5	6.6	4.4	6.1	6.0				30.1
Fe ₂ O ₃	1.66	1.93	2.44	0.73	0.68				3.3
FeO	9.5	8.5	8.4	9.6	10.0				8.7
MnO	0.22	0.12	0.15	0.21	0.22				0.11
NiO	0.04	0.38	0.30	0.01	0.02				0.28
MgO	21.1	21.5	21.8	20.8	20.7				19.7
Total	99.99	99.68	99.92	99.09	99.73				99.56
Mg# *100	79.8	82.0	82.2	79.4	78.7				80.2
Cr# *100	4.5	6.7	4.4	6.1	6.1				34.7

Bemerkungen: $Mg\#*100$ ist $Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})*100$, und $Cr\#*100$ ist $(Cr^{3+}/(Cr^{3+} + Fe^{3+} + Al^{3+}))*100$

Tab. 37 Zusammensetzungen von Spinellen welche in kelyphitischen Säumen rekristallisiert sind

7.2.5 Granat

Bei der Untersuchung der Granat-Zusammensetzung konnte herausgefunden werden, dass es sich bei den primären Granaten um Pyrope handelt (Tab. 38). Die genaue Berechnung der Endglieder zeigt, dass die Granate in Grt-Spl Lherzolithen eine Zusammensetzung von Alm_{7.6–18.3} Py_{66.1–79.5} Spes_{0.7–0.8} Gros_{2.5–17.8} And_{0–8.3} im Kern und Alm_{2.9} Py_{84.4} Spes_{0.9} And₁₁ am Rand aufweisen, während sie im Grt-Spl Websterit eine Zusammensetzung im Kern von Alm_{12.2–17.5} Py_{67.7–76.7} Spes_{0.6} Gros_{0.18–7.1} And_{0–3.1} und am Rand von Alm_{12.1–21.8} Py_{57.3–79.6} Spes_{0.5–0.7} Gros_{3.9–27.7} And_{0–3.4} haben.

Probe Gestein	POKA 08					POKA 11				
	Grt-Spl Lherzolith				Rand	Grt-Spl Websterit				
[wt %]	Kern					Kern	Rand			
SiO ₂	43.6	41.1	43.1	39.7	38.7	42.6	43.3	42.0	43.7	44.9
TiO ₂	0.16	0.11	0.15	0.16	0.24	0.15	0.15	0.13	0.16	0.45
Al ₂ O ₃	22.2	25.7	23.7	25.5	25.8	22.8	22.6	25.1	24.7	18.2
Cr ₂ O ₃	0.79	0.85	0.75	1.10	1.11	1.20	1.08	0.97	0.81	1.05
FeO	8.1	7.7	7.6	8.9	8.5	8.1	7.2	5.9	5.8	8.4
MnO	0.40	0.36	0.38	0.38	0.41	0.29	0.33	0.24	0.25	0.37
NiO	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03
MgO	19.7	18.0	18.4	20.7	21.3	21.9	19.7	16.7	16.1	23.8
CaO	5.2	5.8	5.8	4.4	4.1	4.2	5.7	8.0	8.0	3.2
Na ₂ O	0.22	0.52	0.40	0.24	0.30	0.02	0.02	0.18	0.46	0.14
K ₂ O	0.01	0.07	0.02	0.05	0.02	0.01	0.00	0.01	0.05	0.02
Total	100.47	100.24	100.19	101.11	100.53	101.29	100.05	99.25	99.95	100.51
alm	17.7	14.6	18.3	7.6	2.9	12.2	17.5	18.5	21.8	12.1
py	68.5	68.6	66.1	79.5	84.4	76.7	67.7	60.3	57.3	79.6
spes	0.7	0.8	0.7	0.8	0.9	0.6	0.6	0.5	0.5	0.7
gros	14.9	14.2	17.8	2.5	0	7.1	0.18	27.7	31.6	3.9
and	0	1.4	0	8.3	11	3.1	0	0	0	3.4

Bemerkungen: alm = Almandin, py = Pyrop, spes = Spessartin, gros = Grossular, and = Andradit

Tab. 38 Granatzusammensetzungen in Grt-Spl Lherzolithen und Grt-Spl Websteriten

7.2.6 Gläser

Die Analyse der Zusammensetzung verschiedener Gläser in den Xenolithproben erforderte - wie in Kapitel 4.3 beschrieben - besondere Einstellungen an der Elektronenstrahlmikrosonde. Dadurch war es möglich, auch diese empfindlichen Phasen zu untersuchen. Die ausführlichen Ergebnisse befinden sich in Tab. 39 - 40.

Die analysierten Gläser lassen sich in drei Gruppen unterteilen. Zum Einen handelt es sich um intergranulare Gläser, welche in den Kornzwischenräumen auftreten und zum anderen um Gläser, welche in „melt pockets“ um Spinell vorliegen. Die dritte Gruppe umfasst die in der „sponge“ Textur eingeschlossenen Gläser. Die Analyse der letztgenannten erwies sich als extrem schwierig, da die Glaseinschlüsse in den Schwammtexturen um die primären Klinopyroxene extrem klein waren. Dies machte es nahezu unmöglich, repräsentative Analysen durchzuführen, denn der Durchmesser des Elektronenstrahls entsprach annähernd jenem der Glaseinschlüsse. Es konnte nur eine repräsentative Analyse durchgeführt werden.

Eine Darstellung der Analyseergebnisse in einem TAS-Plot nach *LeBas et al. (1986)* (Abb. 30) unterstreicht einige Hauptcharakteristika der Gläser. Im Allgemeinen liegt die Zusammensetzungen im Bereich basaltischer-trachytischer und andesitischer Zusammensetzung. Es fällt allerdings auf, dass die Zusammensetzungen sehr stark innerhalb der basaltisch – trachytisch – andesitischen Mischfelder variieren. Selbst innerhalb einer Gruppe lässt sich kein Trend erkennen. Eine Erklärung könnte im Grad der Interaktion der Gläser mit den primären Phasen liegen. Je nach Intensität der Reaktionen der eintretenden Fluids mit den primären Mineralen ändert sich die Zusammensetzung der Gläser.

Ein weiteres Charakteristikum ist der allgemein hohe Gehalt an Alkalien ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Dieser ist zwar ebenfalls einer starken Varianz ausgesetzt, liegt aber dennoch deutlich über den Gehalten der primären Mineralphasen der Erdmantelxenolithe.

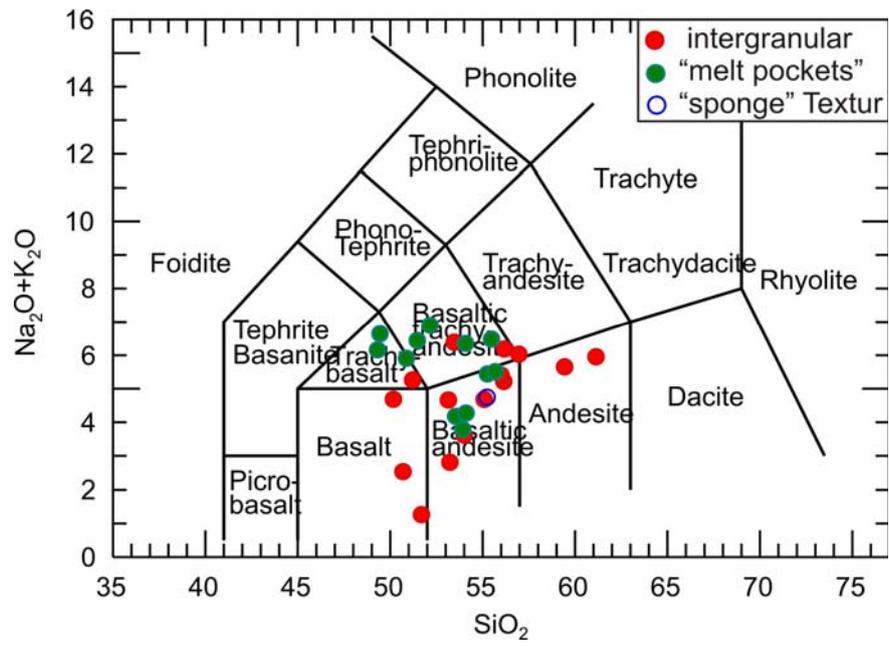


Abb. 30 TAS-Plot nach LeBas et al. (1986) der diversen Glaszusammensetzungen

Sample	POKA 01	POKA 01	POKA 05	POKA 05	POKA 07	POKA 08	POKA 08	POKA 12	POKA 14	POKA 16	POKA 16	POKA 17	POKA 19	POKA 19
Gestein	Spl Harzburgit	Spl Lherzololith	Spl Harzburgit	Spl Lherzololith	Spl Lherzololith	Grt-Spl Lherzololith	Spl Harzburgit	Spl Harzburgit	Spl Lherzololith	Grt-Spl Lherzololith	Spl Lherzololith	Spl Harzburgit	Spl Lherzololith	Spl Lherzololith
SiO ₂	56.20	57.0	56.1	56.0	50.2	55.1	50.7	51.2	53.2	54.0	51.7	53.5	53.1	61.1
TiO ₂	1.04	1.04	1.9	1.6	0.63	3.3	0.63	2.6	0.96	1.04	0.29	3.4	3.7	0.42
Al ₂ O ₃	17.2	17.2	16.9	15.3	16.7	16.0	21.1	16.8	10.6	18.4	20.5	18.1	15.4	18.5
Cr ₂ O ₃	0.03	0.05	0.04	0.06	0.04	0.01	0.02	0.03	0.05	0.07	0.03	0.03	0.05	0.07
FeO	3.5	3.7	4.6	4.6	5.7	5.7	5.4	4.8	6.2	5.2	5.9	4.2	4.8	3.6
MnO	0.08	0.08	0.10	0.08	0.10	0.15	0.24	0.08	0.09	0.10	0.25	0.10	0.09	0.05
NiO	<0.02	<0.02	0.04	0.06	0.04	0.03	<0.02	<0.02	0.09	0.03	<0.02	0.03	<0.02	<0.02
MgO	2.7	3.1	3.7	4.6	6.2	3.7	4.7	4.6	20.2	4.9	7.1	4.6	4.4	4.0
CaO	9.9	9.2	9.1	8.9	12.4	10.8	13.4	11.4	4.6	11.5	12.6	8.8	10.9	6.6
Na ₂ O	5.1	5.0	4.3	4.1	4.3	2.8	2.0	4.0	1.8	2.7	1.1	4.2	3.1	4.2
K ₂ O	1.11	1.04	0.95	1.33	0.38	1.9	0.49	1.29	0.97	0.87	0.15	2.1	1.6	1.8
Total	96.84	97.38	97.69	96.56	96.69	99.41	98.75	96.90	98.78	98.91	99.55	99.18	97.26	100.39

Tab. 39 Zusammensetzung intergranularer Gläser

Probe	POKA 03	POKA 04	POKA 05	POKA 07	POKA 10	POKA 10	POKA 14	POKA 17	POKA 17	POKA 19	POKA 19	POKA 19	POKA 19
Gestein	Spl Lherzololith	Spl Harzburgit	Spl Harzburgit	Spl Lherzololith	Grt-Spl Harzburgit	Spl Lherzololith	Spl Lherzololith	Spl Harzburgit	Spl Harzburgit	Spl Lherzololith	Spl Lherzololith	Spl Lherzololith	Spl Lherzololith
SiO ₂	53.9	51.5	55.3	55.7	49.3	49.5	52.2	50.9	54.1	55.5	53.5	54.1	55.2
TiO ₂	1.7	2.8	1.7	0.38	2.0	1.8	0.80	3.5	3.2	3.3	1.10	1.18	0.69
Al ₂ O ₃	19.7	17.9	17.1	19.2	20.4	20.7	18.7	18.9	18.3	18.1	18.6	18.6	17.7
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.20	0.13	0.09	0.02	0.12	0.06	0.06	0.07	0.15	0.06	0.11
FeO	4.4	5.0	4.4	3.9	4.8	4.8	4.7	4.4	3.8	3.6	4.3	4.2	4.0
MnO	0.10	0.10	0.07	0.07	0.08	0.10	0.10	0.06	0.08	0.06	0.10	0.05	0.06
NiO	<0.02	0.02	0.20	0.03	0.02	<0.02	<0.02	0.04	0.02	0.02	<0.02	0.02	0.04
MgO	4.8	5.6	5.1	5.4	5.1	5.1	6.2	5.3	4.5	4.2	6.2	5.8	4.5
CaO	9.8	9.8	8.1	8.1	11.5	11.0	9.1	9.7	8.8	8.0	11.1	11.4	7.4
Na ₂ O	3.3	4.0	4.5	4.8	4.7	5.1	5.9	4.0	4.2	4.3	3.1	3.2	3.3
K ₂ O	0.47	2.46	0.96	0.67	1.46	1.58	1.01	1.91	2.14	2.18	1.04	1.12	1.40
Total	98.23	99.15	97.37	98.48	99.51	99.68	98.79	98.73	99.25	99.28	99.23	99.70	94.47

Tab. 40 Zusammensetzung von Gläsern in „melt pockets“ (links) sowie in einer „sponge“ Textur (rechts)

8. Geothermobarometrie

Austauschreaktionen bestimmter Elemente zwischen verschiedenen Mineralphasen ermöglichen es, die Druck- und Temperaturbedingungen der Xenolithe zu modellieren. Dabei ist es wesentlich, dass die Mineralphasen miteinander im Gleichgewicht stehen. Nur so kann gewährleistet werden, dass Gleichgewichtsdruck und Gleichgewichtstemperaturen modelliert werden. Daher wurden nur jene Mineralphasen für die Geothermobarometrie herangezogen, bei denen durch Dünnschliffmikroskopie und EMS Messungen dieses Gleichgewicht zuvor sichergestellt werden konnte.

Die unterschiedlichen Modelle, welche zur Bestimmung herangezogen wurden, werden in den einzelnen Kapitel beschrieben. Im Allgemeinen handelt es sich um iterative Berechnungen, wobei von einem Druck von 15 kbar sowie einer Temperatur von 1000°C ausgegangen wurde.

8.1 Geothermometrie

Zur Bestimmung der Gleichgewichtstemperaturen wurden die Modelle von *Brey & Köhler (1990)* sowie *Wells (1977)* herangezogen. Das Modell von *Brey & Köhler (1990)* basiert auf dem Austausch von Calcium zwischen Olivin und Klinopyroxen, während jenes von *Wells (1977)* auf dem Gleichgewicht zwischen Ortho- und Klinopyroxen beruht. Jeder dieser Parameter ist temperaturabhängig und demnach zur Gleichgewichtstemperaturbestimmung geeignet. Als Datengrundlage dienten die mit Hilfe der EMS ermittelten Mineralzusammensetzungen im Gleichgewicht stehender Minerale. Es wurden jeweils Kern- und Randmessungen herangezogen.

Die Ergebnisse der Modellierung zeigen deutliche Trends in Bezug auf die Gleichgewichtstemperaturen zwischen den verschiedenen Gesteinen sowie zwischen den verwendeten Modellen selbst. Anhand eines Vergleiches der Modelle konnte festgestellt werden, dass jenes von *Wells 1977* tendentiell niedrigere Temperaturen errechnet als jenes von *Brey & Köhler (1990)*. Als Beispiel weisen Grt-Spl Lherzolithe nach *Brey & Köhler (1990)* Temperaturen zwischen 980 – 1020°C (Kern) sowie 1015 – 1125°C (Rand) auf, während bei *Wells (1977)* Temperaturen zwischen 850 – 950°C (Kern) und 850 – 960°C (Rand) ermittelt wurden. Der Temperaturunterschied zwischen den verschiedenen Gesteinen soll am Modell von *Brey & Köhler (1990)* verdeutlicht werden: Die Spl Lherzolithe zeigen die niedrigsten Temperaturen (805 – 1245°C), während sich die Werte für Spl Harzburgite etwas höher, nämlich zwischen 895 und 1125°C, bewegen. Die tendentiell höchsten

Temperaturen zeigen erwartungsgemäß die Grt-Spl Peridotite, welche im niedrigsten Fall 895°C für Grt-Spl Lherzolithe, 980°C für Grt-Spl Harzburgite und 950°C im Grt-Spl Websterit aufweisen. Diese allgemeine Tendenz bestätigt sich auch unter Anwendung des Modells von *Wells (1977)*, wenngleich die Temperaturen wie eingangs erwähnt im Gesamten niedriger liegen. Die detaillierten Ergebnisse sind in Tabelle 41 dargestellt.

8.2 Geobarometrie

Zur Ermittlung der Gleichgewichtsdrücke wurde das Modell von *Brey, Köhler & Nickel (1990)* verwendet, welches auf dem Aluminiumgehalt in Orthopyroxenen basiert. Da das angewendete Modell nur für Grt-Peridotite gültig ist, konnten nur Drucke in Proben aus dem Grt-Spl Peridotitfeld herangezogen werden. Die Gleichgewichtsdrücke für Spl Peridotite wurden mit einem realistischen Wert von 15 kbar angenommen.

Die Ergebnisse zeigen, dass Drucke der Proben aus dem Grt-Spl Peridotitfeld tendentiell höher sind, als die für das Spl Peridotitfeld repräsentativen 15 kbar. Die berechneten Gleichgewichtsdrücke liegen, zusammengefasst für die Proben aus dem Grt-Spl Peridotitfeld mit der Websteritprobe, zwischen 17.4 und 19.8 kbar. Dieser Trend verdeutlicht die Unterschiede in den Druckbedingungen zwischen den Stabilitätsfeldern von Spinell und Granat, welche in Kapitel 1 beschrieben wurden. Detaillierte Ergebnisse zu den Druckbestimmungen sind in Tabelle 41 aufgelistet.

		Temperatur [°C]		Druck [kbar]
		KB90	Wells77	BKN90
Spl Lherzolith	Kern	805 - 1040	695 - 950	15
	Rand	805 - 1245	625 - 970	15
Spl Harzburgit	Kern	895 - 1020	850 - 950	15
	Rand	1015 - 1125	850 - 960	15
Grt - Spl Lherzolith	Kern	980 - 1045	930 - 970	18.5 - 19.8
	Rand	1030 - 1150	930 - 975	18.4 - 19.1
Grt - Spl - Harzburgit	Kern	980	890	17.4
	Rand	965	920	18.1
Grt-Spl Websterit	Kern	950	960	19.5
	Rand	1190	960	19.7

Tab. 41 Ergebnisse der Geothermobarometrie

9. Bestimmung der Aufstiegsraten anhand der Ca-Diffusion in Olivin

Die Untersuchungen der diversen Mineralphasen haben gezeigt, dass die Unterschiede in den Zusammensetzungen zwischen Kern und Rand minimal sind. Eine Ausnahme bildet dabei der Calciumgehalt in Olivin. Der Grund liegt im hohen Diffusionskoeffizienten des Calciums im Vergleich zu anderen Elementen [Kil & Wendlandt (2004)]. An den Rändern der Olivine konnte ein systematischer Anstieg der Calciumgehalte beobachtet werden, welcher mit einem Temperaturanstieg in direktem Zusammenhang steht. Dieser erhöht die Diffusion des Calciums in Olivin und führt zu dem beobachteten Anstieg an Ca in Olivinrändern. Der Temperaturanstieg wird von Köhler & Brey (1990) [in Kil & Wendlandt (2004)] mit dem Transport der Xenolithe im „host magma“ assoziiert. Dadurch wird es möglich, die Transportzeit der Erdmantelxenolithe entsprechend der Calciumdiffusion in Olivinkörnern zu bestimmen. Die Transportzeit steht dabei in direktem Zusammenhang mit der Eindringtiefe respektive der Erhöhung der Calciumkonzentrationen in Olivin.

Dieser Zusammenhang bildet die Grundlage für die Bestimmung der Aufstiegsraten der Xenolithe Potrok Aikes. Dazu wurden mit Hilfe der EMS Calciumprofile an repräsentativen Olivinen gemessen. Vor den Messungen erwies es sich als unerlässlich, bereits im Polarisationsmikroskop nach geeigneten Olivineinzelkörnern zu suchen. Nur dadurch konnte mit Sicherheit bestimmt werden, ob es sich wirklich um Einzelkörner handelt, oder ob ein vermeintlicher Kornkontakt nur einen Riss durch einen Kristall darstellte. Eine Unterscheidung mit Hilfe der EMS erwies sich als nicht zuverlässig.

Die Berechnung der Dauer des Aufheizereignisses wurde mit Hilfe des eindimensionalen Modells von Lasaga (1998) durchgeführt. Dieses basiert auf folgender Beziehung:

$$T_{1/2} = (X_{1/2})^2 / 2D$$

$T_{1/2}$... ist die Zeit, welche gebraucht wird um die halbe Gleichgewichtskonzentration zu erreichen

$X_{1/2}$... Distanz vom Rand [cm]

D ... Diffusionskoeffizient von Calcium [$3.18 \cdot 10^{-12}$ cm^2/s entlang der c-Achse bei $f(\text{O}_2) = 10^{-8}$ bar und $T=1200^\circ\text{C}$; Jurewicz & Watson (1988) sowie Köhler & Brey (1990) aus Kil & Wendlandt (2004)

Nach *Lasaga (1998)* ist die Dauer abhängig von der Eindringtiefe der beobachteten Erhöhung der Calciumgehalte sowie vom Diffusionskoeffizienten. Ein Problem dieses Berechnungsmodells liegt in der Temperaturabhängigkeit des Diffusionskoeffizienten. Im verwendeten Modell gilt dieser für eine Temperatur von 1200°C, welche bei den Erdmantelxenolithen meist nicht erreicht wird (Kapitel 8). Dadurch sind die Ergebnisse der Modellierung mit einem gewissen Fehler behaftet und nur als Richtwerte zu verstehen.

Die Ergebnisse der Messung von Ca-Profilen in Olivinen (Abb. 31) zeigen im Allgemeinen einen deutlichen, eingangs beschriebenen randlichen Anstieg der Calciumgehalte. Die Gehalte an Calcium im von der Diffusion nicht veränderten Kern der Olivine zeigen ein homogenes Bild und liegen im Bereich von 0.035 wt %. Im Gegensatz dazu zeigen die Kornränder verschiedener Proben einen variablen Anstieg in den Ca Gehalten, was auf eine unterschiedliche Dauer der Temperaturerhöhung schließen lässt. Bei genauer Betrachtung der Profile wurde deutlich, dass sich der Anstieg im Calciumgehalt an den Kornrändern in zwei Bereiche unterschiedlicher Steigung unterteilen lässt. Der Anstieg ist am äußersten Kornrand tendenziell stärker, und nimmt an einem bestimmten Punkt deutlich ab. Daran kann man ablesen, dass der Vorgang der Temperaturerhöhung, bzw. der Transport der Xenolithe in zwei Phasen unterteilt werden kann.

Der Beginn des Aufheizevents wird durch einen leichten Temperaturanstieg eingeleitet und dauert zwischen 58 und 110 Tage. Der Temperaturanstieg wird durch eine nahe Magmenquelle hervorgerufen. Auf diese verhältnismäßig lange Phase folgt ein sprunghafter Anstieg in den Ca-Gehalten, was einer plötzlichen Aufnahme der Xenolithe durch das Magma entspricht und den eigentlichen Transport an die Oberfläche beschreibt. Diese kurze Phase dauert nur 16 bis 26 Tage. Auffallend ist, dass bei POKA 12 die erste Phase der Temperaturerhöhung nur sehr kurz (8 Tage) ist oder ganz fehlt.

In Abb. 32 sind repräsentative Profile von Olivinen abgebildet, an denen man deutlich die zwei Phasen erkennen kann. Dabei sticht das Profil des Olivin 2 in der Probe POKA 02 ins Auge. Aufgrund des geringen Korndurchmessers zeigt dieser Olivin einen durchgehenden Anstieg des Calciumgehaltes, was auf eine vollständige Beeinflussung des Minerals durch Diffusion zurückzuführen ist.

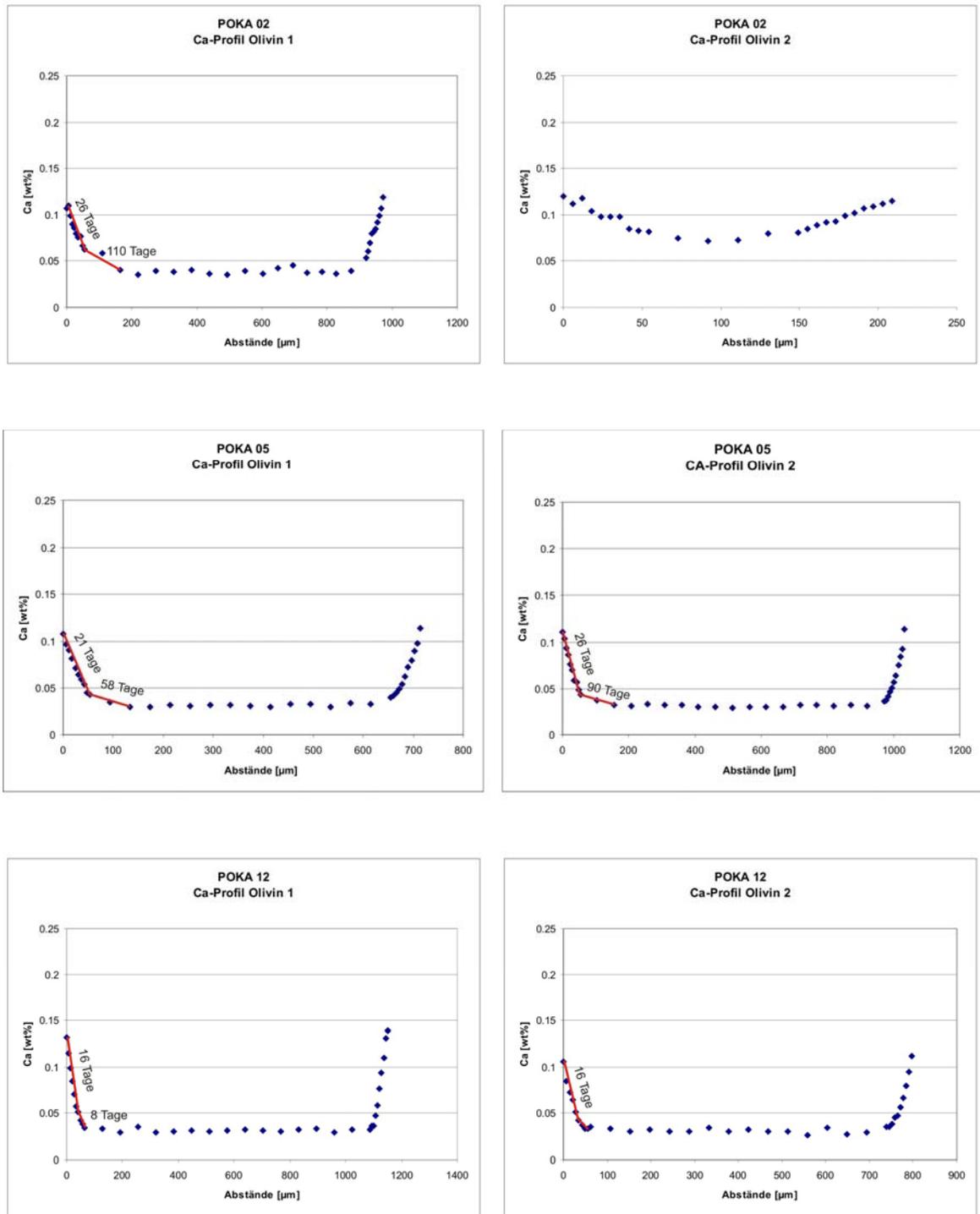


Abb. 31 Profile des Calciumgehaltes in Olivinen

10. Diskussion

Die Untersuchung der Erdmantelxenolithe aus Potrok Aike ergab, dass es sich um Xenolithe verschiedener Zusammensetzung bzw. Gesteinsklassen handelt. Durch die Bestimmung des Modalbestandes konnten sowohl Lherzolithe, Harzburgite als auch ein Websterit identifiziert werden. Bei den Texturen handelt es sich nach *Mercier & Nicholas (1975)* um protogranulare Texturen einerseits, sowie um protogranular-equigranulare Textur andererseits. Die Hauptmineralphasen der Xenolithe sind Olivin, Orthopyroxen sowie Klinopyroxen. Des Weiteren gaben die in den Xenolithen auftretenden Aluminiumphasen Spinell sowie Granat einen Hinweis auf die Stabilitätsbereiche in welchen die einzelnen Proben equilibrierten. Es konnten sowohl bei den Lherzolithen, als auch bei den Harzburgiten Proben mit Spl sowie solche, die Spl+Grt enthalten, unterschieden werden, was auf eine Equilibrierung sowohl im Spinellstabilitätsfeld des oberen Erdmantels, als auch im Übergangsbereich Granat - zu Spinellstabilitätsfeld schließen lässt. Letzteres wird durch die Koexistenz von Granat und Spinell repräsentiert, wobei Granat meist nur noch als kelyphitischer Saum um Spinell vorliegt. Bei Websteriten handelt es sich nach *Kempton (2002)* um Ausfällungen von MgO reichen, basaltischen Magmas die in Gängen oder Linsen im peridotitischen „wall-rock“ auftreten.

Durch eingehende Untersuchungen der Mineralchemismen konnten die Hauptmineralphasen nach ihrer Zusammensetzung klassifiziert werden. Der hohe Forsteritgehalt der primären Olivine (88 – 91 %) zeigt dabei deutlich den verarmten Charakter der vorliegenden Xenolithe. Bei den Pyroxenen handelt es sich in Bezugnahme auf die Klassifikation von *Morimoto (1988)* um Enstatite (Orthopyroxen) sowie Cr-Diopsite (Klinopyroxen). Die aluminiumhaltigen Phasen werden entweder von Cr-Spinell oder Pyrop (Granat) repräsentiert.

Die Gesamtgesteinszusammensetzung lässt auf eine gemeinsame Mantelquelle der untersuchten Xenolithe von Potrok Aike schließen, da die Linearität bestimmter Elementverhältnisse durch partielles Schmelzen durchwegs gegeben ist. (Kapitel 1 / Abb. 20). Ebenso konnte eine Evolution im Grad der Verarmung der Gesteinen von der Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach *McDonough & Sun (1995)* über lherzolithische Zusammensetzung hin zu harzburgitischer Gesteinschemie nachgewiesen werden. Der Grad der Verarmung der untersuchten Erdmantelxenolithe lässt sich in einem Diagramm nach *Arai (1994)* darstellen. Darin werden die Forsteritgehalte des Olivins gegenüber der Cr# der Spinelle graphisch

dargestellt. Die Graphik nach *Arai (1994)* zeigt die Lage des „Olivine-Spinel-Mantle-Arrays“ (OSMA), in welchem jene Gesteine plotten, die Erdmantelzusammensetzung aufweisen. Wie nicht anders zu erwarten liegen sämtliche untersuchten Proben innerhalb des OSMA (Abb. 32). Auffallend ist die große Varianz in der Cr#. Verantwortlich dafür ist die hohe Empfindlichkeit des Chromgehaltes in Spinell in Abhängigkeit vom Grad der Verarmung der Proben, wobei diese Faktoren in direktem Zusammenhang stehen. Hohe Grade an Verarmung führen zu hohen Chromgehalten in Spinellen.

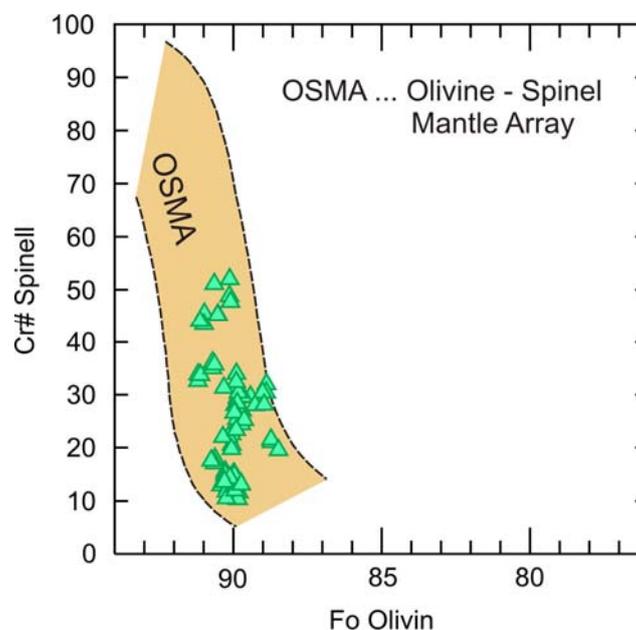


Abb. 32 OSMA Plot nach *Arai (1994)*

Die Analyse der Verteilung der seltenen Erden in repräsentativen Klinopyroxenen stellte sich als wichtige Methode zur Interpretation der Entwicklungsgeschichte der Erdmantelxenolithproben heraus. Wie bei der Darstellung der Ergebnisse der Mineralchemie der Klinopyroxene (Kapitel 7) beschreiben, zeigen die REE der Klinopyroxene eine charakteristische Verteilung: Es stellte sich heraus, dass sämtliche Klinopyroxene eine deutliche Anreicherung in mittleren REE (MREE), sowie eine Verarmung an schweren REE (HREE) aufweisen. Diese Verteilung tritt unabhängig von der Gesteinsart (Lherzolith oder Harzburgit) oder des Stabilitätsfeldes (Spl oder Grt-Spl) auf. Genauere Aufschlüsse bzw. eine Interpretation dieses Ergebnisses lässt ein Vergleich mit Proben einer anderen Lokalität zu. Hierfür wurden Verteilungen von REE in Klinopyroxenen aus Xenolithen der Lokalität Praguaniyeu herangezogen, die von *Bjerg (2009)* beschrieben wurden. Das Gebiet befindet sich in Nordpatagonien und stellt ebenfalls eine Spl und Grt

peridotitführende Lokalität dar. Es wurden die Verteilungen der REE in Klinopyroxenen und - falls vorhanden - in Granaten gemessen. Abb. 33 zeigt die Ergebnisse der repräsentativen Messungen. Eine eingehende Betrachtung der Messergebnisse dieser Proben verdeutlicht, dass die Verteilung der REE in den Klinopyroxenen davon abhängig ist, ob in den Xenolithen Granat vorliegt, oder nicht. Weist eine Probe keinen Granat auf, verteilen sich die REE nahezu ausschließlich auf die Klinopyroxene und zeigen eine Verarmung an LREE, sowie eine Anreicherung an HREE in Bezug zur Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach *McDonough & Sun (1995)*. Ein anderes Bild zeigt sich, sobald Granat vorliegt. Ist dies der Fall, werden die HREE von Granat aufgenommen, wodurch es in diesem zu einer Anreicherung kommt, während er an LREE verarmt ist. Die Klinopyroxene hingegen zeigen in diesem Fall ein konträres Bild, nämlich eine Verarmung an HREE, aber eine Anreicherung an LREE. Die eben beschriebenen Verteilungen der REE sind charakteristisch für den jeweiligen modalen Mineralbestand der Xenolithe. Es kann also ausgehend von der Verteilung der REE in den Klinopyroxenen darauf geschlossen werden, ob Granat vorliegt bzw. vorlag, oder nicht.

Ein Vergleich der Ergebnisse aus Praguaniyeu mit den Proben aus Potrok Aike zeigt, dass die im Zuge der Masterarbeit untersuchten Klinopyroxene einheitlich eine REE-Verteilung aufweisen, welche jener mit Anwesenheit von Granat entspricht. Fakt ist aber, dass auch Proben die eindeutig nur Spinell als aluminiumhaltige Phase aufweisen, d.h. Granat oder dessen Abbauprodukte (kelyphitischer Saum) fehlen, eine charakteristische Verteilung zeigen. Diese deutet auf die Anwesenheit von Granat hin (Abb. 34). Bei der charakteristischen Verteilung handelt es sich um eine Anreicherung im Bereich der MREE sowie eine Verarmung an HREE.

Dieses Ergebnis lässt eine Interpretation dahingehend zu, dass jene Proben aus dem Spinellstabilitätsfeld ursprünglich ebenfalls im Granatstabilitätsfeld equilibriert waren. Danach kam es zu einer Änderung in den P/T Bedingungen, was zu einer Reequilibrierung im Spinellstabilitätsfeld führte und die petrographischen Hinweise auf das Granatperidotitfeld verwischte. Ein weiteres Indiz für einen Übergang vom Grt zum Spl-Stabilitätsfeld liefert der „break up“ des Granats, welcher als kelyphitischer Saum um primäre Granate oder primäre Spinelle zu erkennen ist. Der Saum repräsentiert dabei die beginnende Reequilibrierung bei geänderte p/T Bedingungen.

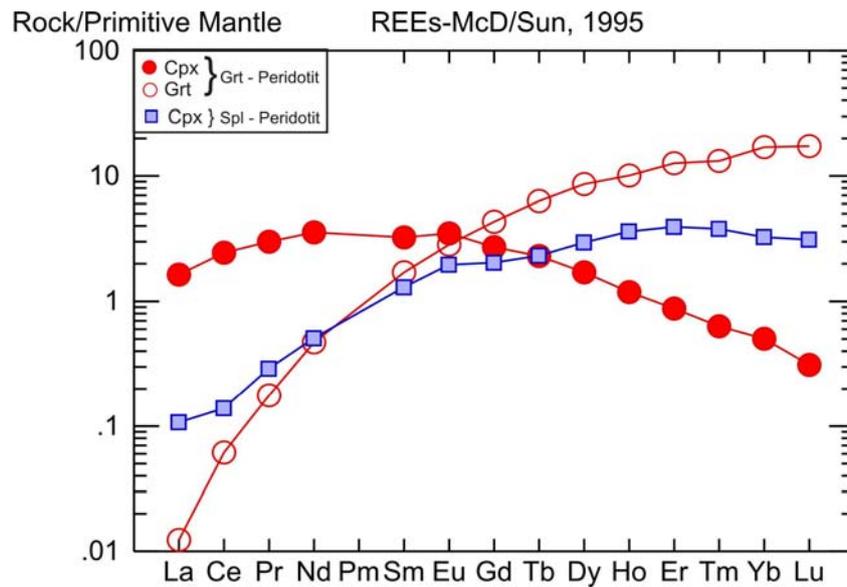


Abb. 33 Verteilung der REE in Cpx und Grt in Xenolithen der Lokalität von Praguaniyeu nach Bjerg et al. (2009), normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach McDonough & Sun (1995)

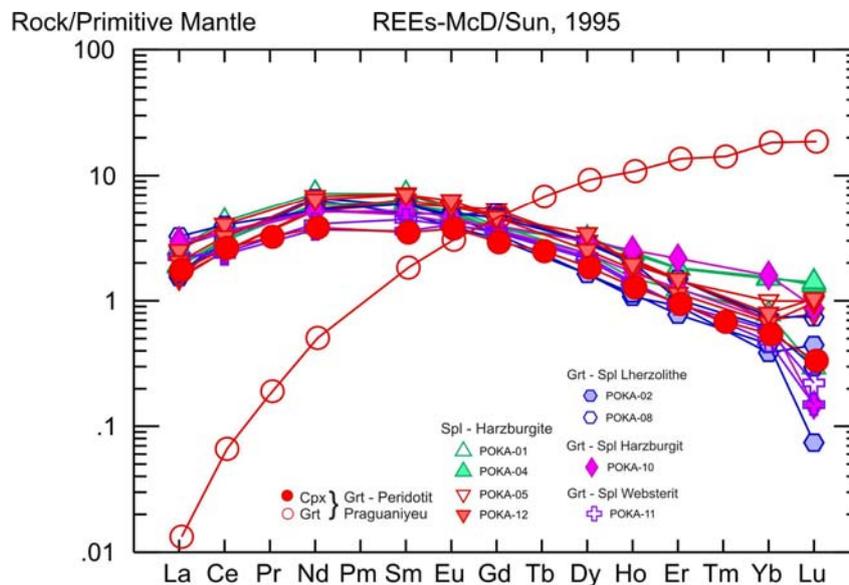


Abb. 34 Verteilung der REE in Cpx und Grt in Xenolithen der Lokalität Praguaniyeu nach Bjerg et al. (2009), sowie der Klinopyroxene aus Potrok Aike normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach McDonough & Sun (1995)

Eine Unterscheidungsmöglichkeit der Spl-Peridotite von den Grt-Spl Peridotiten durch die Bestimmung einzelner Spurenelemente ist dennoch möglich. Dies wird durch die Verteilung des Elements Zirkons (Zr) zwischen Klinopyroxen und Granat ermöglicht. Als Vergleichsgrundlage dienten wieder charakteristische Ergebnisse der Analysen von Erdmantelxenolithen aus Proben der Lokalität Praguaniyeu, durchgeführt von *Bjerg (2009)*. Hierbei konnte erkannt werden, dass die Verteilung von Zirkon auf die Mineralphasen Cpx und Grt einem bestimmten Muster folgt, wodurch es, bei Koexistenz der beiden Mineralphasen in fertilen Lherzoliten, zu einer Anreicherung des Zr in Grt, sowie zu einer Verarmung des Zr in Cpx kommt (Abb. 35). Diese positive (Anreicherung) bzw. negative (Verarmung) Zr-Anomalie kann als charakteristisch angesehen werden. Ein Vergleich mit den Verteilungen des Zr in den entsprechenden Mineralphasen der Xenolithe aus Potrok Aike zeigt, dass jene Cpx aus Proben aus dem Grt-Spl Übergangsbereich eine negative Zr-Anomalie aufweisen (Abb. 36). Dies weist darauf hin, dass selbst bei Xenolithen in welchen Granat nicht mehr modal sondern nur mehr als kelyphitischer Saum auftritt, in einer primären Equilibrierungsphase primärer Granat vorhanden gewesen sein muss. Es ist daher anzunehmen, dass diese Proben vor der beginnenden Reequilibrierung und Destabilisierung des Granats im Granat-Spl Stabilitätsfeld angesiedelt waren. Bei Betrachtung der Verteilung des Zr in Cpx aus Xenolithen des Spl-Stabilitätsfeldes konnte eine positive Zr-Anomalie festgestellt werden (Abb. 37). Dies kann dadurch erklärt werden, dass - bedingt durch das Fehlen von Granat - sämtliches Zr von den Cpx aufgenommen wird. Dies ist ein direkter Hinweis auf die Reequilibrierung der Proben im Spl-Stabilitätsfeld.

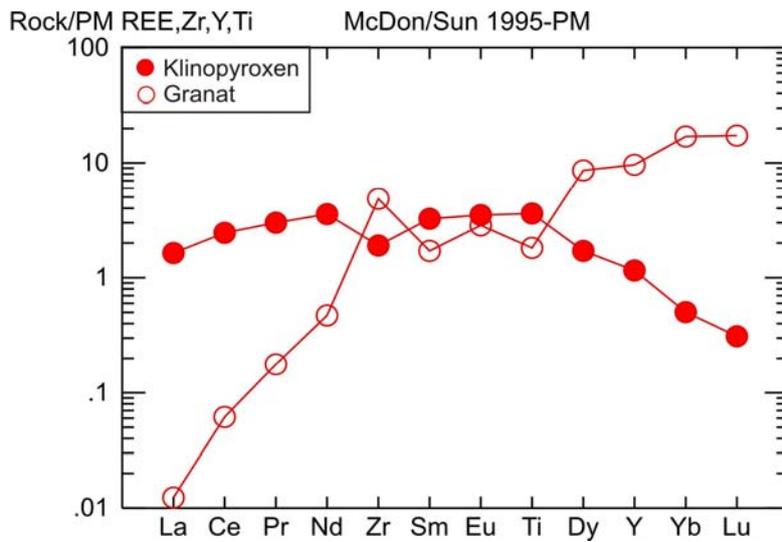


Abb. 35 Verteilung der REE, Zr und Ti in Cpx und Grt in Xenolithen der Lokalität von Praguaniyeu nach Bjerg (2009) normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach McDonough & Sun (1995)

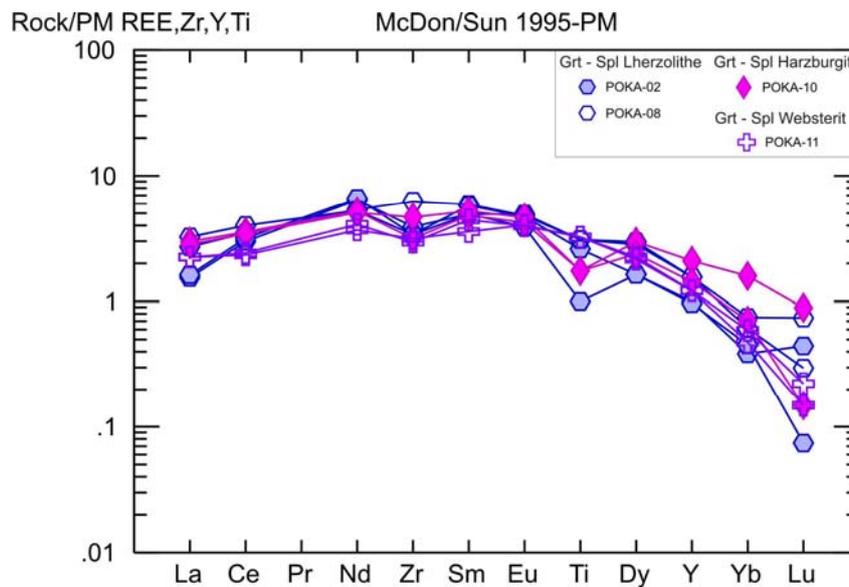


Abb. 36 Verteilung der REE, Zr und Ti in Cpx von Grt-Spl Peridotiten und Websterit normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach McDonough & Sun (1995)

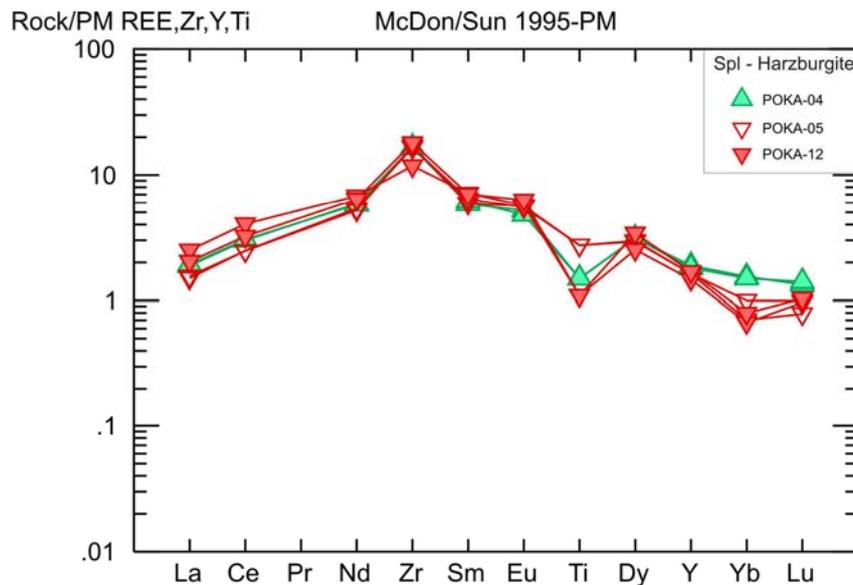


Abb. 37 Verteilung der REE, Zr und Ti in Cpx von Spl Peridotiten normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach McDonough & Sun (1995)

Die Kombination der Ergebnisse petrographischer Untersuchungen einerseits, sowie die Analyse der Verteilung von REE in Cpx andererseits weist auf eine komplexe p/T Geschichte des Erdmantels hin. Das Auftreten von primären Spinell im Kern von kelyphitisiertem Granat weist entweder auf p/T Bedingungen des Spl – Grt Übergangsbereiches, oder auf einen Übergang vom Spl in das Granatstabilitätsfeld [Kempton et al. (1999)] hin. Die im Rahmen der Masterarbeit durchgeführten Berechnungen zu Druck und Temperatur bestätigen eine Lage der Xenolithproben des Grt-Spl Peridotitfeldes im entsprechenden Stabilitätsbereich (Tab. 41) Eine mögliche Erklärung bietet das Modell einer Kompression infolge einer frühmesozoischen Subduktion unter die Küste Gondwanas [Kempton et al. (1999)]. Darauf folgend muss es entweder zu einer Dekompression oder Aufheizung gekommen sein, was in einem Übergang in das Spl-Stabilitätsfeldes resultiert. Hinweise darauf bietet der „break up“ des Granats und der dadurch erfolgten Kelyphitisierung einerseits, sowie die charakteristische Verteilung der REE in Cpx andererseits. Ein mögliches Modell wird von Kempton et al. (1999) erwähnt, nach dem es sich um den diapirischen Aufstieg des Mantels infolge einer „back arc“ Extension sowie Magmatismus handelt. Hervorgerufen könnte dies die Bildung eines „slab windows“ [Kay et al. (2004)] sowie die darauf folgende Subduktion des „Chile rise“ [Ramos (1988)].

Im Zuge des Aufstieges kam es zur Infiltration der Xenolithe durch Schmelzen bzw. Fluids des „host magmas“. Hinweise darauf liefern die intergranularen Gläser einerseits, sowie die in den REE Verteilungen des Gesamtgesteins erkennbare Metasomatose andererseits. Die Metasomatose wird durch eine Anreicherung der Xenolithe an LREE charakterisiert. Die Aufstiegsdauer der Xenolithe wurde anhand der Ca Diffusion in Olivinen nach *Lasaga (1998)* bestimmt. Diese variierte zwischen 16 und 26 Tagen, was auf einen schnellen Prozess schließen lässt.

11. Conclusio

Die Untersuchungen der Erdmantelxenolithe Potrok Aikes weisen auf eine turbulente Geschichte des lithosphärischen Erdmantels unterhalb Patagoniens hin. Die Ergebnisse der petrographischen und geochemischen Analysen verdeutlichen, dass die Druck und Temperaturbedingungen des untersuchten Gebietes nicht konstant sind.

Bei den vorhandenen und analysierten Xenolithen handelt es sich sowohl um Spinell- als auch Granat+Spinell-Peridotite. Hauptcharakteristikum dabei sind kelyphitische Säume um Spinell und Granat, welche auf den Zerfall des Granates zurückzuführen sind. Diese Zerfallsreaktion weist auf Änderungen in den Druck und/oder Temperaturbedingungen hin, welchen den Übergang vom Granat in das Spinellstabilitätsfeld anzeigen. Bestätigt wird dies durch die Verteilung der REE in Klinopyroxenen. Diese zeigen charakteristische konkav ausgebildete (Anreicherung an MREE) Trends, welche für das Granatperidotitfeld charakteristisch sind. Selbst Cpx aus dem Spinellperidotitfeld zeigen diese Signatur. Folglich stammen diese Xenolithe ursprünglich ebenfalls aus dem Granat-Peridotitfeld. Untermauert wird dies durch die Zr Anomalien der Cpx, welche eine negative Anomalie für Xenolithe aus dem Grt-Spl-Peridotitfeld sowie eine positive für Spl-Peridotite anzeigen. Die Erklärung liegt in der Partitionierung des Zr in Granat falls solcher vorhanden (→ fertile Grt-Peridotite) und verdeutlichen den graduellen Übergang zwischen den Stabilitätsbereichen.

Die Verteilung der REE im Gesamtgesteinschemismus zeigen eine Anreicherung an leichten REE welche auf ein metasomatisches Ereignis hinweisen. Dieses steht im Zusammenhang mit intergranularen Schmelzen/Fluids wodurch es zur Kristallisation von sekundären Phasen wie Cpx und Ausbildung von „melt pockets“ um Spinell und Schwammtexturen bei Klinopyroxenen gekommen ist.

Modellierungen der P/T Bedingungen zeigen, dass die Unterschiede zwischen Spl- und Grt-Spl-Peridotiten nur gering ausfallen und im Übergangsbereich zwischen Grt- und Spl- Peridotitfeld liegen. Daher können bereits geringe Änderungen in den P/T Bedingungen zu einem Phasenübergang, wie er in den Xenolithproben Potrok Aikes zu beobachten ist, führen.

12. Literaturverzeichnis

- Andronikov, A.V. (1990): Spinel – garnet lherzolite nodules from alkaline-ultrabasic rocks of Jetty Peninsula /East Antarctica). *Antarctic Science*, Vol. 2, pp. 321 – 330
- Arai, S. (1994): Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 59, No. 4, pp. 279 – 293
- Bjerg, E.A.; Ntaflos, T.; Kurat, G.; Dobosi, G.; Labudia, C.H. (2005): The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 18, No. 2, pp 125 – 145
- Bjerg, E.A.; Ntaflos, T.; Thöni, M.; Aliani, P.; Labudia, C.H. (2009): Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaniyeu Garnet- and Spinel- Peridotites. *Journal of Petrology*, in press
- Brey, G.P.; Köhler, T.; Nickel, K.G. (1990): Geothermobarometry in four-phase lherzolites I. Experimental results from 10 to 60 kb. *Journal of Petrology*, Vol. 31, No.6, pp 1313 – 1352
- Brey, G.P.; Köhler, T. (1990): Geothermobarometrie in four-phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, Vol.31, No. 6, pp. 1353 – 1378
- Fan, Q.; Hooper, P.R. (1989): The mineral chemistry of ultramafic xenoliths of eastern China: implications for upper mantle composition and the paleogeotherms. *Journal of Petrology*, Vol. 30, pp. 1117 – 1158
- Herve, F. (1998): Late Triassic rocks in the subduction complex of Aysen Chile. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 27, p.224
- Ionov, D.A.; Ashchepkov, I.V.; Stosch, H.-G.; Witt-Eickschen, G.; Seck, H.A. (1993): Garnet peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Baikal region. *Journal of Petrology*, Vol. 34, pp. 1141 – 1175

- Jurewicz, A.J.G.; Watson, E.B. (1988): Cations in olivine, Part 2: diffusion in olivine xenocrysts, with applications to petrology and mineral physics. *Contrib. Mineral. Petr.*, No.99, pp. 186 - 201
- Kay, S.M.; Gorrington, 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 Asociacion Geologica Argentina*, No. 59, pp. 556 – 568
- Keller, J.; Sigmund, J.; Müller-Sigmund, H.; Czirjak, A. (1997): mantle xenoliths in Rhinegraben volcanics from the Black Forest – Vosges Dome. *Terra Nova* (abstract supplement No.1), Vol 9, p.56
- Kempton, P.D.; Lopez-Escobar, L.; Hawkesworth, C.J.; Pearson, D.G.; Wright, D.W.; and Ware, A.J. (1999): Spinel ± Garnet Iherzolite xenoliths from Pali Aike; Part 1, Petrography, mineral chemistry and geothermobarimetry. *Proceedings of the International Kimberlite Conference*, Vol. 7, vol. 1, pp. 403 – 414
- Kempton, P.D.; Hawkesworth, C.J.; Lopez-Escobar, L.; Pearson, D.G., Ware, A.J. (1999): Spinel ± Garnet Iherzolite xenoliths from Pali Aike; Part 2, Trace elements and isotopic evidence bearing on the evolution of Lithospheric mantle beneath southern Patagonia. *Proceedings of the International Kimberlite Conference*, Vol. 7, vol. 1, pp. 415 – 428
- Kil, Y.; Wendlandt, R.F. (2004): Pressure and temperature evolution of upper mantle under the Rio Grande Rift. *Contr. Mineral. Petr.*, Vol. 148, pp. 265 – 280
- Lasaga, A.C. (1998): *Kinetic theory in the earth sciences*. Princeton university Press, p. 728
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zanetti, B.A. (1986): Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, Vol. 27, No. 3, pp. 745 – 750
- 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. (1975): 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. (1988): Nomenclature of pyroxenes. *Fortsch. Miner.*, Vol. 66, pp. 237 – 252
- O'Neill, H.St.C.; Palme, H. (1998): Composition of the silicate Earth: Implications for accretion and core formation. In: *The earth's Mantle structure, Composition and Evolution – the Ringwood Volume* (ed. I. Jackson). Cambridge University Press, pp. 3 – 126
- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Fanning, C.M.; Marquez, M. (2006): Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, Vol. 76, No. 3-4, pp 235 – 257
- Ramos, V.A. (2008): Patagonia: A Paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 26, pp. 235 – 251
- Stern, C.R.; 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. *Contrib. Miner. Petrol.*, 104, pp. 293 – 308
- Wells, P.R.A. (1977): Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 62, pp. 129 – 139
- White, W.M. (1997): *Geochemistry of the solid earth I: The mantle and the core.* <http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/geo455/Chapters.HTML>, 30.04.2009
- Wilson, M. (1989): *Igneous Petrogenesis*. Harper Collins Academic, London (UK)
- Winter, J.D. (2001): *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, Upper Saddle River (United States)

13. Curriculum Vitae

Christian SCHROTT, Bakk. rer. nat.



PERSÖNLICHE ANGABEN

- Geburtsdatum: 09.02.1983
- Geburtsort: Wien
- Staatsangehörigkeit: Österreich

AUSBILDUNG

- 1993 – 1997 Bundesgymnasium Amerling 1060 Wien
- 1997 – 2002 HBLVA für chemische Industrie
FB techn. Chemie und Umwelttechnik 1170 Wien
- 2002 – 2003 Präsenzdienst
- 2003 – 2006 Universität für Bodenkultur
Kulturtechnik und Wasserwirtschaft 1180 Wien
- 2004 – 2007 Universität Wien
Abschluss Bakk. Erdwissenschaften
FB: Petrologie, Ressourcen und Umwelt 1010 Wien
- 2007 – 2009 Universität Wien
Vorsitzender der Studienvertretung
Erdwissenschaften
Abschluss Masterstudium Erdwissenschaften
FB: Geologie 1010 Wien

BERUFSBEZOGENE TÄTIGKEITEN

Praktika:

- OMV (Schwechat), Abteilung Schmiermittel Juli 1999
- OMV Proterra, Abteilung Sondenliquidation 2000 - 2004
- Land Oberösterreich, Abt. Abwasserwirtschaft August 2005
- PORR Umwelttechnik August 2006

Projekte:

- GBA – Geologische Aufnahme der Leitungskünette der
WAG II 600 Plus zw.Droß und Flugfeld Gneixendorf. Nov. 2007

Konsulent:

- PORR Umwelttechnik seit Oktober 2006

ZUSATZQUALIFIKATIONEN

- Sprengbefugnis
- Führerschein Klassen: A,B,C,C1,F
- EDV-Kenntnisse: MS-Office, CorelDRAW, Iqpet, Mathematica

SPRACHKENNTNISSE

- Deutsch (Muttersprache)
- Englisch (IELTS General, Band 8 – Very Good User)
- Polnisch (Grundkenntnisse)

PUBLIKATIONEN

- Schrott, C.; Ntaflos, T.; Bjerg, E.A.; Tschegg, C. (2009): Garnet- Spinel Peridotites from Potrok Aike: An insight into the Patagonian Lithospheric Mantle. EGU General Assembly, Poster and Abstract
- Schrott,C. (2008): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen der Leitungskünette der WAG II 600 Plus auf den Blättern 37 Mautern und 38 Krems an der Donau. Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt 2008, Band 148/2, p. 272

KONTAKT

- E-Mail: chris_schrott@hotmail.com