



universität
wien

MASTERARBEIT

Titel der Masterarbeit

Das Somuncura Basalt Plateau in
Nordpatagonien –

Eine geochemische und petrologische Untersuchung

Verfasser

Bakk. rer. nat. Johann Reitingner

angestrebter akademischer Grad

Master of Science (M.Sc.)

Wien, 2010

Studienkennzahl lt. Studienblatt:

Studienrichtung lt. Studienblatt:

Betreuer:

A 066 815

Masterstudium Erdwissenschaften

Ao. Univ. Prof. Dr. Theodoros Ntaflos

1 Danksagung

Ich möchte mich vor allen Anderen bei meinen Eltern Rosi und Hans, meinen Geschwistern Christine, Agnes, Ingrid und Florian und meiner Oma bedanken. Euer Glaube an mich, euer Vertrauen und eure bedingungslose Liebe bilden meinen Fels in der Brandung.

Großer Dank gilt meinem Betreuer Theodoros Ntaflos, der es mir erst ermöglicht hat, diese interessante Arbeit in Angriff zu nehmen, und mir zu jeder Zeit mit Rat und Tat zur Seite stand. Danke auch für die unzähligen Tassen exquisiten Espressos. Ebenso will ich mich sehr herzlich bei Ernesto Bjerg bedanken, ohne dessen selbstlose Bereitschaft, mit mir in die patagonische Wildnis zu fahren, und mir sowohl fachlich als auch menschlich zur Seite zu stehen, diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

Cornelius Tschegg danke ich für die fachliche Unterstützung, für die Hilfe bei den ICP-MS Messungen und für seinen Humor, und dafür, dass er es verstand, mir immer wieder Mut zuzusprechen. Meinem Kollegen und lieben Freund Jonas Weil danke ich für sein sonniges Gemüt, und für all den Spaß und Blödsinn, den wir zusammen hatten. Für die unerlässliche Hilfe bei der Handhabung von Latex und für die jahrelange Freundschaft will ich mich bei Gerhard Sageder bedanken. Meinen Zimmernachbarn Jürger Leitner und Andrea Schicker danke ich für die gute Arbeitsatmosphäre. Christian Schrott danke ich für die Zurverfügungstellung seiner Masterarbeit als Referenz. Zuletzt gilt mein Dank allen Professorinnen und Professoren, all meinen Kolleginnen und Kollegen, die mich durch das Studium begleitet, und es zu einer unvergesslichen Zeit gemacht haben.

Inhaltsverzeichnis

1	Danksagung	3
2	Abstract	13
3	Kurzzusammenfassung	15
4	Einleitung	17
5	Geographische Beschreibung	21
6	Geologie Patagoniens	23
6.1	Die Entstehung Patagoniens	23
6.2	Vulkanismus	23
7	Analytische Methoden	29
7.1	Optische Durchlichtmikroskopie	29
7.2	Röntgen Fluoreszenz Spectroskopie (RFA)	29
7.2.1	Probenvorbereitung	29
7.2.2	Presspillen Präparation	30
7.2.3	Glühverlust (Loss of Ignition LOI)	30
7.2.4	Schmelzpillen Präparation	30
7.3	Induktiv gekoppeltes Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS)	31
7.3.1	Probenvorbereitung	31
7.4	Elektronenstrahl Mikrosonde (EMS)	31
8	Petrographie	33
8.1	Makroskopische Beschreibung	33
8.2	Mikroskopische Beschreibung	34
8.2.1	Allgemeine texturale Merkmale	34
8.2.2	Genaue petrographische Beschreibung	37
9	Mineralchemie	61
9.1	Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen analysierter Minerale	61
9.1.1	Olivin	61
9.1.2	Klinopyroxen	64
9.1.3	Orthopyroxen	67
9.1.4	Plagioklas	69
9.1.5	Nephelin	71
9.1.6	Kalifeldspat	72
9.1.7	Gläser	73
9.1.8	Spinell	75
9.1.9	Magnetit	76
9.1.10	Ilmenit	77
9.1.11	Apatit	79
9.2	Bildanalysen	80

Inhaltsverzeichnis

10 Gesamtgesteinschemie	87
10.1 Hauptelemente	87
10.2 Spurenelemente	95
10.2.1 Kompatible Spurenelemente	95
10.2.2 Inkompatible Spurenelemente	96
11 Diskussion	103
12 Conclusio	111
13 Literaturverzeichnis	113

Abbildungsverzeichnis

4.1	Blockdiagramm zur Darstellung plattentektonischer Großeinheiten und damit verbundener Magmenproduktion; aus Encyclopedia Britannica (2007)	18
5.1	Patagonien und seine kratonischen Großeinheiten; rot eingekreist das Untersuchungsgebiet; verändert nach Ramos 2008	21
5.2	Geographische Lage des Untersuchungsgebietes und Probenbezeichnungen (aus GoogleEarth und OziExplorer)	22
6.1	Patagoniens kratonische Großeinheiten und die vermutete Kollisionszone; aus Pankhurst et al. 2006	24
6.2	Southern Volcanic Zone und Austral Volcanic Zone, getrennt durch eine vulkanische "Lücke"; aus Bjerg et al. 2005	25
6.3	Verbreitung patagonischer Plateau-Laven; verändert nach Stern et al. 1990	27
8.1	SOM-32; Große Makropore mit sekundärer Kalzit- oder Zeolithfüllung	34
8.2	SOM-W-34: trachytische Textur	35
8.3	LS-7: glomerophyrisch verwachsene Opx-Einsprenglinge mit randlicher Reaktionszone	36
8.4	SOM-16; Textur mit hohem Glasanteil	36
8.5	SOM-31; Klinopyroxen wächst ophitisch über Plagioklas (unten: iddingsitierter Olivin)	37
8.6	PRA-1 Übersicht; links unten: Olivin-Xenokristall	38
8.7	B-SOM-2: Equigranulare Textur mit regellos miteinander verzahnten Plagioklas-Kristallen	39
8.8	LS-9: Xenomorpher Plagioklas mit vollkommener β pongeTextur	42
8.9	CCH-12; Orthopyroxen-Einsprengling mit drei Zonen: residualer Kern, Anwachssaum und randliche Reaktion mit der Schmelze	43
8.10	EC-13; Übersichtsaufnahme (unter gekreuzten Polarisatoren); porphyrische Textur	44
8.11	SOM-14; Quarz-Xenokristall mit Corona aus nadelförmigem Klinopyroxen	45
8.12	SOM-16; Polykristalliner Klinopyroxen (unter gekreuzten Polarisatoren)	46
8.13	SOM-19; Glomerophyrische Verwachsung von Klinopyroxen Kristallen	47
8.14	SOM-22; faseriger, grüner Serpentin als Umwandlungsprodukt von Olivin im Kornzwischenraum von Plagioklas (unter gekreuzten Polarisatoren)	49
8.15	SOM-27; Olivin-Porphyrklast, welcher durch Reaktion mit der Schmelze korrodiert wurde	51

Abbildungsverzeichnis

8.16	SOM-29; Sekundäre Ausfüllung des Porenraums durch strahligen Zeolith (unter gekreuzten Polarisatoren)	53
8.17	SOM-29 Fortgeschrittene Korrosion eines Olivin-Porphyrklasten durch die Restschmelze	53
8.18	SOM-32: Iddingsitisierter Olivin ist kumulophyrisch mit Magnetit verwachsen	55
8.19	SOM-W-33: Olivin, teilweise serpentinisiert	56
8.20	SOM-W-36 Klinopyroxen-Rotationsklast ist mit Magnetit verwachsen und wird von einer trachytischen Textur aus Kalifeldspat umgeben	57
8.21	SOM-W-39; Großer Plagioklas-Xenokristall mit deutlicher Zwillingslamellierung und randlicher sponge-Textur. Links daneben: stark iddingsitisierter Olivin (unter gekreuzten Polarisatoren).	59
9.1	Randlich und an Spalten chloritisierte Olivine mit Spinell-Einschlüssen	64
9.2	Analyseergebnisse von Cpx und Opx im Enstatit - Ferrosilit - Wollastonit - System	67
9.3	Xenomorpher Klinopyroxen umwächst Olivin, Plagioklas und Magnetit	67
9.4	Intergranulares Gesteinsglas zwischen Plagioklas, Ilmenit, Olivin und Klinopyroxen	75
9.5	Magnetit-Ilmenit-Entmischungslamellen	78
9.6	Bildanalyse: Elementverteilung von Fe, Mg, Ca, Ni und P in einem Olivin-Phänokristall (aus EC-13)	82
9.7	Bildanalyse: Elementverteilung von Ti, Al, Fe, Mg, Ca in einem Klinopyroxen (aus SOM-19)	83
9.8	Bildanalyse: Elementverteilung von Al, Ca, Na und K in einem Plagioklas (aus SOM-19)	84
9.9	Bildanalyse: Elementverteilung von Al, Ca, Na und K in einem Plagioklas (aus SOM-19)	85
10.1	Darstellung der analysierten Gesteinsproben im TAS (Total Alkali vs. Silica)-Diagramm; Nomenklatur nach LeBas et al. 1986	93
10.2	Harker-Variationsdiagramme für sämtliche analysierten Proben	94
10.3	Kompatible Spurenelemente	95
10.4	Spurenelementverteilung der Hawaiite und Basalte, normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels (Daten für Mantelzusammensetzung aus Sun and McDonough 1989)	97

10.5	Spurenelementverteilung der basaltischen Andesite und Andesite, normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels (Daten für Mantelzusammensetzung aus Sun and McDonough 1989	98
10.6	Spurenelementverteilung der SiO_2 -untersättigten Proben PRA-1 und EC-13, sowie der trachytischen Probe SOM-W-36, normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels (Daten für Mantelzusammensetzung aus Sun and McDonough 1989	99
10.7	Konzentration der Seltenerdelemente (REE), normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels, nach McDonough and Sun 1995	101
10.8	Konzentration der Seltenerdelemente (REE), normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels, nach McDonough and Sun 1995	102
11.1	Einteilung der vulkanischen Aktivität, welche zur Bildung des Somuncura Plateaus führte, in drei Stadien; nach (Kay et al., 2007)	105
11.2	Klinopyroxen-Fraktionierung wird angezeigt durch sinkende CaO/Al_2O_3 - und Sc/Y -Verhältnisse mit sinkendem MgO; gelb: Gruppe a (Hawaiiite), rot: Gruppe b (Basalte), grün: Gruppe c (basaltische Andesite), blau: Gruppe d (Andesite)	106
11.3	Klinopyroxen-Fraktionierung, nach (Rollinson, 1993)	107
11.4	ÖSMAPlot nach (Arai, 1994)	109

Tabellenverzeichnis

9.1	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Olivin	62
9.2	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Olivin	63
9.3	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Klinopyroxen	65
9.4	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Klinopyroxen	66
9.5	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Orthopyroxen	69
9.6	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Plagioklas	70
9.7	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Plagioklas	71
9.8	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Nephelin	72
9.9	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Kalifeldspat	73
9.10	Zusammensetzung intergranularer Gesteinsgläser	74
9.11	Zusammensetzung intergranularer Gesteinsgläser	74
9.12	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Spinell	76
9.13	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Magnetit	77
9.14	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Ilmenit	78
9.15	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Apatit	80
10.1	Ergebnisse der Gesamtgesteinsanalyse mit RFA und ICP-MS (LOI = Loss of Ignition; Spurenelementverhältnisse wurden normiert auf die Zusam- mensetzung des primitiven Erdmantels nach McDonough and Sun 1995 . .	88
10.2	Fortsetzung	89
10.3	Fortsetzung	90
10.4	Fortsetzung	91

2 Abstract

The Meseta de Somuncura in northern Patagonia, with a dimension of approximately 25 000 km^2 , forms southern Argentina's largest basaltic plateau. It is situated between 40° and 43° S between the provinces Rio Negro and Chubut, and comprises large volumes of tholeiitic to alkaline lava flows. We took rock samples alongside a N-S and a E-W section in the north-western part of the plateau.

Among the rock samples are Hawaiites, basaltic Andesites, Andesites, as well as a silica-undersaturated Foidite and Tephrite and a silica-rich Trachyte. The mineralogical composition is commonly Plagioclase, Clinopyroxene and Olivine. Orthopyroxene occurs only in the eastern basaltic-Andesite samples. Alkali-Feldspar occurs only in EC-13 and SOM-W-36. Main accessory phases are Ilmenite, Magnetite, Apatite and Spinell as inclusions in Olivine. Dominant microstructures are equigranular-intersertal, porphyric and sub-ophitic. Analysed Olivines are mainly Forsterites with $For=57-83$. Chemical zoning with respect to MgO, MnO, FeO, CaO and Ni is common. Major element compositions generally show OIB-like signatures. Among their features are low MgO (3.7-8.0 wt%) and relatively high Al_2O_3 (14.6-17.5 wt%) and Sr (400-1300 ppm). FeO/MgO ratios are high in western samples (2.0-3.3) and relatively low in eastern samples (1.2-1.7). Samples from the western area show hawaiitic compositions with 45-50 wt% SiO_2 whereas samples from the eastern area comprise a magmatic suite of Basalts, basaltic Andesites to Andesites with 48-60 wt% SiO_2 . Increasing SiO_2 and $Na_2O + K_2O$ together with decreasing MgO, FeO and CaO indicate fractional crystallisation of Clinopyroxene. REE patterns are relatively steep ($La_n/Yb_n = 3.6-31$), whereas LREE (light rare earth elements) slopes are slightly steeper ($La_n/Nd_n = 1.4-2.2$) than HREE (heavy rare earth elements) slopes ($Ho_n/Lu_n = 0.9-2.1$). Primitive mantle normalized trace element patterns show enrichment of LILE (large ion lithophile elements) as Ba and Sr, whereas HFSE (high field strength elements), as Th, U and Zr show negative anomalies. This could either suggest involvement of a lithospheric component or metasomatism due to carbonatitic melts respectively. Additional evidence will be necessary to prove either one of these theories. Geochemical characteristics of the analyzed rocks indicate the presence of a mantle-Plume underneath the Patagonian Continental Lithosphere. Interaction of this Plume with subduction-related lithospheric component is probable beneath a depth of 90 km.

3 Kurzzusammenfassung

Das Somuncura-Hochplateau in Nordpatagonien, mit einer Ausdehnung von rund 25 000 km^2 bildet das größte Basalt-Plateau Süd-Argentiniens. Es befindet sich zwischen 40° und 43° Südlicher Breite zwischen den Provinzen Río Negro und Chubut, und besteht aus großen Volumina tholeiitischer bis alkaliner Lava-Ströme. Gesteinsproben wurden entlang eines N-S- und eines E-W-verlaufenden Profils im nordwestlichen Teil des Plateaus genommen.

Analysierte Gesteinstypen sind Hawaiite, Basalte, basaltische Andesite und Andesite, sowie je ein SiO_2 -untersättigter Foidit und Tephrit, sowie ein SiO_2 -reicher Trachyt. Die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine ist hauptsächlich Plagioklas, Klinopyroxen und Olivin. Kalifeldspat und Orthopyroxen sind nur in wenigen Proben anwesend. Akzessorische Phasen sind Ilmenit und Magnetit, Apatit, sowie Spinell als Einschlüsse in Olivinkristallen. Die vorherrschenden Texturen sind equigranular, porphyrisch und sub-ophitisch. Messungen an Olivinkristallen ergaben Forsteritgehalte von 57 bis 83. Chemische Zonierung im Hinblick auf die Elemente Mg, Mn, Fe, Ca und Ni ist die Regel.

Hauptelement-Zusammensetzungen zeigen im Allgemeinen OIB-ähnliche Signaturen, mit niedrigen Gehalten an MgO (3.7-8.0 Gew%), relativ hohen Gehalten an Al_2O_3 (14.6-17.5) und Sr (400-1300 ppm). Das FeO/MgO-Verhältnis bewegt sich in den westlichen Proben zwischen 2.0 und 3.3 und ist etwas höher als in den östlichen Proben (1.2-1.7). Die westlichen Proben zeigen hawaiitische Zusammensetzungen mit 40-45 Gew% SiO_2 , während die östlichen Proben eine magmatische suite von Basalten, Basaltischen Andesiten und Andesiten, mit 48-60 Gew% SiO_2 darstellen. Steigende Gehalte von SiO_2 und Al_2O_3 , zusammen mit abnehmenden Gehalten von MgO, FeO und CaO deuten auf eine fraktionierte Kristallisation von Klinopyroxen hin. Seltenerdelement-Muster sind relativ steil ($La_n/Yb_n = 3.6-31$), wobei die Verhältnisse der Leichten Seltenerdelemente (LREE) etwas steiler sind als jene der Schweren Seltenerdelemente (HREE). Die große Bandbreite der LREE-Konzentrationen und ihre deutlich höhere Anreicherung gegenüber den HREE deutet auf unterschiedliche, wenn auch generell niedrige Grade partieller Aufschmelzung der OIB-ähnlichen Mantelquelle hin. Multielement-Diagramme, normiert auf den primitiven Erdmantel, zeigen starke Anreicherungen der LIL (*large ion lithophile*)-Elemente Ba und Sr, während die HFS (*high field strength*)-Elemente Th, U und Zr negative Anomalien zeigen. Diese Charakteristika weisen auf die Anwesenheit volatiler Phasen hin, die vermutlich aus einer Komponente subduzierter ozeanischer Lithosphäre stammen. Weitere Belege sind notwendig, um diese Theorie zu beweisen. Die geochemischen Signaturen der analysierten Gesteine weisen auf die Anwesenheit eines Mantelplumes unterhalb der Patagonischen Lithosphäre hin. Die Interaktion des Plumes mit einer lithosphärischen Komponente, welche

3 Kurzzusammenfassung

aus der Subduktion am Westrand des Kontinentes stammt, ist unterhalb von 90 km Tiefe anzunehmen.

4 Einleitung

Basalt ist das am Häufigsten auftretende Gestein der Erdkruste. Es entsteht durch das Aufschmelzen von ultramafischem Mantelperidotit. Der physikalische Zustand des Mantels ist in erster Linie fest. Geotektonische Vorgänge in der Lithosphäre führen jedoch zu Prozessen, wie z.B. Erhöhung des geothermischen Gradienten, Zufuhr von Volatilen Komponenten, oder adiabatischer Druckentlastung, die im oberen Erdmantel zur Unterschreitung des Solidus und damit einhergehend zu partieller Schmelzbildung führen können. Durch die geringere Dichte des geschmolzenen Gesteins relativ zu seinem Edukt kommt es zum Aufstieg der Schmelze und, bei entsprechender Wegsamkeit, zum Erreichen der Erdoberfläche.

Die chemische Zusammensetzung des eruptierten Gesteins hängt von einer Reihe von Faktoren ab. Einer davon ist die Chemie, respektive Mineralogie des Ausgangsgesteins, d.h. handelt es sich dabei um ein der primitiven Mantelzusammensetzung ähnliches, fertiles oder um ein durch magmatische Prozesse bereits verarmtes Gestein. Ein typischer Mantelperidotit (Lherzolit) setzt sich hauptsächlich aus den Mg-Fe-reichen Mineralen Olivin, Orthopyroxen und Klinopyroxen zusammen. Hinzu kommt eine Al-reiche Phase, die in Abhängigkeit von Druck und Temperatur, von Granat, Spinell, oder Plagioklas dargestellt wird. Die Zusammensetzung wird durch Schmelzprozesse, z.B. an Mittelozeanischen Rücken oder Subduktionszonen verändert, d.h. der Lherzolit verarmt an SiO_2 , welches ihm durch die Schmelze entzogen wird, und seine mineralogische Zusammensetzung verschiebt sich hin zu höheren Olivingehalten. Dieser Prozess ist wiederum abhängig vom partiellen Aufschmelzungsgrad. So erzeugt 20-25% partielles Schmelzen eines Lherzolitens einen Tholeiitischen Basalt, und als Residuum einen nahezu Al_2O_3 -freien Dunit. 15-20% partielles Schmelzen hinterlassen einen Al_2O_3 -armen Harzburgit als Residuum (Winter, 2001). Selten entspricht die Zusammensetzung eines eruptierten Magmas jedoch seiner primären Zusammensetzung. Vorgänge, wie magmatische Differentiation, d.h. fraktionierte Kristallisation, der Eintrag volatiler Phasen, wie H_2O und CO_2 , Kontamination des Magmas durch das Umgebungsgestein, und das Mischen verschiedener Schmelzen können den Chemismus und die Mineralogie einer basaltischen Schmelze im Zeitraum zwischen seiner Bildung und seiner Eruption bedeutend verändern. Die Entstehung basaltischer Schmelzen ist, wie bereits erwähnt, mit unterschiedlichen geotektonischen Positionen assoziiert (siehe Abb. 4.1). An konstruktiven Plattengrenzen entstehen im Falle von Mittelozeanischen Rücken in erster Linie Olivin Tholeiite, sogenannte MORBs ("Mid Ocean Ridge Basalts"). Der zweite Fall sind intrakontinentale Riftsysteme, mit denen meist alkaliner Magmatismus assoziiert wird, wo jedoch, wie z.B. am Ostafrikanischen Riftsystem, auch tholeiitische Trends vorzufinden sind. Subduktionsgebundener Magmatismus führt im ozeanischen Bereich zur Ausbildung von "Island Arcs" mit kalk-alkalinen und tholeiitischen Serien, und im kontinentalen Bereich zur Entstehung von "Continental Arcs", mit denen vorwiegend kalk-alkaline Trends in

4 Einleitung

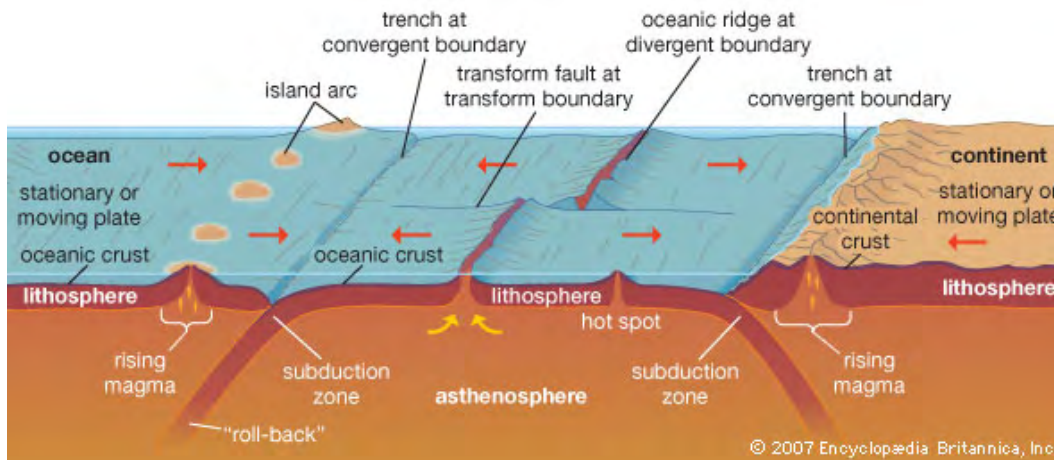


Abb. 4.1: Blockdiagramm zur Darstellung plattentektonischer Großeinheiten und damit verbundener Magmenproduktion; aus Encyclopedia Britannica (2007)

Zusammenhang gebracht werden. Intraplattenvulkanismus ist nicht an tektonische Plattengrenzen gebunden. Ein Beispiel hierfür sind die Inselketten von Hawaii, deren Entstehung [Wilson 1963](#) durch statische thermale Anomalien, sogenannte Hot-Spots, d.h. aufsteigende Manteldiapire, deren Ursprung im tiefen Mantel liegt, und die unter den sich bewegenden Lithosphärenplatten verankert sind, erklärt. Die daraus resultierenden OIBs (Ozeanische Insel Basalte) können sowohl eine tholeiitische als auch, wenngleich untergeordnet, eine alkaline Serie darstellen ([Winter, 2001](#)). Kontinentale Flutbasalte (CFBs), wie z.B. die Dekkan Trapp Basalte in Indien, sind ein Beispiel für Intraplattenvulkanismus im kontinentalen Bereich. In ihrer Mineralogie und Hauptelement-Zusammensetzung gleichen die CFB eher den MORBs, ihre Spurenelement-Charakteristika ähneln jedoch mehr jenen von fertilen MORBs und Ozeanischen-Insel-Tholeiiten ([Wilson, 1989](#)).

Zur Erklärung des geodynamischen Auslösers für die Entstehung der känozoischen Plateaulaven in Patagonien werden hauptsächlich zwei Hypothesen herangezogen, die beiderseits eine Verbindung zwischen der Subduktion der Nazcaplatte und der Antarktischen Platte unter die Südamerikanische Platte und der Generierung von Intraplatten-Magmatismus herstellen ([D’Orazio et al., 2001](#)): gemäß [Stern et al. 1990](#) bildete sich Letzteres durch relativ geringe Grade partieller Aufschmelzung einer heterogenen tiefen kontinentalen Lithosphäre und/oder Asthenosphäre im Zusammenhang mit mechanischer und thermaler Perturbation des Mantels aufgrund der Subduktion am Westrand des Kontinents. Andere Autoren sehen eine direkte Verbindung zwischen Magmenproduktion und der Öffnung eines slab-windows unter dieser Region Südamerikas, ausgehend von der ridge-trench Kollision und Subduktion an der pazifischen Plattengrenze ([Ramos and Kay, 1992](#)), ([Gorring et al., 1997](#)). In diesem *slab-window*-Modell werden die generierten Schmelzen durch eine Aufwölbung

der Asthenosphäre durch das Fenster in der abtauchenden Nazcaplatte und eine Interaktion mit subduktionsbeeinflusster Asthenosphäre und kontinentaler Lithosphäre erklärt. [Munoz et al. 2000](#) bringen die Extrusion von lava flows von 29 - 19 Ma mit einer Ausdünnung der Lithosphäre in Verbindung. Durch eine Veränderung der Subduktionsgeometrie kommt es zur Bildung eines *slab windows*, was den Aufstieg von Asthenosphäre Material durch dieses Fenster ermöglicht.

5 Geographische Beschreibung

Die Lokalität der Gesteinsproben, welche die Grundlage dieser Arbeit bilden, wird als "Meseta de Somuncura" (zu deutsch: Hochplateau von Somuncura) bezeichnet. Sie befindet sich im nördlichen Patagonien in den beiden Provinzen Río Negro und Chubut (siehe Abb. 5.1). Das Plateau erstreckt sich von $68^{\circ}35'06''$ bis $65^{\circ}53'16''$ Westliche Länge und von $40^{\circ}38'07''$ bis $42^{\circ}41'40''$ Südliche Breite, und bedeckt eine Fläche von nahezu $30\,000\text{ km}^2$. Es ist Teil der Oligo-Miozänen Somuncura Large Igneous Province, welche mit annähernd $55\,000\text{ km}^2$ die größte mafische back-arc Provinz Patagoniens darstellt (Kay et al., 2007). Das Probengebiet beschränkt sich auf einen geringen Ausschnitt im Nordwesten des Plateaus und ist in einen Nord-Süd verlaufenden östlichen Teil und einen West-Nord-West - Ost-Süd-Ost verlaufenden westlichen Teil gegliedert (siehe Abb. 5.2).



Abb. 5.1: Patagonien und seine kratonischen Großeinheiten; rot eingekreist das Untersuchungsgebiet; verändert nach Ramos 2008

5 Geographische Beschreibung

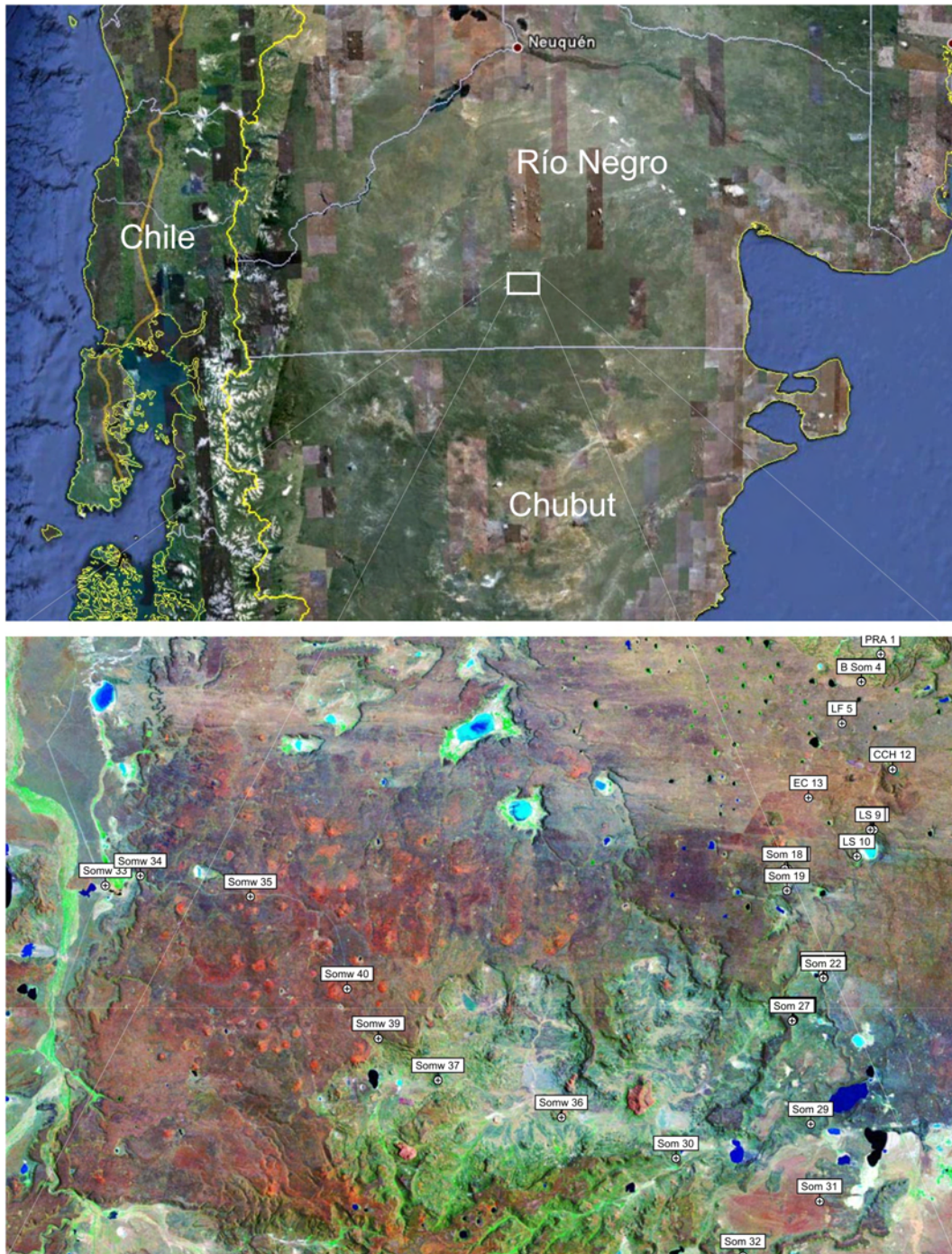


Abb. 5.2: Geographische Lage des Untersuchungsgebietes und Probenbezeichnungen (aus GoogleEarth und OziExplorer)

6 Geologie Patagoniens

6.1 Die Entstehung Patagoniens

Die Entstehungsgeschichte Patagoniens war bereits im 19. Jahrhundert Gegenstand intensiver wissenschaftlicher Untersuchung. Bereits [Moreno 1882](#) bemerkte die Abweichung sowohl der patagonischen Flora und Landschaft als auch seiner Geologie vom restlichen südamerikanischen Kontinent ([Ramos, 2008](#)). Basierend auf diesen Beobachtungen, entstand im frühen 20. Jahrhundert die Hypothese, dass Patagonien ein ursprünglich exotisches terrain war, das während des Paläozoikums an Gondwana angeschweißt wurde. Im Laufe des wissenschaftlichen Diskurses um Patagonien bildeten sich zwei Lager, deren eines die Theorie über Patagoniens "exotischen" Charakter vertrat ([Ramos, 1984](#)), während das andere Patagonien als autochthone Einheit Südamerikas betrachtete ([Forsythe, 1982](#)).

Die heutige Begrenzung Patagoniens wird im Norden durch den Río Colorado gebildet, im Osten bildet der Atlantik, und im Westen die südlichen Anden eine natürliche Grenze. Die Exposition des Patagonischen basements ist heute im Wesentlichen an zwei kratonische Bereiche östlich der Anden gebunden ([Leanza, 1958](#)) und ([Harrington, 1962](#)): Der nördliche Block, bekannt als "Somún Cura Massiv" (oder Nordpatagonisches Massiv) wird im Norden durch das Neuquén und das Colorado Becken, im Süden durch das Canadon Asfalto Becken begrenzt. Der zweite kratonische Bereich, das Deseado Massiv, ist südlich des San Jorge Beckens aufgeschlossen, und wird im Süden durch das Austral (oder Magallanes) Becken begrenzt (siehe Abb. 6.1). Patagonien setzt sich also grob aus zwei großen basement Massiven, die durch mesozoische Becken begrenzt werden, zusammen ([Ramos, 2008](#)).

Heute stehen sich bezüglich dieser beiden kratonischen Bereiche zwei Theorien gegenüber: Während [Ramos 2008](#) Patagonien als allochthones Terrain sieht, das im Karbon mit dem Superkontinent Gondwana kollidiert ist, vertritt [Pankhurst et al. 2006](#), gestützt auf eine Serie von U-Pb Datierungen an Zirkonen, die Theorie, dass das Nordpatagonische Massiv bereits im Ordovizium Teil Gondwanas war, während das Deseado Massiv im Zuge einer nord-ostwärts gerichteten Ozeanboden-Subduktion erst im Karbon an Gondwana angedockt wurde. Die Kritik an Ramos' Theorie begründet sich in erster Linie auf dem Fehlen von Hinweisen auf subduktionsgebundenen Magmatismus und verbundener Metamorphose im Bereich des Nordpatagonischen Massivs zur Zeit des Karbons.

6.2 Vulkanismus

Patagoniens Erdgeschichte ist geprägt von intensiven vulkanischen Ereignissen. Diese sind einerseits gebunden an die Kordillere der Anden, die den westlichen Rand Südamerikas bil-

6 Geologie Patagoniens

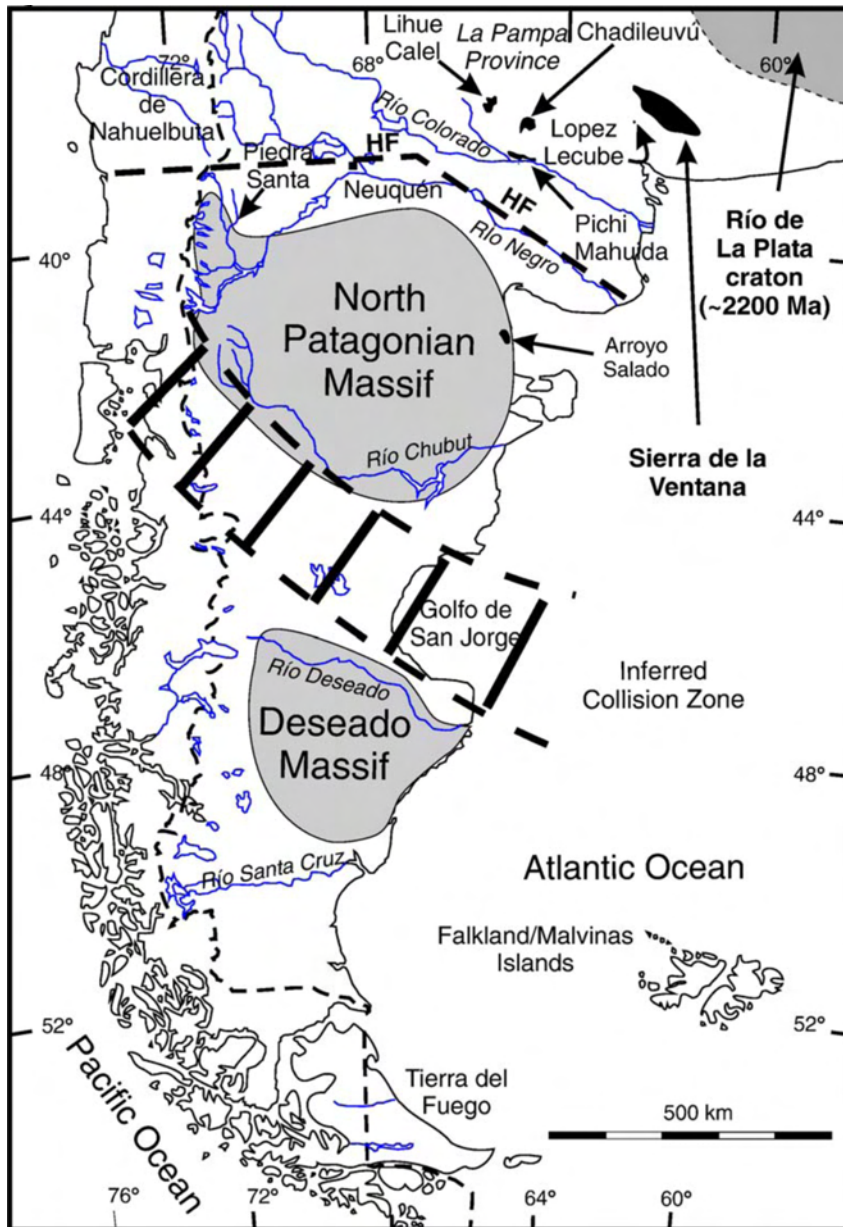


Abb. 6.1: Patagoniens kratonische Großeinheiten und die vermutete Kollisionszone; aus Pankhurst et al. 2006

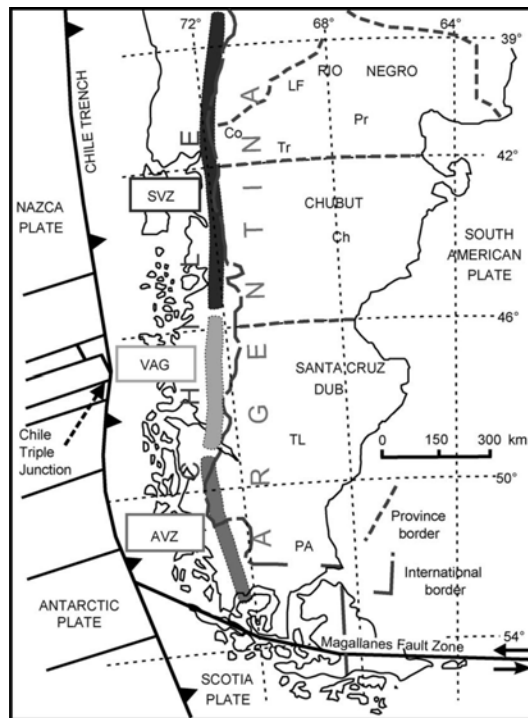


Abb. 6.2: Southern Volcanic Zone und Austral Volcanic Zone, getrennt durch eine vulkanische "Lücke"; aus Bjerg et al. 2005

den und deren Entstehung in der Subduktion der Nazca Platte und der Antarktischen Platte unter die Südamerikanische Platte, beginnend im späten Jura, gründet. Innerhalb Patagoniens wird die Kordillere in zwei Großeinheiten unterteilt. Die "Southern Volcanic Zone" (SVZ) erstreckt sich von 39°S bis 46°S . Südlich davon folgt eine Unterbrechung der vulkanischen Aktivität, deren Grund Ramos 1999 in der "Chile Triple Junction" sieht. Diese vulkanische "Lücke" trennt die SVZ von der "Austral Volcanic Zone", die sich von 49°S bis 53°S erstreckt (Stern and Kilian, 1996), (siehe Abb. 6.2).

Ebenso intensiv und weitverbreitet ist der patagonische Vulkanismus im back-arc Bereich der Kordillere. Die vulkanische Aktivität, die diese Plateau-Laven generierte, begann in der späten Kreide respektive im frühen Känozoikum und setzt sich episodisch bis ins Holozän fort (Stern et al., 1990). Über den vorwiegend subalkalin - tholeiitischen, voluminösen Plateaulaven liegen Pliozäne bis Quartäre Vulkanite, bestehend hauptsächlich aus Alkali-Basalt (Stern et al., 1990). Skewes and Stern 1979 bringen die Pliozänen und Quartären patagonischen Alkali-Basalte mit einer mechanischen und/oder thermischen Perturbation des subkontinentalen Mantels, begründet durch die Subduktion ozeanischer Lithosphäre, in Verbindung. Aus der großen Ähnlichkeit in der Hauptelementzusammensetzung dieser

6 Geologie Patagoniens

Magmatite mit ozeanischen Inselbasalten (OIBs) folgerten [Skewes and Stern 1979](#) und [Baker et al. 1981](#), dass sie keine Komponenten aus der subduzierten ozeanischen Lithosphäre enthalten. [Stern et al. 1983](#) und [Munoz and Stern 1988, 1989](#) konnten jedoch zeigen, dass die isotopische Zusammensetzung einiger patagonischer Alkali-Basalte im Westen beinahe ident zu Al-reichen Basalten aus orogenen Stratovulkanen aus der selben Breite sind. Sie folgerten aus dieser Variation in der Zusammensetzung der Basalte, dass die westlichen Vorkommen eine Komponente subduzierter ozeanischer Lithosphäre aufweisen, während diese in den weiter östlich gelegenen Basalten abwesend ist. Auf Basis dieser Erkenntnisse teilten [Stern et al. 1990](#) die Pliozänen und Quartären Alkali-Basalte in zwei Gruppen ein: (1) "kratonische" Basalte, östlich der Zonen des Känozoischen orogenen Arc-Vulkanismus, mit einer OIB-ähnlichen geochemischen Signatur, und (2) "transitionale" Basalte, die innerhalb der Zonen mit Känozoischem Arc-Vulkanismus liegen und eine geochemische Signatur intermediär zwischen den "kratonischen" und den orogenen Basalten aus den Anden aufweisen. Die Verbreitung der orogenen und "kratonischen" Basalte und ihre Abgrenzung ist in [Abb. 6.3](#) illustriert.

Ziel dieser Arbeit ist es nun, auf Basis dieser Erkenntnisse und mithilfe neuer geochemischer Daten einen weiteren Stein in das puzzle um die Entstehung und Herkunft der ausgedehnten Oligozänen bis Miozänen Plateau-Basalte der Meseta de Somuncura einzufügen.

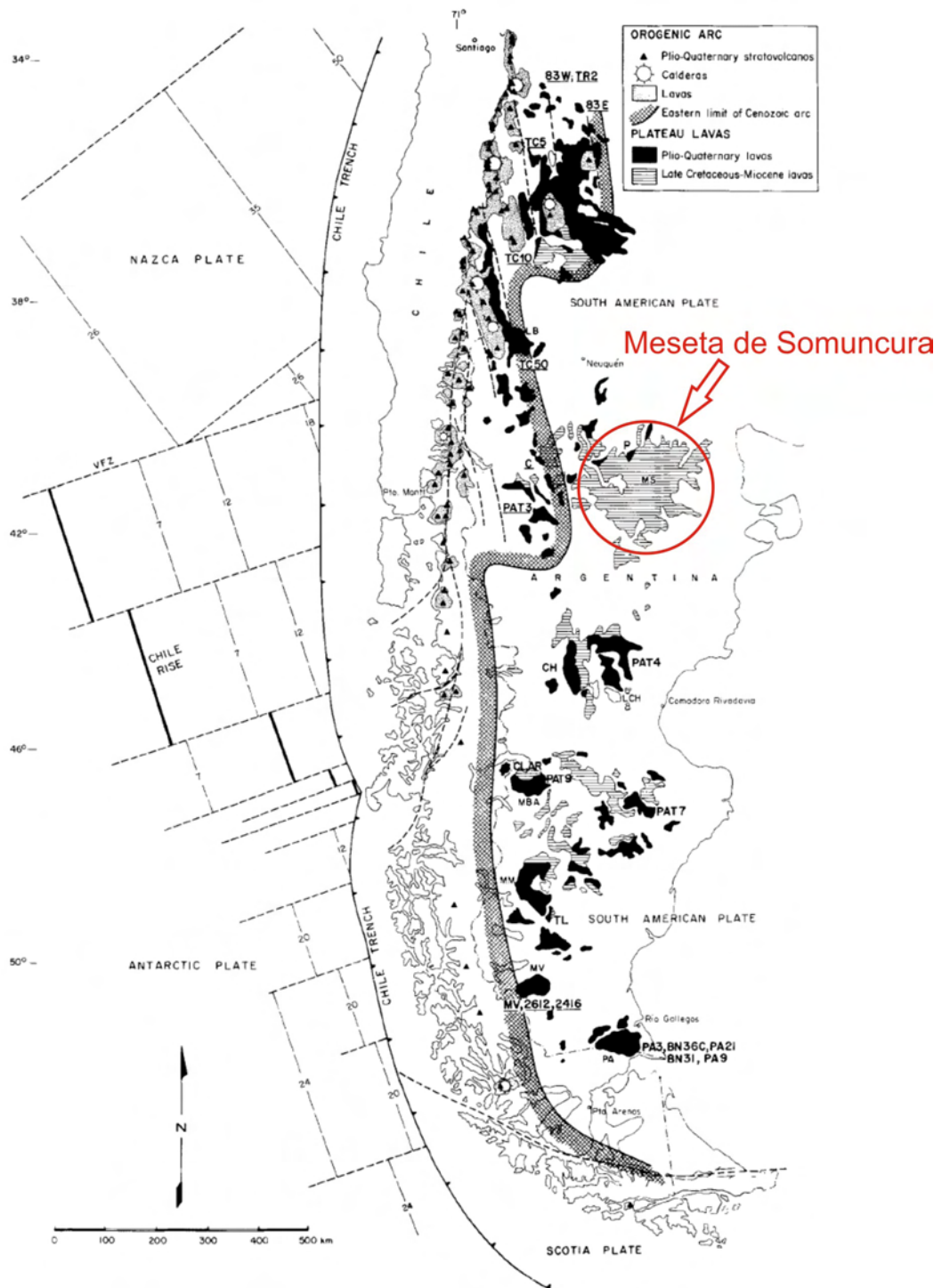


Abb. 6.3: Verbreitung patagonischer Plateau-Laven; verändert nach Stern et al. 1990

7 Analytische Methoden

7.1 Optische Durchlichtmikroskopie

Von den ausgewählten Proben sind insgesamt 39 Dünnschliffe hergestellt worden. Als erste analytische Annäherung wurden diese unter dem Polarisationsmikroskop untersucht, um Mineralparagenese, texturale Merkmale, Eigenschaften und Zustand der jeweiligen Phasen und allgemeine Merkmale der Gesteine zu erfassen. Die genaue Beschreibung der Ergebnisse aus der Durchlichtmikroskopie sind im Kapitel 8 beschrieben.

7.2 Röntgen Fluoreszenz Spectroskopie (RFA)

Diese sehr häufig angewendete Analysemethode basiert auf dem Prinzip, eine Probe gemahlener Materials, wie Gesteine, durch Röntgenstrahlung anzuregen. Dabei werden Elektronen, die sich in den inneren Atomshalen befinden, herausgeschlagen, sodass Elektronen eines höheren Energieniveaus auf ein Niedrigeres fallen. Dabei wird die Energiedifferenz in Form von Röntgenstrahlung emittiert. Diese Strahlung ist für jedes Element charakteristisch. Die Röntgenstrahlung wird in ein regelmäßiges Kristallgitter gebeugt. Dabei muss die Bragg'sche Gleichung erfüllt sein. Die Strahlung wird in einem Zählrohr aufgefangen, in ein elektrisches Signal konvertiert, und liefert, entsprechend seiner Intensität und spektralen Verteilung, qualitativ und quantitativ die Zusammensetzung der gemessenen Probe. Hauptelemente mit einem Anteil von $>0,1$ Gew%, wie Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K und P in ihrer Oxidform, sowie Spurenelemente mit einem Anteil von <1000 ppm, wie As, Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Hf, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, V, W, Y, Zn und Zr konnten mit dieser Methode bestimmt werden. Die Analysen wurden an der Universität Wien auf einem Philips 2400 Spectrometer durchgeführt. Die Probenvorbereitung wird wie folgt beschrieben.

7.2.1 Probenvorbereitung

Zuerst wurden die Gesteinsproben in Würfel mit einer Seitenlänge von 5 - 6 cm geschnitten. Dabei wurden sichtbare Oxidationsränder entfernt, um einen möglichst unverwitterten Zustand der Proben zur weiteren Verarbeitung zu gewährleisten. Dies geschah an der Universität von Bahia Blanca, Argentinien. Sichtbare Porenfüllungen wurden entfernt und das Gesteinsmaterial wurde anschließend in einem Backenbrecher in drei Durchgängen zerkleinert und in einer Achat-Schwingmühle in durchschnittlich 10 Minuten zu Gesteinspulver gemahlen.

7.2.2 Presspillen Präparation

Für die Analyse der Spurenelemente wurden die Proben zu Presspillen verarbeitet. Hierzu wurden ca. 10 g des Gesteinspulvers mit 0,5 g einer Polyvinyl Alkohol Lösung (2% MERCK - Polyvinyl alcohol), welches als Bindemittel agiert, vermengt. Das Gemisch wurde in einem Becherglas für 10 Minuten homogenisiert. Das Material konnte anschließend in einer hydraulischen Presse unter einem Druck von ca. $16t/cm^2$ zu einer harten Pille mit ca. 4 cm Durchmesser verdichtet werden. Abschließend wurden die Presspillen in einem Trockenschrank bei $70^\circ C$ übernacht getrocknet.

7.2.3 Glühverlust (Loss of Ignition LOI)

Ungefähr 5 g des Gesteinspulvers wurden in einem Porzellantiegel eingewogen und danach im Trockenschrank bei $110^\circ C$ für mindestens 10 h getrocknet. Danach wurden die Tiegel erneut gewogen. Der Gewichtsunterschied entspricht hierbei dem Wassergehalt der Probe. Anschließend wurde das Material in einem Brennofen bei $950^\circ C$ für drei Stunden geglüht. Bei diesem Prozess wird sämtliches dreiwertiges Fe zu zweiwertigem Fe oxidiert. Nach der Glühung wurden die Tiegel mit den Proben in den Exsikkator gestellt und auf Raumtemperatur abgekühlt. Die Tiegel wurden ein weiteres Mal gewogen und der Glühverlust konnte nach folgender Formel errechnet werden:

$$LOI = A * 100 / B \quad (7.1)$$

A ... Glühverlust nach der Glühung

B ... Gewicht der getrockneten Probe

Negative Werte können durch die Oxidation von zweiwertigem zu dreiwertigem Fe während der Glühung erklärt werden. Dies ist mit einer Gewichtszunahme verbunden.

7.2.4 Schmelzpillen Präparation

Für die Analyse der Hauptelemente wurden annähernd 1,2 g des geglühten Probenmaterials in einer Porzellanschale eingewogen und mit der exakt fünffachen Menge Lithium Tetra Borat ($Li_2Bo_4O_7$ "MERCK Spectromelt a100") versetzt. Die Mischung wurde homogenisiert und in einen Platin Tiegel geschüttet. Dem Material wurden drei Tropfen $LiBr_2$ zugefügt, welches als "non wetting agent" dient. Die Schmelzpille wurde anschließend mittels Philips Perl X3 unter Verwendung des dem Gesteinstyp entsprechenden Temperaturprogramm hergestellt.

7.3 Induktiv gekoppeltes Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS)

Die Analyse der Spurenelemente Cs, Hf, Th, U und Y, und besonders der Seltenerdelemente (REE) La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb und Lu wurde auf einem Perkin Elmer ELAN 6100 DRC ICP-MS am Department für Lithosphärenforschung der Universität Wien durchgeführt.

7.3.1 Probenvorbereitung

Für die Analyse der Spurenelemente und Seltenerdelemente (REE) mittels ICP-MS, wurden näherungsweise 100 mg einer jeden Probe durch einen Säureaufschluss, bestehend aus 2 ml HNO_3 und 2 ml HF, in Teflon Tiegeln aufgelöst. Die Prozedur bestand aus dreimaligem Erhitzen und Eindampfen der Proben auf einer Heizplatte bei $180^\circ C$ für jeweils 48 h bei mittlerer Verdunstungsstufe. Nach der letzten Verdunstung wurden die Rückstände des Probenmaterials in 10 ml 2N HNO_3 aufgelöst und mit hochreinem Wasser auf 100 ml verdünnt, um einen endgültigen Verdünnungsfaktor von 1:1000 zu erreichen. Als interner Standard wurde der Lösung eine Rh-In-Bi Mischung beigefügt, um eine Drift-Kontrolle über das gesamte Elementspektrum zu gewährleisten. Zur Kalibrierung wurde eine Reihe von unterschiedlich verdünnten Lösungen (1:2, 1:5, 1:20, 1:50) der basaltischen Referenzprobe BCR-2 ("Columbia River Basalt") analysiert, welche derselben beschriebenen Prozedur unterzogen worden waren.

7.4 Elektronenstrahl Mikrosonde (EMS)

Für die genaue Bestimmung der Haupt- und Nebenelementzusammensetzung einzelner Minerale in ausgewählten Proben, wurde eine Analyse mit einer CAMECA SX100 Elektronenstrahl Mikrosonde am Department für Lithosphärenforschung der Universität Wien durchgeführt. Um für eine solche Analyse geeignet zu sein, wurden die Dünnschliffe mit Diamantpaste poliert. Vor der Messung wurden die Schliffe mit Kohlenstoff bedampft, um eine elektrostatische Aufladung durch den Elektronenstrahl zu verhindern. Während der Analyse stand die Mikrosonde unter einer Beschleunigungsspannung von 15 kV. Der Strahlstrom betrug dabei 20 nA. Die Messdauer aller Elemente außer Natrium betrug 20 s in der Peakposition, sowie 10 s für das Hintergrundsignal vor und nach der Peakposition. Für Natrium betrug die Messdauer 10 s in der Peakposition und 5 s für das Hintergrundsignal. Um etwaige Zonierungen festzustellen, wurden an den meisten Mineralen Punktmessungen sowohl im Kern als auch im Randbereich durchgeführt. Das verwendete Programm wurde an die zu

7 Analytische Methoden

analysierenden Minerale angepasst. So musste für die Analyse von Feldspäten und Gläsern der Strahl auf $5\ \mu\text{m}$ defokussiert werden, um zu verhindern, dass das empfindliche Material durch zu hohe Intensität des fokussierten Strahls zerstört wird. Außerdem migriert Natrium durch die Wechselwirkung mit fokussierten Elektronen, was das Ergebnis verfälschen würde. Zusätzlich zu den Punktmessungen wurde an insgesamt fünf ausgewählten Phänokristallen eine Bildanalyse durchgeführt. Dies sollte die Verteilung ausgewählter Elemente innerhalb eines zonierten Minerals veranschaulichen.

8 Petrographie

8.1 Makroskopische Beschreibung

Das wichtigste Kriterium bei der Probennahme war, möglichst frisches, nicht alteriertes Gestein aus den aufgeschlossenen *Lava-flows* zu entnehmen. Die makroskopische Beschreibung der Gesteine erfolgte in situ mit freiem Auge und mithilfe einer zehnfach vergrößerten Gesteinslupe. Die Erscheinung der entnommenen Proben ist sehr unterschiedlich, was folgende Eigenschaften betrifft:

- Korngröße und Kristallinität
- Porosität und Kompaktheit
- Alterationsgrad und Farbe

Abgesehen von den Proben SOM-17 und SOM-26, welche feinkörnige, klastische Sedimente, die zwischen den Eruptionsphasen abgelagert wurden, darstellen, handelt es sich bei allen übrigen Proben um massige Vulkanite, die in erster Annäherung als Basalte klassifiziert wurden. Eine genauere petrographische Einteilung erfolgte später auf Basis der Gesamtgesteinsanalyse. Die Proben sind mikrokristallin und sehr feinkörnig bis feinkörnig. Die Korngrößenverteilung reicht von komplett equigranular (z.B. SOM-W-37) bis porphyrisch (z.B. SOM-16). Phänokristalle von Plagioklas, Pyroxen und meist alteriertem, bräunlichem Olivin, konnten mit freiem Auge unterschieden werden.

Die Porosität der Proben variiert von null bis sehr hoch und penetrativ, bis ca. 25 % Porenvolumen, mit Porengrößen von < 0.5 mm bis > 3 mm. Sowohl Mikro- als auch Makroporosität konnte beobachtet werden. Sub-sphärische Makroporen mit einer Größe bis zu > 1 cm zeigen partielle bis vollständige sekundäre Füllung mit Kalzit bzw. Zeolith (Siehe Abb. 8.1).

Die Farbe der Proben ist normalerweise hell- bis dunkelgrau, seltener bräunlich oder grünlich, in Abhängigkeit vom Alterationsgrad. Aufgrund der moderaten bis oftmals hohen Porosität und der meist starken Frakturierung des Gesteins ist der Alterationsgrad im Allgemeinen hoch. Dies ist beobachtbar als bräunliche bis rötliche Färbung, die von Klüften ausgehend, das Gestein penetriert. Ebenso zeugen die braun-rot gefärbten Olivin Phänokristalle von der Verwitterung, welche das Gestein bereits erfasst hat. Die Anforderung, möglichst frische, unverwitterte Gesteinsproben zu nehmen, wurde durch diesen Umstand erschwert.

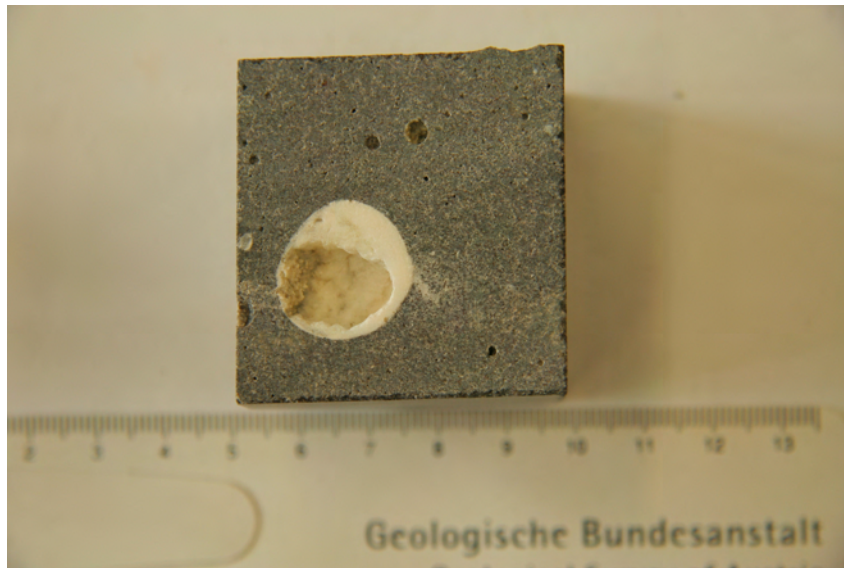


Abb. 8.1: SOM-32; Große Makropore mit sekundärer Kalzit- oder Zeolithfüllung

8.2 Mikroskopische Beschreibung

Um eine detailliertere petrographische Beschreibung vorzunehmen, wurden sämtliche Proben zu Dünnschliffen mit einer Dicke von ca. $20\mu\text{m}$ verarbeitet. Mikroskopische Beobachtungen wurden auf einem Leica DM4500 P Polarisationsmikroskop vorgenommen. Fotografien wurden mithilfe der integralen Bildbearbeitungssoftware Leica Application Suite V 3.2.0 angefertigt und bearbeitet.

8.2.1 Allgemeine texturale Merkmale

Die Proben zeigen allgemein einen hohen Grad an Kristallinität. Der Anteil an Gesteinsglas ist somit generell niedrig, und schwankt zwischen 5 und 10 %. Eine Ausnahme bilden hierbei die Proben SOM-14, SOM-15 und SOM-16 mit bis zu 40 % Gesteinsglas (Siehe Abb. 8.4).

Die Proben sind sehr feinkörnig bis feinkörnig und meist equigranular. In manchen Fällen kommen serialkörnige bis subporphyrische, bis porphyrische (siehe Probe EC-13, Abb. 8.10) Texturen mit Phänokristallen von Plagioklas, Olivin und Klinopyroxen vor. Die Phänokristalle zeigen in manchen Fällen glomerophyrische bis cumulophyrische Texturen. Olivin ist meist idiomorph bis hypidiomorph und ist oft stark von hydrothermalen Umwandlung betroffen und liegt oft nur reliktsch als intensiv rotbraun gefärbter Iddingsit, seltener auch serpentinisiert (z.B. Probe SOM-22, Abb. 8.14) vor. Einschlüsse von Oxiden sind oft

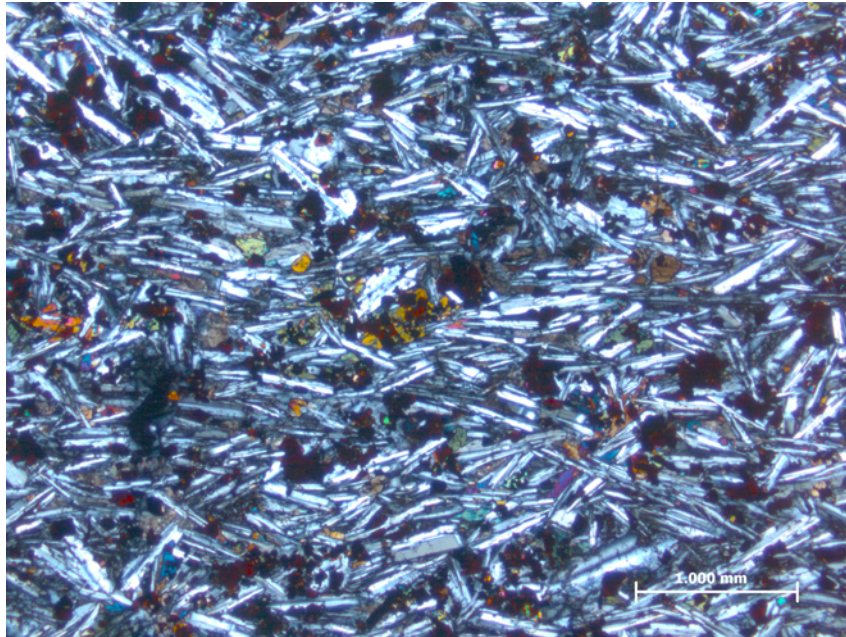


Abb. 8.2: SOM-W-34: trachytische Textur

zu beobachten. Meist handelt es sich dabei um Magnetit, seltener auch um Spinell. Klinopyroxen existiert in der Regel xenomorph als Zwickelfüllung zwischen Plagioklaskristallen. Größere Klinopyroxen Kristalle weisen oft ophitisches Wachstum auf (siehe Abb. 8.5). Plagioklase bilden in der Regel das Grundgerüst der Gesteine (Eine Ausnahme bildet die Probe SOM-W-36, hier nimmt Kalifeldspat die Rolle von Plagioklas ein), und sind entweder regellos miteinander verwachsen oder bezeichnen trachytische Texturen (siehe Abb. 8.2). Sponge-Texturen in Plagioklas Porphyroklasten lassen auf eine Reaktion des bereits kristallisierten Minerals mit der residualen Schmelze schließen. Glomerophyrisch verwachsene, zonierte, große Orthopyroxen Einsprenglinge (siehe Abb. 8.3) weisen in der Regel ein hohes Maß an Einschlüssen von Schmelztröpfchen und randliche Reaktionszonen auf. Nadelförmige Apatit Kristalle liegen in manchen Proben als Einschlüsse in Plagioklasen oder in den Zwickelfüllungen im Gesteinsglas vor. Fe-Ti-Oxide sind in der Regel häufig und als nadelförmiger Ilmenit, sowie als körniger Magnetit vorhanden. Kumulophyrische Verwachsungen der Oxide mit Olivin werden häufig beobachtet.

Es folgt eine genaue petrographische Beschreibung jeder einzelnen Probe. Der angegebene Gesteinsname ergibt sich dabei aus der Gesamtgesteinsanalyse und der daraus folgenden Platznahme der jeweiligen Probe im TAS-Diagramm nach [LeBas et al. 1986](#). Die Proben SOM-18 und SOM-26 wurden keiner Gesamtgesteinsanalyse unterzogen, somit ist für diese Proben kein Gesteinsname angegeben.

8 Petrographie

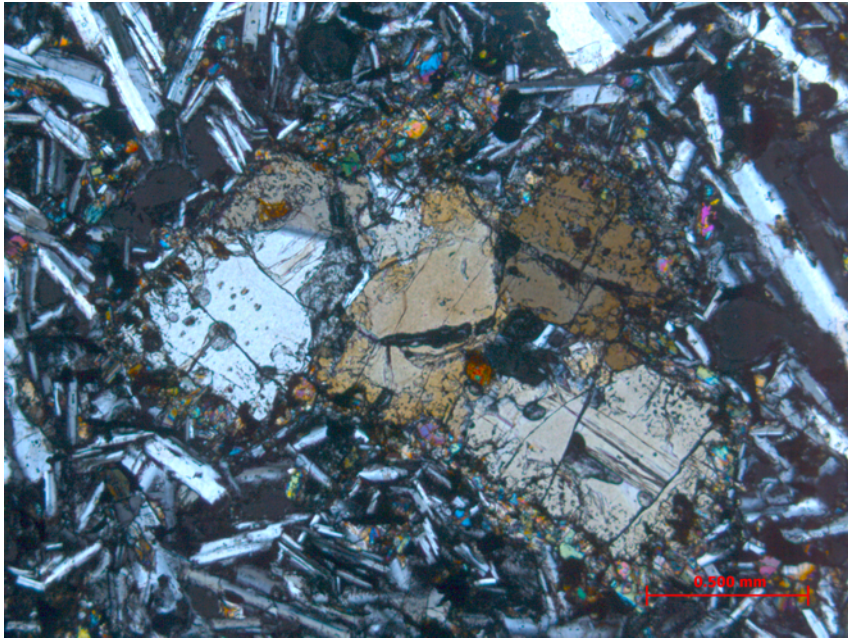


Abb. 8.3: LS-7: glomerophyrisch verwachsene Opx-Einsprenglinge mit randlicher Reaktionszone

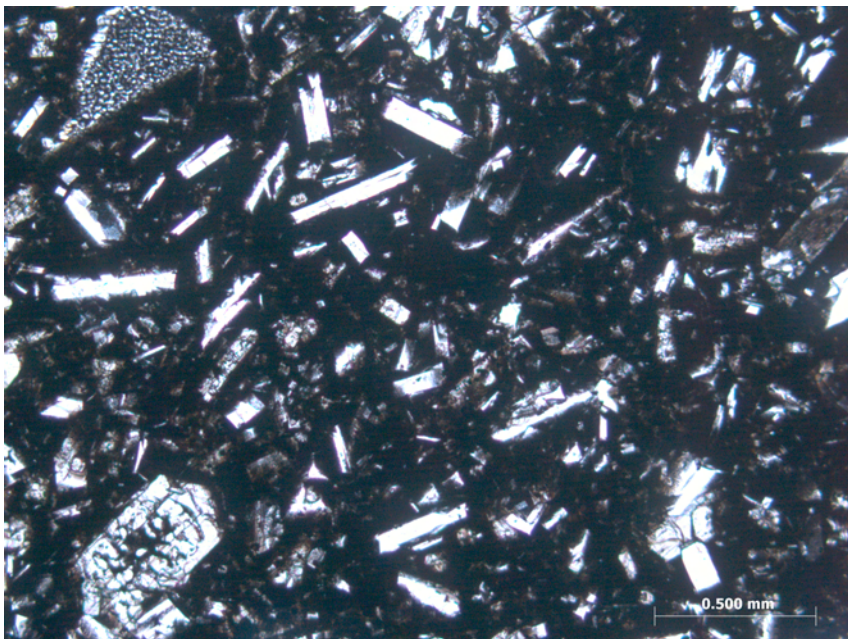


Abb. 8.4: SOM-16; Textur mit hohem Glasanteil

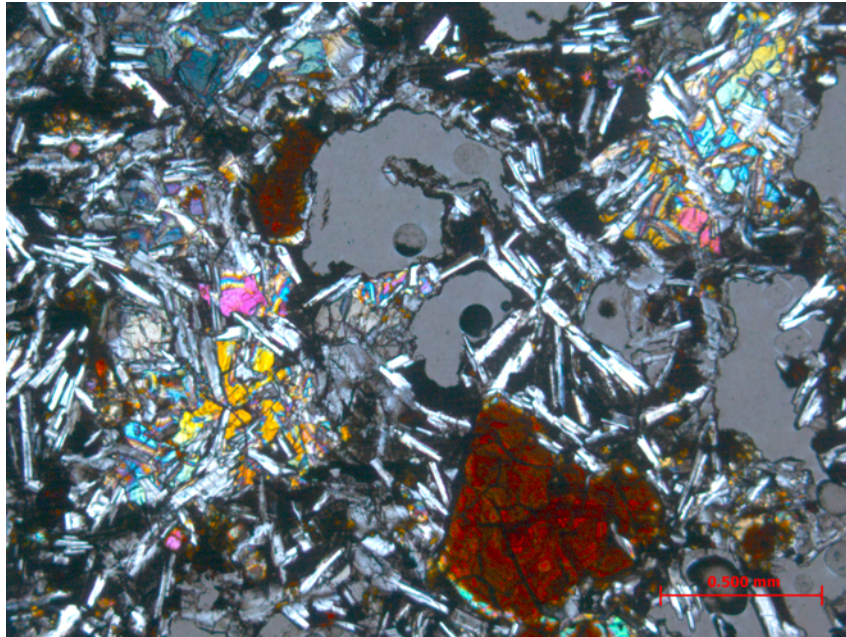


Abb. 8.5: SOM-31; Klinopyroxen wächst ophitisch über Plagioklas (unten: iddingsitisierter Olivin)

8.2.2 Genaue petrographische Beschreibung

PRA-1

Gesteinsname: Foidit

Textur: porphyrisch, hypokristallin

Hoher Matrixanteil bestehend aus Glas, Klinopyroxen, Nephelin und in geringer Menge Apatit. Körniger Magnetit ist in großer Menge vorhanden. Große Olivin-Einsprenglinge (<0.5 - 2mm) sind meist hypidiomorph, selten idiomorph, und zum Teil zoniert. Sie zeigen randliche Alteration und enthalten oft Einschlüsse von Schmelztröpfchen und selten Spinell. Olivin-Xenokristalle sind größer als Phänokristalle und hypidiomorph (Abb. 8.6). Gestein weist mittlere Makroporosität auf, die mit sekundärem Faserzeolith ausgefüllt ist.

B-SOM-2

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: intersertal, equigranular-mikrokristallin

Regellos miteinander verzahnte Plagioklase und Klinopyroxene bilden die Hauptkomponenten (siehe Abb. 8.7); sehr geringer Anteil an interstitiellem Glas; Hoher Porositätsan-

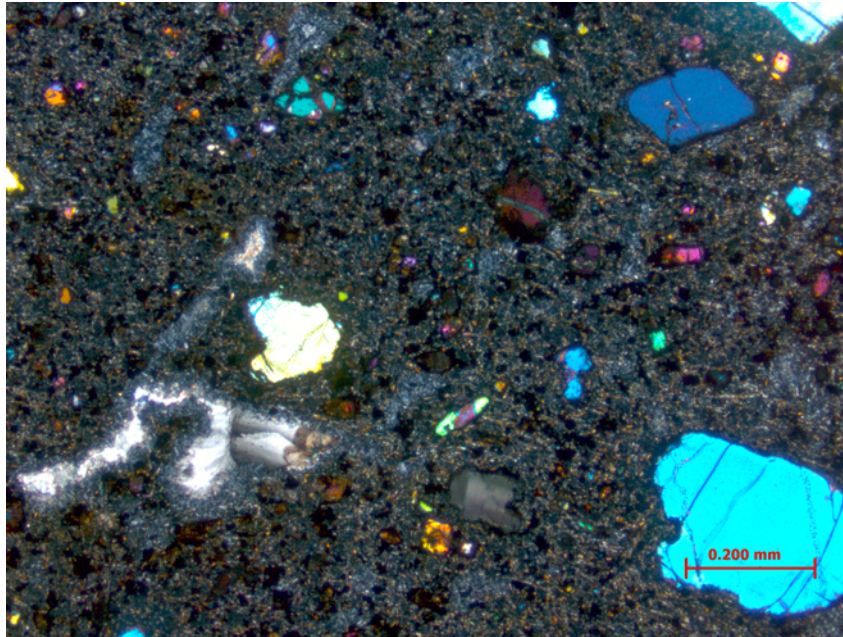


Abb. 8.6: PRA-1 Übersicht; links unten: Olivin-Xenokristall

teil, keine sekundäre Füllung; Fe-Ti-Oxide treten vor Allem als nadelförmige Ilmenite auf. Olivin-Einsprenglinge (0.5 - 1mm) sind in mittlerer Zahl als Relikte vorhanden, meist subidiomorph und stark bis vollständig iddingsitisiert (erkennbar an der rötlich-braunen Farbe). Plagioklas zeigt sehr frische, leistenförmige Phänokristalle mit typischer polysynthetischer Verzwilligung und selten Zonierung. Klinopyroxen zeigt lange, nadelförmige, hypidiomorphe Kristalle, die meist stark korrodiert sind. Orthopyroxen ist selten, granular und randlich angewittert.

B-SOM-3

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: intersertal, equigranular-mikrokristallin

Ähnlich wie B-SOM-2, jedoch höherer Anteil an Gesteinsglas und feinkörniger; glomerophyrische Verwachsungen von Olivin- und Orthopyroxen-Einsprenglingen; Hohe Makroporosität (Porengröße bis >1mm), keine sekundäre Füllung; Nadelförmiger Ilmenit dominiert über körnigen Magnetit. Olivin-Einsprenglinge (<0.5 - >1mm) sind meist hypidiomorph, teilweise idiomorph, und sind stark bis vollständig iddingsitisiert. Leistenförmige Plagioklase sind regellos miteinander verzahnt und zeigen relativ frische Oberflächen und polysynthetische Verzwilligung. Klinopyroxen ist hypidiomorph bis xenomorph und liegt interstitiell zwischen den Plagioklasen.

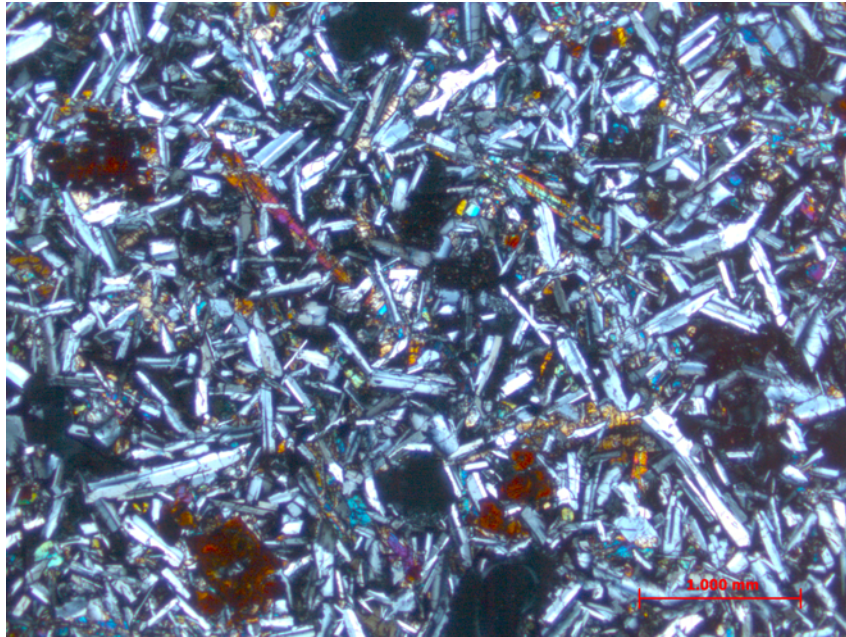


Abb. 8.7: B-SOM-2: Equigranulare Textur mit regellos miteinander verzahnten Plagioklas-Kristallen

B-SOM-4

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: intersertal, equigranular, mittelkörnig

Ähnlich wie B-SOM-2, jedoch höherer Anteil an Makroporosität (Porengröße bis >2mm); regellos verzahnte Plagioklasleisten mit intersertalem Klinopyroxen und Olivin-Einsprenglingen; sehr geringer Anteil an interstitiellem Gesteinsglas; Olivine (0.1 - >1mm) sind idiomorph bis hypidiomorph, vollständig iddingsitisiert und zum teil glomerophyrisch verwachsen. Fe-Ti-Oxide in mittlerem Maß und ausschließlich als nadelförmige Ilmenite vorhanden. Plagioklas ist die häufigste Phase; gut entwickelte, frische, leistenförmige Phänokristalle mit einer Größe bis >1mm zeigen meist Zwillingslamellen und Zonierung; Klinopyroxen (bis >1.5mm) liegt als nadelförmige, hypidomorphe bis xenomorphe, leicht korrodierte Aggregate interstitiell zwischen den Plagioklasen.

LF-5

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: subophitisch, hypokristallin, mittelkörnig

Große Plagioklasleisten liegen in einer glasigen Matrix und zeigen ca. 50 % Kornkontakt.

8 Petrographie

Fe-Ti-Oxide liegen als skelettartiger und nadelförmiger Ilmenit, in geringerem Maße als granularer Magnetit vor. Olivin- Einsprenglinge (< 0.5mm) sind meist hypidiomorph, mäßig bis stark iddingsitisiert, und zum Teil glomerophyrisch verwachsen. Plagioklas zeigt zum Teil sehr große Kristalle (> 2mm) mit "sponge"-Textur, die eine Reaktion mit der Schmelze anzeigen. Gut ausgebildete Phänokristalle zeigen Zonierung; Einschlüsse von altertem Olivin können beobachtet werden. Klinopyroxen ist kaum erkennbar und liegt xenomorph als Zwickelfüllung zwischen Plagioklasen vor. Nadelförmiger Apatit erscheint als Einschlüsse in Plagioklas- Kristallen und in den Kornzwischenräumen. Körniger Orthopyroxen liegt in Form zonierter, glomerophyrisch verwachsener Einsprenglinge vor.

LS-6

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: subporphyrisch, mikrokristallin

Matrix aus regellos verzahnten Plagioklasleisten und körnigem Klinopyroxen, hoher Anteil an interstitiellem Gesteinsglas; geringe Porosität; Fe-Ti-Oxide liegen als leistenförmiger Ilmenit und seltener als körniger Magnetit vor. Plagioklas tritt als vorwiegend als Matrixmineral auf, bildet jedoch auch Porphyroklasten (bis > 3mm), und zeigt dabei Zonierung und Zwillingslamellen, sowie Einschlüsse von Olivin und Fe-Ti-Oxiden. Olivin bildet kleine, granulare, meist hypidiomorphe und relativ frische Kristalle aus. Große, körnige bis stengelige, glomerophyrisch verwachsene Orthopyroxene zeigen randliche Reaktionszonen als Indikator für eine sukzessive Korrosion des Minerals durch die residuale Schmelze.

LS-7

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: sub-porphyrisch, mikrokristallin

Matrix besteht aus richtungslos verzahntem Plagioklas, Klinopyroxen und Gesteinsglas. Darin liegen große Porphyroklasten von Plagioklas und große glomerophyrisch verwachsene, randlich korrodierte, zonierte Orthopyroxene (siehe Abb. 8.3). Mittlere Makroporosität; Fe-Ti-Oxide liegen hauptsächlich als körniger Magnetit vor. Olivin zeigt feinkörnige, hypidiomorphe bis idiomorphe, relativ frische Kristalle, mit nur randlicher Iddingsitisierung. Plagioklas ist idiomorph bis hypidiomorph und relativ frisch; große Phänokristalle zeigen Einschlüsse von Olivin und Schmelztröpfchen, seltener auch Oxiden. Klinopyroxen ist feinkörnig, xenomorph und schlecht erhalten, und liegt als Matrixmineral im Zwischenraum der Plagioklase.

LS-8

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: sub-porphyrisch, mikrokristallin

Ähnlich wie LS-7, Matrix besteht aus leistenförmigem Plagioklas, Klinopyroxen und Gesteinsglas, jedoch kaum Plagioklas-Porphyrklasten vorhanden; generell schlecht erhalten; sehr geringe Porosität; Ilmenit ist dominant vor Magnetit. Olivin ist generell selten, feinkörnig, hypidiomorph bis xenomorph, und zeigt starke Iddingsitisierung, sowie Einschlüsse von opaken Phasen. Klinopyroxen ist schlecht erhalten, xenomorph, körnig und als Zwickelfüllung zwischen Plagioklasen vorhanden. Orthopyroxen-Einsprenglinge wie bei LS-6. Schliff weist einen 2.5 mm großen, hypidiomorphen Quarz-Einsprengling auf, der von einer Corona, bestehend aus Klinopyroxen und Gesteinsglas, umgeben ist.

LS-9

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: subporphyrisch, mikrokristallin

Generelle Erscheinung wie LS-8, jedoch etwas höhere Porosität und höherer Anteil an Einsprenglingen; Matrix aus regellos verzahntem Plagioklas und körnigem Klinopyroxen, sowie geringfügig Gesteinsglas; große (> 2mm), hypidiomorphe bis xenomorphe, glomerophyrisch verwachsene Plagioklaskristalle mit vollkommener "sponge"-Textur (siehe Abb. 8.8), sowie große (> 1mm), hypidiomorphe glomerophyrisch verwachsene Orthopyroxene mit deutlicher Zonierung, Entmischungslamellen und Reaktionssaum sind vorhanden.

LS-10

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: subporphyrisch, mikrokristallin

Generell ähnliche Erscheinung wie LS-8 und LS-9, jedoch höherer Anteil an Gesteinsglas und feinkörniger. Mittlere Makroporosität, davon ein Teil mit sekundärem Kalzit ausgefüllt. Fe-Ti-Oxide sind seltener als in LS-8, dabei ist nadelförmiger Ilmenit dominant. Olivin ist in geringem Maß vorhanden, und zeigt kleine hypidiomorphe Körner mit leichter bis mittlerer Iddingsitisierung. Schliff zeigt eine 4mm große Konkretion aus glomerophyrischem Quarz mit Kalzit, umgeben von einem feinkörnigen Rekristallisationssaum aus hauptsächlich Klinopyroxen. Feinkörnige Plagioklasleisten sind geregelt darum angeordnet. Glomerophyrisch verwachsene Orthopyroxene sind zum Teil auch mit Kalzit verwachsen, und zeigen

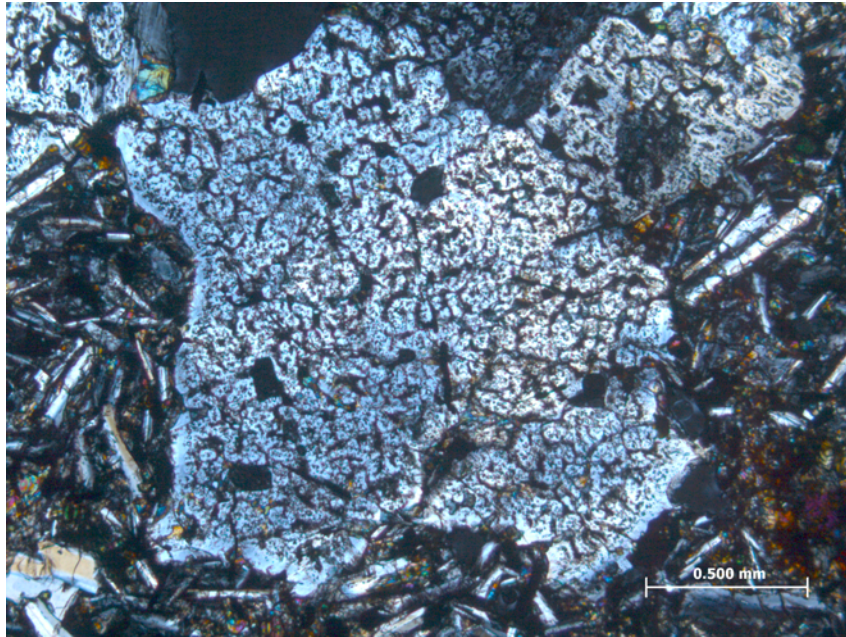


Abb. 8.8: LS-9: Xenomorpher Plagioklas mit vollkommener "sponge"-Textur

deutliche Zonierung, teilweise Entmischungslamellen und Reaktionssäume mit feinkörnig rekristallisiertem Klinopyroxen.

CCH-11

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: intersertal, subophitisch, mikrokristallin

Matrix besteht aus leistenförmigem, meist idiomorphem Plagioklas, Gesteinsglas und subophitischem, xenomorphem Klinopyroxen. Mittlere Porosität; nadelförmiger Ilmenit und körniger Magnetit treten in relativ großer Menge auf, wobei Ilmenit dominiert. Große, subidiomorphe Plagioklas Einsprenglinge mit "sponge"-Textur sind selten. Olivin ist reliktsch vorhanden und bildet feinkörnige, meist hypidiomorphe und zum Teil glomerophyrisch verwachsene, mäßig bis stark iddingsitisierte Phasen. Klinopyroxen wächst subophitisch über das Gerüst aus Plagioklas und ist xenomorph, selten hypidiomorph-nadelförmig. Der Schliff zeigt einen Quarz-Xenokristall, umgeben von einer Corona aus nadelförmigem, mikrokristallinem Klinopyroxen.

CCH-12

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

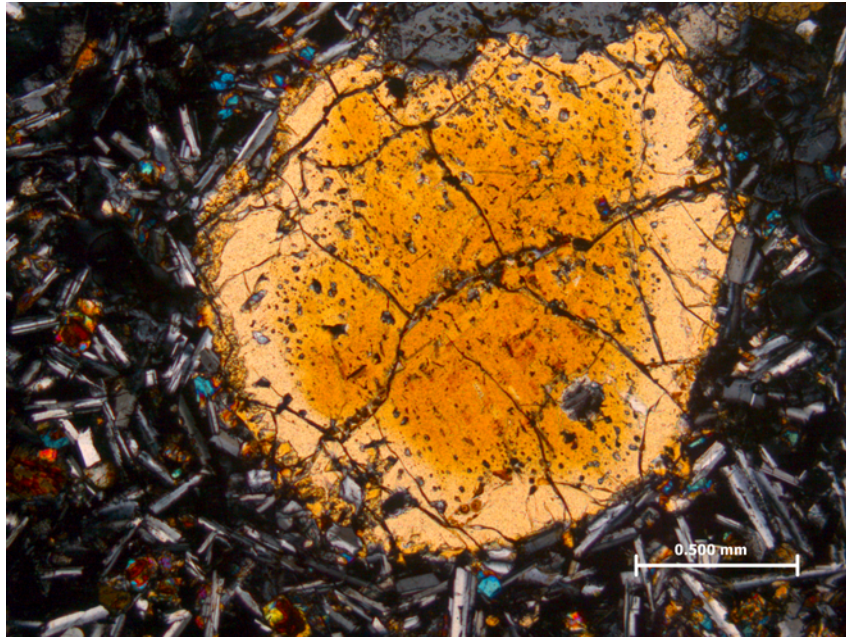


Abb. 8.9: CCH-12; Orthopyroxen-Einsprengling mit drei Zonen: residualer Kern, Anwuchssaum und randliche Reaktion mit der Schmelze

Textur: intersertal, hypokristallin

Ähnlich wie CCH-11; Matrix besteht hauptsächlich aus idiomorphen, regellos verzahnten Plagioklasleisten und einem hohen Anteil an Gesteinsglas. Porosität ist gering. Opake Phasen treten hauptsächlich als nadelförmiger Ilmenit, in geringerem Maß körniger Magnetit auf. Klinopyroxen als xenomorphe, körnige Zwickelfüllung ist stark zurücktretend. Olivin ist häufig und bildet feinkörnige, idiomorphe bis hypidiomorphe, mäßig bis stark iddingsisierte Kristalle. Große Plagioklas-Porphyrklasten mit "sponge"-Textur sind vereinzelt zu beobachten. Teils glomerophyrisch verwachsene, meist aber isoliert liegende Orthopyroxen Einsprenglinge weisen typische Reaktionssäume und Einschlüsse von Schmelztröpfchen, sowie teilweise Zonierung und Entmischungslamellen auf (siehe Abb. 8.9).

EC-13

Gesteinsname: Basanit

Textur: porphyrisch, mikrokristallin

Ähnliche Erscheinung wie PRA-1, jedoch weitaus geringere Porosität und keinerlei sekundäre Zeolithfüllung. Extrem feinkörnig, hoher Matrixanteil bestehend aus Plagioklas, Klinopyroxen und Magnetit. Olivin Einsprenglinge (<0.1 - 1mm) sind sehr häufig, hypidio-

8 Petrographie

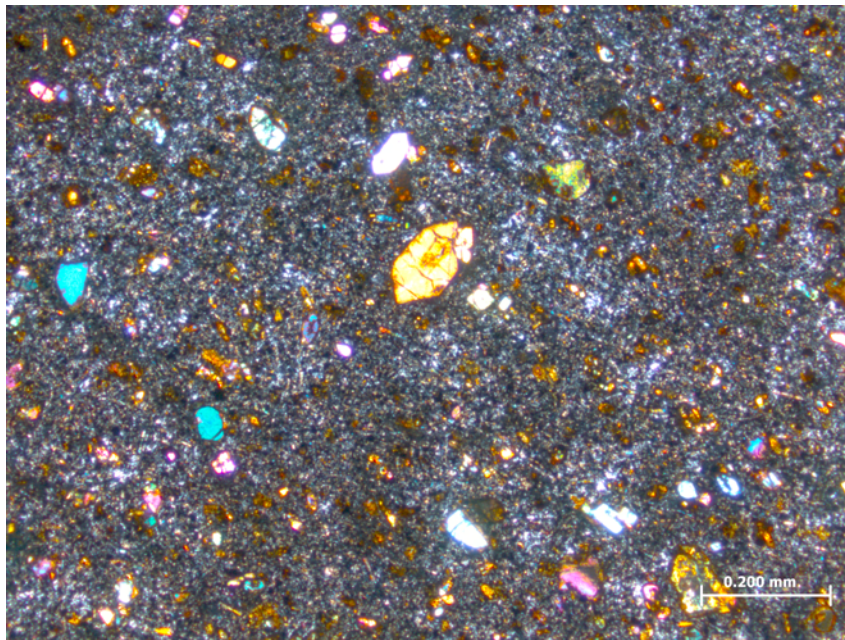


Abb. 8.10: EC-13; Übersichtsaufnahme (unter gekreuzten Polarisatoren); porphyrische Textur

morph bis idiomorph (siehe Abb. 8.10), und in unterschiedlichem Maß, von nur randlich bis vollständig iddingsitisiert.

SOM-14

Gesteinsname: Andesit

Textur: subporphyrisch-hypokristallin, mittelkörnig

Sehr hoher Anteil an Gesteinsglas; keine erkennbare Porosität; Plagioklas liegt in unterschiedlichen Korngrößen vor, ist zum Teil glomerophyrisch verwachsen und erreicht als Porphyroklasten mehrerer mm. "sponge"-Texturen sind bei großen Porphyroklasten meist vorhanden. Polysynthetische Verwilligung und seltener Zonierung ist an kleineren Kristallen zu beobachten. Kein erkennbarer Olivin; Klinopyroxen ist leistenförmig bis nadelförmig, meist hypidiomorph, mäßig bis schlecht erhalten und teilweise cumulophyrisch mit Plagioklas verwachsen. Ein Quarz Xenokristall (siehe auch Probe CCH-11) mit umgebender Corona aus nadelförmigem Klinopyroxen ist vorhanden (siehe Abb. 8.11). Zudem ist der Schliff reich an nicht genauer definierten, intensiv rötlich-braun gefärbten, hexagonalen Kristallen, welche teilweise als Einschlüsse in Plagioklasen vorliegen.

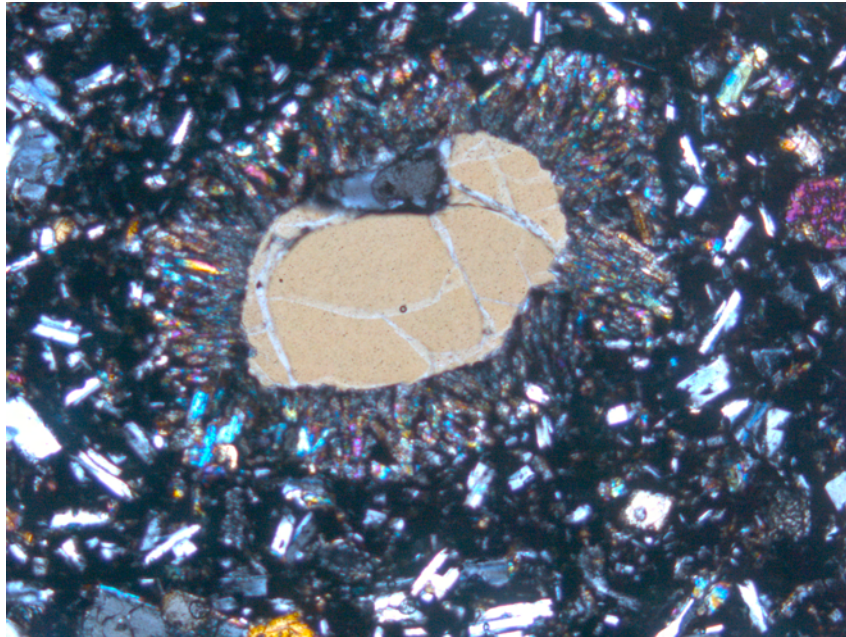


Abb. 8.11: SOM-14; Quarz-Xenokristall mit Corona aus nadelförmigem Klinopyroxen

SOM-15

Gesteinsname: Andesit

Textur: subporphyrisch-hypokristallin, mittelkörnig

Annähernd ident zu SOM-14. Hoher Glasanteil, serialkörnige, teils glomerophyrisch verwachsene Plagioklase mit "sponge"-Textur und polysynthetischer Verzwilligung; Quarz-Xenokristalle mit Corona aus nadelförmigem Klinopyroxen, als Resultat einer Reaktion des Xenokristalls mit der andesitischen Schmelze; hoher Anteil der bei SOM-14 beschriebenen, braunroten Kristalle; Fe-Ti-Oxide liegen als sehr feinkörnige, nadelförmige Ilmenite und granulare Magnetite gleich verteilt vor.

SOM-16

Gesteinsname: Andesit

Textur: porphyrisch-hypokristallin, mittelkörnig

Ähnlich wie SOM-14 und SOM-15, jedoch noch höherer Glasanteil; serialkörniger Plagioklas mit Phänokristallen bis >3mm, teils cumulophyrisch mit Klinopyroxen verwachsen. "Sponge"-Texturen sind vor Allem bei großen Kristallen vorherrschend, die dadurch teilweise nur noch reliktmäßig vorhanden sind. Klinopyroxen ist meist feinkörnig, leistenförmig

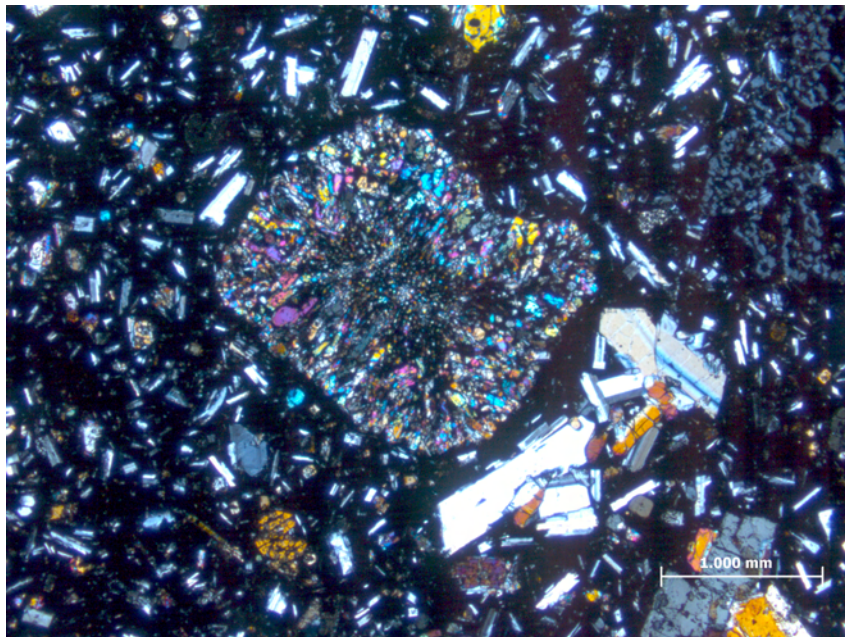


Abb. 8.12: SOM-16; Polykristalliner Klinopyroxen (unter gekreuzten Polarisatoren)

und hypidiomorph. Polykristalline Einsprenglinge aus nadelförmigem Klinopyroxen sind zu beobachten (siehe Abb. 8.12).

SOM-18

Gesteinsname: nicht vorhanden

Textur: hypokristallin, intersertal

Leistenförmige, hypidiomorphe Plagioklas-Mikrokristalle mit intersertalem Glas und xenomorphen Klinopyroxenen bilden das Grundgerüst. Darin liegen große (bis >2mm) Porphyroklasten von teilweise völlig korrodiertem Plagioklas und seltener, glomerophyrisch verwachsenem Orthopyroxen. Perfekte polysynthetische Verzwilligung ist an manchen Plagioklas Porphyroklasten zu beobachten. Der Glasanteil ist relativ hoch, die Porosität ist mittelmäßig mit Makroporen bis 1mm. Opake Phasen treten mengenmäßig zurück und sind durch feinkörnigen Magnetit vertreten. Das Gestein beinhaltet einen hauptsächlich aus Plagioklas und Orthopyroxen bestehenden Xenolithen.

SOM-19

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

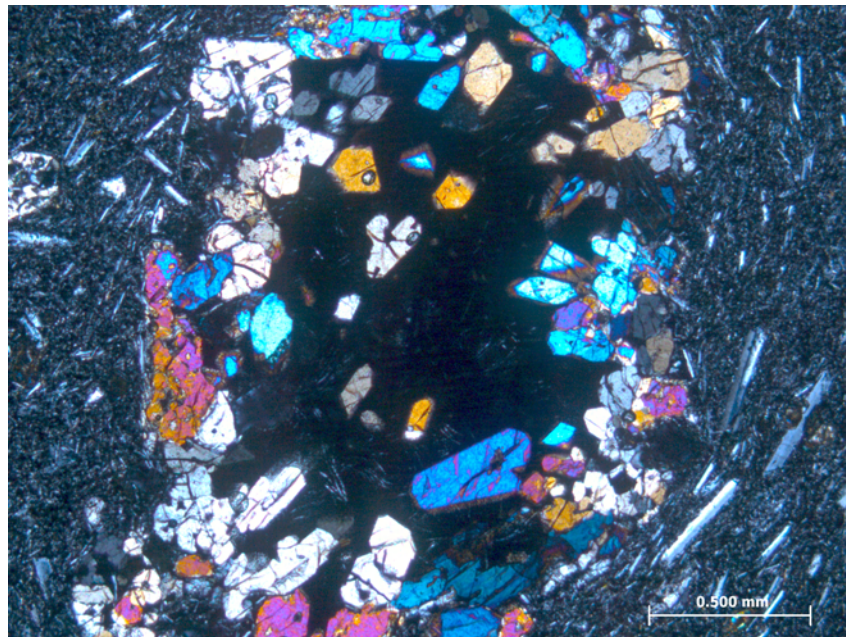


Abb. 8.13: SOM-19; Glomerophyrische Verwachsung von Klinopyroxen Kristallen

Textur: trachytisch-porphyrisch, mikrokristallin

Sehr feinkörnig mit sehr hohem Matrixgehalt, bestehend aus Plagioklas, Glas und dispers verteiltem Magnetit. Darin "schwimmen" leisten- bis nadelförmige Plagioklas-Kristalle, die eine trachytische Textur bezeichnen. Plagioklas ist serialkörnig, zeigt undeutliche Korngrenzen und teilweise Apatit Einschlüsse. Größere Porphyroklasten (bis >2mm) zeigen Zonierung und Einschlüsse von Schmelztröpfchen und nicht genau bestimmbar Oxiden. Klinopyroxen ist gegenüber Orthopyroxen zurücktretend, bildet jedoch an einer Stelle eine sehr große (>2mm) glomerophyrische Verwachsung (siehe Abb. 8.13). Hypidiomorphe bis idiomorphe, leistenförmige bis körnige Orthopyroxen-Phänokristalle (bis >1mm) zeigen teils glomerophyrische Verwachsungen und geringfügige randliche Reaktionszonen. Olivin ist nicht erkennbar.

SOM-20

Gesteinsname: Hawaiiit

Textur: intergranular, subporphyrisch, subtrachytisch

Leistenförmige bis nadelige Plagioklaskristalle bilden mit intersertalen Klinopyroxenen das Grundgerüst, und bezeichnen andeutungsweise eine trachytische Textur. Porosität ist gering, und teilweise mit sekundärem Kalzit gefüllt. Fe-Ti-Oxide sind zu gleichen Teilen als

8 Petrographie

nadelförmiger Ilmenit und körniger Magnetit vorhanden. Plagioklas-Porphyrklasten zeigen polysynthetische Verzwilligung und teils randliche, teils penetrative Einschlüsse von Schmelztröpfchen, bis hin zu völliger Korrosion des Kristalls. Klinopyroxen ist als Zwischelfüllung zwischen den Plagioklasleisten stets xenomorph. Olivin ist häufig, beinhaltet Einschlüsse von opaken Phasen, und bildet hypidiomorphe bis idiomorphe Phänokristalle bis >1mm aus, welche beinahe vollständig iddingsitisiert sind.

SOM-21

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: intersertal, holokristallin, mittelkörnig

Gut ausgeprägte, hypidiomorphe bis idiomorphe Plagioklasleisten sind regellos miteinander verzahnt. Polysynthetische Verzwilligung ist vorherrschend, Zonierung ist selten zu beobachten. Klinopyroxen liegt xenomorph in den Zwischenräumen der Plagioklaskristalle. Gesteinsglas ist nur in sehr geringem Maß vorhanden. Fe-Ti-Oxide sind selten, wobei nadelförmiger Ilmenit vorherrscht. Porosität ist sehr hoch (min. 25%). Fein- bis mittelkörniger Olivin (0.1 - 1mm) liegt hypidiomorph, seltener idiomorph vor, ist meist glomerophyrisch verwachsen und durchwegs mittelmäßig bis stark iddingsitisiert. Oxid-Einschlüsse sind zu beobachten.

SOM-22

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: subophitisch, mittelkörnig

Leisten- bis nadelförmige Plagioklaskristalle sind regellos miteinander verzahnt. Keine erkennbare Porosität; nadelförmiger Ilmenit ist in geringem Maß vorhanden; Klinopyroxen wächst ophitisch über das Gerüst von Plagioklas und bildet so große (>1mm), xenomorphe Kristalle. Größere, tafelförmige Plagioklase zeigen durchwegs Zonierung. Olivin ist nur reliktsch vorhanden, und meist glomerophyrisch verwachsen. Körner sind kaum noch erkennbar und stark serpentiniert (erkennbar auch in den Kornzwischenräumen als grüner, faseriger Saum (siehe Abb. 8.14).

SOM-23

Gesteinsname: Hawaiiit

Textur: porphyrisch, mikrokristallin

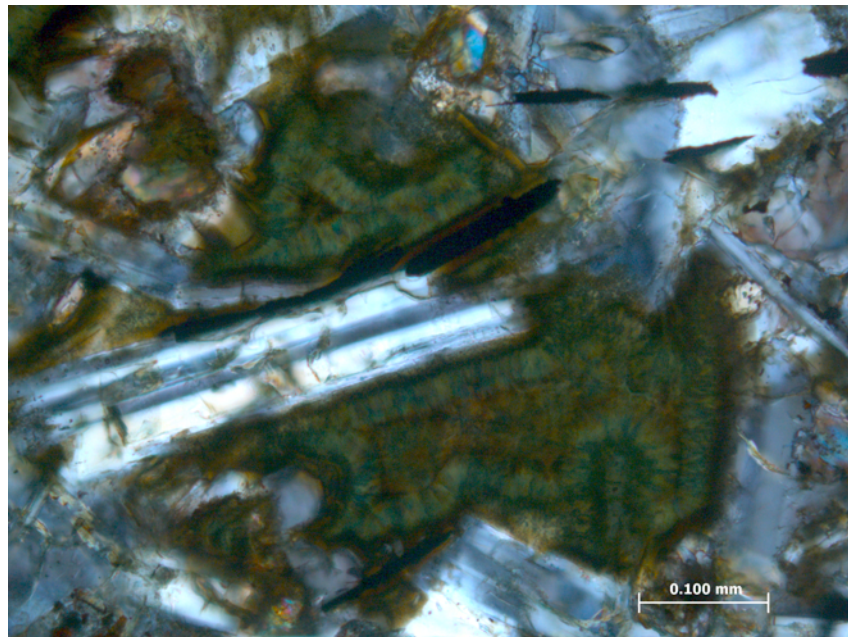


Abb. 8.14: SOM-22; faseriger, grüner Serpentin als Umwandlungsprodukt von Olivin im Kornzwischenraum von Plagioklas (unter gekreuzten Polarisatoren)

Ähnlich wie SOM-19, jedoch etwas grobkörniger und keine erkennbare trachytische Textur. Feinkörnige Grundmasse besteht aus Magnetit, Glas und sehr feinkörnigen Apatit-Kristallen. Magnetit bildet auch größere, körnige Kristalle. Darin "schwimmend" befinden sich leisten- bis tafelförmige, meist hypidiomorphe bis xenomorphe Plagioklas-Porphyrklasten. Die Kornränder sind undeutlich, randliche Anreicherung von opaken Einschlüssen sind zu beobachten. Zwillingslamellen sind häufig, jedoch undeutlich zu beobachten. Zonierung tritt nur selten auf. Olivin-Einsprenglinge (meist $>0.5\text{mm}$) liegen isoliert in der Grundmasse und sind nur reliktsch vorhanden und meist stark alteriert. Nur wenige Kristalle weisen frische Oberflächen im Kern auf.

SOM-24

Gesteinsname: Tephrit

Textur: subtrachytisch, intersertal, mittelkörnig

Mittelkörnige, gut ausgebildete, leisten- bis nadelförmige Plagioklaskristalle bilden eine subtrachytische Textur. Mittelmäßige Makroporosität mit teilweise randlicher sekundärer Kalzitfüllung. Poylsynthetische Verzwilligung ist meist gut ausgebildet, Kornränder sind teilweise undeutlich. Tafelförmige, zonierte Porphyroklasten (bis $>1\text{mm}$) sind zu beobachten und beinhalten meist Einschlüsse von Schmelztröpfchen und nicht klar definierten Oxi-

8 Petrographie

den. Gesteinsglas gemeinsam mit feinkörnigem, hypidiomorph bis xenomorphem Klinopyroxen und sehr feinen Apatit-Nadeln bildet die Zwickelfüllung zwischen den Plagioklasen. Fe-Ti-Oxide sind häufig und vorwiegend als körniger Magnetit, der oft glomerophyrisch verwachsen ist, vorhanden. Olivin liegt mit mittlerer Häufigkeit als mittelkörnige (>0.5mm), idiomorphe bis hypidiomorphe, mittelmäßig bis stark iddingsitisierte Kristalle vor, welche zumeist kumulophyrisch mit körnigem Magnetit verwachsen sind.

SOM-25

Gesteinsname: Hawaiiit

Textur: holokristallin, trachytisch, intersertal

Relativ grobkörnig; sehr gut ausgebildete, leistenförmige bis nadelige, serialkörnige Plagioklasse sind eingeregelt und bilden das Grundgerüst des Gesteins. Polysynthetische Verzwiligung ist meist deutlich erkennbar, Zonierung tritt nur in den seltenen tafeligen Aggregaten auf. Porosität ist gering. Milchig-trübes, bräunliches Gesteinsglas bildet die Zwickelfüllung zwischen den Plagioklasen. Klinopyroxen wächst ophitisch über das Plagioklasengerüst, bleibt jedoch feinkörnig. Fe-Ti-Oxide sind häufig und ausschließlich als körniger Magnetit vorhanden. Meist glomerophyrisch und kumulophyrisch mit Olivin verwachsen; Olivin ist relativ häufig, fein- bis mittelkörnig (<0.1 - 1mm), und mäßig bis stark iddingsitisiert.

SOM-26

Gesteinsname: nicht vorhanden

Textur: sandig, nicht-vulkanisch

Diese Probe bildet eine Ausnahme. Es handelt sich um ein intensiv rot gefärbtes, sandiges Gestein mit reliktschen Einschlüssen von Plagioklas, und undeutlichen schwarzen Flecken, welche als Reste organischen Materials gedeutet werden können. Kein erkennbares vulkanisches Gefüge, und abgesehen von reliktschem Plagioklas keine erkennbaren Minerale. Die Probe wurde aus einer Schicht, die sich zwischen zwei *Lava-flows* befindet, genommen. Es wird vermutet, dass es sich dabei um ein Sediment handelt, dass während einer länger andauernden Pause der vulkanischen Aktivität zur Ablagerung kam.

SOM-27

Gesteinsname: Hawaiiit

Textur: trachytisch, mikrokristallin

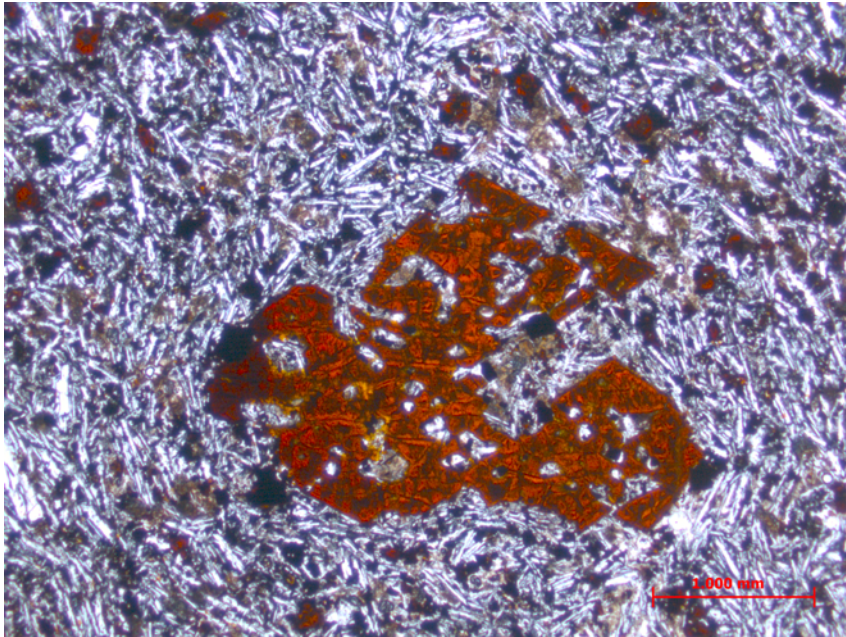


Abb. 8.15: SOM-27; Olivin-Porphyrklast, welcher durch Reaktion mit der Schmelze korrodiert wurde

Feinkörnige Plagioklasleisten bilden eine trachytische Textur. Relativ gleichkörnig, nur wenige größere Porphyroklasten; Porosität ist sehr niedrig, bildet jedoch Makroporen mit einer Größe >2mm. Milchig-trübes Gesteinsglas und schlecht erhaltener, xenomorpher Klinopyroxen, zusammen mit nadelförmigen Apatit-Mikrokristallen bilden die Zwickelfüllung zwischen den Plagioklasen. Magnetit ist sehr häufig, serialkörnig und glomerophyrisch sowie kumulophyrisch mit Olivin verwachsen. Olivin ist häufig, serialkörnig, idiomorph bis hypidiomorph und stark bis vollständig iddingsitisiert. Ein Phänokristall von >3mm Durchmesser ist zu beobachten, welcher durch eine Reaktion mit der Schmelze zu einem skelettartigem Relikt korrodiert wurde (siehe Abb. 8.2.2).

SOM-28

Gesteinsname: Hawaiiit

Textur: subtrachytisch, intersertal, hypokristallin

Ähnlich wie SOM-27, jedoch etwas grobkörniger. Mittlere Porosität, Poren sind stets von Glas umsäumt; meist hypidiomorpher, leisten- bis nadelförmiger, gleichkörniger Plagioklas bildet subtrachytische Textur. Plagioklas Porphyroklasten sind kaum vorhanden. Hoher Anteil an Gesteinsglas, das zusammen mit xenomorphem Klinopyroxen die Zwickelfüllung zwischen den Plagioklasen bildet. Fe-Ti-Oxide sind häufig, dabei ist körniger Magnetit über

8 Petrographie

nadeligen Ilmenit dominierend, und meist kumulophyrisch mit Olivin verwachsen, sowie darin eingeschlossen. Olivin ist häufig, durchwegs feinkörnig (>0.1 - max. 0.5mm), idiomorph bis subidiomorph und mittelmäßig bis stark iddingsitisiert. Dabei ist auffällig, dass die Alteration oft vom Kern der Kristalle auszugehen scheint.

SOM-29

Gesteinsname: Hawaiiit

Textur: intersertal, hypokristallin

Relativ grobkörnig, generell schlecht erhaltene Erscheinung, hoher Anteil an Gesteinsglas; große Plagioklasleisten sind regellos miteinander verzahnt. Geringe Porosität, dabei sind die Poren zumeist mit Strahlenzeolith ausgefüllt (siehe Abb. 8.16). Plattige Phänokristalle von Plagioklas zeigen ein hohes Maß an Korrosion durch ausgeprägte "sponge"-Textur, sowie Einschlüsse von opaken Phasen und Olivin. In den Kornzwischenräumen befindet sich trübes Gesteinsglas, zusammen mit Fe-Ti-Oxiden, darunter vorherrschend nadeliger Ilmenit, und kaum erkennbarem, reliktsch vorhandenem, xenomorphem Klinopyroxen. Olivin ist häufig und bildet große, idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle aus (oft $>1\text{mm}$), die meist mit Magnetit kumulophyrisch verwachsen sind. Auffällig ist die frische Erscheinung und das Fehlen von hydrothermalen Umwandlung bei gleichzeitigen Anzeichen von Korrosion durch die Schmelze (siehe Abb. 8.17).

SOM-30

Gesteinsname: Basalt

Textur: sub-porphyrisch, intersertal

Relativ grobkörnig; Matrix besteht hauptsächlich aus feinkörnigem, schlecht erkennbarem Klinopyroxen und Glas und füllt die Räume zwischen leistenförmigen, schlecht erhaltenen, richtungslos verzahnten Plagioklasen aus. Darin "schwimmen" Porphyroklasten von Plagioklas und Olivin. Keine erkennbare Porosität; Fe-Ti-Oxide als körniger Magnetit und nadeliger Ilmenit vorhanden, dabei ist Magnetit dominierend und meist mit den Olivin-Kristallen verwachsen. Teilweise sehr große ($>3\text{mm}$) Plagioklas-Porphyroklasten sind generell schlecht erhalten, zeigen undeutliche Korngrenzen, oft deutliche Zonierung und Oxid-Einschlüsse. Serialkörniger Olivin bildet teils sehr große ($>2\text{mm}$), gut erhaltene, idiomorphe bis hypidiomorphe Porphyroklasten, die, ähnlich wie bei SOM-29, zum Teil Anzeichen von Korrosion durch die Schmelze aufweisen.

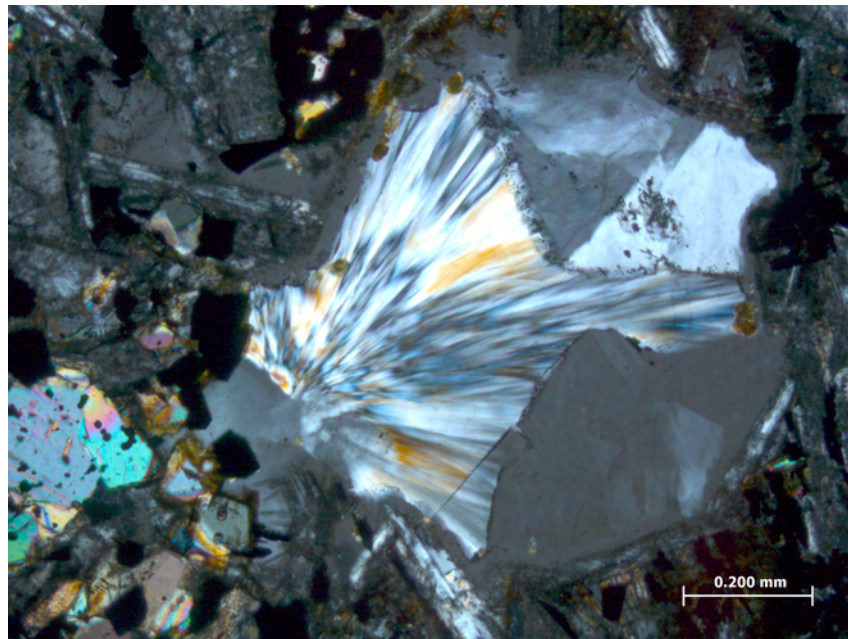


Abb. 8.16: SOM-29; Sekundäre Ausfüllung des Porenraums durch strahligen Zeolith (unter gekreuzten Polarisatoren)

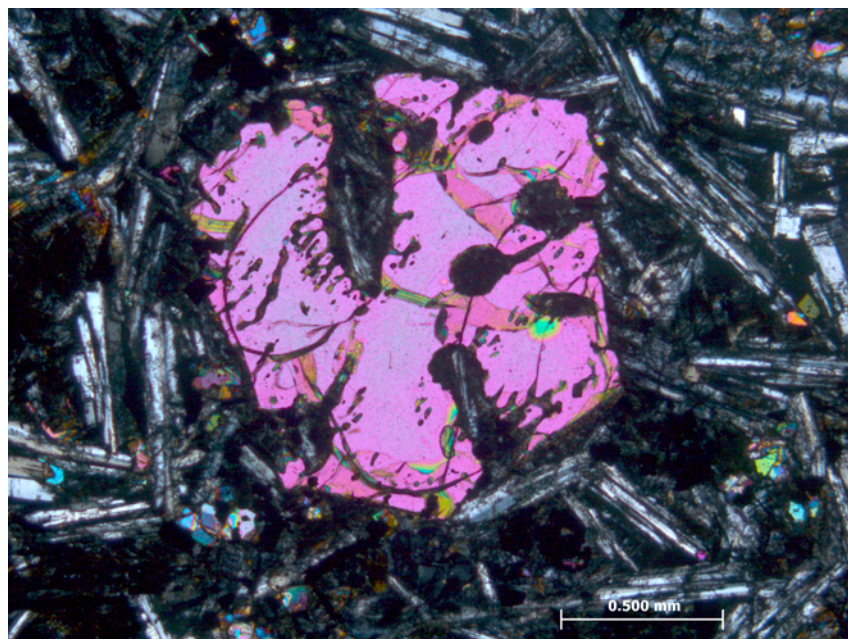


Abb. 8.17: SOM-29 Fortgeschrittene Korrosion eines Olivin-Porphyrklasten durch die Restschmelze

SOM-31

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: intersertal, sub-ophitisch

Relativ grobkörnig; richtungslos verzahnte, feinkörnige, gut ausgebildete Plagioklasleisten bilden das Grundgerüst des Gesteins. In den Kornzwischenräumen befindet sich Glas und nadelförmiger Ilmenit, sowie untergeordnet körniger Magnetit. Die Porosität ist sehr hoch (ca. 20%), und die Porenräume sind stets mit Gesteinsglas umsäumt. Klinopyroxen ist häufig und wächst stets ophitisch über das Plagioklasgerüst. Dabei erreicht er Größen über 2mm. Olivin Einsprenglinge sind häufig und meist relativ grobkörnig (>1mm), dabei oft nur noch reliktsch vorhanden und stark zerfressen sowie stark bis vollständig iddingsitisiert.

SOM-32

Gesteinsname: Hawaiiit

Textur: sub-trachytisch, mikrokristallin, equigranular

Feinkörnige Plagioklasleisten erzeugen undeutlich eine trachytische Textur. Gestein ist sehr feinkörnig und weist eine mittlere Porosität auf. Makroporen bis >1cm sind mit sekundärem Kalzit ausgefüllt. Relativ hoher Anteil an Gesteinsglas bildet die Zwickelfüllung zwischen den Plagioklas-Kristallen. Die Korngrenzen sind dabei verschwommen. Magnetit ist häufig und dispers verteilt, Ilmenit ist kaum vorhanden. Klinopyroxen bildet ophitische Kristalle, die über das Plagioklasgerüst wachsen. Olivin ist häufig, feinkörnig, meist mit Magnetit kumulophyrisch verwachsen (siehe Abb. 8.18) und stark bis vollständig iddingsitisiert.

SOM-W-33

Gesteinsname: Basalt

Textur: protogranular, grobkörnig

Gut ausgebildete, grobkörnige Plagioklasleisten sind regellos miteinander verzahnt. Es ist stets polysynthetische Verzwilligung zu beobachten, tafelige Kristalle weisen deutliche Zonierung auf. Korngrenzen zwischen den Plagioklas-Kristallen sind meist undeutlich, intersertales Gesteinsglas ist kaum zu beobachten. Fe-Ti-Oxide sind in geringem Maß als mittelkörnige Magnetite vorhanden. Hellbraun-rötlicher Klinopyroxen ist häufig, meist hypidiomorph, teils xenomorph und zeigt eine frische Erscheinung. Olivin bildet sehr große (oft >2mm), oft glomerophyrisch verwachsene Porphyroklasten, die leicht bis mittelmäßig serpentinisiert sind (siehe Abb. ??), jedoch im Kern meist frische Oberflächen aufweisen.

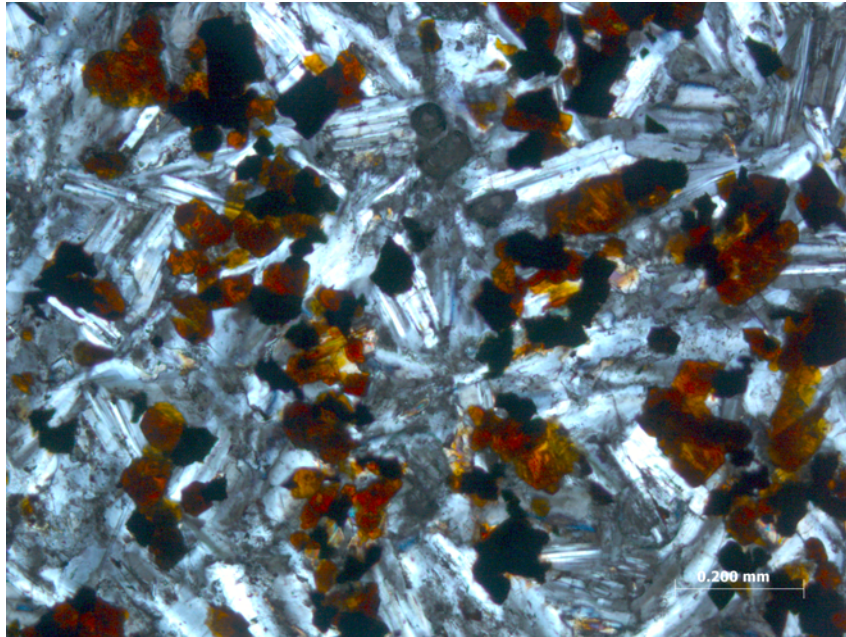


Abb. 8.18: SOM-32: Iddingsitisierter Olivin ist kumulophyrisch mit Magnetit verwachsen

Spinell Einschlüsse sind zu beobachten.

SOM-W-34

Gesteinsname: Hawaiiit

Textur: trachytisch, equigranular

Generell frische Erscheinung; gut ausgebildete, mittelkörnige, leisten- bis nadelförmige Plagioklas-Kristalle bilden eine deutlich trachytische Textur. Polysynthetische Verzwillingung ist meist sehr deutlich. Die Kornzwischenräume sind mit sekundärem Kalzit und xenomorphem, gut erhaltenem Klinopyroxen ausgefüllt. Gesteinsglas ist kaum zu beobachten. Fe-Ti-Oxide sind ausschließlich als körniger Magnetit vorhanden und meistens kumulophyrisch mit Olivin verwachsen. Olivin ist häufig, fein- bis mittelkörnig, meist hypidiomorph, selten idiomorph und vollständig iddingsitisiert. Spinell Einschlüsse sind zu beobachten.

SOM-W-35

Gesteinsname: Hawaiiit

Textur: porphyrisch

Die feinkörnige Grundmasse besteht aus Plagioklas, schlecht erkennbarem, strahligem Kli-

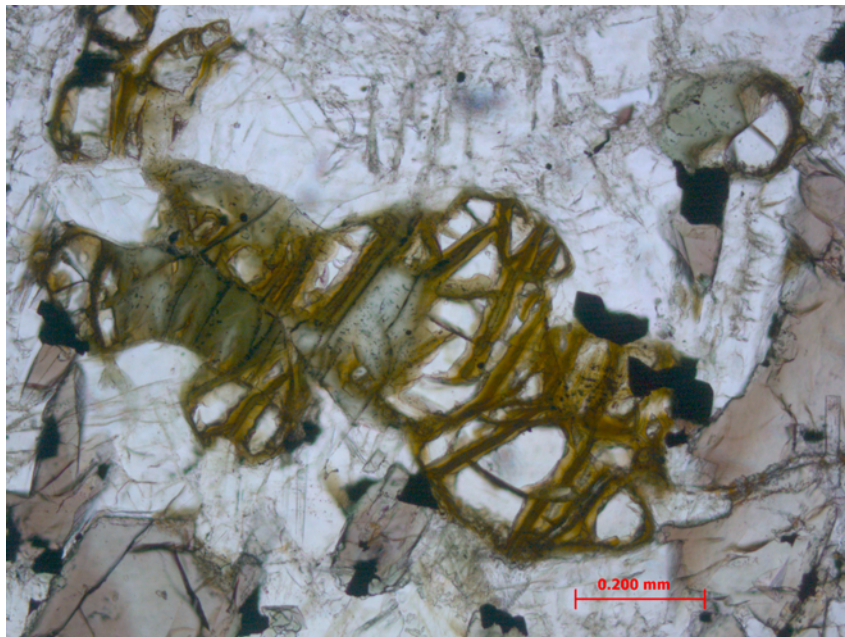


Abb. 8.19: SOM-W-33: Olivin, teilweise serpentinisiert

nopyroxen und feinkörnigem Magnetit. Kaum erkennbare Porosität; Porphyroklasten von Plagioklas erreichen Größen von bis zu 5mm, zeigen undeutliche Korngrenzen, beinhalten Einschlüsse von opaken Phasen und Olivin Mikrokristallen, und weisen außerdem meist Zwillingslamellen und Zonierung auf. Magnetit ist sehr häufig und sowohl sehr feinkörnig in der Matrix als auch als mittelkörniges Aggregat, das meist kumulophyrisch mit Olivin verwachsen ist, zugegen. Serialkörniger Olivin ist häufig und bildet idiomorphe bis hypidiomorphe Phänokristalle mit einer Größe bis zu 2mm aus. Er weist glomerophyrische Verwachsung und Einschlüsse von Magnetit auf und ist stark bis vollständig iddingsitisiert.

SOM-W-36

Gesteinsname: Trachyt

Textur: trachytisch

Sehr stark ausgeprägte trachytische Textur wird von feinkörnigem, leistenförmigem Alkali-Feldspat getragen. Granularer Magnetit bildet Körner mittlerer Größe sowie xenomorphe Zwickelfüllung zwischen den Feldspäten. Xenomorpher, selten hypidiomorpher, intensiv grün bis bläulich gefärbter, deutlich pleochroitischer Klinopyroxen (Ägirinaugit) ist sehr häufig und bildet zum Teil Rotationsklasten, die mit Magnetit verwachsen sind (siehe Abb. 8.20). Teilweise ist der Klinopyroxen alteriert und zeigt eine bräunliche Färbung. Olivin ist nicht erkennbar.

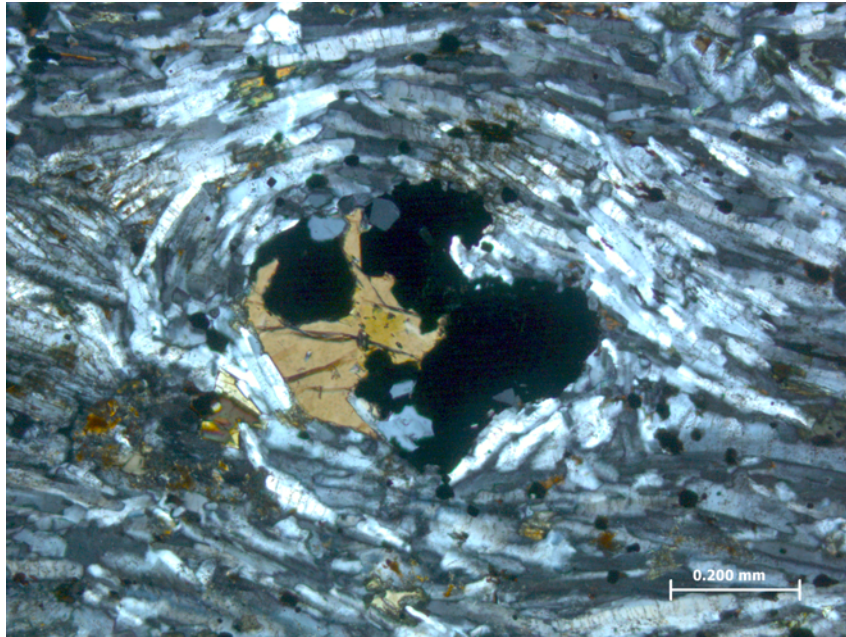


Abb. 8.20: SOM-W-36 Klinopyroxen-Rotationsklast ist mit Magnetit verwachsen und wird von einer trachytischen Textur aus Kalifeldspat umgeben

SOM-W-37

Gesteinsname: Hawaiiit

Textur: sub-porphyrisch, mikrokristallin

Sehr feinkörniges Gestein mit einer Matrix aus dispers verteiltem Magnetit, Plagioklas, sehr feinkörnigem Klinopyroxen und Gesteinsglas. Keine beobachtbare Porosität. Darin befinden sich Porphyroklasten von Plagioklas und Olivin. Plagioklas ist leistenförmig, größere Kristalle zeigen mäßig ausgeprägte Zwillingslamellen, undeutliche Korngrenzen und randliche Einschlüsse von Magnetit. Selten sind Einschlüsse von Biotit zu beobachten. Klinopyroxen Mikrokristalle sind leistenförmig, größere Kristalle sind hypidiomorph und tafelförmig. Hypidiomorphe Olivin-Einsprenglinge beinhalten meist randliche Magnetit Einschlüsse und zeigen keine hydrothermalen Alterationsspuren.

SOM-W-38

Gesteinsname: Hawaiiit

Textur: sub-ophitisch, equigranular, sub-trachytisch

Relativ grobkörniges, massiges Gestein mit keiner beobachtbaren Porosität; große (bis 1mm), leistenförmige Plagioklas-Kristalle zeigen undeutliche Einregelung. Große tafelförmige Pla-

8 Petrographie

gioklase weisen Zwillingslamellen und Zonierung auf und haben undeutliche Korngrenzen. Teilweise sind Einschlüsse von Magnetit und Olivin zu beobachten. Gesteinsglas füllt die Zwickelräume zwischen den Plagioklasen. Xenomorpher Klinopyroxen wächst ophitisch über das Plagioklasengerüst. Große Magnetitkörner sind relativ häufig, und meist cumulopyrisch mit Olivin verwachsen. Nadeliger Ilmenit ist kaum zu beobachten. Olivin bildet idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle mittlerer Größe. Er zeigt leichte, randliche Alterationsspurten, ist jedoch allgemein gut erhalten.

SOM-W-39

Gesteinsname: Hawaiiit

Textur: trachytisch, sub-porphyrisch, mikrokristallin

Relativ feinkörniges Gestein mit einer Matrix aus gut ausgebildeten, feinkörnigen Plagioklasleisten, Gesteinsglas und xenomorphem Klinopyroxen. Geringe Porosität, dabei große Makroporen (bis 3mm) mit sekundärer Kalzitfüllung; Feinkörnige, leistenförmige, gut ausgeprägte Plagioklase zeichnen eine deutlich trachytische Textur ab. Sehr große Plagioklas-Xenokristalle (bis 5mm) weisen eine stark ausgeprägte Zwillingslamellierung und randliche "sponge"-Textur auf (siehe Abb. 8.21). Feinkörnige Magnetite überwiegen deutlich über nadelige Ilmenite, und sind meist mit feinkörnigem Olivin cumulopyrisch verwachsen, sowie darin eingeschlossen. Klinopyroxen ist nur in geringem Maß und als intersertale, xenomorphe Zwickelfüllung zwischen den Plagioklasen vorhanden. Olivin ist häufig, serialkörnig (< 0.1 - max. 1mm), meist hypidiomorph, selten idiomorph, und mäßig bis stark iddingsitisiert.

SOM-W-40

Gesteinsname: Hawaiiit

Textur: sub-porphyrisch, mikrokristallin

Sehr feinkörniges Gestein mit einer mikrokristallinen Matrix aus Plagioklas, Klinopyroxen, Magnetit, Olivin und Gesteinsglas; sehr geringe Porosität mit sekundärer Kalzitfüllung; feinkörnige Plagioklasleisten sind regellos miteinander verzahnt. Größere Plagioklas-Einsprenglinge (max. 0.5mm) sind relativ selten, und weisen undeutliche Korngrenzen sowie randliche Magnetit-Einschlüsse auf. Klinopyroxen ist in geringem Maß vorhanden und meist xenomorph und schlecht erhalten. Körniger Magnetit ist hauptsächlich mikrokristallin, bildet jedoch auch größere Körner bis max. 0.5mm aus. Cumulopyrische Verwachsung mit Olivin ist die Regel. Olivin ist sehr häufig und serialkörnig. Porphyroklasten erreichen eine maximale Größe von 1mm, sind hypidiomorph bis xenomorph und vollständig iddingsitisiert.

8.2 Mikroskopische Beschreibung

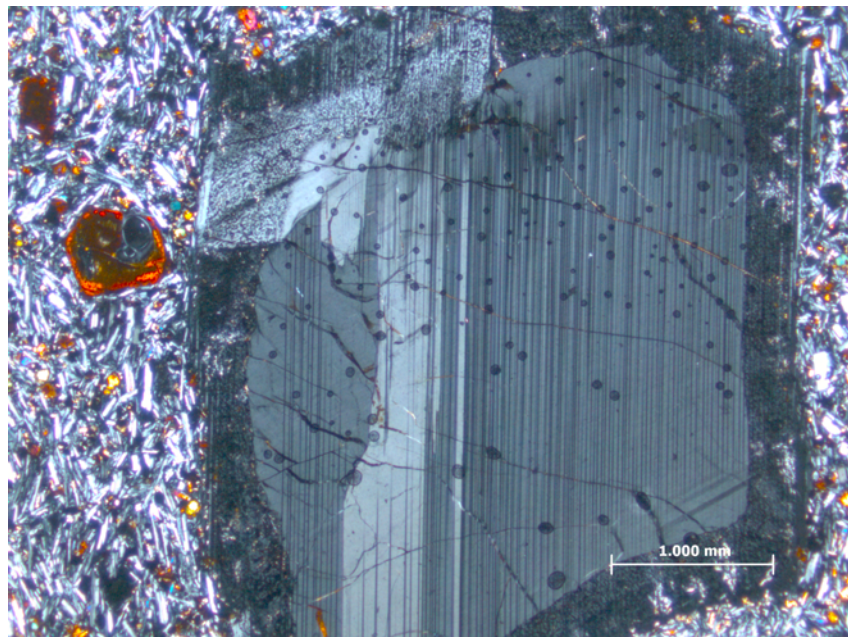


Abb. 8.21: SOM-W-39; Großer Plagioklas-Xenokristall mit deutlicher Zwillingslamellierung und randlicher 'sponge'-Textur. Links daneben: stark iddingsitisierter Olivin (unter gekreuzten Polarisatoren).

9 Mineralchemie

Um einen detaillierten Einblick in die chemische Zusammensetzung und deren Variation der gesteinsbildenden Minerale, wie Olivin, Klinopyroxen, Orthopyroxen, Plagioklas und Alkali-Feldspat, sowohl als auch akzessorische Gemengteile, wie Spinell, Apatit, Ilmenit und Magnetit und Glasphasen zu bekommen, wurden an insgesamt neun ausgewählten Proben Messungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde durchgeführt. Folgende Kriterien waren für die Auswahl der Proben entscheidend:

Basierend auf der Gesamtgesteinsanalyse, plotten die analysierten Gesteine in einem TAS-Diagramm (Total Alkali vs. Silika) in den Feldern Foidit, Tephrit-Basanit, Trachy-Basalt, Basalt, Basaltischer Andesit, Andesit und Trachyt. Um eine möglichst repräsentative Auswahl über das gesamte Spektrum der hier vorhandenen Gesteinstypen zu treffen, wurde versucht, von jedem Gesteinstyp, wenn möglich, eine Probe zu analysieren. Ein weiteres Kriterium für die Auswahl basierte auf den Beobachtungen unter dem Polarisationsmikroskop. Proben, die einen fortgeschrittenen Verwitterungsgrad, erkennbar hauptsächlich an Iddingsitisierung von Olivinen, aufwiesen, wurden ausgeschlossen. Weitere Kriterien waren noch Korngröße und das Vorhandensein von Phänokristallen.

Gemäß diesen Kriterien wurden folgende Proben zur Analyse mit der Mikrosonde ausgewählt:

EC-13 (Tephrit-Basanit), SOM-15 (Andesit), SOM-19 (Basaltischer-Andesit), SOM-29 (Hawaiit), SOM-30 (Basalt), SOM-W-33 (Basalt), SOM-W-36 (Trachyt) and SOM-W-38 (Hawaiit).

9.1 Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen analysierter Minerale

9.1.1 Olivin

Repräsentative Analyseergebnisse von Olivin sind in Tabelle 9.1 und 9.2 angeführt.

Errechnete Forsterit-Gehalte ($Mg/Mg + Fe$) * 100 variieren zwischen 57 (SOM-W-38) und 84 (EC-13) im Kern und zwischen 57 (SOM-W-38) und 83 (EC-13) am Kornrand. Der mittlere Forsterit-Gehalt beträgt 81 im Kern und 71 am Kornrand. Gemessene Olivine sind primär, meist idiomorph bis hypidiomorph und weisen eine Größe von 100 bis 200 μm auf. Der Unterschied in der Zusammensetzung zwischen Kern und Randzone der gemessenen Körner ist deutlich, wohingegen Messpunkte, die in der Nähe von Spinell-Einschlüssen (Abstand ca. 10 μm) gesetzt wurden, keine deutliche Abweichung von jenen in den Kernbe-

9 Mineralchemie

reichen der Körner aufweisen. SiO_2 Gehalte reichen von 34 bis 40 Gew% und zeigen eine leichte Abnahme von durchschnittlich 1.3 Gew% vom Kern zum Rand hin.

Der MgO Gehalt im Kern reicht von 27 bis 45 Gew%. Zum Kornrand hin zeigt sich eine deutliche Abnahme mit Werten von 22 bis 43 Gew%. Die mittlere Abnahme vom Kern zum Rand beträgt 5,7 Gew%. Der FeO Gehalt zeigt eine große Variation und reicht im Kern von 14 bis 36 Gew%. Er steigt im Gegensatz zu MgO zum Rand hin deutlich an, und weist Werte von 16 bis 37 Gew% auf. Der mittlere Anstieg von Kern- zu Randzonen beträgt 6,6 Gew%. Nebenelemente, wie MnO (0.26 Gew% in EC-13 Kern bis 0.75 Gew% in SOM-W-33 Kornrand), CaO (0.17 Gew% in SOM-29 Kern bis 0.44 Gew% in EC-13 Kornrand) und NiO (max. 0.24 Gew% in EC-13) wurden ebenfalls erfasst. Reaktionszonen entlang von Sprüngen in den Körnern und an Kornrändern ergaben unzulängliche Messergebnisse und werden daher nicht in die Betrachtung miteinbezogen.

Tab. 9.1: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Olivin

Probe	EC-13			SOM-19		SOM-29		
	Kern	Rand	Nähe Sp	Kern	Rand	Kern	Rand	Nähe Sp
SiO ₂	40.0	39.6	39.9	36.4	35.5	37.9	36.9	38.1
TiO ₂	<0.02	<0.02	0.05	0.06	0.12	0.05	0.06	0.03
Al ₂ O ₃	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
Cr ₂ O ₃	<0.02	<0.02	0.04	0.04	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
FeO ^a	14.4	16.2	15.0	31.8	36.4	25.8	30.8	24.3
MnO	0.27	0.34	0.26	0.33	0.40	0.37	0.51	0.34
NiO	0.24	0.17	0.18	0.15	0.13	0.07	<0.02	0.05
MgO	44.6	43.6	44.7	31.1	26.6	36.3	31.5	37.7
CaO	0.34	0.44	0.42	0.22	0.32	0.17	0.37	0.22
Total	100.02	100.39	100.54	100.07	99.47	100.73	100.18	100.86
Fo	84.71	82.77	84.13	63.55	56.61	71.45	64.55	73.45
Anzahl der Kationen auf Basis von 4 O								
Si	1.005	0.997	0.997	0.992	0.999	0.996	1.001	0.992
Ti	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001
Al	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Cr	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe tot	0.302	0.341	0.314	0.724	0.857	0.567	0.700	0.529
Mn	0.006	0.007	0.006	0.008	0.010	0.008	0.012	0.007
Ni	0.005	0.004	0.004	0.003	0.003	0.001	0.000	0.001
Mg	1.671	1.638	1.666	1.264	1.118	1.420	1.274	1.463
Ca	0.009	0.012	0.011	0.006	0.010	0.005	0.011	0.006
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

^aFeO als Fe total

9.1 Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen analysierter Minerale

Tab. 9.2: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Olivin

Probe	SOM-30			SOM-W-33			SOM-W-38	
	Kern	Rand	Nähe Sp	Kern	Rand	Nähe Sp	Kern	Rand
SiO ₂	38.5	36.3	38.2	38.2	34.4	38.4	35.7	35.5
TiO ₂	<0.02	0.05	0.04	<0.02	<0.02	0.03	0.08	0.10
Al ₂ O ₃	0.03	<0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	<0.02	<0.02
Cr ₂ O ₃	0.02	<0.02	0.06	0.08	<0.02	0.08	<0.02	<0.02
FeO ^a	22.5	32.7	24.2	22.2	41.5	22.2	35.9	36.1
MnO	0.32	0.44	0.32	0.34	0.75	0.34	0.70	0.73
NiO	0.13	0.09	0.11	0.14	0.08	0.11	0.03	0.03
MgO	38.7	30.2	37.0	38.9	22.2	38.8	27.2	27.0
CaO	0.25	0.35	0.31	0.39	0.38	0.38	0.38	0.42
Total	100.46	100.12	100.18	100.21	99.40	100.44	100.01	99.86
Fo	75.35	62.22	73.15	75.75	48.73	75.71	57.46	57.12
Anzahl der Kationen auf Basis von 4 O								
Si	0.997	0.994	1.001	0.991	0.999	0.996	0.999	0.994
Ti	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002
Al	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001
Cr	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000
Fe tot	0.489	0.749	0.531	0.481	1.008	0.481	0.838	0.845
Mn	0.007	0.010	0.007	0.008	0.018	0.007	0.017	0.017
Ni	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001	0.001
Mg	1.495	1.234	1.446	1.504	0.959	1.500	1.132	1.127
Ca	0.007	0.010	0.009	0.011	0.012	0.011	0.011	0.013
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

^aFeO als Fe total

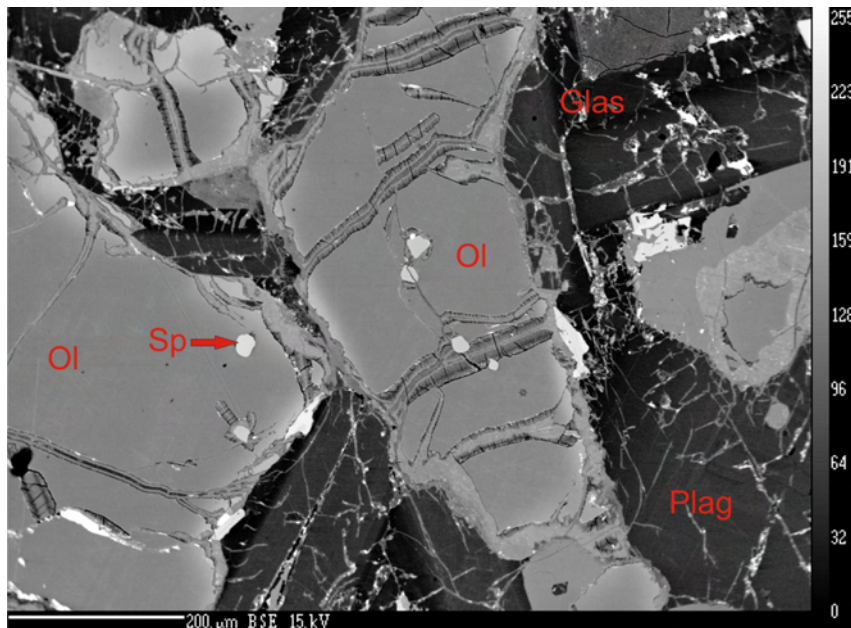


Abb. 9.1: Randlich und an Spalten chloritisierte Olivine mit Spinell-Einschlüssen

9.1.2 Klinopyroxen

Analysen an Klinopyroxenen wurden sowohl an primären Phasen als auch an intersertalen, spätmagmatischen Kristallisaten durchgeführt. Repräsentative Analyseergebnisse der Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen sind in den Tabellen 9.3 und 9.4 angegeben. Mg# ($Mg/Mg + Fe$) bewegt sich zwischen 0.50 und 0.78. Lediglich die Probe SOM-W-36 zeigt einen deutlich niedrigeren Wert mit 0.24. Eine Messung an einem Grundmassen-Klinopyroxen ergab einen Wert von 0.5. Die chemische Zusammensetzung und die Formelberechnung zeigen, dass es sich bei den gemessenen Klinopyroxenen hauptsächlich um Mg-reiche Augite, sowie Salite handelt. Dies wird deutlich, wenn man die Messergebnisse im Wollastonit-Enstatit-Ferrosilit System plottet (Siehe Abb. 9.2). Diese Zusammensetzung lässt auf eine bereits fortgeschrittene Differentiation der basaltischen Schmelze schließen. Lediglich eine Messung der Probe SOM-W-36 zeigt einen Klinopyroxen, der im Ferrosilit-Feld plottet.

SiO_2 Gehalte bewegen sich zwischen 45 und 53 Gew%. MgO (durchschnittlich 13 Gew%) dominiert in der Regel über FeO (durchschnittlich 11.5 Gew%). Ausnahmen bilden hierbei die Proben SOM-W-36 (FeO = 22 Gew%, MgO = 4 Gew%) und SOM-29 (FeO = 14 Gew%, MgO = 8 Gew%). Charakteristisch sind die durchwegs hohen CaO-Gehalte (14 - 23 Gew%), wobei kein eindeutiger Trend zwischen Kern- und Randzonen festzustellen ist. Al_2O_3 reicht von 0.72 in der Probe SOM-W-36 (Trachyt) bis 7.1 in der Probe EC-13 (Tephrit). Auch hier

9.1 Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen analysierter Minerale

gibt es keinen eindeutigen Trend zwischen Kern- und Randzonen. TiO_2 liegt zwischen 0.25 (SOM-W-36) und 4.1 (EC-13 Rand).

Tab. 9.3: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Klinopyroxen

Probe	EC-13		SOM-15		SOM-19		SOM-29
	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Matrix
SiO ₂	48.4	45.1	51.4	51.4	51.7	52.9	45.9
TiO ₂	2.5	4.1	0.97	0.94	1.14	0.47	3.1
Al ₂ O ₃	4.5	7.1	1.41	1.41	1.55	0.84	4.5
Cr ₂ O ₃	0.02	0.04	0.12	0.04	0.09	<0.02	<0.02
FeO ^a	6.8	7.4	12.8	13.0	13.8	10.2	14.8
MnO	0.15	0.12	0.27	0.26	0.30	0.23	0.29
NiO	0.03	0.02	0.02	0.07	0.05	<0.02	0.04
MgO	13.5	11.9	15.4	14.6	16.9	15.1	8.2
CaO	23.0	22.9	16.8	17.4	14.0	18.9	21.5
Na ₂ O	0.50	0.69	0.22	0.26	0.19	0.38	0.73
Total	99.49	99.33	99.32	99.42	99.71	98.97	99.04
Mg#	0.78	0.74	0.68	0.67	0.69	0.73	0.50
Anzahl der Kationen auf der Basis von 6 O							
Si	1.819	1.710	1.940	1.946	1.936	1.987	1.799
Al tetra	0.181	0.290	0.060	0.054	0.064	0.013	0.201
Al okta	0.018	0.028	0.003	0.009	0.004	0.024	0.009
Sum Tetr	2.018	2.028	2.003	2.009	2.004	2.024	2.009
Cr	0.001	0.001	0.004	0.001	0.003	0.000	0.000
Ti	0.072	0.116	0.027	0.027	0.032	0.013	0.092
Fe(III)	0.083	0.119	0.021	0.014	0.012	0.000	0.097
Fe(II)	0.128	0.114	0.382	0.396	0.420	0.319	0.383
Mn	0.005	0.004	0.008	0.008	0.009	0.007	0.010
Mg	0.755	0.672	0.865	0.823	0.947	0.843	0.477
Ca	0.927	0.932	0.680	0.707	0.562	0.760	0.903
Na	0.037	0.051	0.016	0.019	0.014	0.028	0.055
Sum Okt	2.007	2.008	2.003	1.995	1.999	1.971	2.018
Total	4.026	4.038	4.006	4.004	4.003	3.996	4.029
Wo	48.84	50.23	35.14	36.63	29.17	39.59	47.84
En	39.77	36.50	44.24	42.25	48.53	43.69	25.51
Fs	11.39	12.85	21.00	21.47	22.64	16.92	26.17

^aFeO als Fe total; Mg# errechnet aus gemessenem FeO und MgO

Tab. 9.4: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Klinopyroxen

Probe	SOM-30		SOM-W-33		SOM-W-36		SOM-W-38	
	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Kern	Rand	
SiO ₂	48.3	50.3	49.4	49.3	49.1	50.0	49.5	
TiO ₂	2.8	1.48	1.64	1.66	0.25	2.04	2.22	
Al ₂ O ₃	4.1	2.6	4.0	2.29	0.72	2.9	3.2	
Cr ₂ O ₃	0.28	0.30	0.25	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	
FeO ^a	9.8	8.7	8.2	13.2	22.7	9.6	9.6	
MnO	0.21	0.19	0.21	0.31	1.28	0.21	0.24	
NiO	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	
MgO	13.5	14.7	13.9	11.4	3.9	12.8	13.2	
CaO	20.4	20.4	21.3	20.5	20.2	21.7	21.6	
Na ₂ O	0.41	0.32	0.34	0.46	1.09	0.65	0.55	
Total	99.78	98.96	99.34	99.09	99.24	99.86	100.09	
Mg#	0.71	0.75	0.75	0.61	0.24	0.70	0.71	
	Anzahl der Kationen auf der Basis von 6 O							
Si	1.820	1.896	1.855	1.898	1.984	1.883	1.860	
Al tetra	0.180	0.104	0.145	0.102	0.016	0.117	0.140	
Al okta	0.004	0.010	0.034	0.002	0.018	0.011	0.001	
Sum Tetr	2.004	2.010	2.034	2.002	2.018	2.011	2.001	
Cr	0.008	0.009	0.007	0.001	0.000	0.000	0.000	
Ti	0.081	0.042	0.046	0.048	0.008	0.058	0.063	
Fe(III)	0.055	0.038	0.053	0.056	0.104	0.057	0.080	
Fe(II)	0.253	0.235	0.205	0.366	0.656	0.244	0.220	
Mn	0.007	0.006	0.007	0.010	0.044	0.007	0.008	
Mg	0.757	0.824	0.780	0.656	0.236	0.717	0.741	
Ca	0.822	0.823	0.860	0.844	0.876	0.875	0.872	
Na	0.030	0.023	0.025	0.034	0.085	0.048	0.040	
Sum Okt	2.013	2.001	1.983	2.015	2.009	2.006	2.024	
Total	4.017	4.012	4.017	4.017	4.028	4.018	4.025	
Wo	43.55	42.99	45.43	43.77	44.64	45.81	45.33	
En	39.95	42.79	40.96	33.97	12.32	37.71	38.58	
Fs	16.64	14.51	13.89	22.33	41.94	16.22	16.02	

^aFeO als Fe total; Mg# errechnet aus gemessenem FeO und MgO

9.1 Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen analysierter Minerale

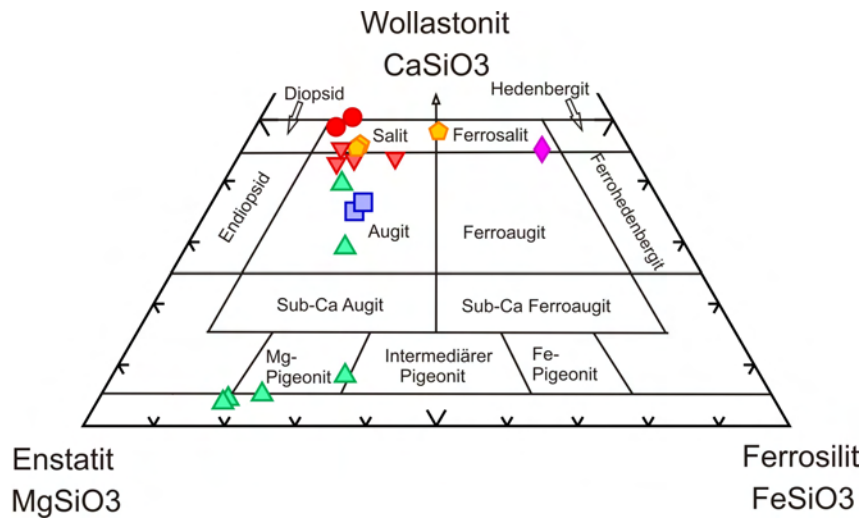


Abb. 9.2: Analyseergebnisse von Cpx und Opx im Enstatit - Ferrosilit - Wollastonit - System

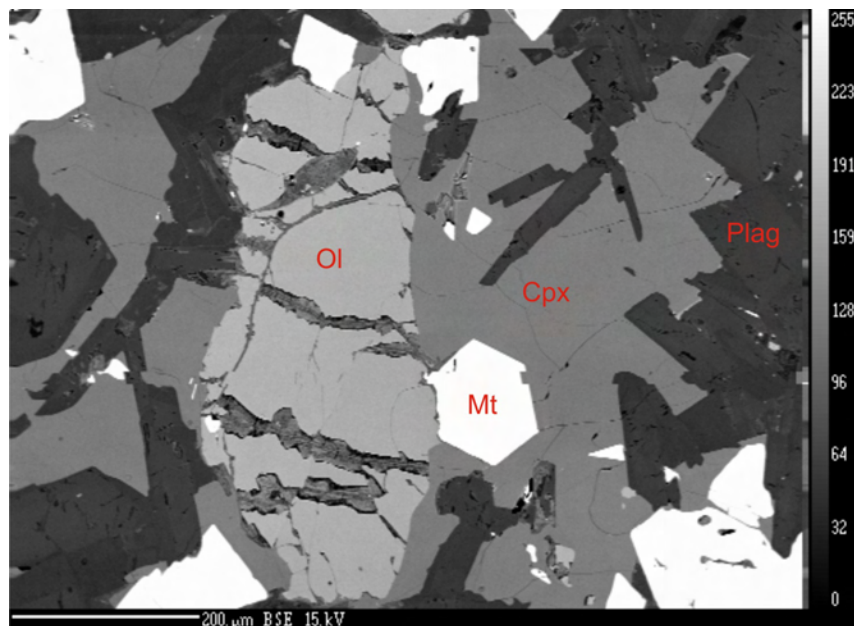


Abb. 9.3: Xenomorpher Klinopyroxen umwächst Olivin, Plagioklas und Magnetit

9.1.3 Orthopyroxen

Haupt- und Nebenelementzusammensetzung gemessener, repräsentativer Orthopyroxene sind in Tabelle 9.5 angeführt. Lediglich die Probe SOM-19 weist Orthopyroxen auf, somit konnten nur sehr wenige Analysen durchgeführt werden.

9 Mineralchemie

Aus diesen geht deutlich hervor, dass die Minerale innerhalb der Mischreihe Enstatit ($Mg_2[Si_2O_6]$) - Ferrosilit ($Fe_2[Si_2O_6]$) im Bereich Bronzit ($Fs10 - 30$) bis Hypersthen ($Fs30 - 50$) Platz nehmen. Der Enstatitanteil bewegt sich zwischen 57 und 80 %, während der Anteil von Ferrosilit zwischen 17 und 35 %, und jener von Wollastonit nur 3 bis 8 % ausmacht. Betrachtet man die gemessenen Orthopyroxene im ternären System $MgSiO_3 - FeSiO_3 - CaSiO_3$, so zeigt nur eine Messung eine erhöhte Wollastonit-Komponente von 8.4 und plottet im Feld zwischen intermediärem und Mg-reichem Pigeonit. Mg# bewegt sich zwischen 0.64 und 0.83.

Dazu analog ist der charakteristisch hohe Gehalt an MgO (17 bis 29 Gew%) gegenüber FeO (11 bis 21 Gew%) und CaO (1.5 bis 2.3 Gew%). SiO_2 Gehalte bewegen sich zwischen 52 und 56 Gew %. Der Al_2O_3 Gehalt bewegt sich zwischen 0.7 und 4.8 Gew%.

9.1 Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen analysierter Minerale

Tab. 9.5: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Orthopyroxen

Probe	SOM-19			
	Kern	Kern	Rand	Rand
SiO ₂	53.7	53.1	56.0	53.8
TiO ₂	0.48	0.61	0.61	0.44
Al ₂ O ₃	2.9	2.20	4.8	2.5
Cr ₂ O ₃	0.43	0.08	0.05	0.34
FeO ^a	12.0	15.0	17.0	12.3
MnO	0.17	0.26	0.27	0.20
NiO	0.09	0.07	0.02	0.08
MgO	28.6	26.2	17.0	28.1
CaO	1.78	2.34	3.4	1.86
Na ₂ O	0.08	0.06	1.08	0.05
Total	100.27	99.97	100.27	99.61
Mg#	0.81	0.76	0.64	0.80
Anzahl der Kationen auf Basis von 6 O				
Si	1.912	1.925	2.018	1.928
Al tetra	0.088	0.075	-0.018	0.072
Al okta	0.034	0.019	0.224	0.033
Sum Tetr	2.034	2.019	2.224	2.033
Cr	0.012	0.002	0.001	0.010
Ti	0.013	0.016	0.016	0.012
Fe(III)	0.034	0.039	0.000	0.015
Fe(II)	0.321	0.415	0.524	0.353
Mn	0.005	0.008	0.008	0.006
Mg	1.517	1.416	0.914	1.501
Ca	0.068	0.091	0.133	0.071
Na	0.005	0.004	0.075	0.003
Sum Okt	1.975	1.992	1.672	1.971
Total	4.010	4.012	3.895	4.004
Wo	3.481	4.620	8.418	3.660
En	77.981	71.901	57.900	77.137
Fs	18.538	23.479	33.682	19.203

^aFeO als Fe total; Mg# errechnet aus gemessenem FeO und MgO

9.1.4 Plagioklas

Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der gemessenen Plagioklase sind in den Tabellen 9.6 und 9.7 aufgelistet. Messungen wurden hauptsächlich an Phänokristallen, seltener an Matrixkomponenten durchgeführt. Anorthitgehalte bewegen sich zwischen 30 und 60 %, und sind in Phänokristallen generell höher als in zugehörigen Grundmasse-Plagioklasen.

Generell zeigt sich ein deutlicher Unterschied in der Zusammensetzung zwischen Messpunkten in Kernbereichen und an Kornrändern. In den Kernbereichen sind die Anorthitgehalte generell höher als an den Kornrändern (49 - 63 Gew% in Kernzonen, 30 - 52 Gew% an Kornrändern). Ebenso lässt sich ein Anstieg des SiO₂ Gehaltes vom Kern zum Rand (52

9 Mineralchemie

- 55 Gew% in Kernzonen, 55 - 61 Gew% an Kornrändern), sowie eine Abnahme des generell hohen Al_2O_3 Gehaltes (27 - 30 Gew% in Kernzonen, 24 - 27 Gew% an Kornrändern) beobachten. K_2O Gehalte bewegen sich durchwegs unterhalb von 1 Gew%.

Tab. 9.6: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Plagioklas

Probe	SOM-15			SOM-19	
	Kern	Rand	Reaktionssaum	Kern	Rand
SiO ₂	55.5	59.8	56.6	55.6	57.4
TiO ₂	0.12	0.07	0.12	0.16	0.11
Al ₂ O ₃	27.1	24.5	26.1	27.2	26.0
FeO ^a	0.61	0.55	0.78	0.70	0.67
MgO	0.09	0.04	0.06	0.17	0.10
CaO	10.3	7.0	9.2	10.4	8.9
Na ₂ O	5.3	7.0	5.9	5.3	6.2
K ₂ O	0.48	0.90	0.55	0.38	0.58
Total	99.50	99.78	99.37	99.90	99.92
Anzahl der Kationen auf Basis von 32 O					
Si	10.093	10.747	10.297	10.081	10.364
Al	5.813	5.178	5.588	5.825	5.537
Sum Tetr	15.906	15.925	15.884	15.906	15.901
Fe tot	0.093	0.083	0.119	0.107	0.101
Ti	0.016	0.010	0.016	0.022	0.014
Ca	2.007	1.338	1.799	2.026	1.719
Na	1.879	2.432	2.088	1.850	2.159
K	0.111	0.205	0.127	0.087	0.134
Sum Okt	4.106	4.068	4.148	4.091	4.126
Total	20.012	19.993	20.033	19.997	20.027
Z	15.19	15.92	15.88	15.91	15.90
X	4.09	4.06	4.13	4.07	4.11
An	50.20	33.65	44.83	51.12	42.85
Ab	47.02	61.19	52.01	46.69	53.81
Or	2.78	5.16	3.16	2.20	3.34

^aFeO als Fe total

9.1 Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen analysierter Minerale

Tab. 9.7: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Plagioklas

Probe	SOM-29		SOM-30		SOM-W-33		SOM-W-38		
	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern
SiO ₂	55.3	58.4	52.4	59.7	53.6	56.0	52.4	54.5	61.7
TiO ₂	0.19	0.19	0.11	0.11	0.11	0.14	0.11	0.12	0.13
Al ₂ O ₃	27.1	24.8	28.9	23.9	28.0	27.1	29.8	27.6	22.7
FeO ^a	0.49	0.58	0.62	0.66	0.59	0.65	0.54	0.41	0.66
MgO	0.07	0.04	0.14	0.03	0.11	0.09	0.04	0.04	<0.02
CaO	9.9	7.3	12.8	6.7	11.5	9.8	12.7	10.7	4.4
Na ₂ O	5.1	6.2	3.9	7.0	4.8	5.8	4.1	5.1	7.2
K ₂ O	0.74	1.59	0.26	1.03	0.27	0.26	0.32	0.49	2.42
Total	98.86	99.20	99.06	99.21	98.98	99.86	100.06	99.04	99.28
	Anzahl der Kationen auf Basis von 32 O								
Si	10.117	10.620	9.633	10.796	9.832	10.135	9.541	9.973	11.134
Al	5.835	5.310	6.258	5.100	6.065	5.791	6.392	5.948	4.832
Sum Tetr	15.951	15.930	15.891	15.896	15.897	15.925	15.933	15.921	15.966
Fe tot	0.075	0.088	0.095	0.099	0.090	0.098	0.083	0.063	0.099
Ti	0.026	0.025	0.015	0.015	0.016	0.019	0.015	0.017	0.018
Ca	1.942	1.430	2.524	1.307	2.267	1.902	2.478	2.102	0.853
Na	1.822	2.187	1.396	2.466	1.700	2.031	1.464	1.820	2.506
K	0.173	0.369	0.060	0.237	0.063	0.060	0.074	0.115	0.556
Sum Okt	4.038	4.099	4.091	4.125	4.136	4.110	4.114	4.117	4.033
Total	19.990	20.028	19.982	20.021	20.033	20.035	20.047	20.038	19.999
Z	15.95	15.93	15.89	15.90	15.90	15.93	15.93	15.92	15.97
X	4.01	4.07	4.08	4.11	4.12	4.09	4.10	4.10	4.01
An	49.33	35.87	63.41	32.60	56.26	47.62	61.70	52.07	21.79
Ab	46.28	54.87	35.08	61.49	42.18	50.86	36.46	45.09	64.00
Or	4.39	9.26	1.51	5.92	1.56	1.52	1.84	2.85	14.21

^aFeO als Fe total

9.1.5 Nephelin

Nephelin liegt lediglich in der Probe EC-13 (Tephrit) vor. Analyseergebnisse sind in Tabelle 9.8 angeführt. Die SiO₂-Gehalte sind für Nephelin untypisch hoch und bewegen sich im Bereich von 50 Gew%. Al₂O₃ liegt in einem Bereich von 32 Gew%. Na₂O liegt um 14 Gew%, K₂O um 3 - 4 Gew% und CaO ist auffallend niedrig mit 0.04 - 0.09 Gew%.

Tab. 9.8: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Nephelin

Probe	EC-13		
SiO ₂	48.65	50.031	50.394
TiO ₂	0.13	0.11	0.11
Al ₂ O ₃	33.08	31.28	31.46
FeO ^a	0.869	0.94	0.987
MnO	0.01	0.01	0.004
MgO	0.11	0.13	0.16
CaO	0.09	0.04	0.06
Na ₂ O	13.92	13.49	14.04
K ₂ O	4.19	3.54	3.24
Total	101.05	99.60	100.49
Anzahl der Kationen auf Basis von 32 O			
Si	9.011	9.334	9.324
Al	7.220	6.878	6.859
Fe tot	0.135	0.147	0.153
Ca	0.018	0.008	0.012
Na	5.000	4.878	5.036
K	0.990	0.842	0.763
Total	22.374	22.087	22.146
$\sum R^b$	6.026	5.735	5.822

^aFeO als Fe total^b $\sum R = Ca + K + 2 * Na$

9.1.6 Kalifeldspat

Kalifeldspäte wurden lediglich in den Proben EC-13 und SOM-W-36 gefunden. Die Aussagekraft der angegebenen Messergebnisse ist daher nur sehr beschränkt. Bei den Analysen aus der Probe SOM-W-36 handelt es sich um Grundmasse-Kristalle, während der gemessene Kristall aus der Probe EC-13 als Einsprengling vorliegt. Analyseergebnisse sind in Tabelle 9.9 angegeben. Es handelt sich um Natrium-reiche Orthoklase mit variablen Gehalten an K_2O (6 - 12 Gew%), hohen Na_2O Gehalten (2.7 - 7.4 Gew%) und sehr niedrigen CaO Gehalten (0.07 - 0.2 Gew%). SiO_2 und Al_2O_3 -Gehalte bewegen sich in für Kalifeldspäte typischen Bereichen (63 - 67 Gew% SiO_2 bzw. 19 Gew% Al_2O_3).

9.1 Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen analysierter Minerale

Tab. 9.9: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Kalifeldspat

Probe	EC-13	SOM-W-36		
		Kern	Kern	Rand
SiO ₂	63.9	66.3	67.3	66.7
TiO ₂	0.16	0.02	0.03	<0.02
Al ₂ O ₃	19.0	18.7	19.2	18.7
FeO ^a	0.90	0.44	0.40	0.71
CaO	0.11	0.07	0.20	0.11
Na ₂ O	2.7	5.8	7.4	6.4
K ₂ O	11.9	8.5	6.1	7.5
Total	98.65	99.84	100.64	100.13
Anzahl der Kationen auf Basis von 32 O				
Si	11.854	11.973	11.952	11.985
Al	4.163	3.985	4.027	3.950
Fe tot	0.140	0.067	0.059	0.107
Ca	0.021	0.014	0.038	0.022
Na	0.970	2.032	2.543	2.224
K	2.804	1.962	1.373	1.726
Total	19.952	20.032	19.992	20.014
An	0.57	0.34	0.97	0.55
Ab	25.55	50.71	64.32	55.99
Or	73.89	48.96	34.71	43.46

^aFeO als Fe total

9.1.7 Gläser

Die Analyse der Zusammensetzung der Gesteinsgläser wurde aufgrund der großen Empfindlichkeit dieser Phasen mit einem auf 5 μm defokussierten Strahl an der Mikrosonde durchgeführt. Analysen wurden lediglich an intergranularen Gläsern, welche sich in den Kornzwischenräumen befinden, durchgeführt (siehe Abb. ??).

Repräsentative Analyseergebnisse sind in den Tabellen 9.10 und 9.11 aufgelistet. Auffällig ist zunächst, dass ein Teil der Analysen auf eine Summe von nur etwa 90 - 93 % kommt, während ein anderer Teil Summen von annähernd 100 % erreicht. Die unzureichenden Summen lassen sich dadurch erklären, dass die Gläser sehr häufig Wasser führen, welches in Form von OH^- -Gruppen gebunden ist, das mit der Mikrosonde nicht gemessen werden kann.

Auffallend ist weiters, dass die Gehalte an SiO_2 , Al_2O_3 und Na_2O bei den Proben mit unzureichender Summe signifikant höher liegen als bei jenen Proben, welche Summen von ca. 100 % erreichen (SiO_2 : 65 - 79 Gew% bzw. 54 - 57 Gew%, Al_2O_3 : 23 - 26 Gew% bzw. 11 - 21 Gew%, Na_2O : 8 - 13 Gew% bzw. 4 - 8 Gew%). Genau gegenteilig verhalten sich K_2O

9 Mineralchemie

und FeO, wobei der Unterschied von Letzterem weniger eklatant ausfällt (K_2O : 0.08 - 0.8 Gew% bzw. 1.5 - 7.5 Gew%, FeO: 0.06 - 0.9 Gew% bzw. 0.6 - 1.5 Gew%).

Tab. 9.10: Zusammensetzung intergranularer Gesteinsgläser

Probe	EC-13		SOM-15		SOM-29	
SiO ₂	57.2	57.3	74.1	71.2	53.8	55.0
TiO ₂	0.17	0.14	0.17	0.07	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	24.6	24.9	14.1	16.1	26.2	24.0
Cr ₂ O ₃	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.05
FeO ^a	0.68	0.88	0.60	0.34	0.19	0.24
MnO	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.031	<0.02
MgO	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
CaO	0.78	0.20	0.18	0.15	1.70	0.22
Na ₂ O	7.9	7.3	4.1	4.9	10.9	12.7
K ₂ O	0.30	0.78	6.9	7.5	0.07	0.08
Total	91.64	91.63	100.18	100.19	92.95	92.39

^aFeO als Fe total

Tab. 9.11: Zusammensetzung intergranularer Gesteinsgläser

Probe	SOM-30		SOM-W-33		SOM-W-36		SOM-W-38	
SiO ₂	66.2	65.4	66.5	65.0	56.7	55.3	55.0	54.3
TiO ₂	0.16	0.09	0.19	0.13	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Al ₂ O ₃	19.0	19.6	19.6	20.5	23.3	25.1	24.2	25.9
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0	0	0	0.05	<0.02	0
FeO ^a	0.78	0.56	0.64	0.60	0.24	0.11	0.08	0.06
MnO	<0.02	<0.02	0.029	<0.02	<0.02	0.033	<0.02	<0.02
MgO	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
CaO	0.60	1.13	0.87	1.70	<0.02	<0.02	0.26	0.86
Na ₂ O	8.1	7.2	7.6	7.3	12.7	12.0	12.3	12.0
K ₂ O	5.0	5.9	4.9	4.5	0.20	0.41	0.17	0.18
Total	99.85	99.81	100.27	99.75	93.19	92.94	92.10	93.24

^aFeO als Fe total

9.1 Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen analysierter Minerale

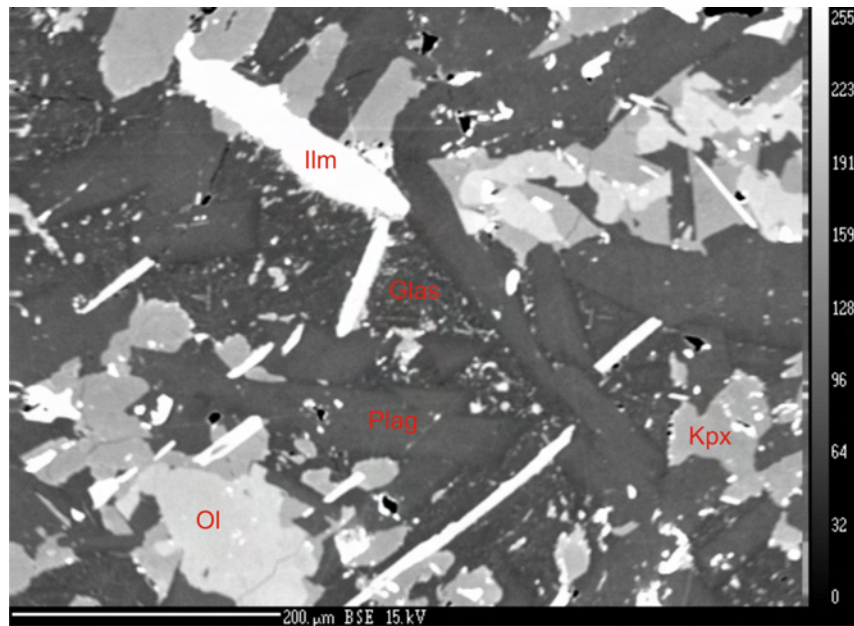


Abb. 9.4: Intergranulares Gesteinsglas zwischen Plagioklas, Ilmenit, Olivin und Klinopyroxen

9.1.8 Spinell

Spinelle konnten als Einschlüsse in Olivinkristallen in den Proben EC-13, SOM-29, SOM-30 und SOM-33 gemessen werden. Da jedoch ein Großteil der Analysen nur unzureichende Ergebnisse lieferte, sind in Tabelle 9.12 lediglich jene Analyseergebnisse mit einer Summe > 98% angeführt. Es handelt sich hierbei um Chromspinelle, genauer gesagt um Picotite $[(Mg, Fe)(Al, Fe, Cr)_2O_4]$, welche als winzige Einschlüsse im Olivin für Alkali-basalte typisch sind. Mit Ausnahme der Probe SOM-29 (Cr_2O_3 3.8 %) liegen die Cr_2O_3 Gehalte bei 24 - 25 Gew%. Der Gesamteisengehalt bewegt sich zwischen 37 und 60 Gew%, wobei FeO Fe_2O_3 stets überwiegt. Als weitere nennenswerte Bestandteile sind Al_2O_3 (13 - 26 Gew%), TiO_2 (1.3 - 12 Gew%) und MgO (6 - 9 Gew%) anzuführen.

Tab. 9.12: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Spinell

Probe	SOM-29	SOM-30	SOM-W-33	
SiO ₂	0.08	0.10	0.07	0.10
TiO ₂	2.10	11.9	8.2	1.32
Al ₂ O ₃	24.5	15.0	12.9	26.1
Cr ₂ O ₃	24.7	3.8	23.9	25.1
Fe ₂ O ₃	14.4	26.4	15.9	13.2
FeO	23.4	34.4	31.0	23.6
MnO	0.22	0.31	0.27	0.19
NiO	0.09	0.06	0.09	0.10
MgO	8.9	6.3	6.3	8.4
Total	98.35	98.34	98.75	98.16
Cr#	0.40	0.15	0.55	0.39
Anzahl der Kationen auf Basis von 32 O				
Si	0.02	0.03	0.02	0.02
Ti	0.40	2.44	1.69	0.25
Al	7.37	4.82	4.15	7.84
Cr	5.00	0.83	5.16	5.06
Fe(III)	2.77	5.42	3.27	2.54
Sum Okt ^a	15.57	13.53	14.29	15.71
Fe(II)	4.99	7.85	7.08	5.03
Mn	0.05	0.07	0.06	0.04
Mg	3.39	2.55	2.56	3.21
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00
Sum Tetr ^b	8.43	10.47	9.71	8.29
Total	24.00	24.00	24.00	24.00

^aSumme der Kationen in Oktaederposition

^bSumme der Kationen in Tetraederposition

9.1.9 Magnetit

Magnetit ist teilweise gemeinsam mit Ilmenit (in CCH-11, SOM-29, SOM-30, SOM-W-33 und SOM-W-38), teilweise als einziges Fe-Ti-Oxid (SOM-15), in beträchtlichen Mengen vorhanden. Es handelt sich hierbei um Titanomagnetite. Ähnlich wie bei den Analysen von Spinellen, war ein Großteil der Messergebnisse unzureichend, weshalb Tabelle 9.13 nur einen kleinen Ausschnitt der Analysen wiedergibt. Eine auffällige Erscheinung ist eine Entmischung von Magnetit und Ilmenit während der Abkühlung, die sich im Idealfall in deutlichen Entmischungslamellen manifestiert (siehe Abb. ??).

Die Gesamteisengehalte bewegen sich zwischen 65 und 80 Gew%, wobei FeO im Normalfall Fe_2O_3 deutlich überwiegt. Eine Ausnahm bildet SOM-W-36 mit annähernd gleichen FeO- und Fe_2O_3 -Gehalten. TiO_2 -Gehalte bewegen sich, wiederum mit Ausnahme von

9.1 Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen analysierter Minerale

SOM-W-36 (13 Gew%) um 25 Gew%. Al_2O_3 -Gehalte bewegen sich zwischen 0.7 und 2.5 Gew%, MgO beträgt bei SOM-W-36 lediglich 0.02 Gew%, und bewegt sich in den restlichen Proben zwischen 2.4 und 3.2 Gew%.

Tab. 9.13: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Magnetit

Probe	SOM-29		SOM-W-36		SOM-W-38
SiO ₂	0.09	0.05	0.13	0.04	0.04
TiO ₂	25.2	25.9	13.3	25.6	25.9
Al ₂ O ₃	2.50	1.71	0.77	1.44	2.07
Cr ₂ O ₃	0.33	0.04	<0.02	0.06	<0.02
Fe ₂ O ₃	17.7	16.7	40.9	17.7	16.8
FeO	49.2	50.4	41.8	50.2	50.5
MnO	0.61	0.62	1.20	0.62	0.61
MgO	3.2	2.5	0.05	2.38	2.6
Total	98.77	98.02	98.19	98.07	98.54
Si	0.025	0.015	0.039	0.012	0.012
Ti	5.560	5.807	3.080	5.739	5.754
Al	0.862	0.598	0.278	0.505	0.722
Cr	0.076	0.010	0.001	0.014	0.004
Fe(III)	3.892	3.748	9.483	3.980	3.742
Sum Okt ^a	10.415	10.178	12.881	10.250	10.243
Fe(II)	12.054	12.536	10.782	12.518	12.489
Mn	0.150	0.156	0.314	0.157	0.154
Mg	1.381	1.116	0.023	1.059	1.124
Sum Tetr ^b	13.585	13.808	11.119	13.734	13.766
Total	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000

^aSumme der Kationen in Oktaederposition

^bSumme der Kationen in Tetraederposition

9.1.10 Ilmenit

Analyseergebnisse der Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen von Ilmenit sind in Tabelle 9.14 aufgelistet. Ilmenit und Magnetit treten zumeist gemeinsam auf. Ilmenit weist dabei deutlich höhere TiO_2 -Gehalte als Titanomagnetit auf. Sie bewegen sich zwischen 50 und 53 Gew%. Der Anteil an Gesamteisen ist deutlich geringer. Die Werte liegen bei 43 bis 46 Gew%, wobei FeO bei Weitem den Hauptanteil bildet und Fe_2O_3 nur mit 1.5 bis 4.5 Gew% vertreten ist. MgO kommt auf Werte von 1 bis 3.4 %, MnO liegt deutlich darunter mit 0.3 bis 0.9 Gew%.

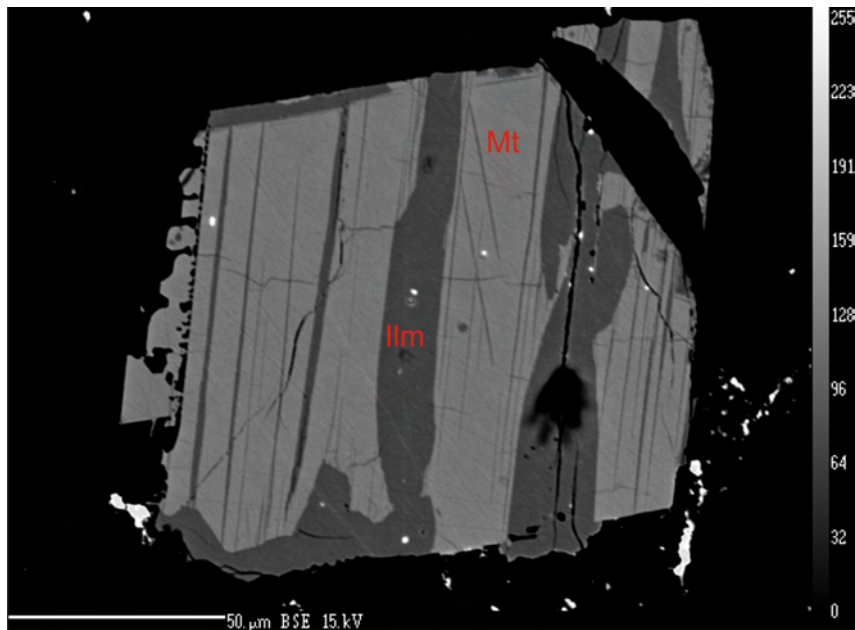


Abb. 9.5: Magnetit-Ilmenit-Entmischungslamellen

Tab. 9.14: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Ilmenit

Probe	SOM-15	SOM-29	SOM-30	SOM-W-33	SOM-W-38				
Oxide in Gew%									
SiO ₂	0.07	0.10	0.09	0.09	0.06	0.07	0.04	<0.02	<0.02
TiO ₂	50.1	50.0	50.0	50.1	49.6	51.8	52.0	52.4	52.9
Al ₂ O ₃	0.12	0.14	0.08	0.10	0.02	0.06	0.03	0.07	0.06
Cr ₂ O ₃	0.06	0.04	<0.02	<0.02	0.05	<0.02	<0.02	0.055	<0.02
Fe ₂ O ₃	3.46	3.51	3.54	3.13	4.49	1.55	1.32	2.21	1.36
FeO	43.3	43.4	42.1	42.7	42.4	43.3	42.9	40.8	41.1
MnO	0.39	0.34	0.89	0.80	0.53	0.88	0.73	0.65	0.62
MgO	0.99	0.97	1.35	1.15	1.16	1.48	1.89	3.3	3.4
Total	98.48	98.47	98.07	98.05	98.42	99.25	98.95	99.60	99.37
Anzahl der Kationen auf Basis von 36 O									
Si	0.021	0.030	0.026	0.028	0.018	0.022	0.012	0.002	0.004
Ti	11.504	11.487	11.500	11.547	11.392	11.769	11.815	11.702	11.813
Al	0.042	0.050	0.029	0.037	0.009	0.020	0.010	0.023	0.021
Cr	0.014	0.009	0.002	0.003	0.012	0.001	0.000	0.013	0.003
Fe(III)	0.794	0.806	0.815	0.722	1.031	0.353	0.299	0.494	0.304
Sum Okt ^a	12.376	12.382	12.372	12.336	12.461	12.165	12.136	12.234	12.145
Fe(II)	11.075	11.088	10.783	10.932	10.826	10.937	10.819	10.124	10.212
Fe tot	11.869	11.894	11.598	11.654	11.857	11.290	11.313	10.428	10.516
Mn	0.100	0.088	0.232	0.206	0.136	0.224	0.186	0.163	0.157
Mg	0.450	0.442	0.614	0.526	0.527	0.664	0.849	1.473	1.486
Sum Tetr ^b	11.624	11.618	11.628	11.664	11.489	11.825	11.845	11.759	11.855
Total	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000

^aSumme der Kationen in Oktaederposition

^bSumme der Kationen in Tetraederposition

9.1.11 Apatit

Es konnten in den Proben EC-13, SOM-29, SOM-W-33, SOM-W-36 und SOM-W-38 Apatitkristalle als Einschlüsse in Plagioklasen und Klinopyroxenen analysiert werden. Tabelle 9.15 gibt die Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen der gemessenen Apatite wieder. Da beim Apatit zusätzlich zu Sauerstoff auch Fluor als Anion in beträchtlicher Menge im Kristallgitter eingebaut ist, und aufgrund des daraus resultierenden Sauerstoffüberschusses die Analysen zu hohe Gesamtsummen ergeben, mussten diese angepasst werden, indem ein Sauerstoffäquivalent der Fluorgehalte von der Gesamtsumme abgezogen wurde ($\frac{\text{Atomgewicht von O}}{2 \cdot \text{Atomgewicht von F}}$, i.e. $\frac{16}{38}$ multipliziert mit Fluorgehalt aus der Analyse \rightarrow Produkt von der Gesamtsumme subtrahieren, aus (Deer et al., 1966)).

Die analysierten Apatite sind in der Zusammensetzung, vor Allem der Hauptbestandteile, sehr konsistent. So liegt CaO bei Werten um 54 Gew%, P_2O_5 bei ca. 41 Gew% und F bei ca. 3.7 Gew%. Alle weiteren Elemente sind nur in sehr geringem Maß vorhanden und kommen zumeist über 1 Gew% nicht hinaus.

Tab. 9.15: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Apatit

Probe	EC-13		SOM-29		SOM-W-33		SOM-W-36		SOM-W-38	
SiO ₂	0.68	0.72	0.71	0.61	0.94	0.29	0.82	0.51	0.34	
FeO	0.70	0.36	0.39	0.54	0.03	<0.02	<0.02	0.23	0.40	
MnO	0.05	0.02	0.02	0.04	0.06	<0.02	0.12	0.03	<0.02	
MgO	0.16	0.20	0.17	0.28	0.16	0.04	0.04	0.12	0.22	
CaO	53.7	53.8	53.4	54.0	53.8	54.1	53.0	54.0	54.4	
Na ₂ O	0.06	0.07	0.08	0.02	0.05	0.23	0.13	0.04	<0.02	
K ₂ O	0.07	0.17	0.06	0.05	0.04	<0.02	<0.02	0.09	0.02	
P ₂ O ₅	40.6	40.6	40.5	41.6	40.8	41.7	40.4	40.6	41.7	
F	3.7	3.7	3.7	3.6	3.6	3.8	3.7	3.7	3.7	
Cl	0.42	0.48	0.44	0.21	0.22	0.10	<0.02	0.04	0.20	
La ₂ O ₃	0.12	0.08	0.16	0.35	0.45	0.64	1.13	0.49	0.21	
Ce ₂ O ₃	0.22	0.22	0.25	0.13	0.22	0.31	0.50	0.28	0.14	
	100.55	100.43	99.89	101.43	100.33	101.16	99.95	100.10	101.26	
- O = F										
Total	98.93	98.84	98.35	99.92	99.37	100.22	98.85	98.55	99.72	
	Anzahl der Ionen auf Basis von 25 (O, OH, F, Cl)									
P	5.626	5.630	5.641	5.700	5.619	5.694	5.627	5.665	5.719	
Si	0.111	0.119	0.117	0.099	0.153	0.047	0.136	0.085	0.055	
Sum T	5.737	5.748	5.758	5.799	5.772	5.741	5.762	5.749	5.774	
Mg	0.040	0.048	0.041	0.068	0.039	0.010	0.009	0.029	0.052	
Fe+2	0.096	0.049	0.054	0.073	0.004	0.003	0.003	0.031	0.055	
Mn	0.007	0.003	0.003	0.005	0.009	0.003	0.017	0.004	0.003	
Na	0.020	0.023	0.026	0.007	0.016	0.071	0.042	0.011	0.006	
Ca	9.425	9.429	9.414	9.370	9.373	9.353	9.339	9.542	9.449	
K	0.015	0.035	0.013	0.011	0.008	0.004	0.004	0.018	0.004	
Sum	9.604	9.588	9.552	9.534	9.448	9.444	9.413	9.636	9.569	
F	0.969	0.965	0.965	0.922	0.929	0.967	0.959	0.961	0.939	
Cl	0.116	0.133	0.123	0.057	0.060	0.027	0.006	0.011	0.054	
Sum	1.085	1.098	1.088	0.979	0.989	0.994	0.964	0.972	0.993	
Total	16.426	16.434	16.399	16.313	16.209	16.179	16.140	16.357	16.336	

9.2 Bildanalysen

Zur Veranschaulichung der relativen Verteilung ausgewählter Hauptelemente innerhalb eines Minerals und daraus resultierender Zonierungen, wurden insgesamt vier Phänokristalle, davon zwei Plagioklase, ein Pyroxen und ein Olivin, ausgewählt und in der Mikrosonde einer flächendeckenden Bildanalyse unterzogen. Die gemessenen Elemente waren hierbei:

- Ti, Al, Fe, Mg und Ca für Pyroxen
- Fe, Mg, Ca, Ni und P für Olivin
- Al, Ca, Na und K für Plagioklas

Für jeden Kristall wurde ein der Größe entsprechender Raster angelegt, entlang dessen an jedem Bildpunkt die Elemente gemessen wurden. Je nach Häufigkeit eines Elementes pro

Bildpunkt, wurde diesem ein Grauwert (entsprechend den *counts per second*) zugeordnet. Helle Flächen entsprechen dabei einer relativ größeren Häufigkeit des jeweiligen Elementes gegenüber dunkleren Flächen. Die Ergebnisse der Bildanalysen sind in den Abbildungen 9.6, 9.7, 9.8 und 9.9 illustriert.

Es zeigt sich beim Olivin, dass dieser beinahe über die gesamte Fläche eine einheitliche Elementverteilung besitzt. Lediglich am Rand befindet sich eine klar abgegrenzte, sehr dünne Zone mit ansteigendem Fe und Ca und sinkendem Mg. Der Ni-Gehalt sinkt diffus in Richtung Kornrand, der P-Gehalt zeigt keine klar erkennbare Änderung.

Der Klinopyroxen zeigt ebenfalls schon unter dem Mikroskop eine Zonierung. Der Gehalt an Mg fällt vom Kern zum Rand ab, während das Fe steigt. Die Zonierung von Al und Ti betrifft nicht das ganze Korn sondern konzentriert sich lediglich auf zwei Bereiche am rechten und linken Kornrand, wo die Werte deutlich niedriger sind, als im restlichen Korn. Ca zeigt keinen erkennbaren Trend. Das kleinere, eingeschlossene Mineral ist ebenfalls ein Klinopyroxen, der eine dreischichtige Zonierung aufweist.

Die beiden analysierten Plagioklaskristalle zeigen deutliche Zonierungen. Dabei lässt sich ein deutlicher Anstieg von Al und Ca vom Kern zum Rand feststellen, während K und Na sich gegensätzlich verhalten und vom Kern zum Rand abfallen. An den Kornrändern sind undeutlich sehr schmale Streifen zu beobachten, in denen diese Trends sich umkehren, nämlich höhere K- und Na-Werte und niedrigere Al- und Ca-Werte als an den Kornrändern. Hierbei handelt es sich vermutlich um Reaktionen mit der Schmelze, die die Kristalle nachträglich zu ihrem Wachstum randlich umgewandelt haben.

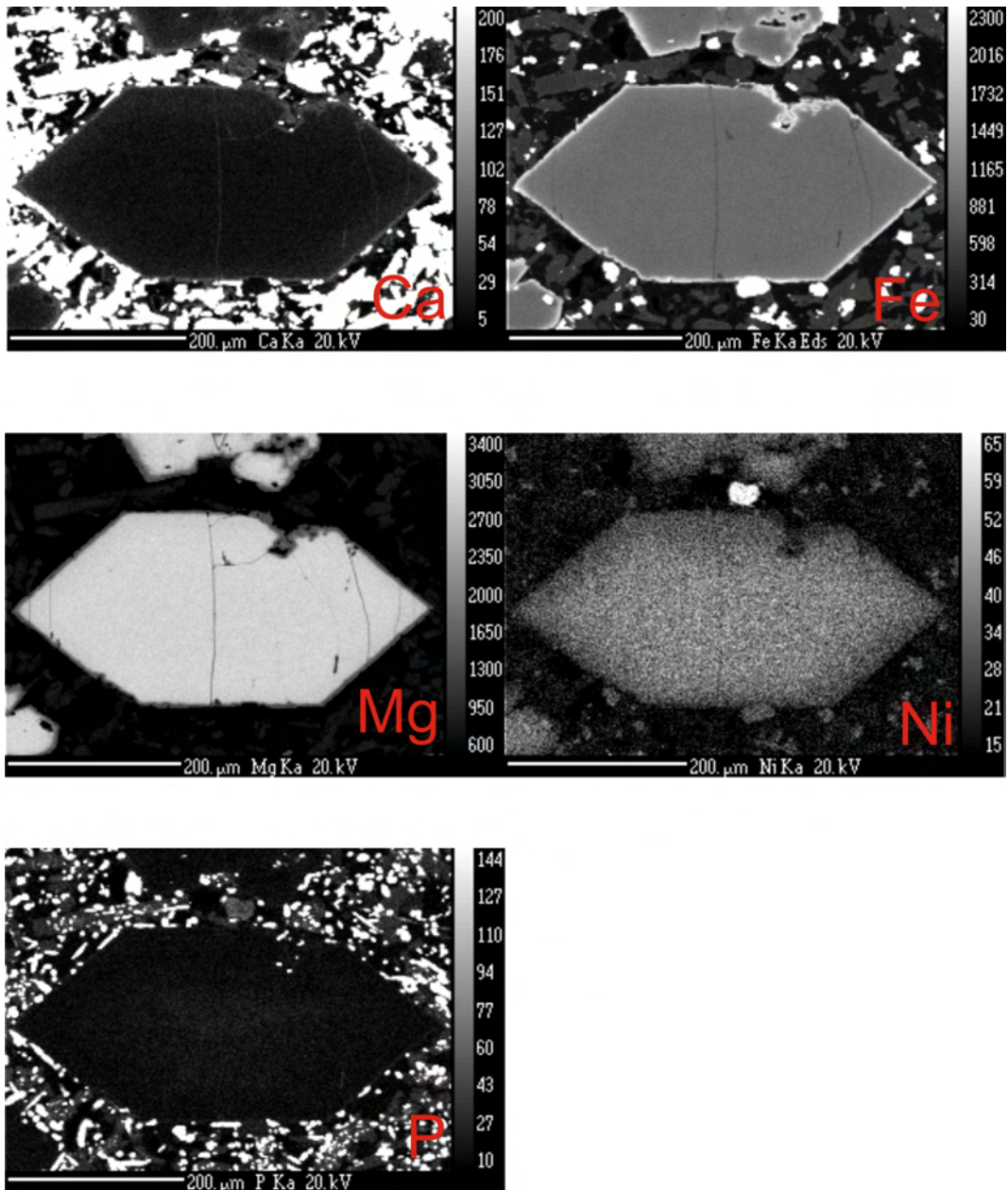


Abb. 9.6: Bildanalyse: Elementverteilung von Fe, Mg, Ca, Ni und P in einem Olivin-Phänokristall (aus EC-13)

9.2 Bildanalysen

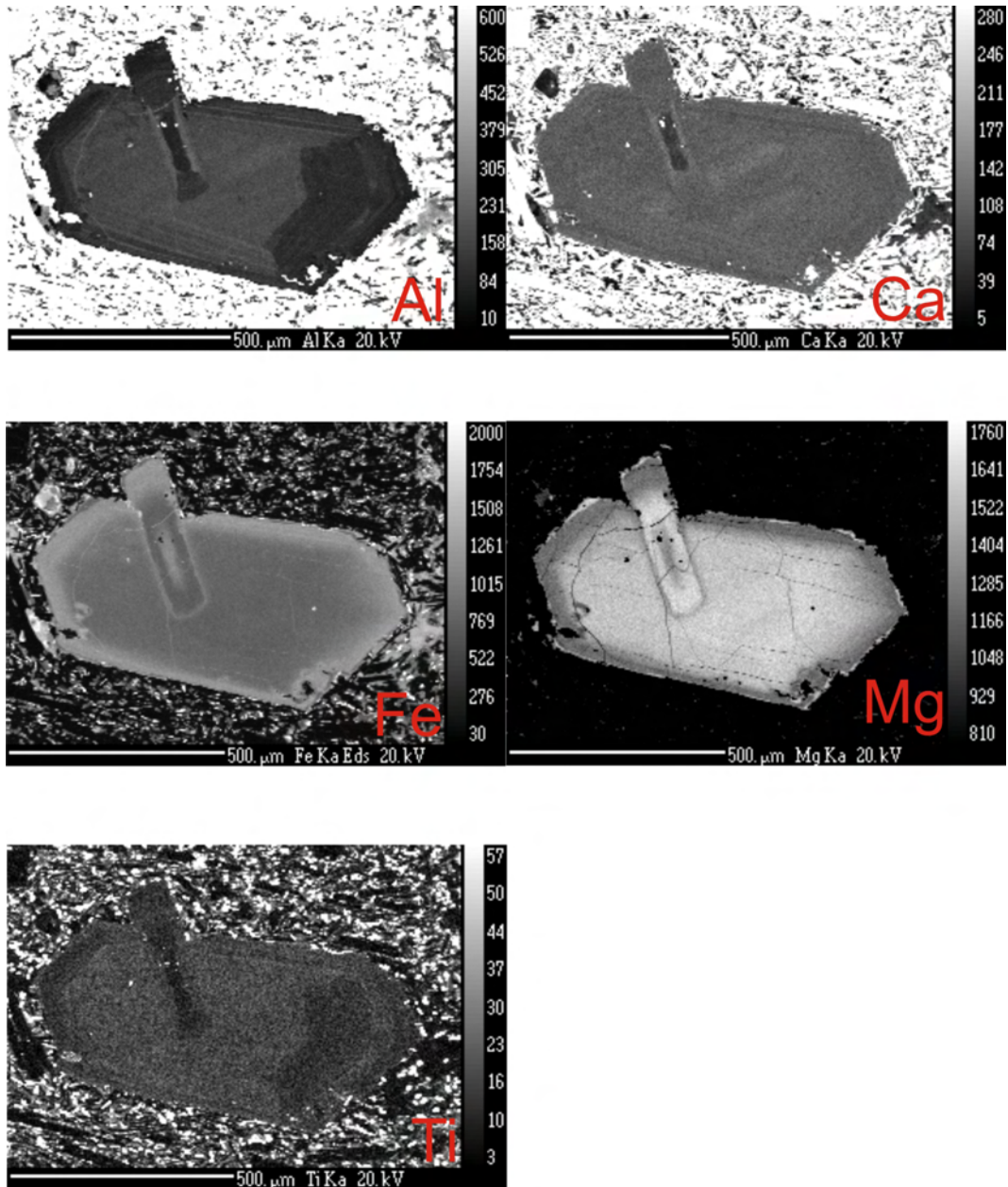


Abb. 9.7: Bildanalyse: Elementverteilung von Ti, Al, Fe, Mg, Ca in einem Klinopyroxen (aus SOM-19)

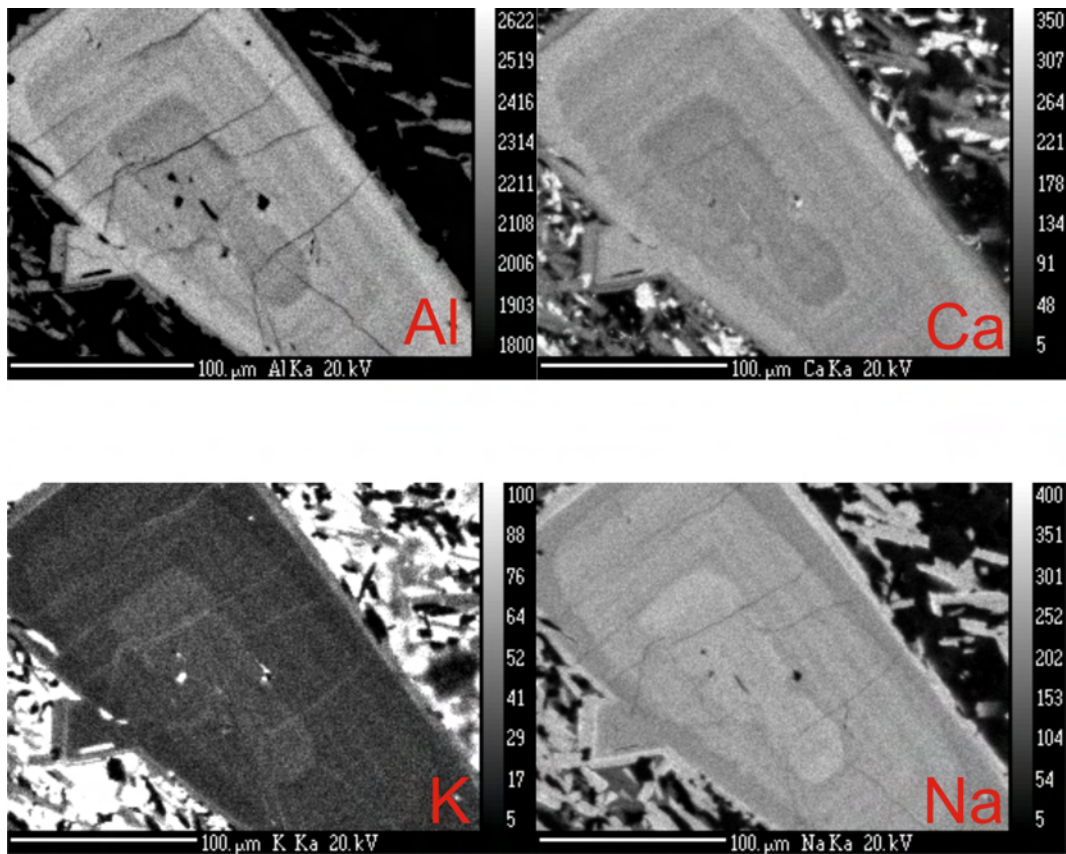


Abb. 9.8: Bildanalyse: Elementverteilung von Al, Ca, Na und K in einem Plagioklas (aus SOM-19)

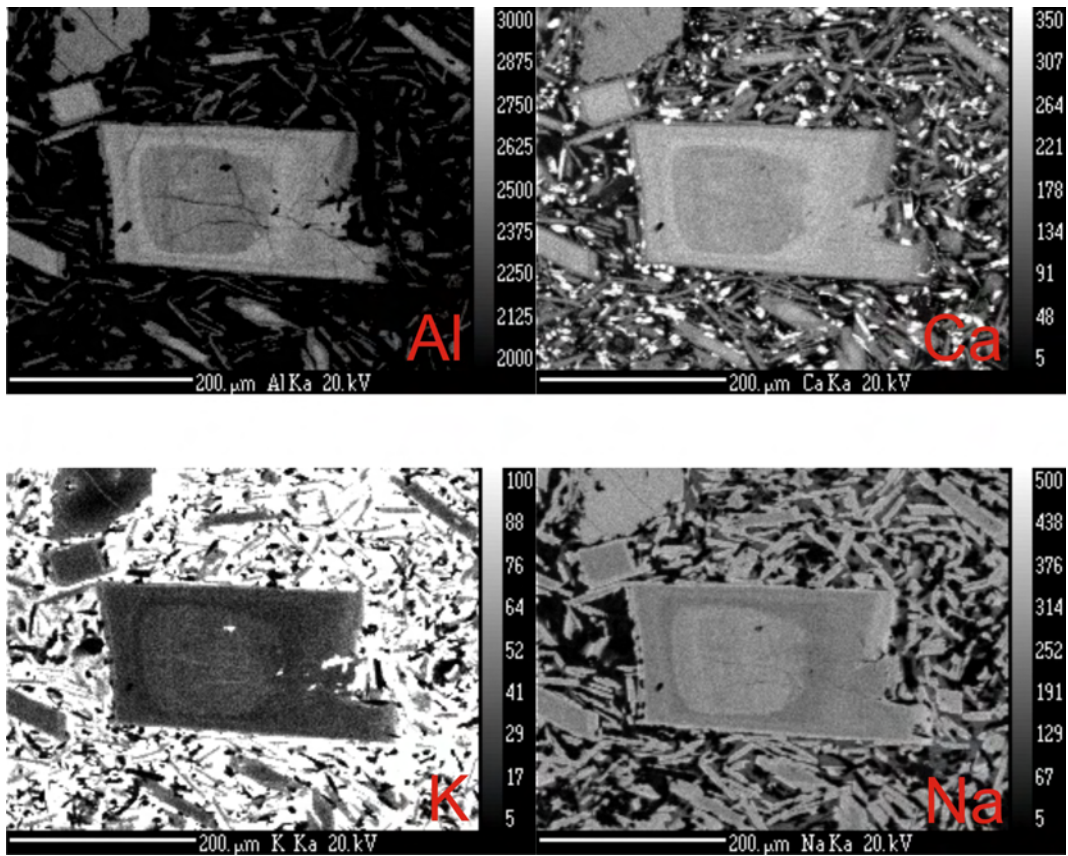


Abb. 9.9: Bildanalyse: Elementverteilung von Al, Ca, Na und K in einem Plagioklas (aus SOM-19)

10 Gesamtgesteinschemie

Zur Bestimmung der gesamten chemischen Zusammensetzung, wurden die Gesteinsproben mit ICP-MS und RFA analysiert. Dabei wurden sowohl Haupt- und Nebenelemente, als auch Spurenelemente (inklusive Seltenerdelemente, REE) erfasst. Die Analyseergebnisse sind in den Tabellen 10.1, 10.2, 10.3 und 10.4 angeführt. Die Ergebnisse der Haupt- und Nebenelement- sowie Spurenelementanalysen zeigen eine große Variation, wobei eine Gruppierung der Gesteine zulässig erscheint. Es sind dies einerseits jene Proben, die im westlichen Bereich des Untersuchungsgebietes genommen wurden, und andererseits jene Proben aus dem nordöstlichen Bereich. Die hauptsächlichen Unterschiede dieser beiden Gruppen werden im folgenden Kapitel genau beschrieben.

Die Proben SOM-W-36 (Trachyt) sowie EC-13 (Tephrit) und PRA-1 (Foidit) erweisen sich in jeder Hinsicht verschieden von den restlichen Proben und werden daher gesondert betrachtet.

10.1 Hauptelemente

Bei den analysierten Proben handelt es sich hauptsächlich basische bis intermediäre Basalte, Hawaiiite (im TAS-Diagramm als Trachybasalte), Basaltische Andesite und Andesite. Ausnahmen sind die Probe SOM-W-36, ein Trachyt, und die Proben PRA-1, ein Foidit, und EC-13, ein Tephrit. Diese Klassifizierung ergibt sich aus dem Harker Variationsdiagramm (TAS = Total Alkali versus Silica, siehe Abb. 10.1) nach (LeBas et al., 1986). Zur weiteren Veranschaulichung magmatischer Trends dient ein Harker-Variationsdiagramm (siehe Abb. 10.2).

In erster Annäherung lassen sich die Gesteine, mit Ausnahme der Proben PRA-1, EC-13 und SOM-W-36, in zwei Großgruppen unterteilen. Die Proben mit der gelben Signatur (Gruppe a), welche vorwiegend aus dem westlichen Probengebiet stammen, sind SiO_2 -untersättigte, aluminiumreiche Alkalibasalte. In einer Klassifikation nach McDonald 1968 plotten die Gesteine im alkalinen Feld.

Diese basischen Hawaiiite weisen relativ geringe SiO_2 -Gehalte von 47 - 50 Gew% auf. Die Al_2O_3 -Gehalte bewegen sich in einem für derartige Gesteine typischen Bereich von 16 - 17 Gew%. Der Gesamteisen-Gehalt, repräsentiert durch FeO ist auffallend hoch und bewegt sich bei 11 - 12 Gew%. MgO liegt zwischen 3.4 und 5.7 Gew%, CaO zwischen 6.7 und 9.4 Gew% und die Alkalien (Na_2O+K_2O) liegen bei 4.9 - 7.7 Gew%, wobei Na_2O deutlich höher als K_2O ist ($Na_2O/K_2O = 1.2 - 10.3$, im Durchschnitt 3.2).

Die zweite Gruppe wird im TAS-Diagramm durch rote Dreiecke, grüne Dreiecke und blaue

10 Gesamtgesteinschemie

Tab. 10.1: Ergebnisse der Gesamtgesteinsanalyse mit RFA und ICP-MS (LOI = Loss of Ignition; Spurenelementverhältnisse wurden normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach [McDonough and Sun 1995](#))

Probe:	PRA-1	B-SOM-2	B-SOM-3	B-SOM-4	LF-5	LS-6	LS-7	LS-8	LS-9	LS-10
Haupt und Nebenelemente (Gew%)										
SiO ₂	40.51	55.58	55.13	55.50	55.98	54.42	54.06	54.66	54.49	53.72
TiO ₂	3.28	2.00	2.02	1.95	2.06	2.44	2.64	2.09	2.58	2.59
Al ₂ O ₃	9.85	15.48	15.20	15.20	15.45	14.63	14.90	14.88	14.89	14.80
FeO	13.17	8.78	9.16	8.99	8.66	9.06	9.28	9.05	9.16	9.19
MnO	0.23	0.12	0.13	0.12	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
MgO	16.14	6.03	6.82	6.15	5.37	5.96	5.77	6.57	5.65	5.93
CaO	10.82	7.21	7.03	7.19	6.84	6.64	6.93	7.07	6.73	7.32
Na ₂ O	2.18	3.78	3.70	3.73	3.98	3.96	3.87	3.66	3.81	3.79
K ₂ O	1.03	0.60	0.51	0.62	0.91	1.58	1.39	0.95	1.48	1.32
P ₂ O ₅	1.42	0.25	0.26	0.26	0.33	0.52	0.50	0.33	0.50	0.50
Total	98.63	99.82	99.97	99.72	99.68	99.33	99.47	99.39	99.41	99.26
Mg#	0.69	0.55	0.57	0.55	0.52	0.54	0.53	0.56	0.52	0.53
LOI	5.01	0.01	0.07	0.31	-0.22	-0.31	-0.23	-0.02	0.02	0.08
Spurenelemente (ppm)										
<i>RFA</i>										
Nb	144.1	11.0	11.5	11.2	15.0	34.0	32.4	16.2	33.8	31.5
Zr	455.2	99.0	105.2	103.5	133.1	192.2	180.8	123.6	191.6	171.5
Y	36.52	18.39	17.79	17.68	19.21	21.84	22.29	18.37	22.24	19.92
Sr	2104.4	424.9	408.8	422.5	468.3	661.6	684.1	486.4	673.7	679.2
Rb	49.4	14.3	9.0	14.9	23.6	42.6	32.7	22.0	39.9	30.5
Ga	12.8	21.9	21.3	21.0	21.1	21.3	21.5	20.9	21.3	20.5
Zn	144.5	111.3	117.8	111.3	111.0	115.4	116.7	114.8	117.9	118.7
Cu	37.7	33.4	34.1	34.4	31.1	27.4	26.7	27.3	26.1	27.2
Ni	406.5	142.1	172.9	158.5	119.0	113.8	109.8	134.4	104.8	118.9
Co	43.4	33.1	37.6	33.6	27.7	27.9	28.7	33.0	25.6	30.5
Cr	412.3	252.7	272.4	236.1	159.8	160.1	149.9	205.5	145.0	153.1
Sc	28.0	20.4	20.6	18.9	18.1	17.5	18.7	21.4	18.1	18.7
V	169.6	122.6	124.0	123.7	119.5	114.1	118.4	124.4	112.2	125.5
Ba	973.0	202.8	221.1	233.4	305.5	559.8	538.8	276.2	560.7	502.5
<i>ICP-MS</i>										
Cs	0.67	0.26	0.16	0.23	0.22	0.49	0.29	0.35	0.52	0.29
La	106.82	9.02	8.83	8.89	12.78	23.46	22.54	12.11	23.31	20.13
Ce	202.53	23.35	19.15	19.47	27.24	47.60	45.02	30.84	52.43	41.91
Pr	22.91	2.57	2.65	2.69	3.61	6.05	5.99	3.47	6.05	5.36
Nd	94.15	12.52	11.87	11.99	15.77	25.86	25.24	16.13	26.77	23.20
Sm	15.69	4.12	4.26	4.23	4.97	6.63	6.77	4.74	6.71	6.26
Eu	4.71	1.59	1.63	1.62	1.74	2.24	2.30	1.71	2.27	2.16
Gd	13.80	4.34	4.37	4.37	4.94	6.29	6.46	4.82	6.50	5.89
Tb	1.69	0.64	0.65	0.64	0.73	0.86	0.89	0.69	0.89	0.81
Dy	7.89	3.35	3.41	3.42	3.81	4.41	4.55	3.68	4.52	4.12
Ho	1.34	0.62	0.62	0.63	0.69	0.78	0.79	0.66	0.79	0.72
Er	3.19	1.51	1.48	1.52	1.64	1.82	1.86	1.54	1.84	1.65
Yb	2.28	1.20	1.21	1.26	1.33	1.38	1.39	1.27	1.42	1.26
Lu	0.28	0.16	0.16	0.16	0.17	0.17	0.18	0.16	0.18	0.15
Hf	11.7	3.7	0.7	1.7	1.3	2.7	3.6	0.5	2.7	3.1
Ta	3.62	1.01	0.86	0.78	1.65	1.21	1.80	0.80	1.11	1.69
Th	11.98	1.34	1.39	1.28	2.02	3.54	2.71	1.54	3.13	2.26
U	2.84	0.33	0.32	0.33	0.47	0.86	0.71	0.37	0.77	0.58
La_n/Sm_n	4.27	1.37	1.30	1.32	1.61	2.22	2.09	1.60	2.18	2.02
Sm_n/Yb_n	7.48	3.73	3.82	3.64	4.05	5.21	5.29	4.05	5.12	5.38
La_n/Yb_n	31.90	5.12	4.96	4.80	6.53	11.54	11.03	6.48	11.15	10.85

Tab. 10.2: Fortsetzung

Probe:	CCH-11	CCH-12	EC-13	SOM-14	SOM-15	SOM-16	SOM-19	SOM-20	SOM-21
Haupt und Nebenelemente (Gew%)									
SiO ₂	56.15	55.53	42.00	59.69	60.25	60.60	55.82	47.72	53.09
TiO ₂	2.15	2.17	3.19	1.70	1.69	1.72	2.52	3.11	1.41
Al ₂ O ₃	15.20	14.99	11.32	14.76	14.79	14.93	14.95	16.10	15.70
FeO	8.96	8.92	12.36	7.33	7.22	7.31	8.81	11.05	10.15
MnO	0.12	0.12	0.23	0.09	0.09	0.09	0.12	0.15	0.14
MgO	6.16	5.95	11.21	4.15	4.07	4.18	5.28	5.31	6.52
CaO	6.84	6.82	10.85	5.59	5.46	5.56	6.73	9.41	8.19
Na ₂ O	3.78	3.80	4.60	3.69	3.62	3.69	3.68	3.44	3.93
K ₂ O	1.03	1.04	1.78	2.15	2.34	2.04	1.59	1.73	0.38
P ₂ O ₅	0.36	0.36	1.54	0.30	0.31	0.31	0.47	1.02	0.18
Total	100.76	99.71	99.08	99.46	99.84	100.43	99.96	99.04	99.68
Mg#	0.55	0.54	0.62	0.50	0.50	0.50	0.52	0.46	0.53
LOI	0.12	-0.03	0.06	0.69	0.37	0.77	0.31	0.35	0.29
Spurenelemente (ppm)									
<i>RFA</i>									
Nb	18.7	18.5	135.2	21.7	21.7	21.6	31.7	31.6	5.9
Zr	141.6	142.5	443.8	241.6	249.8	244.0	194.9	134.4	70.0
Y	20.58	19.29	40.11	24.89	24.14	25.12	22.93	23.88	17.51
Sr	515.0	504.0	1614.6	403.7	403.4	400.1	626.1	1138.6	411.4
Rb	26.4	25.5	31.6	62.0	62.7	61.5	44.4	31.8	8.2
Ga	20.6	21.0	15.5	19.9	21.1	20.6	21.1	15.1	19.1
Zn	112.1	112.4	132.6	101.1	100.7	102.5	130.5	92.7	100.2
Cu	30.5	30.6	67.7	16.7	21.8	19.9	27.3	29.8	46.6
Ni	131.3	126.3	259.6	67.1	67.4	67.4	122.6	68.3	150.3
Co	28.6	30.6	42.5	17.3	16.8	19.5	32.0	24.6	41.6
Cr	190.2	178.6	275.6	96.3	96.9	98.2	140.1	77.1	223.0
Sc	18.6	18.1	30.2	15.7	15.9	15.7	20.2	26.0	21.9
V	116.0	117.2	231.4	92.3	88.4	90.3	121.5	208.1	172.1
Ba	331.7	317.7	1088.1	577.9	485.6	475.2	444.3	1171.5	177.4
<i>ICP-MS</i>									
Cs	0.41	0.31	0.77	1.01	0.91	0.98	0.66	0.16	0.13
La	14.71	14.06	106.05	24.89	24.76	24.82	22.18	33.63	7.27
Ce	35.98	29.70	202.61	52.77	49.37	47.43	51.17	72.48	16.37
Pr	4.11	3.93	22.94	6.33	6.42	6.45	5.84	9.17	2.31
Nd	18.71	17.12	93.74	27.18	26.46	26.29	25.87	38.12	9.93
Sm	5.29	5.17	15.67	6.63	6.75	6.72	6.50	7.88	3.20
Eu	1.82	1.82	4.65	2.00	1.96	1.97	2.14	2.77	1.16
Gd	5.25	5.10	13.79	6.41	6.29	6.38	6.33	7.10	3.44
Tb	0.74	0.73	1.70	0.89	0.89	0.90	0.86	0.92	0.53
Dy	3.87	3.77	8.17	4.70	4.66	4.70	4.42	4.55	3.07
Ho	0.71	0.67	1.42	0.86	0.85	0.86	0.79	0.84	0.60
Er	1.69	1.61	3.49	2.10	2.08	2.09	1.88	2.09	1.56
Yb	1.39	1.29	2.59	1.73	1.76	1.77	1.46	1.64	1.36
Lu	0.17	0.16	0.32	0.22	0.22	0.23	0.18	0.22	0.18
Hf	2.3	3.2	9.7	4.6	5.3	4.4	2.4	1.3	<1
Ta	1.10	1.81	4.68	0.96	1.76	1.45	1.27	1.09	0.94
Th	1.91	1.80	11.66	4.42	4.52	4.36	3.99	2.50	0.84
U	0.47	0.47	2.61	1.01	1.02	1.02	0.94	0.66	0.32
La_n/Sm_n	1.74	1.70	4.24	2.35	2.30	2.31	2.14	2.68	1.42
Sm_n/Yb_n	4.14	4.35	6.57	4.16	4.17	4.13	4.83	5.21	2.55
La_n/Yb_n	7.21	7.41	27.84	9.79	9.58	9.56	10.33	13.94	3.63

10 Gesamtgesteinschemie

Tab. 10.3: Fortsetzung

Probe:	SOM-22	SOM-23	SOM-24	SOM-25	SOM-27	SOM-28	SOM-29	SOM-30	SOM-31
Haupt und Nebenelemente (Gew%)									
SiO ₂	52.82	48.86	46.63	49.88	47.49	47.27	48.31	50.29	53.79
TiO ₂	1.63	2.71	3.57	2.76	3.64	3.57	3.04	2.13	1.62
Al ₂ O ₃	14.96	17.40	16.53	17.32	16.60	16.33	16.75	16.35	15.20
FeO	10.02	10.95	12.25	11.03	12.33	12.26	11.01	10.22	9.98
MnO	0.14	0.17	0.17	0.16	0.18	0.17	0.17	0.15	0.15
MgO	7.87	4.96	4.96	4.21	4.49	5.22	4.91	6.73	6.37
CaO	7.70	7.09	7.46	7.20	7.53	7.59	7.04	8.65	7.71
Na ₂ O	3.44	3.97	4.16	3.82	3.54	3.51	4.54	3.49	3.76
K ₂ O	0.66	2.18	1.97	2.01	1.92	1.86	2.33	1.26	0.73
P ₂ O ₅	0.24	0.74	1.19	0.74	1.21	1.15	1.10	0.47	0.32
Total	99.47	99.05	98.91	99.13	98.92	98.93	99.19	99.73	99.64
Mg#	0.58	0.45	0.42	0.40	0.39	0.43	0.44	0.54	0.53
LOI	0.46	0.70	-0.35	0.73	0.62	0.08	1.06	0.72	0.62
Spurenelemente (ppm)									
<i>RFA</i>									
Nb	10.6	64.3	65.0	60.0	63.7	60.9	70.3	26.4	18.4
Zr	87.6	203.0	118.9	190.4	118.1	111.0	202.6	122.3	101.9
Y	18.58	27.74	26.58	26.69	26.51	26.17	26.38	19.68	23.20
Sr	429.3	944.5	1282.2	954.6	1277.0	1288.0	1160.7	670.4	404.8
Rb	15.0	53.2	58.9	53.8	53.2	52.7	73.9	19.8	16.1
Ga	19.2	13.7	9.3	14.6	8.8	9.9	9.5	18.0	19.4
Zn	100.9	101.6	85.4	91.0	81.3	74.9	83.9	101.9	97.1
Cu	48.5	27.1	19.1	29.6	26.8	22.1	23.8	51.8	41.1
Ni	181.3	27.1	12.3	23.2	13.7	17.9	14.9	86.0	174.1
Co	42.1	20.6	14.7	16.4	14.6	14.2	11.2	30.8	39.6
Cr	229.1	13.0	<1	9.8	0.9	5.3	21.2	136.2	230.8
Sc	23.0	21.2	22.9	21.2	21.6	21.8	21.5	26.4	25.4
V	148.4	173.9	181.0	149.1	173.1	173.3	152.8	196.8	194.1
Ba	206.0	1139.7	1575.6	1333.6	1539.1	1592.3	1382.9	546.5	269.7
<i>ICP-MS</i>									
Cs	0.21	0.25	0.68	0.39	0.29	0.29	0.66	0.10	0.23
La	10.73	46.83	47.68	45.15	47.16	45.58	55.70	23.01	14.01
Ce	23.24	91.06	100.51	87.86	92.47	88.70	109.93	47.85	27.83
Pr	3.07	10.50	11.10	10.18	11.01	10.69	12.64	5.92	3.52
Nd	13.11	43.52	47.15	41.88	45.61	43.81	51.54	24.67	14.90
Sm	3.73	7.90	8.42	7.61	8.39	8.23	8.70	5.40	4.20
Eu	1.31	2.54	3.00	2.48	2.96	2.86	2.81	1.86	1.43
Gd	3.90	7.18	7.74	6.92	7.59	7.40	7.82	5.06	4.54
Tb	0.60	0.95	0.96	0.92	0.98	0.94	0.97	0.69	0.72
Dy	3.34	5.00	4.85	4.79	4.93	4.80	4.86	3.63	4.08
Ho	0.65	0.95	0.90	0.92	0.91	0.90	0.92	0.68	0.81
Er	1.64	2.47	2.28	2.39	2.30	2.27	2.30	1.73	2.00
Yb	1.45	2.19	1.89	2.10	1.88	1.89	1.94	1.43	1.74
Lu	0.19	0.30	0.26	0.28	0.25	0.25	0.26	0.19	0.23
Hf	0.6	1.9	<1	2.5	<1	<1	1.8	1.7	1.7
Ta	1.42	2.56	2.10	2.08	2.27	1.94	4.63	0.83	1.30
Th	1.17	5.19	4.49	4.86	4.40	4.25	5.87	2.04	1.87
U	0.33	1.32	0.89	1.14	0.96	0.86	1.37	0.43	0.54
<i>La_n/Sm_n</i>	1.80	3.71	3.55	3.72	3.52	3.47	4.01	2.67	2.09
<i>Sm_n/Yb_n</i>	2.80	3.93	4.85	4.94	4.84	4.73	4.88	4.10	2.62
<i>La_n/Yb_n</i>	5.04	14.58	17.21	14.66	17.06	16.40	19.57	10.93	5.47

Tab. 10.4: Fortsetzung

Probe:	SOM-32	SOM-W-33	SOM-W-34	SOM-W-35	SOM-W-36	SOM-W-37	SOM-W-38	SOM-W-39	SOM-W-40
Haupt und Nebenelemente (Gew%)									
SiO ₂	48.67	49.07	48.25	49.01	61.86	47.30	47.39	48.60	50.01
TiO ₂	2.95	1.58	3.23	2.93	0.40	2.81	2.67	2.77	2.86
Al ₂ O ₃	17.49	16.22	16.93	17.36	17.43	16.99	17.30	17.14	17.26
FeO	11.10	10.70	11.50	11.44	5.43	12.29	12.08	11.07	10.72
MnO	0.15	0.17	0.17	0.15	0.22	0.17	0.17	0.17	0.17
MgO	3.60	8.04	3.68	3.70	0.48	5.31	5.71	4.73	3.36
CaO	7.43	9.23	8.37	7.46	1.54	7.55	7.79	8.29	6.67
Na ₂ O	4.62	3.27	4.12	4.10	6.66	4.65	3.59	3.70	4.66
K ₂ O	2.26	0.96	2.07	2.12	5.58	1.17	1.68	1.92	2.40
P ₂ O ₅	0.76	0.29	0.67	0.72	0.10	0.66	0.59	0.64	0.81
Total	99.04	99.52	98.99	99.00	99.70	98.91	99.00	99.05	98.92
Mg#	0.37	0.57	0.36	0.37	0.14	0.43	0.46	0.43	0.36
LOI	0.89	1.14	1.53	0.35	0.65	-0.06	0.42	0.65	0.53
Spurenelemente (ppm)									
<i>RFA</i>									
Nb	54.5	18.6	61.5	64.4	177.4	51.2	45.4	61.1	76.5
Zr	235.1	111.9	176.2	201.6	648.0	179.6	163.3	168.3	203.3
Y	26.86	21.11	27.41	28.29	30.99	27.77	25.03	27.75	29.51
Sr	994.4	456.3	1060.4	951.4	14.9	849.4	907.5	930.5	1003.1
Rb	52.9	21.7	55.8	59.2	196.7	32.3	44.5	53.8	67.8
Ga	15.1	17.4	13.7	13.7	26.7	15.1	16.3	11.8	9.8
Zn	85.7	79.1	87.8	101.2	112.4	106.3	95.2	80.9	92.1
Cu	24.2	78.4	23.5	26.6	3.7	31.6	39.5	39.0	23.2
Ni	28.0	112.0	7.8	17.6	0.3	26.5	29.9	36.6	2.7
Co	18.5	39.9	14.7	14.5	<1	29.7	32.7	19.1	12.2
Cr	6.3	202.1	0.4	9.8	<1	3.8	7.3	35.2	<1
Sc	21.1	29.6	21.4	25.6	7.5	25.8	24.0	27.2	18.8
V	136.0	180.3	166.8	322.0	<1	236.1	214.2	184.9	121.0
Ba	1136.9	335.3	1175.4	1281.7	190.0	964.3	985.6	1417.4	1524.2
<i>ICP-MS</i>									
Cs	0.39	2.05	0.43	0.41	2.03	0.51	0.56	0.44	0.49
La	42.67	16.89	42.88	48.15	53.07	39.57	36.71	44.03	51.51
Ce	85.26	35.14	83.94	91.85	129.69	85.50	71.82	83.29	100.14
Pr	10.02	4.31	9.80	10.68	10.28	9.24	8.32	9.60	11.45
Nd	41.16	17.82	40.33	43.63	47.86	39.31	34.38	39.09	46.86
Sm	7.70	3.99	7.52	7.87	5.89	7.27	6.63	7.03	8.43
Eu	2.53	1.31	2.53	2.51	0.76	2.38	2.19	2.31	2.71
Gd	7.06	4.05	6.97	7.20	5.84	6.89	6.09	6.57	7.61
Tb	0.93	0.61	0.94	0.94	0.82	0.92	0.83	0.88	1.00
Dy	4.85	3.58	4.94	5.03	4.84	4.89	4.51	4.69	5.29
Ho	0.91	0.72	0.93	0.95	1.00	0.95	0.85	0.91	1.00
Er	2.33	1.91	2.43	2.47	2.90	2.42	2.24	2.40	2.59
Yb	1.99	1.79	2.06	2.13	3.18	2.13	1.98	2.09	2.26
Lu	0.26	0.25	0.28	0.29	0.47	0.29	0.27	0.30	0.31
Hf	4.2	1.4	0.9	3.3	14.8	3.3	<1	<1	<1
Ta	2.24	1.74	2.22	2.23	1.41	1.80	2.13	2.12	2.36
Th	4.18	2.20	4.63	5.46	12.77	4.19	3.92	4.88	5.95
U	1.05	0.51	0.85	1.27	3.69	1.01	0.96	1.09	1.01
<i>La_n/Sm_n</i>	3.47	2.65	3.57	3.84	5.65	3.41	3.47	3.92	3.83
<i>Sm_n/Yb_n</i>	4.20	2.43	3.96	4.00	2.01	3.71	3.65	3.65	4.04
<i>La_n/Yb_n</i>	14.56	6.43	14.17	15.36	11.36	12.65	12.64	14.31	15.48

10 Gesamtgesteinschemie

Quadrate gekennzeichnet. Es handelt sich um jene Proben, die größtenteils im nordöstlichen Probengebiet genommen wurden. Es ist dies eine kalk-alkaline Serie von Basalten (Gruppe b), Basaltischen Andesiten (Gruppe c) und Andesiten (Gruppe d). Betrachtet man die Verteilung der Proben im TAS-Diagramm, liegt die Vermutung nahe, dass es sich bei diesen Gesteinen um Produkte einer suite fortschreitender magmatischer Differentiation handelt. Die Variationsdiagramme bestärken diese Vermutung. Der SiO_2 -Gehalt variiert von 49 Gew% in den Basalten bis 60 Gew% in den Andesiten. MgO liegt bei 4 - 8 Gew% und ist somit deutlich höher als in den westlichen Proben. Dabei ist eine kontinuierliche Abnahme im Zuge der fortschreitenden Differentiation zu erkennen, und die geringsten Werte liegen in den Andesiten vor. Gleichmaßen verhält sich CaO (9.2 - 5.5 Gew%), das geringfügig niedriger als in den westlichen Proben ist, FeO (10 - 7 Gew%), das ebenfalls niedrigere Werte als im Westen zeigt und, weniger deutlich Al_2O_3 , das auch geringfügig niedriger liegt als im Westen. Die Alkalien ($Na_2O + K_2O$) liegen bei 3.8 - 6.3 Gew% ebenfalls deutlich unter den Werten aus den westlichen Proben. Dabei liegt Na_2O deutlich über K_2O ($Na_2O/K_2O = 1.6 - 10.3$). Der Trend der Gesamtalkalien geht gegensätzlich zu den zuvor erwähnten Oxiden, sodass die höchsten Werte in den am stärksten differenzierten Andesiten zu finden sind.

Die Probe PRA-1 (Foidit) wurde, nicht wie sämtliche restlichen Proben, direkt dem Basaltplateau entnommen, sondern stammt aus der Lokalität namens "Prahuaniyeu", wo sich direkt am nordwestlichen Rande des Plateaus ein Vulkankegel befindet. Diese Lokalität ist bekannt durch Funde von granatführenden Erdmantelxenolithen (Bjerg et al., 2009). Die Probe EC-13 (Tephrit) stammt zwar aus dem Inneren des Plateaus, ist jedoch mit PRA-1 petrologisch und chemisch beinahe völlig identisch und wird somit gemeinsam mit ihr betrachtet. SiO_2 ist mit 40.5 bzw. 42 Gew% auffallend niedrig. Ebenso liegt Al_2O_3 mit 9.8 bzw. 11.3 Gew% deutlich unter den restlichen Proben. FeO mit 12 bzw. 13 Gew% und MnO mit 0.23 Gew% dagegen liegen signifikant höher als in den übrigen Proben. Noch viel deutlicher zeigt sich der Unterschied bei MgO mit 11 bzw. 16 Gew% und CaO mit 10.8 Gew%. Der P_2O_5 -Gehalt liegt mit 1.4 bzw. 1.5 Gew% ebenfalls deutlich über den restlichen Proben. Die Alkalien bewegen sich mit Werten von 3.2 bzw. 6.3 Gew% in einem den übrigen Proben vergleichbaren Bereich.

Die Probe SOM-W-36 (Trachyt) stammt vom mittleren Bereich des Arbeitsgebietes aus einem weitläufigen Tal. Sie wurde einem massigen Intrusivkörper, der vermutlich spät nach der Bildung des Plateaus an die Erdoberfläche gelangte, entnommen. Die Hauptelemente dieser Probe unterscheiden sich eklatant von allen übrigen Proben. SiO_2 ist sehr hoch und liegt bei 61 Gew%. TiO_2 ist mit 0.4 Gew% sehr niedrig, ebenso wie FeO (5.4 Gew%), MgO (0.5 Gew%) und CaO (1.5 Gew%). Gegensätzlich dazu verhalten sich die Alkalien ($Na_2O = 6.7$ Gew% und $K_2O = 5.6$ Gew%), deren Werte bedeutend höher liegen als in den restlichen Proben.

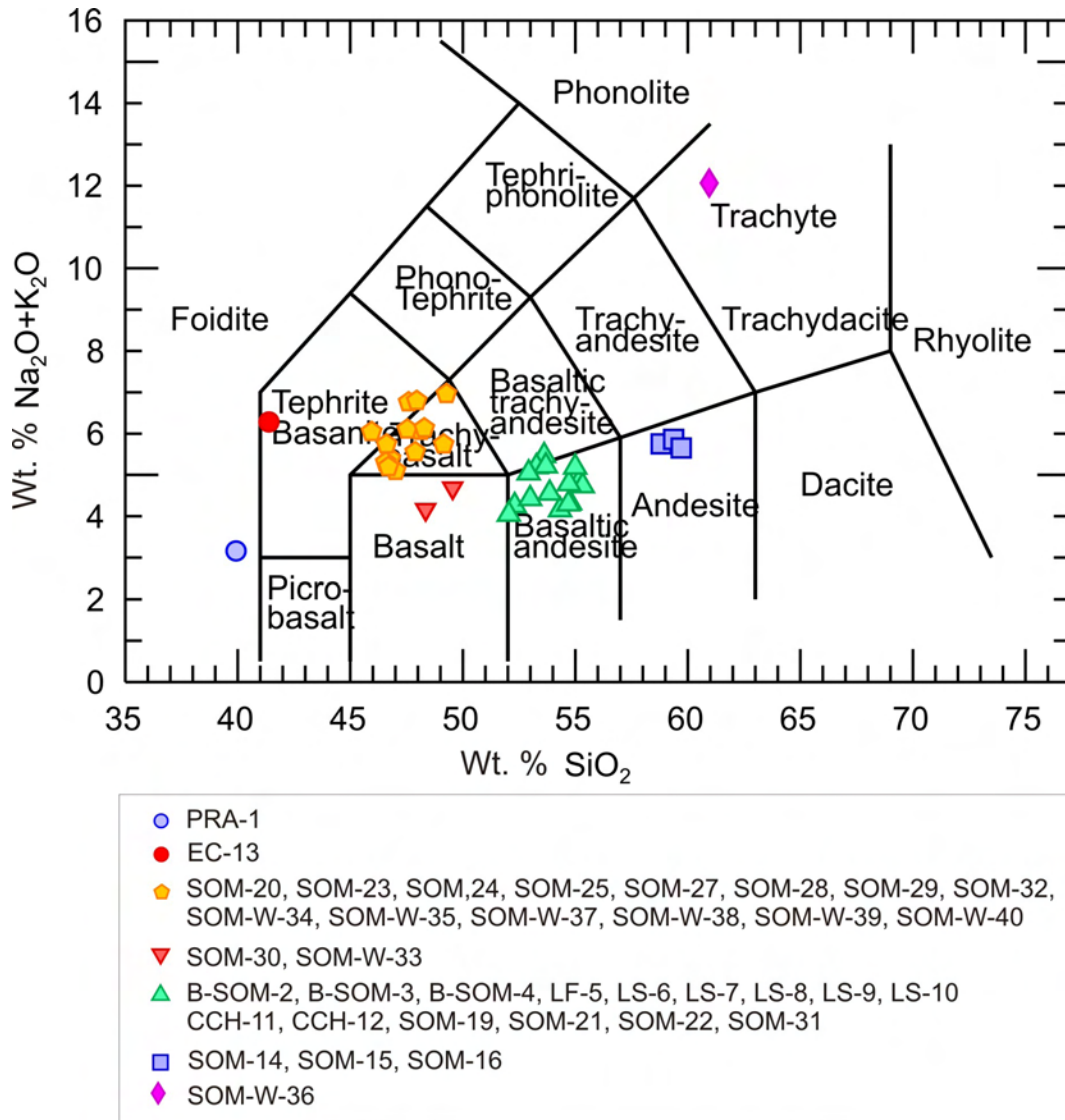


Abb. 10.1: Darstellung der analysierten Gesteinsproben im TAS (Total Alkali vs. Silica)-Diagramm; Nomenklatur nach LeBas et al. 1986

10 Gesamtgesteinschemie

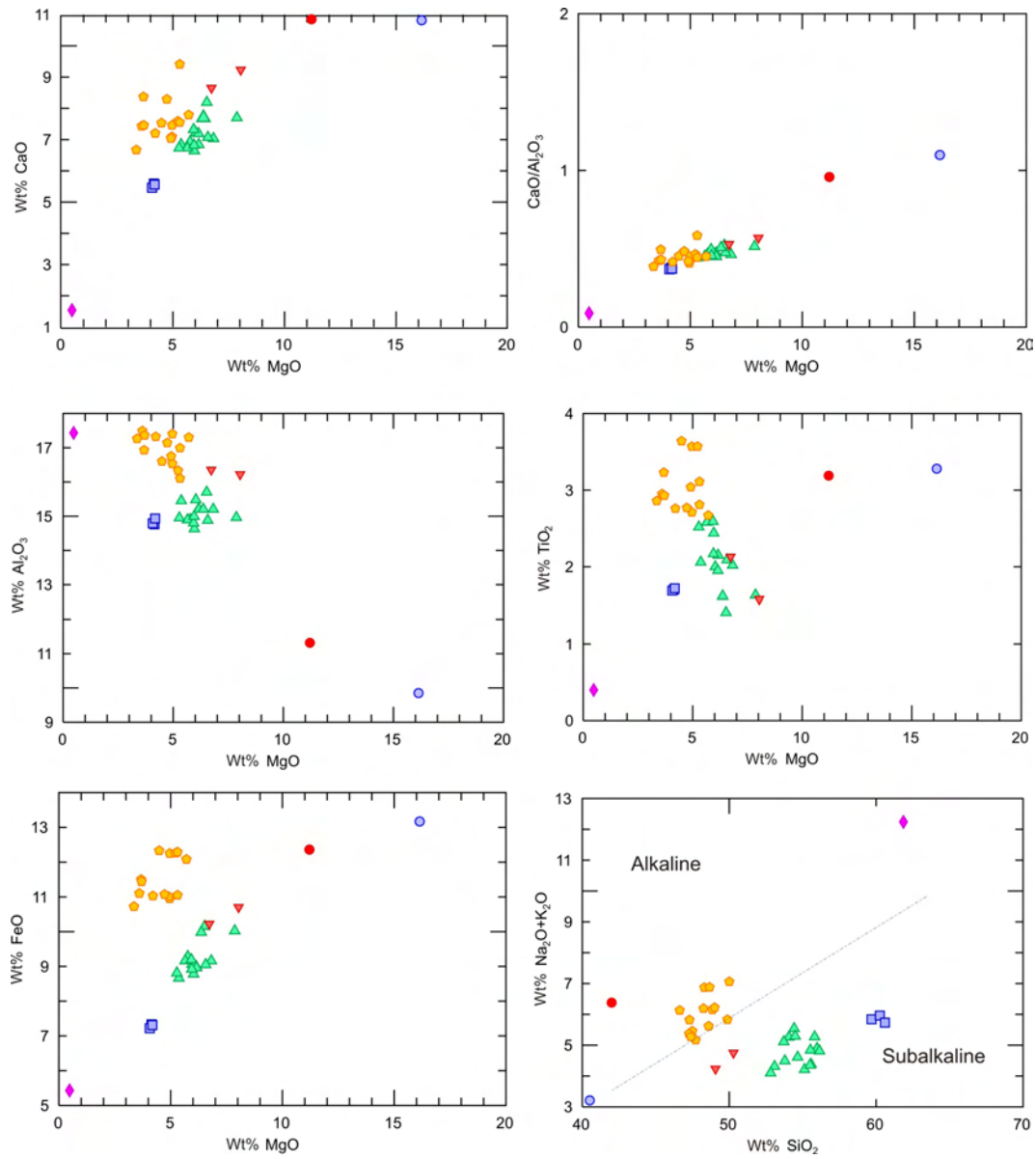


Abb. 10.2: Harker-Variationsdiagramme für sämtliche analysierten Proben

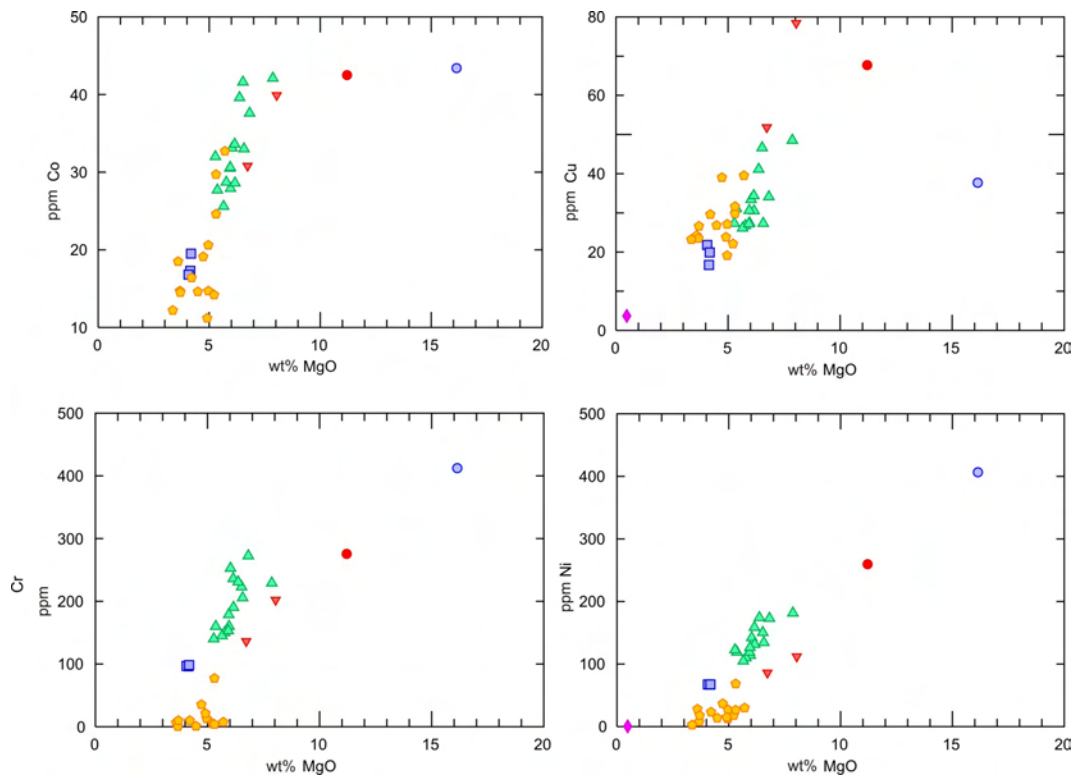


Abb. 10.3: Kompatible Spurenelemente

10.2 Spurenelemente

10.2.1 Kompatible Spurenelemente

Kompatible Elemente, wie Ni, Cr, Cu und Co reichern sich im Zuge partieller Aufschmelzung und magmatischer Differentiation vorzugsweise in der festen Phase an. Der Verteilungskoeffizient ($K_D = \frac{C_S}{C_L}$) ist für sie größer als Eins. Die Spurenelemente Ni und Cr zeigen bei den analysierten Proben eine nahezu lineare Proportionalität zu MgO, und sind im westlichen Probengebiet gegenüber dem Nordöstlichen deutlich abgereichert. Auch Cu und Co sind tendentiell im Nordosten höher. Abb. 10.3 verdeutlicht die Abhängigkeit der Spurenelementgehalte von MgO. Mit fortschreitender magmatischer Differentiation (Basalt → Basaltischer Andesit → Andesit) werden die kompatiblen Elemente mehr und mehr in das Kristallgitter der ausscheidenden Phasen eingebaut und umgekehrt proportional dazu sinkt ihr Gehalt in der Restschmelze.

10.2.2 Inkompatible Spurenelemente

Die beiden Hauptfaktoren, die den Einbau von Elementen in ein Kristallgitter bestimmen, sind Ionenradius und -ladung. Inkompatible Spurenelemente konzentrieren sich bei partiellem Schmelzen und magmatischer Differentiation eher in der Schmelze als in festen Phasen. K_D ist dabei kleiner als Eins (Winter, 2001). Elemente, wie K, Rb, Cs, Sr und Ba, deren Ionenradius so groß ist, dass ihr Einbau in das Kristallgitter der Hauptminerale basischer und ultrabasischer Gesteine energetisch ungünstig wäre, werden unter dem Begriff LILE (*large ion lithophile elements*) zusammengefasst. Die zweite Gruppe inkompatibler Spurenelemente sind die HFSE (*high field strength elements*). Diese Gruppe beinhaltet die Seltenerdelemente (REE), sowie Th, U, Ce, Zr, Hf, Ti, Nb und Ta. Aufgrund ihrer hohen Ladung würde ihr Einbau ins Kristallgitter das Ladungsgleichgewicht stören, was wiederum energetisch ungünstig ist (White, 2007).

Die Gehalte der Spurenelemente aus der Gesamtgesteinsanalyse sind in den Abbildungen 10.4, 10.5 und 10.6 als Multielement-Diagramme, sogenannte "Spider"-Diagramme dargestellt. Dabei sind die auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels normierten Konzentrationen auf einer logarithmischen Skala aufgetragen. Die Kompatibilität der jeweiligen Elemente steigt von links nach rechts. Da die Unterschiede im geochemischen Verhalten bei den Spurenelementen mit jenen bei den Hauptelementen gut korreliert, wird die Gruppierung aus den Hauptelementverteilungen übernommen. Abgesehen von den Proben PRA-1 (Foidit), EC-13 (Tephrit) und SOM-W-36 (Trachyt), zeigen die Proben sehr ähnliche Trends in ihrer Spurenelementverteilung, wobei die westlichen Proben generell eine stärkere Anreicherung inkompatibler Spurenelemente zeigen als jene aus dem Nordosten, und die Nord-östlichen Proben eine größere Streuung bei den LILE (*large ion lithophile elements*) und HFSE (*high field strength elements*) zeigen. Allen gemeinsam sind starke positive Anomalien der LILE Sr und Ba. Die westlichen Proben weisen leichte negative Anomalien bei Zr, Th und U auf. Der große Unterschied im Cs-Gehalt zwischen den beiden basaltischen Proben SOM-30 und SOM-W-33 mag in einem analytischen Fehler seine Erklärung finden.

Die Proben PRA-1 und EC-13 zeigen allgemein eine größere Anreicherung an inkompatiblen Spurenelementen. Dabei lässt sich jedoch eine deutlich negative Anomalie von K, und, etwas weniger deutlich, Rb feststellen. Die Signatur der Probe SOM-W-36 unterscheidet sich drastisch von den übrigen Proben. Cs, Rb, Nb, K, Pb, Nd und Zr sind sehr stark angereichert, wohingegen Ba, Sr und Ti eine starke negative Anomalie aufweisen.

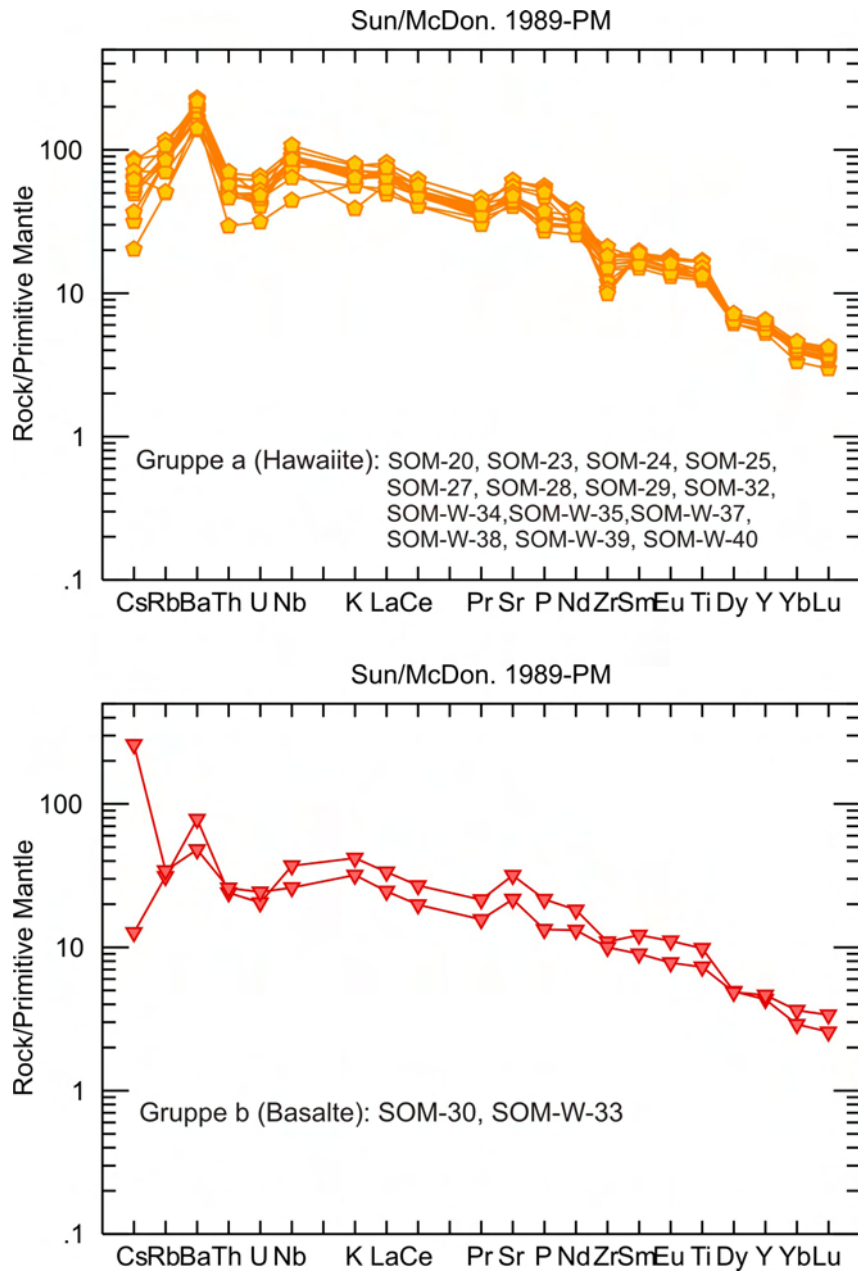


Abb. 10.4: Spurenelementverteilung der Hawaiiite und Basalte, normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels (Daten für Mantelzusammensetzung aus [Sun and McDonough 1989](#))

10 Gesamtgesteinschemie

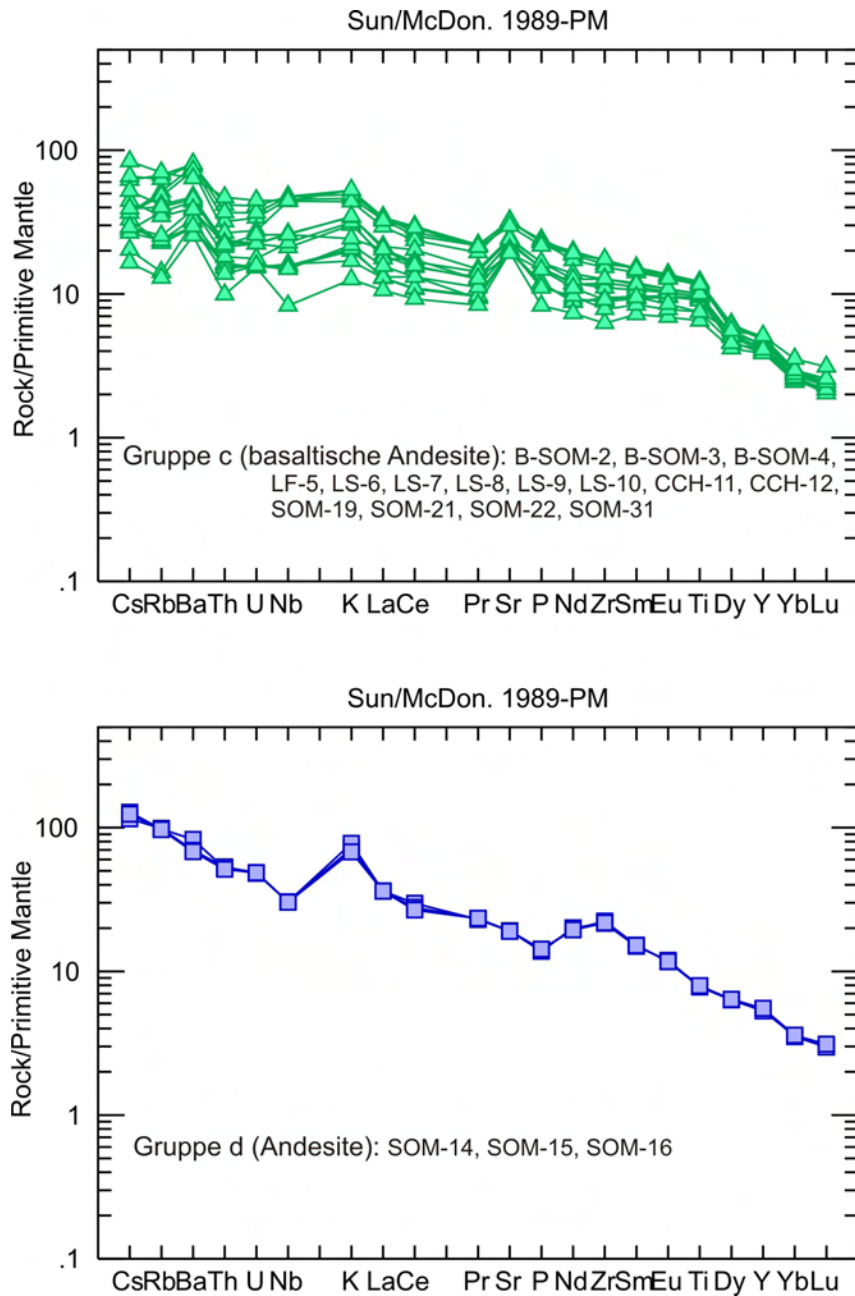


Abb. 10.5: Spurenelementverteilung der basaltischen Andesite und Andesite, normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels (Daten für Mantelzusammensetzung aus Sun and McDonough 1989)

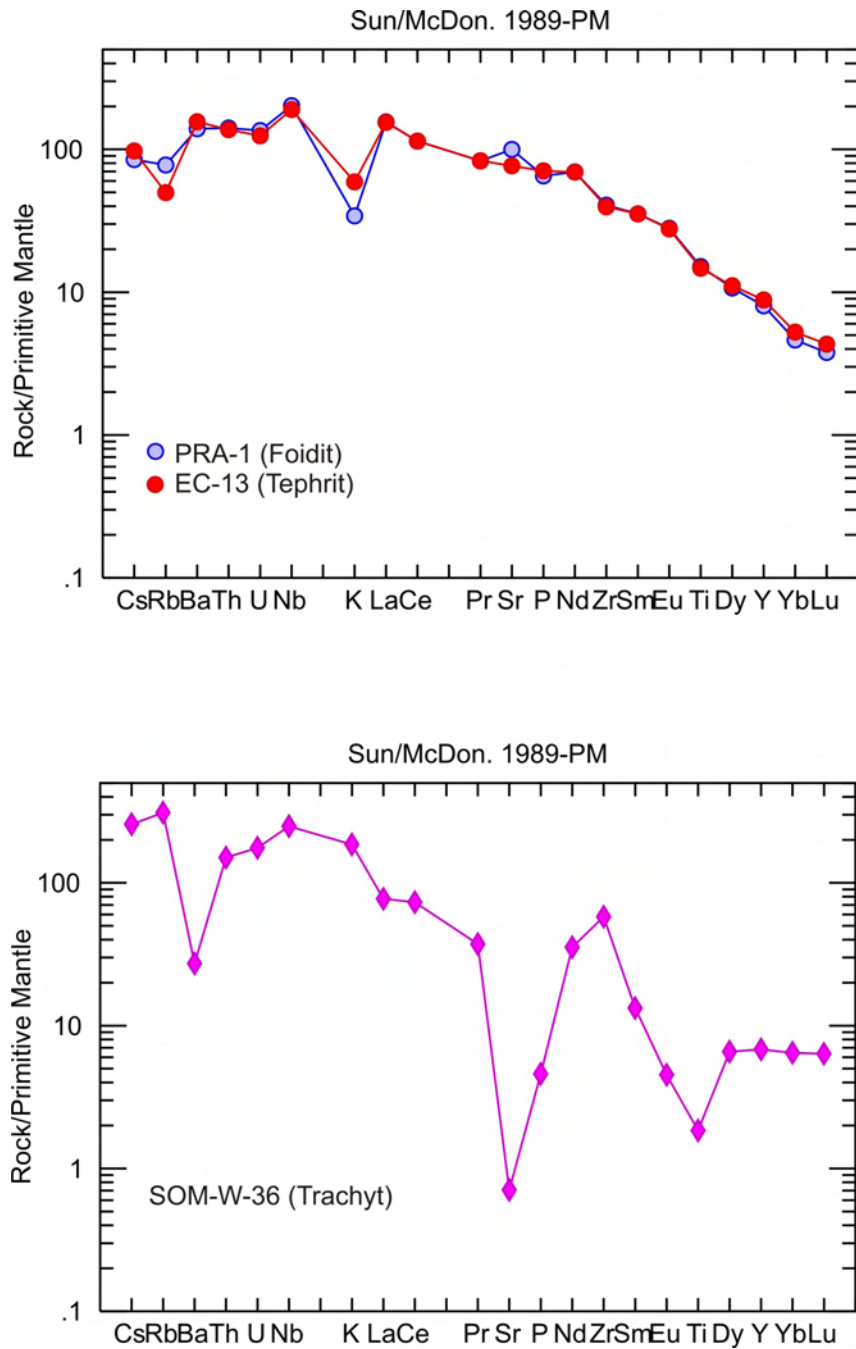


Abb. 10.6: Spurenelementverteilung der SiO_2 -untersättigten Proben PRA-1 und EC-13, sowie der trachytischen Probe SOM-W-36, normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels (Daten für Mantelzusammensetzung aus Sun and McDonough 1989)

Seltenerdelemente (*rare earth elements* - REE)

Die Gruppe der Seltenerdelemente (auch Lanthanide genannt) umfasst alle Elemente von Lanthan bis Lutetium (Ordnungszahl 57 - 71). Aufgrund ihres ähnlichen physikalischen und chemischen Verhaltens werden sie als kohärente Serie behandelt (Winter, 2001). Sie werden unterteilt in leichte Seltenerdelemente (*light rare earth elements*, LREE) und schwere Seltenerdelemente (*heavy rare earth elements*, HREE), wobei die stetige Verringerung des Ionenradius mit steigender Ordnungszahl zur Folge hat, dass die HREE bevorzugt in feste Phasen gegenüber koexistierender Schmelze gehen, d.h. kompatibler sind als die LREE (Winter, 2001).

Die relative Häufigkeit der Seltenerdelemente, normiert auf den primitiven Mantel nach McDonough and Sun 1995, wird in den Abbildungen 10.7 und 10.8 dargestellt. Die Proben zeigen im Allgemeinen OIB (Ocean Island Basalt)-ähnliche REE Muster. Charakteristisch hierfür ist eine relative Anreicherung von LREE gegenüber HREE, als Konsequenz ihrer Abstammung von einer relativ geringfügig verarmten Mantelquelle, die durch einen geringen Grad an partieller Aufschmelzung zur Bildung dieser alkalinen bis tholeiitischen Magmen führt. Granat bleibt dabei als residuale Phase zurück (Wilson, 1989).

La_n/Yb_n Verhältnisse (normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels nach Sun and McDonough 1989) sind bei den westlichen Proben mit 12.6 - 19.6 deutlich höher als im Osten, mit Werten von 4.8 - 10.9. Die Proben PRA-1 (Foidit) und EC-13 (Te-phrit) zeigen ein sehr steiles Muster mit La_n/Yb_n -Verhältnissen von 31 bzw. 27. La_n/Sm_n -Verhältnisse sind bei den Hawaiiiten im Westen 2.6 - 4, und im Nordosten generell geringer, mit durchschnittlich 2.7 bei den Basalten, 1.4 - 2.2 bei den Basaltischen Andesiten und 2.3 - 2.4 bei den Andesiten. Die Proben PRA-1 und EC-13 weisen ein steileres Muster mit rund 4.3, und SOM-W-36 (Trachyt) weist ein noch steileres Verhältnis von 5.7 auf. Sm_n/Yb_n -Verhältnisse liegen im Westen bei 3.7 - 5.2, im Osten bei 2.8 - 5.3. PRA-1 und EC-13 zeigen Verhältnisse von 7.5 bzw. 6.6, und SOM-W-36 weist ein weniger steiles Verhältnis von 2.0 auf. Die deutliche negative Eu-Anomalie, sowie der Anstieg der HREE bei der Probe SOM-W-36 lässt sich durch Plagioklas-Fraktionierung erklären.

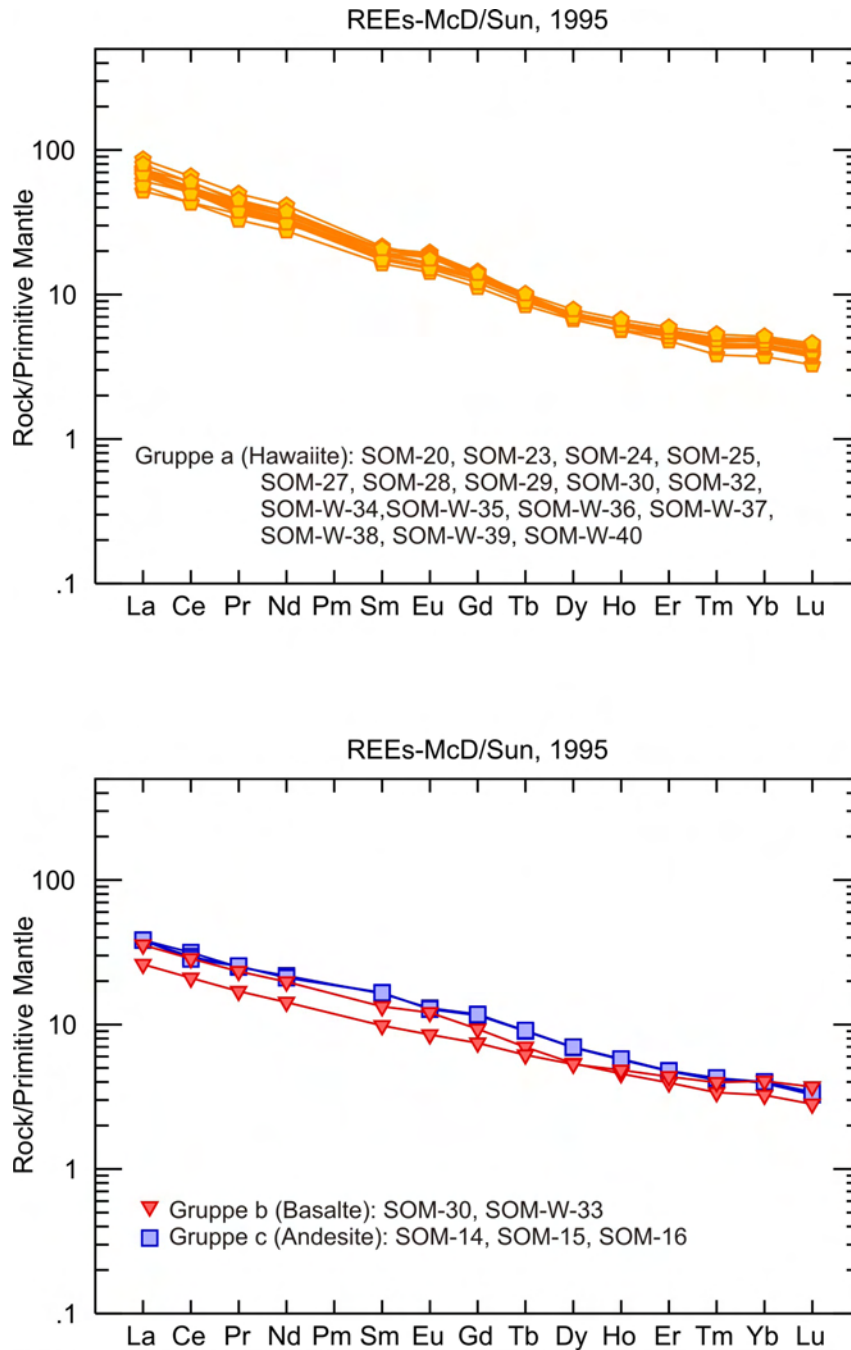


Abb. 10.7: Konzentration der Seltenerdelemente (REE), normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels, nach McDonough and Sun 1995

10 Gesamtgesteinschemie

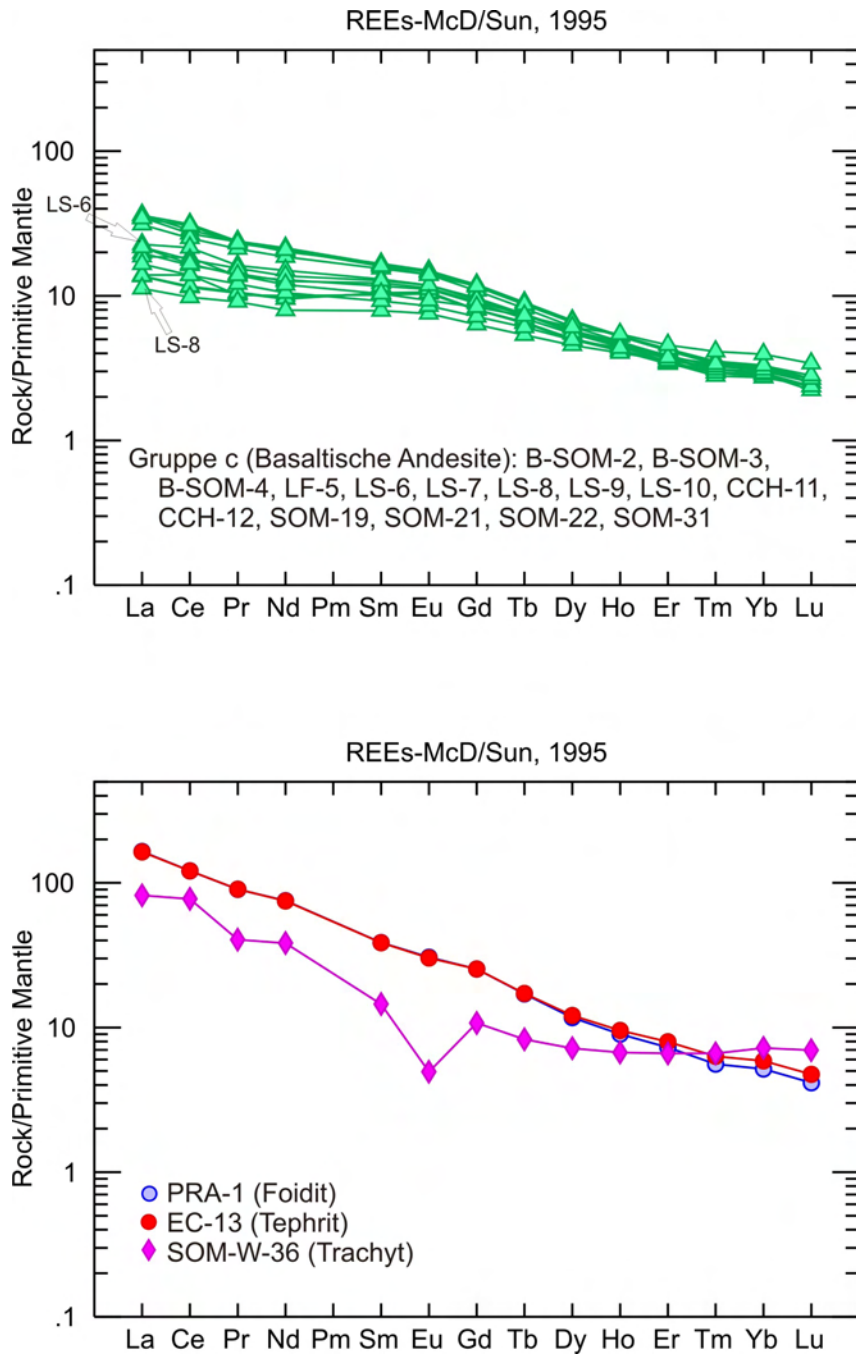


Abb. 10.8: Konzentration der Seltenerdelemente (REE), normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels, nach [McDonough and Sun 1995](#)

11 Diskussion

Die Untersuchungen an den Vulkaniten der Meseta de Somuncura ergeben ein breites Spektrum von Gesteinsklassen, mit variierenden Haupt- und Nebenelement- sowie Spurenelementzusammensetzungen. Verschiedene Gehalte an SiO_2 (40-61) MgO (0.5-16) und Alkalien (Na_2O 2.2-6.7 und K_2O 1-5.6) zeigen unterschiedliche Grade magmatischer Differentiation. Relativ größere Anreicherungen von LREE gegenüber HREE (La_n/Sm_n 1.3-5.7, La_n/Yb_n 3.6-31.9) deuten auf einen geringen Grad partieller Aufschmelzung hin, wobei die große Variation in den LREE-Konzentrationen auf eine vielschichtige Abfolge partieller Schmelzbildung und darauf folgender Differentiation hinweisen.

Die zentrale Frage ist, wodurch die Schmelzbildung, die zur Eruption dieser ausgedehnten Plateau-Basalte führte, ausgelöst wurde. Bjerg et al. 2005 vermuten, gestützt auf P-T-Modellierungen anhand von Xenolithen aus Prahuaniqueu, einen stark erhöhten geothermischen Gradienten unterhalb von Patagonien, der durch einen Mantelplume, welcher durch ein extensionelles Regime unterstützt wird, entsteht. Sie bringen diesen ungewöhnlichen Geotherm mit der Evolution der Somuncura *large igneous province* in Verbindung. Kay et al. 2007 assoziiert die Somuncura Provinz mit einem lokal heißen Mantel, der durch tertiäre Subduktion an Fluiden angereichert wurde und somit eine gute Voraussetzung für eine Schmelzbildung aufweisen würde. Das Aufschmelzen werde letztlich durch Mantel-Instabilitäten als Folge von Plattenreorganisation im Pazifik, und möglicherweise durch eine beinahe stationäre Position der Südamerikanischen Platte über einem sich bewegenden Mantel, ausgelöst.

Kay et al. 2007 teilen die Lava-flows des Somuncura Plateaus in (a)Prä-Plateau-, (b) Plateau- und (c) Post-Plateau-Gruppen ein (siehe Abb. 11.1). Die volumenmäßig geringeren Prä-Plateau flows sind typische Intraplatten Alkalibasalte mit verarmten Isotopensignaturen. Die Plateau flows bilden das Hauptvolumen und bestehen aus Basalten und basaltischen Andesiten mit flachen REE Mustern, übergangsmäßigen bis Bogen-artigen Ba/La, Sr/La, Th/La und U/La Verhältnissen und fertilen Nd-Sr Isotopenverhältnissen. Die Post-Plateau flows sind hauptsächlich Alkali-Olivin-Basalte und Hawaiite mit steilen REE Mustern, hohen Ba/La Verhältnissen, Intraplatten-Sr/La und U/Ta Verhältnissen und verarmten Isotopensignaturen. Die Zuweisung der untersuchten Proben zu diesen drei Gruppen ist nicht gänzlich unproblematisch. Die östlichen Proben entsprechen zwar in ihren La/Yb Verhältnissen den Plateau flows von Kay et al. 2007, die dort mit der Aufschmelzung der subduzierten ozeanischen Platte in Verbindung gebracht werden. Jedoch sprechen die niedrigen U/La und Th/La Verhältnisse der untersuchten Proben gegen einen signifikanten Einfluss einer Subduktions-Komponente. Die westlichen Proben (Gruppe a - Hawaiite) lassen sich gut mit den von Kay et al. 2007 beschriebenen Post-Plateau flows korrelieren. Sie weisen

11 Diskussion

niedrigere SiO_2 , Ni und Cr und höhere TiO_2 und K_2O Gehalte als die östlichen Proben auf, zeigen stärkere Anreicherung an inkompatiblen Spurenelementen und steilere REE Muster. Sowohl die Haupt- und Nebenelement- als auch die Spurenelementkonzentrationen lassen auf eine Mantelquelle, die am ehesten im OIB-Feld anzusiedeln ist, schließen. Isotopenzusammensetzungen aus Kay et al. 2007 ergeben eine Mantelquelle, die zwischen HIMU (Mantelplume) und BSE ("bulk silicate earth") liegt. Die relativ große Anreicherung der LREE gegenüber HREE ($La/Yb = 5.4-47$) ist ein Hinweis darauf, dass Granat bei der Aufschmelzung des Mantels im Residuum zurückgeblieben ist. Granat weist eine sehr hohe Variation der Verteilungskoeffizienten der REE auf (Rollinson, 1993). Für leichte Seltene Erden ist er >1 und nimmt zu den schweren Seltenen Erden ab. Aus den Analysen inkompatibler Spurenelemente geht hervor, dass ein Großteil der Proben tendenziell mehr an LILE (v.a. Ba 200-1500 ppm, Sr 400-2000 ppm) als an HFSE (U 1-3.7 ppm, Th 0.8-12.7 ppm, Zr 111-648 ppm) angereichert ist. Die positiven Anomalien beim Ba und Sr, respektive die negativen Anomalien beim U, Th und Zr, werden ersichtlich in den Spider-Diagrammen, wo die Elemente mit sinkender Kompatibilität von links nach rechts aneinandergereiht sind. (siehe Abb. 10.4 und 10.5. Die Tatsache dass LILE in Fluiden mobiler sind als HFSE (Winter, 2001), gibt einen Hinweis auf eine Interaktion von Fluiden Phasen mit der aus der Asthenosphäre aufsteigenden Mantelquelle. Die Herkunft dieser Fluide ist am Ehesten mit einer Subduktions-Komponente in Verbindung zu bringen. Eine andere Erklärungsmöglichkeit ist eine Mantelmetasomatose im Zusammenhang mit Karbonatitischen Schmelzen (Green et al., 1992). Ein weiterer Faktor, der in die Betrachtung miteinbezogen werden muss, ist die Möglichkeit der Mischung asthenosphärischer und lithosphärischer Schmelzen. Insgesamt sprechen die geochemischen Signaturen der analysierten Gesteine für die Anwesenheit eines Mantelplumes, welcher die Schmelzbildung verursacht hat. Eine Interaktion dieses Plumes mit lithosphärischen Komponenten aus der Subduktionszone ist wahrscheinlich, jedoch in einer Tiefe unterhalb 90 km anzunehmen, da in Xenolithen aus Prahuaniyeu, welche aus einem Bereich oberhalb dieser Tiefe stammen, keinerlei *hydrous phases*, wie Amphibole oder Glimmer gefunden wurden (Bjerg et al., 2009). Die höheren Ba/La Verhältnisse der westlichen Proben (23-35) gegenüber jenen aus dem Osten (18-26) geben einen Hinweis darauf, dass die westlichen Proben an subduzierten Komponenten etwas reicher sind als jene aus dem Osten.

Die breite Verteilung der LREE Konzentrationen bei der Gruppe c (Basaltische Andesite) lässt auf eine Reihe verschiedener Grade partieller Aufschmelzung schließen, welche die Lava-flows hervorgebracht haben. Vergleicht man die Proben LS-6 und LS-8, welche aus derselben Lokalität stammen und aus stratigraphisch klar unterschiedlichen flows stammen, wobei LS-8 der zuunterst liegenden, und somit älteren Lage entstammt, erkennt man deutlich die relative Anreicherung der LREE in LS-6 gegenüber LS-8. Der Grad partiel-

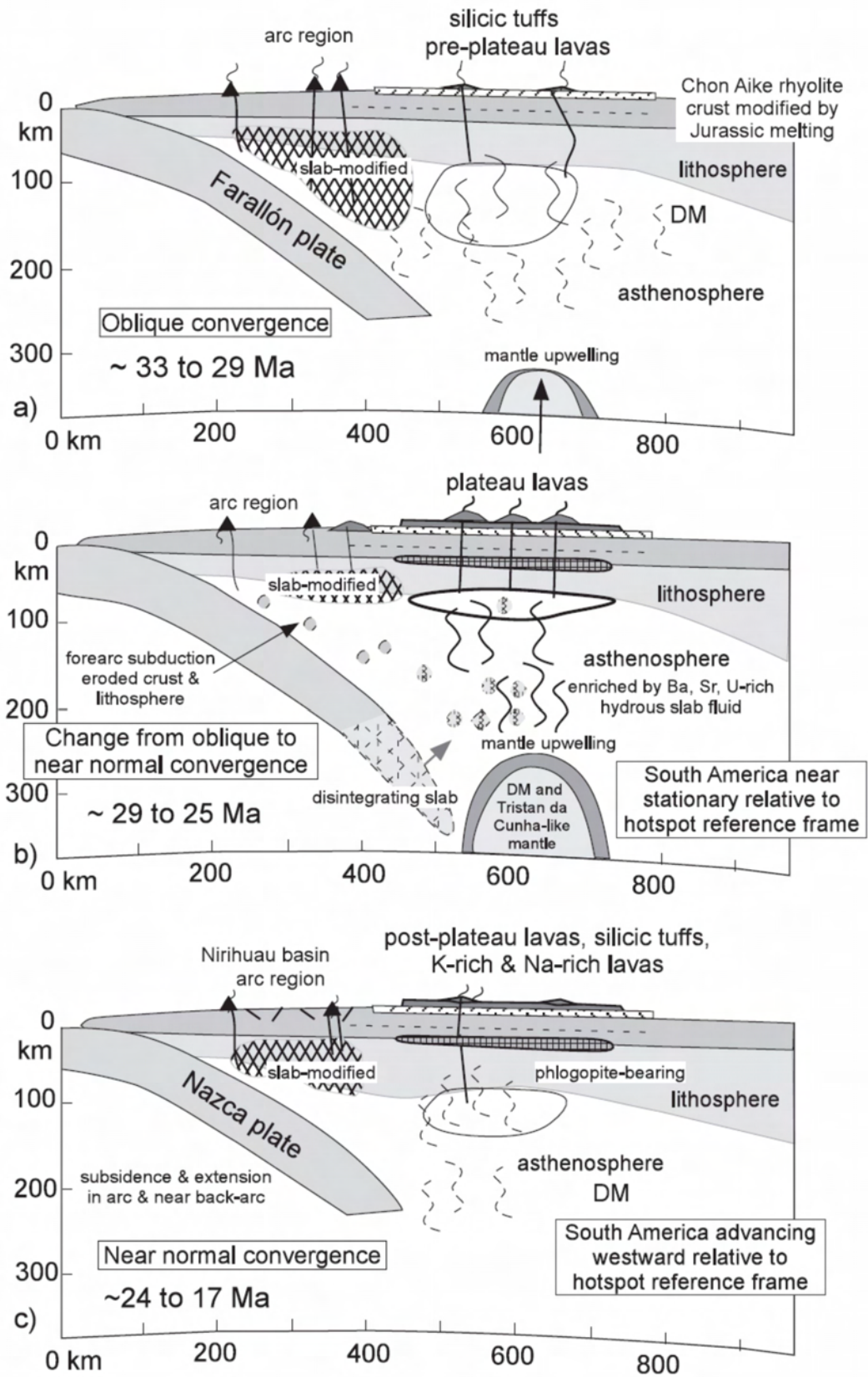


Abb. 11.1: Einteilung der vulkanischen Aktivität, welche zur Bildung des Somuncura Plateaus führte, in drei Stadien; nach (Kay et al., 2007)

11 Diskussion

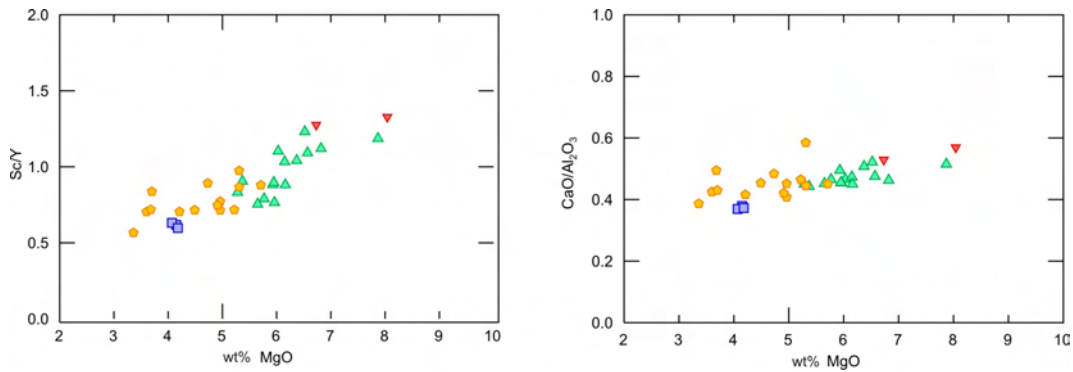


Abb. 11.2: Klinopyroxen-Fraktionierung wird angezeigt durch sinkende CaO/Al_2O_3 - und Sc/Y -Verhältnisse mit sinkendem MgO; gelb: Gruppe a (Hawaiiite), rot: Gruppe b (Basalte), grün: Gruppe c (basaltische Andesite), blau: Gruppe d (Andesite)

ler Aufschmelzung ist demnach bei LS-6 geringer als bei LS-8. Es offenbart sich hier eine komplexe Abfolge von partiellen Schmelzbildungen und damit einhergehend einer Generierung verschiedener Magmakammern, die sich wiederum durch fraktionierte Kristallisation differenzierten und durch Spalteneruptionen an die Oberfläche drangen. Die Proben der Gruppe d (Andesite) zeigen ein beinahe identisches REE-Muster wie LS-6, mit geringfügig niedrigerem Eu und leicht erhöhten HREE. Sie sind also ein späteres Differenzierungsprodukt desselben Magmareservoirs. Die abfallenden Gehalte von MgO, FeO, CaO und Al_2O_3 (Siehe Kapitel Gesamtgesteinschemie, Abb. 10.2) von den Basalten zu den Andesiten verdeutlichen, dass die Schmelze im Laufe der Zeit eine magmatische Differentiation erfahren hat und die Komponenten Olivin, Pyroxen und Plagioklas sukzessive entzogen wurden. Die Andesite als letztes Differenzierungsprodukt weisen die geringsten Gehalte genannter Komponenten auf. Das sinkende Sc/Y -Verhältnis innerhalb der magmatischen suite Basalte - basaltische Andesite - Andesite deutet auf eine leichte Klinopyroxen (Augit) Fraktionierung hin. Sc fraktioniert bereitwilliger in Klinopyroxen als Y, während die Verteilungskoeffizienten dieser beiden Elemente für Olivin und Plagioklas gleich sind (Mattsson and Oskarsson, 2005). Die These der Klinopyroxen-Fraktionierung wird unterstützt durch den linearen Abfall des CaO/Al_2O_3 Verhältnisses (siehe Abb. 11.2).

Die westlichen Proben zeigen in ihren Spurenelement-Mustern eine große Homogenität. Dies lässt darauf schließen, dass sie, entgegen den Proben aus dem Osten, in einem relativ eingeschränkten Bereich partieller Aufschmelzung entstanden sind, und somit vermutlich auch zeitlich eine geringere Spanne zwischen Schmelzbildung und Eruption gelegen hat. Während die LREE deutlich stärker angereichert sind, als in den östlichen Proben (La = 37-55 ppm im Westen und 9-25 ppm im Osten), zeigen die HREE nur eine geringfügig größere Anreicherung als die östlichen Proben (Yb = 1.6-2.2 ppm im Westen und 1.2-1.8

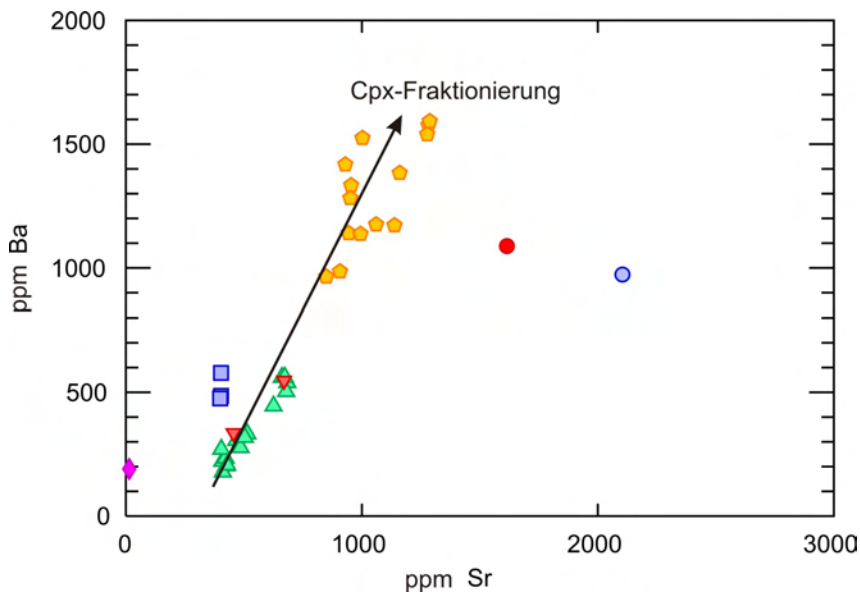


Abb. 11.3: Klinopyroxen-Fraktionierung, nach (Rollinson, 1993)

ppm im Osten). Der Grad partieller Aufschmelzung ist somit allgemein gering und in den westlichen Proben niedriger als im Osten. Die westliche Gruppe ist zum Teil verärmt an MgO als die östlichen Proben. Plottet man die Konzentration von Sr gegen Ba gemäß Rollinson 1993, so wird deutlich dass die westlichen Proben einen höheren Grad an Verarmung (d.h. Anreicherung von Ba und Sr), einhergehend mit fortschreitender Fraktionierung von Klinopyroxen, aufweisen (siehe Abb. 11.3).

Die negativen K-Anomalien im Gesamtgesteinschemismus bei den Proben PRA-1 und EC-13 könnte auf die Anwesenheit von wasserhaltigen Phasen wie Phlogopit und Amphibol, die bei einem geringen Grad an partieller Aufschmelzung im Residuum verbleiben, hindeuten. Dabei müsste das Gestein jedoch gleichzeitig an Ba, Nb und Ta, die stark in Phlogopit und Amphibol fraktionieren, verarmt sein. Da dies hier nicht der Fall ist, muss die K-Verarmung aus einer an K bereits verarmten Magmaquelle resultieren (Bjerg et al., 2009). Die Tatsache, dass die Probe EC-13, die in ihrer Spurenelement-Signatur der Probe PRA-1 entspricht, innerhalb des Plateaus gefunden wurde, erlaubt die eindeutige zeitliche Relation, dass diese Laven jünger als die Plateaubasalte sind. Ihre relative Anreicherung an inkompatiblen Spurenelementen gegenüber den Plateau-Laven spricht dafür, dass sie aus einer stärker verarmten Quelle als jene stammen. Die relativ größere Anreicherung an LREE als an HREE gegenüber den Plateau-Laven lässt einen geringeren Grad an partieller Schmelzbildung bei diesen Proben vermuten.

Die äußerst niedrigen Gehalte an MgO, Ni und Cr in der Probe SOM-W-36 (Trachyt) sind Anzeichen für eine Olivin- und Pyroxen Fraktionierung. Die negative Eu-Anomalie deutet

11 Diskussion

auf eine Plagioklas-Fraktionierung hin. Gemäß [Kay et al. 2007](#) ist diese Probe mit dem Ende der Plateau-Phase in Verbindung zu bringen, wo sich das Magma an der Basis der Kruste vor der Eruption aufgestaut hat ("underplating") und durch partielles Aufschmelzen Silizium-reiche, trachytische und rhyolitische Magmen daraus produziert wurden.

Die petrographischen Merkmale der Gesteine lassen allgemein auf eine Kristallisationsreihenfolge Olivin - Plagioklas - Klinopyroxen schließen. Die Olivine sind meist als idiomorph bis hypidiomorph ausgebildete Phänokristalle vorhanden. Plagioklase bilden meistens das Grundgerüst der Gesteine, sind jedoch nie als Einschlüsse in Olivin-Kristallen zu beobachten. Klinopyroxene sind in der Regel xenomorph als Zwickelfüllung in den Zwischenräumen der Plagioklas-Kristalle vorhanden. Ebenso spricht die sub-ophitischen Texturen, wo Klinopyroxen xenomorph über die bereits vorhandenen Plagioklase wächst, für diese Reihenfolge. Auffällig ist, dass die Proben aus dem Osten oft zonierte, randlich mit der Schmelze reagierte Orthopyroxenkristalle aufweisen, während diese in den Hawaiiten aus dem Westen gänzlich fehlen. Diese Tatsache ist ein weiterer Hinweis auf die unterschiedliche Geschichte der östlichen und westlichen Proben. "Sponge"-Texturen in Plagioklasen und durch die Schmelze korrodierte Olivinkristalle sind Hinweise auf Reaktionen der Kristallite mit der residualen Schmelze. Die große Diversität in der Korngröße und der Ausbildung vor Allem der Plagioklaskristalle und der im Allgemeinen hohe Grad an Kristallinität lässt auf unterschiedliche, jedoch generell langsame Abkühlzeiten schließen. Der meist hohe Grad an Alteration, vor allem bei den Olivinen, sowie die oftmals sekundär mit Kalzit oder Zeolith gefüllten Porenräume deuten auf eine teilweise intensive Verwitterung der Gesteine, an der gesättigte Fluide beteiligt waren, hin.

Der Forsterit-Gehalt an analysierten Olivinen sinkt stets vom Kern zum Rand (durchschnittlich 81 im Kern und 71 am Kornrand). Dies ist Ausdruck einer unequilibrierten, also schnell fortschreitenden magmatischen Differenziation. Je weiter die Differentiation einer basaltischen Schmelze fortschreitet, umso niedriger ist der Fo-Gehalt des Olivins, erkennbar an zonarem Bau ([Pichler and Schmitt-Riegraf, 1993](#)). Die höchsten Forsteritgehalte finden sich dabei in der Probe EC-13 mit 83-85. Nur geringfügige Abnahme des Fo-Gehaltes ist an Messpunkten nahe an Spinell-Einschlüssen zu beobachten. Spinell-Einschlüsse in Olivinen zeigen, abhängig vom Grad der Verarmung, $Cr\#$ ($Cr/(Cr + Al)$) zwischen 0.15 und 0.39. ([Arai, 1994](#)) entwickelte das Konzept, aus Fo-Cr# Verhältnissen in Magmen mit Mantel-Herkunft sowohl den Mantelrestit, d.h. Spinell-Lherzololith zu charakterisieren, als auch die geotektonische Position der Magmen damit zu definieren. [Abbildung 11.4](#) zeigt das "Olivine-Spinel-mantle-array", OSMA, jenes Feld, in dem Gesteine mit Erdmantelzusammensetzung plotten, aus dem heraus sich, abhängig von der geotektonischen Position, verschiedene Fraktionierungstrends entwickeln. Messpaare von Olivinen und darin eingeschlossenen Spinellen sind in dieser Graphik dargestellt. Die analysierten Minerale plotten

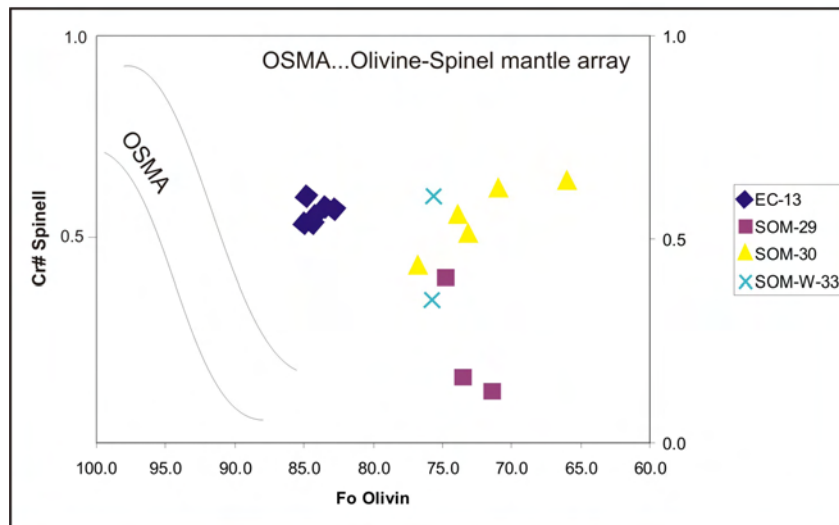


Abb. 11.4: "OSMA"-Plot nach (Arai, 1994)

sämtlich außerhalb des OSMA-Feldes, was nicht verwundert, da es sich um differenzierte basaltische Schmelzen handelt. Auffallend ist der relativ hohe Fo-Gehalt der Probe EC-13. In der Probe SOM-30 ist ein Anstieg der Cr# bei gleichzeitigem Abfall des Forsteritgehaltes zu beobachten, was darauf hindeutet, dass Spinell gleichzeitig mit Olivin und Plagioklas koexistiert (Arai, 1994)

Die vulkanische Aktivität, die für die Bildung des Somuncura Plateaus verantwortlich ist, wurde immer wieder für längere Zeiträume unterbrochen, was durch dünne Lagen oxidierter sandigen Sediments zwischen den massiven Basalt-*flows* deutlich wird.

12 Conclusio

Die Chemie des Ausgangsgesteins, partielle Aufschmelzungsraten und magmatische Differentiation sind die bestimmenden Faktoren für die Zusammensetzung einer basaltischen Schmelze. Prozesse, wie Magma-Mischung und/oder die Assimilierung lithosphärischen Materials können den Chemismus einer Schmelze noch weiter verändern.

Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen der analysierten Gesteine sowie Konzentrationen inkompatibler Spurenelemente deuten auf eine OIB-ähnliche Mantelquelle aus dem Granat-Stabilitätsfeld hin. Die Erhöhung des geothermischen Gradienten, die für deren Aufschmelzung notwendig war, wurde vermutlich durch einen Mantel-Plume erzeugt. Dieser Plume reagierte mit Komponenten der subduzierten ozeanischen Lithosphäre. Die große Variation der Hauptelementkonzentrationen sind Beweise für unterschiedliche Grade magmatischer Differentiation. So zeigen die Basalte, basaltischen Andesite und Andesite aus dem östlichen Untersuchungsgebiet, angezeigt durch steigende Gehalte an SiO_2 und $Na_2O + K_2O$, und sinkende Gehalte an MgO, CaO, FeO und MnO einen Differentiationstrend, der vor Allem durch die fraktionierte Kristallisation von Olivin und Klinopyroxen und Plagioklas dominiert wurde. Die westlichen Proben bilden eine kohärente Serie von Hawaiiten, von denen kein klarer Differentiationstrend ablesbar ist. Die im Vergleich zum Großteil der östlichen Proben niedrigen SiO_2 - und MgO-Konzentrationen einerseits, und die erhöhten $Na_2O + K_2O$ - und FeO-Konzentrationen andererseits geben ein unschlüssiges Bild im Hinblick auf Differentiationstrends. Fest steht allerdings, dass es sich bei diesen beiden Gruppen um Produkte unterschiedlicher Herkunft handelt. Die Probe SOM-W-36 gibt einen Hinweis auf ein spätes *underplating* am Ende der magmatischen Aktivität. Die Probe PRA-1, welche aus einer Xenolith-führenden Lokalität abseits des Plateaus stammt (Bjerg et al., 2009), ist nahezu identisch mit der Probe EC-13, die innerhalb des Plateaus gefunden wurde. Dieser Umstand beweist, dass ihre Eruption erst am Ende respektive nach den Eruptionen der Hauptvolumina der Plateaubasalte vonstatten ging.

Aus den Konzentrationen der Seltenerdelemente geht hervor, dass es sich bei der Generierung dieser Magmen um verschiedene Grade partieller Aufschmelzung gehandelt haben muss, wobei das steilere REE-Muster der westlichen Proben einen geringeren Grad partieller Schmelzbildung als für die östlichen Proben vermuten lässt. Aus den Mustern Inkompatibler Spurenelemente geht, wie gesagt, hervor, dass es sich Großteils um eine OIB-ähnliche Mantelquelle handeln muss. Die auffallenden positiven Ba- und Sr-Anomalien deuten jedoch auf einen Einfluss lithosphärischen Materials hin, der vermutlich aus einer Komponente subduzierter ozeanischer Lithosphäre resultiert. Die Abwesenheit wasserhaltiger Phasen, wie Phlogopit oder Amphibol jedoch spricht gegen einen signifikanten Eintrag ozeanischer Lithosphäre. Metasomatose in Zusammenhang mit karbonatitischen Schmelzen

12 Conclusio

wäre ebenfalls in der Lage, genannte Anomalien zu erzeugen.

Die Untersuchung der Somuncura-Plateaubasalte und die daraus ersichtliche große Diversität der Gesteine deutet auf einen sehr inhomogenen Mantel unterhalb Patagoniens hin. Ungeklärt bleibt die Frage nach der Tiefe und somit den Druck- und Temperaturbedingungen, unter denen diese basaltischen Schmelzen entstanden sind. Ebenso ungeklärt ist die Frage, was diese Schmelzbildung letztendlich ausgelöst hat und wie groß der Anteil lithosphärischen Materials in den untersuchten Gesteinen ist.

13 Literaturverzeichnis

- 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*, 59:279–293.
- Baker, P., Rea, W., Skarmeta, J., Caminos, R., and Rex, D. (1981). Igneous history of the Andean cordillera and Patagonian plateau around 46°S. *Phil Trans R Soc London*, 303:105–149.
- Bjerg, E., Ntaflos, T., Kurat, G., Dobosi, G., and Labudía, C. (2005). The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences*, 18:125–145.
- Bjerg, E., Ntaflos, T., Thöni, M., Aliani, P., and Labudia, C. (2009). Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuanियeu Garnet- and Spinel-Peridotites. *Journal of Petrology*, 50 (7):1267–1298.
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J. (1966). *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. Longman.
- D’Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M., Manetti, P., and Mazzarini, F. (2001). Slab window-related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from Estancia Glencross Area (52°S, Argentina-Chile). *Lithos*, 57:67–89.
- Forsythe, R. (1982). The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of Southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal Geological Society*, 139:671–682.
- Gorring, M., Kay, S., Zeitler, P., Ramos, V., Rubiolo, D., Fernandez, M., and Panza, J. (1997). Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16 (1):1–17.
- Green, T., Adam, J., and Sie, S. (1992). Trace Element Partitioning between Silicate Minerals and Carbonatite at 25 kbar and Application to Mantle Metasomatism. *Mineralogy and Petrology*, 46:179–184.
- Harrington, H. (1962). Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 46 (10):1773–1814.
- Kay, S. M., Ardolino, A. A., Gorring, M. L., and Ramos, V. A. (2007). The somuncura Large Igneous Province in Patagonia: Interaction of a Transient Mantle Thermal Anomaly with a Subducting Slab. *Journal of Petrology*, 48(1):43–77.
- Leanza, A. (1958). Geología regional. *La Argentina, Suma de Geografía, Editorial Peuser*, 1 (3):217–349.

13 Literaturverzeichnis

- LeBas, M., LeMaitre, R., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27:745–750.
- Mattsson, H. and Oskarsson, N. (2005). Petrogenesis of alkaline basalts at the tip of propagating rift: Evidence from the Heimaey volcanic centre, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147:245–267.
- McDonald, G. (1968). *Composition and origin of Hawaiian lavas*. Geol. Soc. Amer. Memoir.
- McDonough, W. and Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120:223–253.
- Moreno, F. (1882). Patagonia, resto de un antiguo continente hoy sumergido. *Anales de la Sociedad Científica Argentina, Buenos Aires*, 14:97–131.
- Munoz, J. and Stern, C. (1988). The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*, 1 (2):147–161.
- Munoz, J. and Stern, C. (1989). Alkaline magmatism within the segment 38°S-39°S of the Plio-Quaternary volcanic belt on the southern South American continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 94:4545–4560.
- Munoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., and Stern, C. (2000). The Mid-Tertiary coastal magmatic belt in southern-central Chile (36°-43°S): its relation to crustal extension, mantle upwelling, and the late Oligocene increase in the rate of oceanic plate subduction beneath South America. *Revista Geológica de Chile*, 27(2):177–203.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Fanning, C., and Márquez, M. (2006). Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76:235–257.
- Pichler, H. and Schmitt-Riegraf, C. (1993). *Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff*. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.
- Ramos, V. (1984). Patagonia: Un continente paleozoico a la deriva? *Congreso Geológico Argentino (Bariloche)*, 2:311–325.
- Ramos, V. (1999). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22 (3):183–190.
- Ramos, V. (2008). Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, 26:235–251.
- Ramos, V. and Kay, S. (1992). Southern Patagonian plateau basalts and deformation:

- backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205:261–282.
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Group Limited, UK.
- Skewes, M. and Stern, C. (1979). Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *J Volcanol Geotherm Res*, 6:3–25.
- Stern, C., Futa, K., and Zicheng, P. (1983). Pb, Sr and Nd isotopic composition of alkali basalts of the Patagonian plateau lavas, South America. *Geol Soc Am Annual Meeting Abstr Progr*, 15:696–697.
- Stern, C. and Kilian, R. (1996). Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123:263–281.
- Stern, C. R., Frey, F. A., Futa, K., Zartman, R. E., Peng, Z., and Kyser, T. K. (1990). Trace-element and Sr, Nd, Pb and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104:294–308.
- Sun, S. and McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Oceanic Basins. Geological Society of London Special Publication*, 42:313–345.
- White, W. M. (2007). *Geochemistry*. John-Hopkins University Press.
- Wilson, J. (1963). A possible origin of the Hawaiian islands. *Can. J. Phys.*, 41:863–870.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Chapman & Hall, London (U.K.).
- Winter, J. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, Upper Saddle River (U.S.).

Johann Reitinger, Bakk.rer.nat.
Bimmersdorf 3
A - 4761 Enzenkirchen



Lebenslauf

Persönliche Daten:

Geburtsdatum: 22.02.1985
Geburtsort: Ried im Innkreis (A)
Staatsangehörigkeit: Österreich

Ausbildung:

1995 – 2003	Bundesgymnasium Schärding
2003 – 2004	Zivildienst im Alten- und Pflegeheim Peuerbach
2004 – 2008	Universität Wien Abschluss Bakkalaureat Erdwissenschaften mit Ausgezeichnetem Erfolg
SS 2008	Erasmus-Auslandssemester an der Universität Oviedo, Spanien
2008 – 2010	Universität Wien Masterstudium Erdwissenschaften, FB: Geologie

Berufsbezogene Tätigkeiten:

Juli 2007	Ferialpraktikum bei OMV E&P, Abteilung Wellsite-Geology
September 2008	Ferialpraktikum bei OMV E&P, Abteilung Operations-Geology
2007 – 2009	Freier Mitarbeiter bei OMV E&P (Verfassen von „final well reports“)

Zusatzqualifikationen:

Führerscheinklassen: B, F
EDV-Kenntnisse: MS-Office und adäquate freeware, CorelDraw, Photoshop, Latex, ArcGis, AutoCAD, IgPet, Mathematica, MatLab, Tectonics
Sprachkenntnisse: Deutsch (Muttersprache), Englisch (fließend in Wort und Schrift), Französisch (Maturaniveau), Spanisch (fließend in Wort und Schrift)

Kontakt: E-mail: hansre@gmx.at
Tel.: +43650/5915751