



universität
wien

MASTERARBEIT

Titel der Masterarbeit

Geochemische und petrologische Untersuchungen der Ola-
und Hypotetica- Plateaubasalte im Okhotsk- Chukotka
Volcanic Belt in Russland (Nord- Ost Sibirien)

Verfasser

Jürgen Leitner Bakk. rer. nat.

angestrebter akademischer Grad

Master of Science (MSc.)

Wien, 2010

Studienkennzahl lt. Studienblatt:

A 066 815

Studienrichtng lt. Studienblatt:

Masterstudium Erdwissenschaften

Betreuer:

Ao. Univ. Prof. Dr. Theodoros Ntaflos

Danksagung

Als erstes möchte ich mich bei meinem Betreuer Theodoros Ntaflos bedanken. Er hat mir nicht nur einen faszinierenden und prägenden Einblick in ein mir bis dahin unbekanntes Land ermöglicht, sondern auch durch sein unglaubliches Wissen und seinen Tatendrang mich immer wieder aufs neue begeistern können. Vielen Dank auch an alle Espresso Tassen die ich in den letzten Jahren genießen durfte.

Ganz besonders möchte ich mich bei Cornelius Tschegg bedanken, der mir besonders in schlechten Zeiten mit seinen Ratschlägen zur Seite stand und mich immer wieder aufs neue motiviert hatte. Vielen Dank.

Ein großer Dank geht auch an jene Menschen, die mich von Anfang an durch meine Studienzeit begleitet und einen wesentlichen Beitrag zum Abschluß diese Studiums geleistet haben. Lieber Bernhard Bretis, Richard Laner, Alex Rath, Jonas Weil, Hans Reitinger, Nick Bartl, Christian Schrott, Christine Dunkel und Vanessa Fremd, durch euren Enthusiasmus und eure Bestärkung war diese Studienzeit einer der schönsten in meinem Leben und ich kann mich glücklich schätzen euch meine Freunde nennen zu dürfen.

Ganz besonders möchte ich mich bei meiner Mutter Adelheid Seidl und meinem Vater Hermann Leitner für ihre Geduld, ihr Vertrauen und vor allem für die Finanzierung meines Studiums bedanken. Auch meiner Schwester gebührt für die Einführung in das Studentenleben ein großes Danke schön.

Vielen Dank an euch Alle!

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	3
Abstract	10
Kurzzusammenfassung	12
1 Einleitung	14
2 Der Okhotsk- Chukotka Volcanic Belt	16
2.1 Geologie des Okhotsk- Chukotka Volcanic Belt	16
2.2 Geologie des Ola- Plateaus	18
2.3 Das Hypotetica- Plateau	20
3 Analytische Methoden	21
3.1 Optische Durchlichtmikroskopie	21
3.2 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)	21
3.2.1 Probenvorbereitung	21
3.2.2 Präparation der Presspillen	21
3.2.3 Bestimmung des Glühverlustes (Loss on Ignition LOI)	22
3.2.4 Präparation der Schmelzpillen	23
3.3 Induktiv gekoppeltes Plasma- Massenspektrometrie (ICP-MS)	23
3.3.1 Probenvorbereitung	24
3.4 Elektronenstrahl- Mikrosonde (EMS)	24
4 Petrographie	25
4.1 Makroskopische Beschreibung	25
4.2 Mikroskopische Beschreibung	26
4.3 Texturelle Merkmale	26
4.4 Detaillierte Petrographie	28
5 Mineralchemie	43
5.1 Olivin	43
5.2 Klinopyroxen	45

5.3 Orthopyroxen	49
5.4 Plagioklas	51
5.5 Titanomagnetit und Ilmenit	54
5.6 Spinell (Chromit)	57
6 Gesamtgesteinschemismus	59
6.1 Klassifikation	64
6.2 Hauptelemente	67
6.3 Spurenelemente	69
6.3.1 Kompatible Elemente	69
6.3.2 Inkompatible Elemente	71
6.3.3. Der Rhyolith	75
7 Isotopen	78
7.1 Das Rubidium- Strontium System	80
7.2 Das Samarium- Neodym System	81
8 Diskussion	85
8.1 Fraktionierte Kristallisation	85
8.2 Subduktion/ Krustenkontamination	87
8.3 Geodynamische Interpretation	88
9 Schlussfolgerung	92
10 Literaturverzeichnis	93
Lebenslauf	95

Abbildungsverzeichnis

1.1:	Aufbau der Erde;	14
1.2:	Blockdiagramm zur Darstellung plattentektonischer Großeinheiten;	16
2.1:	Übersichtskarte des Okhotsk- Chukotka Volcanic Belt;	18
2.2.1:	Untersuchungsgebiet (Ola- Plateau);	19
2.2.2:	Detaillierte Aufnahme des Beprobungsgebietes (Ola- Plateau);	19
2.3:	Untersuchungsgebiet (Hypotetica- Plateau);	20
4.1:	Darstellung eines Basalts und eines Rhyoliths;	26
4.2:	Texturen der Plateaubasalte;	27
4.3:	Verwitterte Olivine (OI-1);	28
4.4:	Verzahnte Olivin- und Plagioklasphänokristalle (OI-3);	29
4.5.1:	Verschweißte Orthopyroxene mit Reaktionssaum (OI-6);	30
4.5.2:	Detailaufnahme aus Abb. 4.5.1	30
4.6:	Mikrokristalliner Rhyolith (OI-41);	31
4.7:	Plagioklasverwitterung (OI-44);	32
4.8.1:	Subophitische Struktur (OI-46);	33
4.8.2:	Detailaufnahme aus Abb. 4.8.1;	33
4.9:	Mischungsbereich zwischen hemikristallinen und trachyischen Gefüge (OI-47);	34
4.10:	Dyke (OI-51);	35
4.11:	Olivinphänokristalle (OI-61);	36
4.12:	Hohe Anteil an Gesteinsglas (OI-64A);	37
4.13:	Eingeregelte Plagioklasleisten (Hy-1);	38
4.14:	Hemikristallines Gefüge (Hy-3);	39
4.15:	Miteinander verwachsener Pyroxen und Plagioklas (Hy-4);	40
4.16:	Variierende Interferenzfarbe der Pyroxene (Hy-6);	41
4.17:	Polysynthetisch verzwilligte Plagioklasleisten (Hy-9);	42
5.1:	Idiomorpher Olivin (Forsterit);	44
5.2:	Oszillatorisch zonierter Klinopyroxen (Salit bis Augit);	47
5.3.1:	Orthopyroxen mit Reaktionssaum;	50
5.3.2:	Analyseergebnis von Opx und Kpx;	51
5.4.1:	Oszillatorisch zonierter Plagioklas;	52
5.4.2:	Analyseergebnis von Plagioklas und Alkali- Feldspat;	54
5.5.1:	Back scattered electron Bild (BSE) von Titanomagnetit und Ilmenit;	55
5.6.1:	Bild (BSE) von Chromit;	58
6.1.1:	SiO ₂ gegen K ₂ O (Gew. %);	65

6.1.2:	TAS- Diagramm (Total Alkaline- Silica);	66
6.2.1:	MgO gegen Hauptelemente (Gew. %);	68
6.2.2:	SiO ₂ (Gew. %) gegen die Höhe (Meter);	69
6.3.1.1:	Kompatible Spurenelemente gegen MgO (Gew. %);	70
6.3.2.1:	Konzentration der Seltenenerdelemente (REE), der kalk-alkalischen Basalte;	72
6.3.2.2:	Konzentration der Seltenenerdelemente (REE), der hoch Kalium- kalk-alkalischen Basalte;	73
6.3.2.3:	Spurenelementverteilung der kalk-alkalischen Basalte;	74
6.3.2.4:	Spurenelementverteilung der hoch Kalium- kalk-alkalischen Basalte;	74
6.3.2.5:	Konzentration der Seltenenerdelemente (REE), des Rhyolithes;	76
6.3.2.6:	Spurenelementverteilung des Rhyolithes;	77
7.1:	Isotopenkorrelationsdiagramm von ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd gegen ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr;	84
8.1:	CaO/Al ₂ O ₃ gegen MgO	86
8.3.1:	Subduktionsmodell 1	89
8.3.2:	Subduktionsmodell 2	90
8.3.3:	Subduktionsmodell 3	91

Tabellenverzeichnis

3.2:	Probeneinwaage und berechnete Glühverluste;	22
5.1.1:	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Olivin;	44
5.1.2:	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Olivin;	45
5.2.1.:	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Klinopyroxen;	47
5.2.2.:	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Klinopyroxen;	48
5.3:	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Orthopyroxen;	50
5.4.1:	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Plagioklas;	52
5.4.2:	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Plagiokas;	53
5.5.1:	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Titanomagnetit;	55
5.5.2:	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Ilmenit;	56
5.6.1:	Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Chromit;	58
6.1.1:	Gesamtgesteinschemismus;	59
6.4.1:	Seltene Erdelementzusammensetzung;	77
7.1:	Isotopenzusammensetzung;	83

Abstract

The Okhotsk- Chukotka volcanic belt (OCVB) stretches along the continental margin of northeast Russia on about 3000 km, and represents the largest Andean-style magmatic arc throughout northern Pacifica. The majority of OCVB composed by subduction-related Cretaceous calc-alkaline plutonic and volcanic rocks including granitoids, andesitic basalts, andesites, dacites, rhyolites, and their tuffs, rare beds of non- marine clastic rocks with conglomerates and sandstones. Final stages of volcanism are represented by gently dipping Campanian high-K to calc-alkaline basalts. The duration of the magmatic activity in OCVB is still in debate but generally it has been estimated from middle of Albian to Campanian.

We studied final volcanic episodes of belt cropped out as basalt cross-sections and called as the Ola- Plateau Basalts (OPB) and the Hypotetical Plateau Basalts (HPB). Both plateaus composed mostly by massive basaltic andesites, trachy- basaltic, basaltic trachy- andesitic lavas and rare cross-cutted rhyolitic dykes. The rocks represent the final volcanic activity believe to be related to the subduction of the palaeo-Pacific plate in this region. The exposed lavas of OPB have a thickness of 0.5 km and the estimated volume is about 222 km³. Fine grained 4 m thick rhyolitic dykes represent the very last event of the studied sequence.

According to ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the rock forming minerals: plagioclase, sanidine, biotite, hornblende and whole rock and U/Pb-zircon dating (Hourigan, Akinin, 2004; Tikhomirov et al., 2006), the average age of the OP-/HPB is 78.8 to 74 Ma.

The basaltic rocks that build up the Ola- Plateau are mainly fine grained high-K calc- alkaline basalts with two types of pyroxene, plagioclase and strongly to moderately altered olivine phenocrysts. The Mg# of the high-K to calc-alkaline basalts vary from 0.35- to 0.57 and the TiO₂ from 1.2- to 2.3 Gew. %, whereas CaO correlates positive with MgO, contents.

The OPB and HPB lavas, according to their primitive mantle normalized trace elements, can be divided into two groups: Group (I) is characterized by positive Sr anomaly with respect to the neighbour elements, group (II) has negative Sr anomaly. Common features of all two groups are the prominent negative Nb and Ta anomalies and the positive Ba and Pb anomalies. The trough at Sr in the group (II) patterns is associated with negative Eu anomalies attributed to the variable degrees of plagioclase fractionation.

As can be inferred from the elevated LILE concentrations and the prominent negative Nb and Ta anomalies, the OPB and HPB lavas clearly have been affected by fluids released from the subducted paleo-Pacific plate. However, the low mg# of the studied lavas and the clear evidence for fractionational crystallization at shallow depths in the crust (lavas with negative Eu-anomalies) support the possibility that in addition to the introduction of subduction related fluids, crustal contamination could have affected the studied lavas.

Kurzzusammenfassung

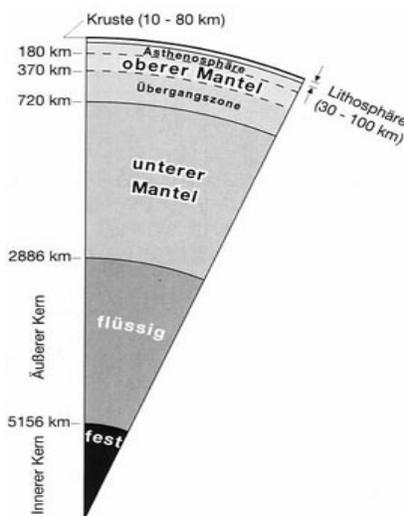
Der vulkanische Gürtel von Okhotsk- Chukotka (OCVB) dehnt sich über die kontinentalen Ränder vom Nordosten Russlands mit einer Länge von über 3000 km aus und repräsentiert den längsten Anden ähnlichen magmatischen Bogen im Pazifik. Die Mehrheit des OCVB besteht aus subduktionsbezogenem kalk-alkalischen Plutoniten und Vulkaniten, die Granitoide, andesitische Basalte, Andesite, Dacite, Rhyolithe, Tuffe, klastische Gesteine aus Konglomerat und Sandstein beinhalten. Die letzten vulkanischen Ereignisse werden durch leicht abtauchende campanische hoch Kalium- bis kalk-alkalische Basalte repräsentiert. Über die Verweilzeit der magmatischen Aktivität des OCVB's wird noch debattiert, aber im allgemeinen wurde sie von Albian bis Campanian eingeteilt. Wir untersuchten letztere vulkanische Abschnitte anhand von basaltischen Längsprofilen, die als Ola-Plateau Basalte (OPB) und Hypotetica- Plateau Basalte (HPB) bezeichnet werden. Beide Plateaus bestehen hauptsächlich aus massiven basaltisch-andesitischen, trachy- basaltischen, basaltisch- trachyandesitischen Laven und einigen sich quererstreckenden rhyolitischen Gängen. Es wird vermutet, dass diese Gesteine die letzte vulkanische Aktivität zeigen, die durch die Subduktion der paläo- pazifischen Platte in dieser Region verursacht wurde. Die ausgestossenen Laven der OPB besitzen eine Mächtigkeit von ungefähr 0.5 km und einem abgeschätzten Volumen von 222 km³. Feinkörnige bis zu 4 m dicke rhyolitische Gänge zeigen das allerletzte Ereignis in diesem untersuchten Gebiet. Bezogen auf 40Ar/39Ar (Gesteinsbildende Minerale: Plagioklas, Sanidin, Biotit, Hornblende und Gesamtgestein) und U/Pb (Zirkon) Datierungen (Hourigan, Akinin, 2004; Tikhomirov et al., 2006), ist das durchschnittliche Alter der OPB und HPB 78.8- bis 74 Millionen Jahre alt. Die basaltischen Gesteine, die das Ola- Plateau aufbauen, sind vor allem feinkörnige hoch Kalium- bis kalk-alkalische Basalte mit zwei Pyroxentypen-, Plagioklas- und stark bis gemäßigt umgewandelten Olivin- Phänokristallen.

Die Magnesiumnummer der hoch Kalium- bis kalk-alkalische Basalte variiert von 0.35- bis 0.57 Gew. % und TiO_2 von 1.2- bis 2,3 Gew. % während CaO mit zunehmendem MgO positiv korreliert. Die OPB- und HPB Laven, normiert auf den primitiven Erdmantel entsprechenden Spurenelemente, können in zwei Gruppen unterteilt werden: Gruppe (1) wird durch positives Strontium im Bezug zu seinen benachbarten Elementen und Gruppe (2) durch negatives Strontium, charakterisiert. Auffallend bei beiden Gruppen sind die starken negativen Nb und Ta und die positiven Ba und Pb Anomalien. Der Trog von Strontium in der Gruppe (2) wird begleitet durch eine negative Eu Anomalie aufgrund unterschiedlicher Grade der Plagioklasfraktionierung.

Durch erhöhte LILE Konzentrationen und markante negative Nb und Ta Anomalien, kann man davon ausgehen, dass die OPB und HPB Laven von aufsteigenden Fluiden der subduzierenden paläo- pazifischen Platte beeinträchtigt wurden. Die niedrige Mg# der untersuchten Proben und eindeutige fraktionierte Kristallisation in geringer Tiefe in der Kruste (Lavas mit negativer Eu- Anomalie) unterstützen die Annahme, dass die untersuchten Laven im Zusammenhang mit subduktions bezogenen Fluiden, durch Krustenkontamination beeinflusst wurden.

1 Einleitung

Das Erdinnere kann in drei Hauptgruppen eingeteilt werden: Kruste, Mantel und Kern (Abb.1.1). Die Kruste lässt sich wiederum in eine kontinentale und eine ozeanische Kruste unterteilen. Die ozeanische Kruste ist ungefähr 10 km dünner als die kontinentale Kruste und besteht hauptsächlich aus einer basaltischen Zusammensetzung. Aufgrund divergierenden Plattengrenzen wird die ozeanische Kruste entlang des mittelozeanischen Rückens (MOR) produziert und an konvergierenden Plattengrenzen subduziert, was bedeutet, dass die ozeanische Kruste ständig erneuert und verbraucht wird. Die durchschnittliche Mächtigkeit der kontinentalen Kruste liegt bei 36 km und besteht aus unterschiedlichen sedimentären, magmatischen und metamorphen Gesteine. Der Mantel besteht im wesentlichen aus eisen- und magnesiumreichen Silikaten und nimmt ungefähr 83% des Erdvolumens ein. Dieser reicht von der Kruste bis in eine Tiefe von 2898 km und kann in einen oberen Erdmantel (0 bis 410 km) und einen unteren Erdmantel (410 bis 2898 km) unterteilt werden. Die Lithosphäre (30- 100



km) besteht aus der Erdkruste (0- 80 km) und aus einem Teil des oberen Erdmantels. Unter ozeanischen Becken kann diese eine durchschnittliche Tiefe von 70 bis 80 km, und unter Kontinenten 100 bis 150 km erreichen. Dabei spricht man vom sogenannten „rigiden“ Teil des Mantels. Der „duktile“ Mantel, wird durch die Asthenosphäre repräsentiert. Diese beginnt im oberen Erdmantel bei etwa 100 km Tiefe und reicht bis zum unteren Erdmantel bis 720 km in die Tiefe. Die Grenze zwischen Kruste und Mantel wird Moho oder M- Diskontinuität (Mohorovicic, 1909) genannt aufgrund ihres rapiden Dichteunterschiedes. Der äussere Kern liegt in einer

Abb. 1.1: Aufbau der Erde (www.erlangen-online.de/.../Geologie.html);

Tiefe von 2898 bis 5145 km und repräsentiert den flüssigen aufgeschmolzenen Teil, wohingegen der innere Kern (5145 bis 6370 km) fest ist. Wie schon erwähnt gibt es konvergente und divergente Plattengrenzen und daraus entstehende unterschiedliche

Basalte mit unterschiedlicher Zusammensetzung. Basalte sind das häufigste Eruptivgestein der Erdkruste und unterscheiden sich aufgrund unterschiedlicher Aufschmelzprozesse verschiedener Ausgangsgesteine in unterschiedlichen Tiefen. Die chemische Zusammensetzung der ersten gebildeten Magma (Primary Magma), können durch fraktionierte Kristallisation, Zufuhr von volatilen Phasen (H_2O , CO_2), Krustenkontamination und Vermischung verschiedener Schmelzen vom Zeitpunkt seiner Bildung bis hin zur Oberfläche deutlich verändert werden. Anhand von konvergenten Plattengrenzen können einerseits „Inselbogen“ mit überwiegendem tholeiitischen bis kalk-alkalischem Trend (ozeanische Kruste kollidiert mit ozeanischer Kruste), andererseits zu kontinentalen Bogen mit kalk-alkalischem bis kaliumreichen Serien (ozeanische Kruste gegen kontinentale Kruste) gebildet werden (siehe Abb. 1.2). Divergierende Platten führen zur Bildung von Mittelozeanischenrückenbasalten (MORB) im Ozean (bereits erwähnt) und intrakontinentalen Riftsystemen (Grabenbruch), die durch Entlastung der kontinentalen Kruste im Hinterland entstehen und zumeist mit alkalibetontem Magmatismus verbunden sind (Abb.1.2). Hotspots sind nicht an Plattengrenzen sondern an Manteldiapire gebunden, die möglicherweise aus dem unteren Erdmantel stammen. Ein gutes Beispiel dafür sind die Inselketten von Hawaii. Intraplattenvulkanismus im Kontinentalbereich werden kontinental Flutbasalte (CFB) genannt, die wir in Indien (Dekkan Trapp Basalte) vorfinden und deren Zusammensetzung einem Ozeanischen- Insel- Tholeiiten und einem angereicherten Mittelozeanischenrückenbasalt (MORB) ähnelt ([Winter 2001](#)).

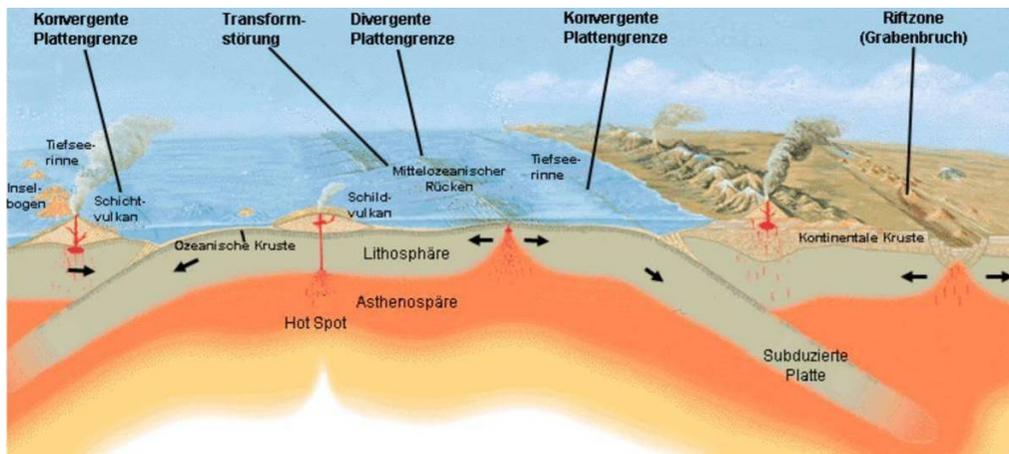


Abb. 1. 2: Blockdiagramm zur Darstellung plattentektonischer Großeinheiten und damit verbundenem Vulkanismus (<http://www.joergresag.privat.t-online.de/mybk4htm/plattentektonik.png>);

2 Der Okhotsk- Chukotka Volcanic Belt

2.1 Geologie des Okhotsk- Chukotka Volcanic Belt

Vor ungefähr 100 Millionen Jahre (Ober- und Unterkreide) wurde die paläo- pazifische Platte aus geologischer Sicht für einen relativ kurzen Zeitraum von ungefähr 3 Millionen Jahre nach Nordwesten gegen den russischen kontinentalen Rand subduziert (Hourigan, Akinin, 2004). Dies führte zur Bildung des Okhotsk- Chukotka Volcanic belt (OCVB), wie wir ihn heute vorfinden. Mit einer ungefähren Länge von 3000 km einer durchschnittlichen Breite von 200 km und einer durchschnittlichen Höhe von 0.5 km von vulkanischen Eruptivgestein zählt dieser zu einem der größten andenähnlichen magmatische Ereignisse der Erde. Der OCVB wird in sechs Zonen untergliedert (siehe Abb. 2.1) und zusätzlich in einen äusseren und inneren Bereich eingeteilt. Die äussere Zone (landeinwärts) besteht ausschließlich aus vulkanischen Material (Basalt, Andesit, Dazit) und die innere Zone (landauswärts) aus Plutoniten die in metasedimenten intrudiert wurden. Die Basalte im Okhotsk-Sektor gehören der Migdikit-Serie an, die den Vulkanzyklus des vulkanogenen Okhotsk-Chukotka Gürtel im westlichen und nördlichen Priochotje begrenzen. Die Werchne-Janskoje, Armanskoje, Olskoje (Ola) und

Chetinskoje sind vulkanische Hochebenen aus der Migdikit- Serie, sowie die angrenzenden Decken am östlichen Ufer des Flusses Jana. Auf der unterliegenden Ola- Serie lagern Basalte mit einer sehr homogenen Verteilung. Insgesamt wurde das Alter der Basaltschichten der Hochebene, die das Profil des vulkanogenen Okhotsk-Chukotka Gürtel beenden von dem früheren Cenoman bis zu dem Dan betrachtet. Früher wurde, mit Hilfe paläobotanischen Daten, das Alter der Migdikit- Serie, Basalte des Ola- Plateaus ins Spätjuronisch eingeteilt. Aufgrund der K- Ar Datierung von Alschewski (1995, 1997) wurde diese Serie zwischen Campan und Maastrich manifestiert. Für die unterliegenden Ola- Ignimbriten wurden K-Ar Daten im Intervall von 82- 76 Mio. Jahre, und für die Basalte 72- 66 Mio. Jahre bestimmt. Die neuesten ^{40}Ar - ^{39}Ar (Gesteinsbildende Minerale, Plagioklas, Sanidin, Biotit, Hornblende und Gesamtgestein) und U- Pb (Zirkon) Datierungen der Migdikit- Serie (Hourigan, Akinin, 2004), die präziser und genauer sind, haben gezeigt, dass die Ausbrüche im Campan vor 78.8- 74 Mio. Jahren (\pm 1,2 Mio. Jahre) stattgefunden haben. Die Fläche der vulkanischen Hochebene Ola, die nach Nord Nord-West schwach geneigt ist, beträgt ungefähr 443 km². Bei der Berechnung der maximal möglichen Dauer des Vulkanismus von 3 Millionen. Jahre und bei einer mittleren Mächtigkeit des Basaltprofils von 0,5 km, wird das Volumen des ausgestoßenen Basaltmaterials auf 222 km³ geschätzt, was somit zu einer vulkanischen Ansammlung von 73,8 km³/ Millionen Jahr führte (Akinin V.V. 2007). In 2008 wurden Feldarbeiten auf dem Ola- Plateau durchgeführt. Das ausführlich beprobte Basaltprofil erreicht eine mittlere Mächtigkeit von 450m. Es wurde festgestellt, dass der Ausbruch der Basalte einen pulsierenden Charakter trug. So wurden 23 individuelle Ströme der Basaltlaven und vertikal verlaufende Dykes auf dem süd- östlichen Teil des Ola- Plateaus und ebenfalls 10 individuelle Ströme aus dem nördlichen Teil des Hypotetica- Plateaus identifiziert und aufgenommen.

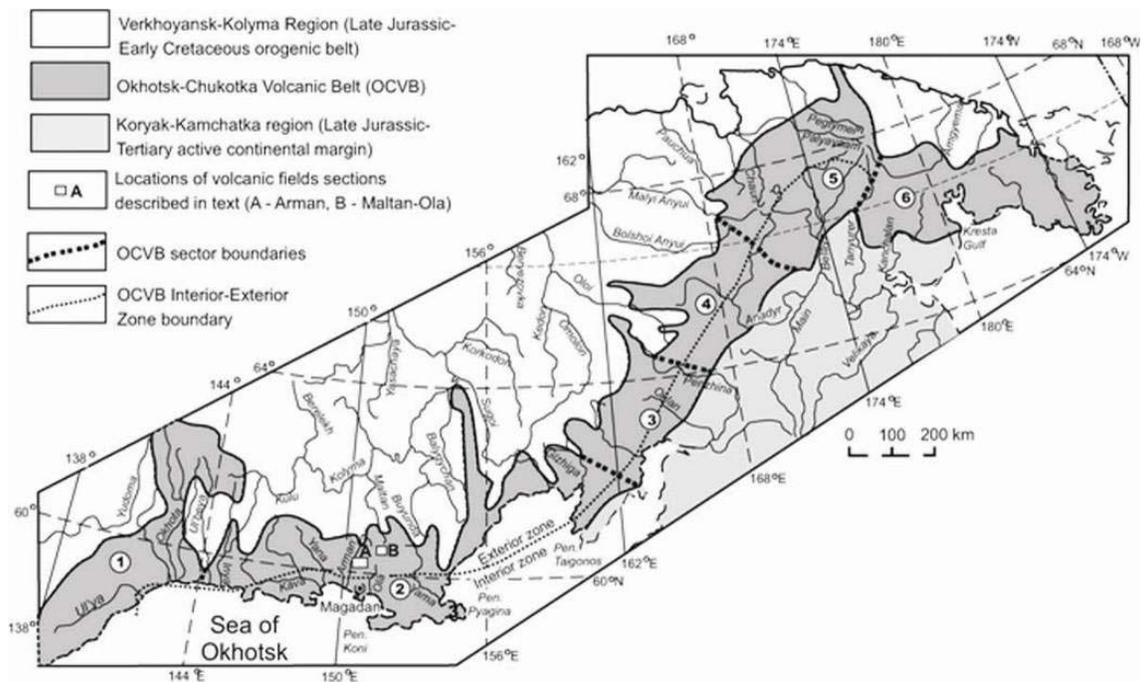


Abb. 2.1: Die Übersichtskarte des Okhotsk- Chukotka Volcanic Belt zeigt die Verbreitung aus der Ober- und Unterkreide stammende Vulkanite und Plutonite. Die Zahlen beschreiben die einzelnen Sektoren: 1- West-Okhotsk; 2- Okhotsk; 3- Penzhina; 4-Anadyr; 5- Zentral Chukotka; 6- Ost- Chukotka; A: Arman Plateau, B: Ola- Plateau (Hourigan , Akinin, 2004);

2.2 Geologie des Ola- Plateaus

Das Ola- Plateau (der Oberlauf des Flusses Ola, Gebiet Magadan) ist ein einzigartiges paläovulkanisches Gebiet. Dieses befindet sich im nordöstlichen Teil Russlands (ca. 130 km nördlich gelegen von Magadan) und erstreckt sich von $150^{\circ}53'29.50''$ bis $151^{\circ}23'21.81''$ östliche Länge und von $60^{\circ}53'37.05''$ bis $60^{\circ}34'25.21''$ nördliche Breite. Das Ola- Plateau (OP), welches nach Nordwesten leicht abfällt, besitzt eine Länge von ungefähr 21 mal 21 Kilometer mit einer mittleren Mächtigkeit von 500 Metern und führt somit zu einem geschätzten Volumen von 222 km^3 . Es wurden 3 Profile in einer Höhe zwischen 1030- bis 1455 Metern im Südosten des Ola- Plateaus (siehe Abb. 2.2.1 und 2.2.2) und ein weiterer Teil am Hypotetica- Plateau beprobt (siehe Abb.2.3). Insgesamt wurden 23 Proben untersucht. Bei diesen Proben handelt es sich um Basalte, basaltische Andesite, basaltische Trachy- Andesite, Trachy- Basalte, Basalt- und

Rhyolithgänge. Die Rhyolithgänge durchschneiden die Basalte mehr oder weniger NE-SW, das wiederum mit postmagmatischen, beziehungsweise letzteren Ereignissen in Verbindung steht.

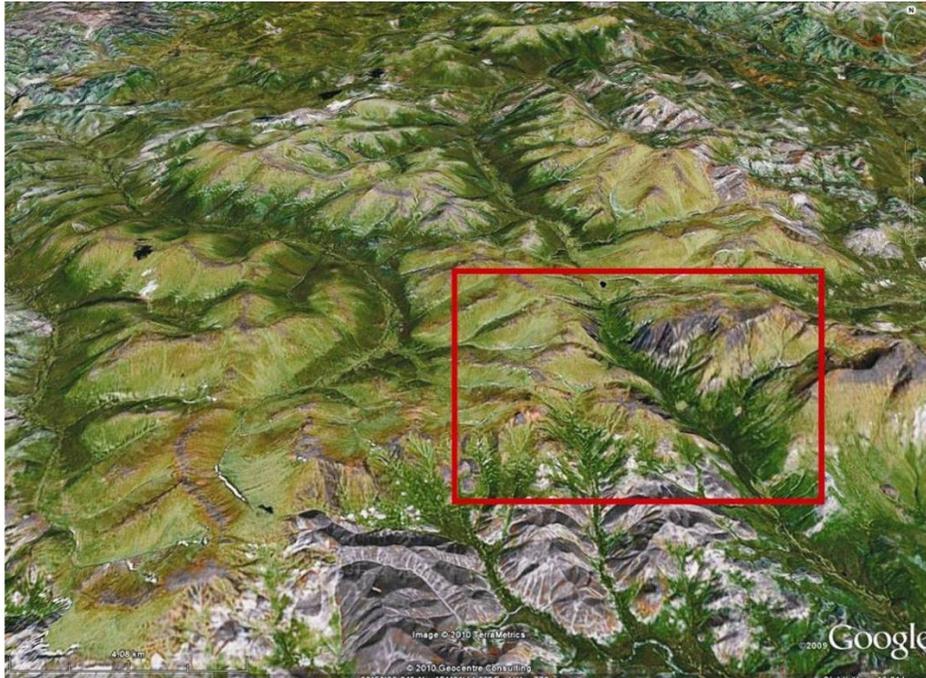


Abb. 2.2.1: Zeigt das Beprobungsgebiet des Ola- Plateaus (Google Earth);

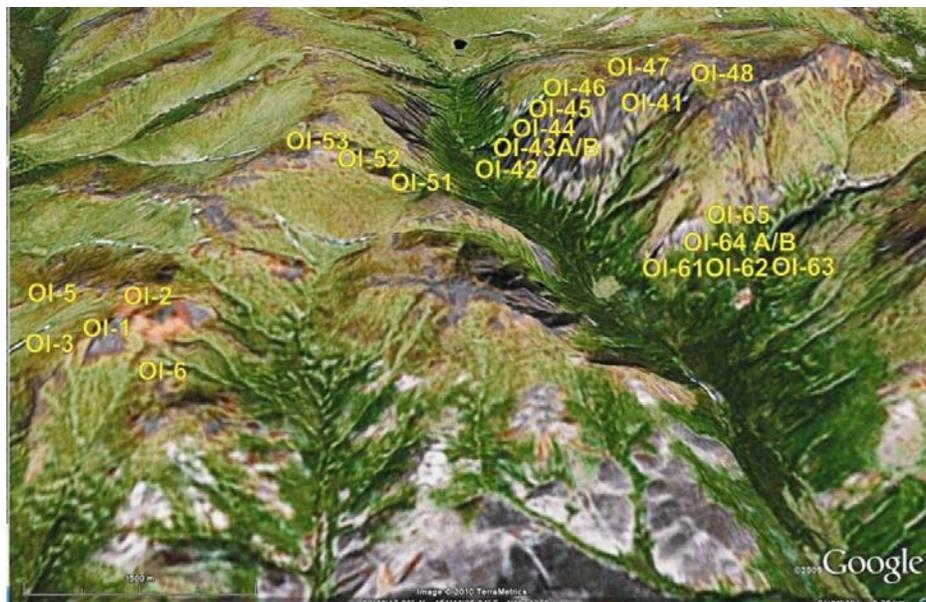


Abb. 2.2.2: Detaillierte Aufnahme des Beprobungsgebietes mit Probenbezeichnung (Google Earth);

2.3 Das Hypotetica- Plateau

Mit einer ungefähren Länge von 7.5 km und einer Breite von 5 km, zählt das Hypotetica-Plateau (HP) zu dem nächstgrößeren Plateau in diesem Gebiet (Abb. 2.3).

Es befindet sich ungefähr 65 km nördlich des Ola- Plateaus (OP) und erstreckt sich von 151°44'20.13" bis 151°40'56.03" östliche Länge und 61°16'47.93" bis 61°37'16.15" nördliche Breite und erreicht eine maximale Höhe von 1370 m. Die Basalte (10 Proben) die aus einer Höhe von 985- bis 1370 Meter entnommen wurden, unterscheiden sich makroskopisch und mikroskopisch kaum gegenüber den gesammelten Proben aus dem OP.



Abb. 2.3: Geographische Lage des Untersuchungsgebietes und deren Probenbezeichnung (Google Earth);

3 Analytische Methoden

3.1 Optische Durchlichtmikroskopie

Aus allen 33 Proben wurden Dünnschliffe angefertigt, um deren mineralogische Textur, Mineralparagenese, einzelne Mineralphasen und allgemeine Merkmale der jeweiligen Proben zu untersuchen. Die exakte Beschreibung der Ergebnisse aus der Durchlichtmikroskopie sind in Kapitel 4.4 beschrieben.

3.2 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Diese Analysemethode basiert auf dem Prinzip, das die vorbereiteten Proben durch Röntgestrahlen angeregt werden. Dabei erreichen die Elektronen ein höheres Energieniveau, die wiederum auf ein Niedrigeres zurückfallen. Die dabei entstehende Energiedifferenz wird in Form von Röntgenstrahlung emittiert, die wiederum charakteristisch für jedes Element ist. Dabei wird die Röntgenstrahlung in einem Kristallgitter gebeugt, anschließend in einem Zählrohr aufgefangen und in ein elektrisches Signal umgewandelt. Die Gehalte der Hauptelemente Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, K, Na und P in Oxidform, wurden mit Hilfe der Verwendung von Schmelzpillen bestimmt. Die Analyse der Gehalte an den Spurenelementen Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Ga, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, Sc, V, Ce, Ba und La erfolgte durch die Verwendung von Pulverpresspillen. Die Untersuchungen fanden an der Universität Wien am Phillips 2400 statt.

3.2.1 Probenvorbereitung

Das Probenmaterial wurde in einem Backenbrecher zerkleinert und anschließend in einer Schwingmühle für 10 bis 12 Minuten (je nach Probe) gemahlen um die passende Korngröße für die weiteren Arbeitsvorgänge zu erhalten.

3.2.2 Präparation der Presspillen

Für die Herstellung einer Presspille benötigt man ca. 10 g gemahlenes Probenpulver und 0,5 ml Mowiol (2% MERCK- Polyvinylalkohol), das durch 10 minütiges umrühren in einem Becherglas miteinander vermischt wird. Unter einem Druck von 16 t durch eine hydraulische Presse, wird die Mischung zu einer 4 cm breiten Pille gepresst, die über Nacht im Trockenschrank bei 70°C getrocknet wurde. An diesen Presspillen wurden die Spurenelementanalysen durchgeführt.

3.2.3 Bestimmung des Glühverlustes (Loss on Ignition LOI)

Es wurden ca. 5 g gemahlenes Probenpulver in einen Porzellantiegel eingewogen und anschließend bei 110°C getrocknet. Die Gewichts Differenz gibt den Wassergehalt der Probe an. Danach kommt es zum eigentlichen Glühen bei 950°C für mind. 3 Stunden. Nachdem der Heizvorgang abgeschlossen war, wurden die Tiegel zum Abkühlen in den Exsikkator gestellt und danach erneut abgewogen um den Glühverlust, d.h. das gebundene Wasser, zu berechnen. Folgende Formel wurde zur Bestimmung des Glühverlustes verwendet:

$$LOI = A * 100 / B$$

A...Gewichtsverlust nach dem Glühen

B...Probengewicht nach dem Trocknen

Der negative Glühverlust deutet auf eine Gewichtszunahme während des Glühvorganges hin. Die resultierende Gewichtszunahme erfolgt aufgrund der Oxidation von Fe^{2+} zu Fe^{3+} .

Tab.3.2: Probeneinwaage und berechnete Glühverluste;

Probe	Tiegel (leer)*	Tiegel+Probe*	Probe*	110° [g]	950° [g]	Pr. n.Trocknen*	Gew.verlust n.Glühlen*	Glühverlust [%]
OI-1	13.6872	19.508	5.8208	19.449	19.4055	5.7618	0.0435	0.7549724045
OI-2	14.3636	19.3592	4.9956	19.316	19.2934	4.9524	0.0226	0.4563443987
OI-3	14.1586	19.1306	4.972	19.0952	19.0861	4.9366	0.0091	0.1843373982
OI-5	14.6703	19.7873	5.117	19.7719	19.7725	5.1016	-0.0006	-0.0117610162
OI-6	13.9668	18.8596	4.8928	18.8332	18.8317	4.8664	0.0015	0.0308236068
OI-41	14.0012	19.027	5.0258	18.9915	18.9261	4.9903	0.0654	1.3105424524
OI-42	14.0363	19.0342	4.9979	18.9765	18.8959	4.9402	0.0806	1.6315128942
OI-43A	14.5256	19.4443	4.9187	19.39	19.383	4.8644	0.007	0.1439026396
OI-43B	14.0481	19.0119	4.9638	18.9593	18.9528	4.9112	0.0065	0.1323505457
OI-44	15.4894	20.7925	5.3031	20.738	20.6799	5.2486	0.0581	1.1069618565
OI-45	14.7626	19.5588	4.7962	19.4959	19.4779	4.7333	0.018	0.3802843682
OI-46	13.6683	18.6047	4.9364	18.5468	18.5287	4.8785	0.0181	0.3710156810
OI-47	12.9904	17.8027	4.8123	17.7419	17.6308	4.7515	0.1111	2.3382089866
OI-48	14.4373	19.5179	5.0806	19.4859	19.4644	5.0486	0.0215	0.4258606346
OI-50	14.762	19.7563	4.9943	19.7311	19.5555	4.9691	0.1756	3.5338391258
OI-51	14.0466	19.1545	5.1079	19.1087	19.0437	5.0621	0.065	1.2840520733
OI-52	13.6868	18.7085	5.0217	18.6682	18.6094	4.9814	0.0588	1.1803910547
OI-53	15.504	20.5478	5.0438	20.5217	20.3621	5.0177	0.1596	3.1807401798
OI-61	14.4355	19.3024	4.8669	19.2803	19.1495	4.8448	0.1308	2.6998018494
OI-62	12.9899	17.8053	4.8154	17.7805	17.6546	4.7906	0.1259	2.6280632906
OI-63	16.3304	21.237	4.9066	21.1969	21.121	4.8665	0.0759	1.5596424535
OI-64A	13.6682	18.5467	4.8785	18.5274	18.3373	4.8592	0.1901	3.9121666118
OI-64B	14.0011	18.8716	4.8705	18.812	18.6273	4.8109	0.1847	3.8391984868
OI-65	14.0359	18.8897	4.8538	18.808	18.7145	4.7721	0.0935	1.9593051277
Hy-1	14.525	19.5267	5.0017	19.4997	19.4256	4.9747	0.0741	1.4895370575
Hy-2	14.1587	19.079	4.9203	19.0343	19.0023	4.8756	0.032	0.6563294774
Hy-3	15.4881	20.4042	4.9161	20.3556	20.3355	4.8675	0.0201	0.4129429892
Hy-4	14.3637	19.2836	4.9199	19.2652	19.2457	4.9015	0.0195	0.3978373967
Hy-5	15.5139	20.3931	4.8792	20.3629	20.3338	4.849	0.0291	0.6001237369
Hy-6	14.0111	19.113	5.1019	19.0918	19.0519	5.0807	0.0399	0.7853248568
Hy-7	14.3957	19.3331	4.9374	19.3198	19.2865	4.9241	0.0333	0.6762657135
Hy-9	15.0873	20.042	4.9547	20.0096	19.9836	4.9223	0.026	0.5282083579
Hy-10	14.6708	19.5264	4.8556	19.4927	19.4662	4.8219	0.0265	0.5495758933
Hy-11	15.1488	20.0413	4.8925	19.9984	19.9908	4.8496	0.0076	0.1567139558

*= g (Gramm)

3.2.4 Präparation der Schmelzpillen

Für die Schmelzpillenpräparation verwendet man das geprüfte Probenpulver. Es wurden ungefähr 1.2 g von diesem Material eingewogen und mit genau der 5 fachen Menge an Flussmittel Lithiumteraborat (MERCK Spectromelt A10) vermischt. Danach,

nachdem man das vermengte Pulver in einen Platintiegel leert, wurde es noch mit 3 Tropfen Lithiumbromid als „non wetting agent“ versehen. Für die Herstellung einer Schmelzpille verwendet man den PHILIPS Perl X3 mit dem entsprechenden Temperaturprogramm. Dies führt zur Bestimmung der Hauptelemente in den einzelnen Proben.

3.3 Induktiv gekoppeltes Plasma- Massenspektrometrie (ICP-MS)

Mittels ICP-MS wurden die seltenen Erdelemente (SEE) Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu und Th des Gesamtgesteines gemessen. Die Untersuchungen wurden an der Uni Wien mittels ICP-MS des Typus ELAN 6100 durchgeführt.

3.3.1 Probenvorbereitung

Für die Anwendung der ICP-MS Technik, musste das Probenpulver mit Hilfe eines Aufschlusses in Lösung gebracht werden. Zuerst wurden 100 mg jeder einzelnen Probe eingewogen und in einen Teflonbecher gegeben und beschriftet. Das eingewogene Probenpulver wurde mit 500 µl Reinstwasser angefeuchtet. Danach wurden noch 2 ml HF und 2 ml HNO₃ (konz.) hinzugefügt, um diese dann anschließend für 2 Stunden auf einer Heizplatte mit 160°C oxidieren zu lassen. Anschließend wurden die Proben bei 180°C abgeraucht. Nach ungefähr 48 Stunden, nachdem die Lösungen fast vollständig verdampft waren, wurden sie erneut mit der Aufschlußmischung (2 ml HF und 2 ml HNO₃ (konz.)) versehen, und zwar solange, bis sich das Probenpulver vollständig gelöst hat. Dabei dürfen die Proben nicht anbrennen. Nachdem die eingedampften Lösungen abgekühlt waren, wurde jede einzelne Probe in einen 100 ml Meßkolben geleert und mit einer verdünnten HNO₃ (2%) zur Gänze aufgefüllt. Danach konnte die eigentliche Messung am ICP-MS durchgeführt werden.

3.4 Elektronenstrahl- Mikrosonde (EMS)

Am Department für Lithosphärenforschung der Universität Wien, wurde mit Hilfe der Cameca SX100, die Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Mineralphasen für die einzeln ausgewählten Proben durchgeführt und bestimmt. Um ein elektrostatisches Aufladen der Schliifoberfläche durch den Elektronenstrahl zu verhindern, wurden diese mit Kohlenstoff bedampft. Für die Messungen, wurde die Beschleunigungsspannung auf 15 kV und der Strahlstrom auf 20 nA eingestellt. Die Meßdauer betrug für alle Elemente 20 s und für Na 10 s und jeweils weitere 10 s für die Bestimmung des Backgroundsignal vor und nach dem Elementsignalpeak. Zur Feststellung von Zonierungen wurden an den Mineralien Kern- und Randmessungen (Punktmessungen) durchgeführt. Für die Analyse von Gläsern und Feldspäten musste der Strahl auf 5 µm defokussiert werden, damit sie einerseits durch die Energie des Elektronenstrahls nicht zersört werden und andererseits die Migration von volatilen Elementen wie Na und K zu minimieren.

4 Petrographie

4.1 Makroskopische Beschreibung

Für die makroskopische Beschreibung ist es wichtig, möglichst frische nicht alterierte Gesteine aus dem Beprobungsgebiet zu entnehmen. Normalerweise wird dies mit Hilfe einer zehnfach vergrößernden Gesteinslupe und mit freiem Auge durchgeführt. Da es sich bei diesen Proben um sehr feinkörnige Basalte mit teilweise stark alterierten Olivinphänokristallen handelt (maximal 2 mm im Durchmesser), war eine genauere makroskopische Beschreibung nicht möglich (siehe Abb.4.1).

Bis auf eine Probe (OI-41, Abb.4.1) welche ein sehr feinkörniger Rhyolith ist, handelt es sich bei allen anderen Proben um feinkörnige, zum Teil mäßig bis stark alterierte massige Vulkanite die zunächst als Basalte klassifiziert werden. Die stark alterierten Proben wurden für diese Arbeit nicht mehr berücksichtigt. Hierbei handelt es sich um sehr feinkörnige mikrokristalline Proben. Die Phänokristalle von Olivin lassen sich aufgrund ihrer Alteration und Grösse von maximal 2 mm gut erkennen, wohingegen die

Plagioklas- und Pyroxenkristalle kaum ersichtlich bzw. unterscheidbar sind. Die Porosität der Proben ist vernachlässig klein und ihre Farbe variiert zwischen hellgrau und mittelgrau.

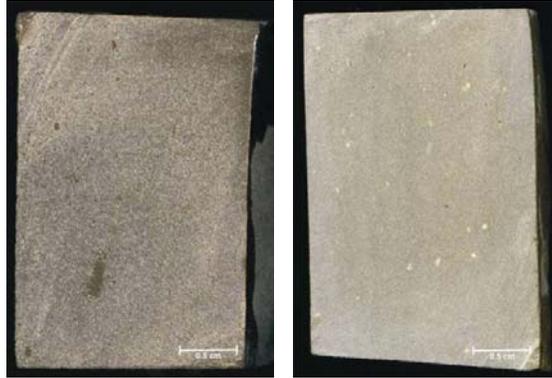


Abb.4.1: Feinkörniger Basalt (links) und sehr feinkörniger Rhyolith (rechts) mit Kalzit als Porenfüllung;

4.2 Mikroskopische Beschreibung

Für die mikroskopische Beschreibung, wurde von jeder einzelnen Probe, jeweils ein Dünnschliff mit einer Dicke von 20 μm angefertigt. Die detaillierte petrographische Beschreibung erfolgte mit Hilfe eines Polarisationsmikroskop (Leica DM4500 P). Die Abbildungen wurden über die Bildbearbeitungssoftware Leica Application Suite V 3.2.0 erstellt.

4.3 Texturelle Merkmale

Mikroskopisch gibt es deutliche Unterschiede, was die Textur der einzelnen Proben betrifft. In Abbildung 4.2 wird ersichtlich, dass diese zwischen trachytischer, hemikristalliner, glomerophyrischer subophitischer, aphyrischer und porphyrischer Textur variieren. Eine porphyrische Textur beinhaltet Einsprenglinge in einer glasigen Matrix (auch vitrophyrisch genannt). Bei einer trachytischen Textur handelt es sich um Einsprenglinge in einer Matrix bestehend aus regellosen Plagioklasen. Ein teilweise kristallisierte Textur mit zum Teil einer glasigen Grundmasse wird als hemikristallin

bezeichnet und als glomerophyrische Textur werden jene Proben benannt, die größere Kristallaggregate in einer feinkörnigen Matrix besitzt. Die ophitischen Texturen kennzeichnen sich durch kleinere leistenförmige Plagioklaskristalle, die von großen hypidiomorphen Pyroxenen poikilitisch überwachsen werden (kumuläres Gefüge). Ein vulkanisches Gestein, das ausschließlich aus einer Matrix ohne jegliche Einsprenglinge besteht wird aphyrisch genannt.

Im Allgemeinen besitzen sie einen hohen Grad an Kristallinität und somit einen etwas geringeren Anteil an Gesteinsglas. Titanomagnetit, Ilmenit, Chromit (Cr-Spinell) und auch Apatit sind sehr feinkörnig (bis ~ 25 µm in Durchmesser) und kommen in der Regel als Akzessorien vor. Die exakte Beschreibung der Hauptmineralphasen und Akzessorien werden in Kapitel 5 beschrieben.

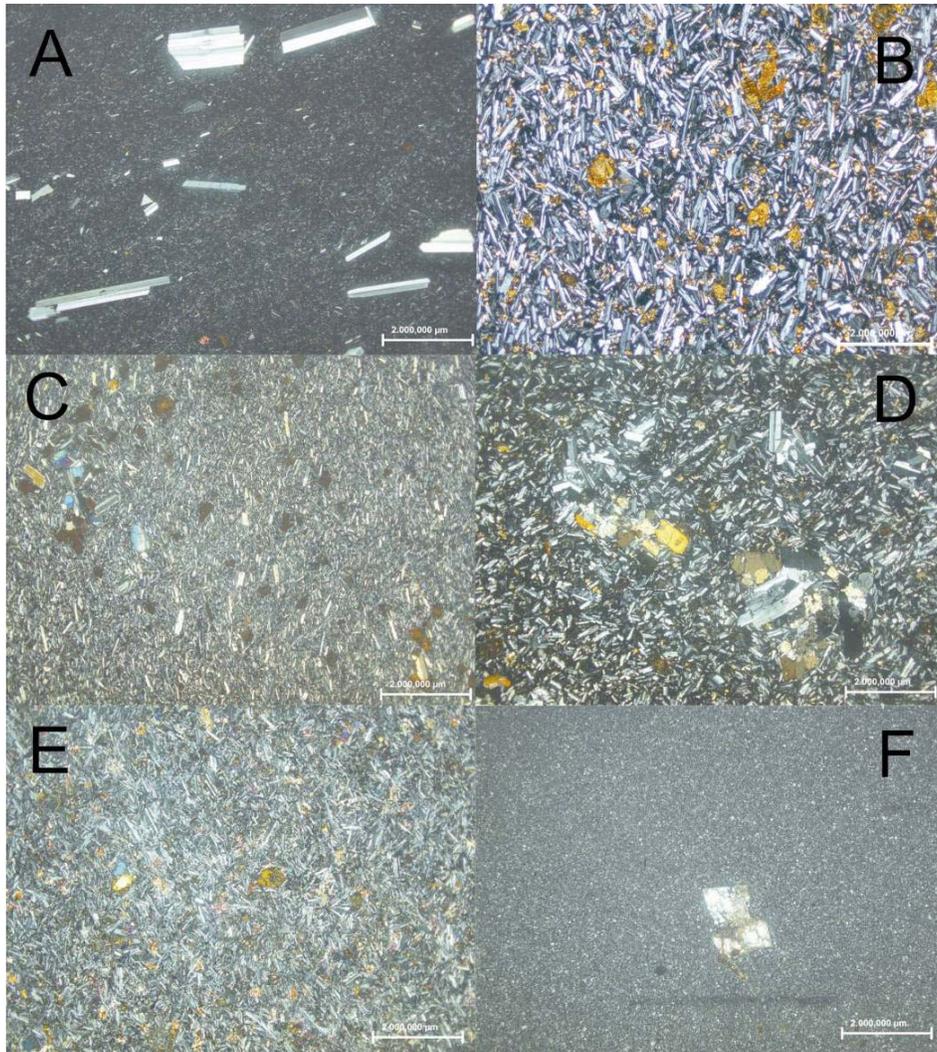


Abb. 4.2 ;Ola- und Hypotetica Plateaubasalte: Repräsentative Texturen, (A): porphyrisch-, (B): trachytische-, (C): hemikristalline-, (D): glomerophyrische-, (E): subophitische- und aphyrische Textur(F);

4.4 Detaillierte Petrographie

Aufgrund der deutlichen Unterschiede der Phänokristalle (bis zu 3 mm) und der sehr feinkörnigen Matrix (im μm Bereich), genügt es, die Proben anhand von Übersichtsaufnahmen (unter gekreuzten Polarisatoren) darzustellen und damit exakt zu erläutern.

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: trachytisch

Hoher Anteil an alterierten Olivinphänokristallen (1- 2 mm) in einer grobkörnigeren plagioklasreichen Matrix. Die Olivinphänokristalle die hier im Bild als große gelblich bräunliche Kristalle zusehen sind, reichen von hypidiomorph bis xenomorph und zeigen eine Umwandlung zu Iddingsit (rot).

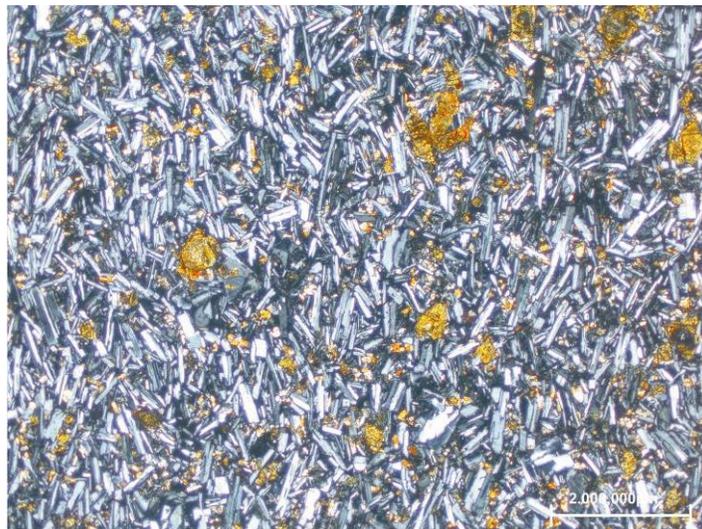


Abb. 4.3: Schliffbild aus OI-1 mit einer trachytischen Textur und stark verwitterten Olivinen (gelb/ braun);

OI-3 & OI-5

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: glomerophyrisch

Große miteinander verzahnte Plagioklas- und stark alterierte Olivinkristalle (untere Bildmitte) in einer aus sehr feinkörnig bestehenden plagioklasreichen Matrix. Diese Probe enthält einen höheren Gesteinsglasanteil als OI-1 und OI-2. Die Pyroxene sind hier nicht sehr ausgeprägt und kommen hier nur sehr selten vor (gelb/ orange, obere Bildmitte)



Abb. 4.4: Überblick eines glomerophyrischen basaltischen Andesit mit verzahnten Olivin- und Plagioklasphänokristallen in der unteren Bildmitte (OI-3)

OI-6

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: trachytisch

In dieser Probe gibt es keine Olivinphänokristalle aber dafür größere miteinander verwachsene Pyroxenphänokristalle mit einem Reaktionssaum, der durch die Interaktion mit der Schmelze entstanden ist (im oberen Kreis dargestellt) Die regelosen Plagioklasphänokristalle weisen Zwillingslamellen auf (links unten) und liegen im Bereich von maximal 1 mm. Die Matrix besteht überwiegend aus feinen Plagioklasnadeln, deren Zwischenbereich hauptsächlich aus Pyroxen- und mäßig alterierten Olivinkristallen besteht. Die Detailaufnahme in Abb. 4.5.2 zeigt miteinander verzahnte Orthopyroxene, deren Ränder zu einer Reaktion mit der Schmelze hindeuten.

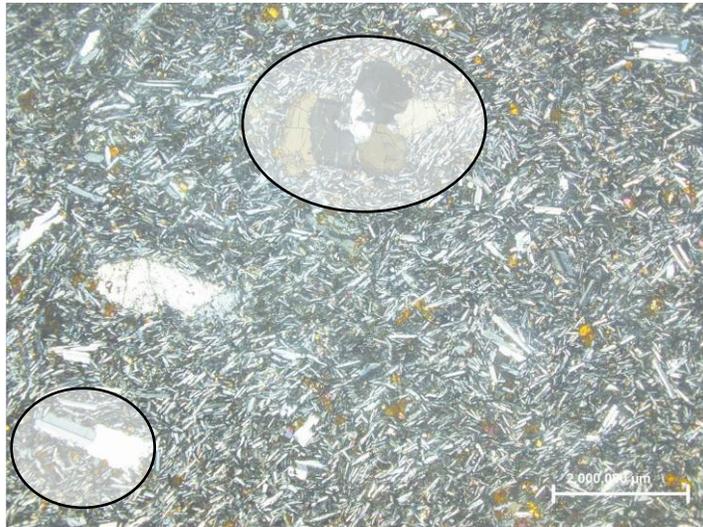


Abb. 4.5.1: Im oberen Teil befinden sich miteinander verschweißte Orthopyroxene in einer trachytischen Textur (OI-6), die eine deutlichen Reaktionssaum vorweisen;

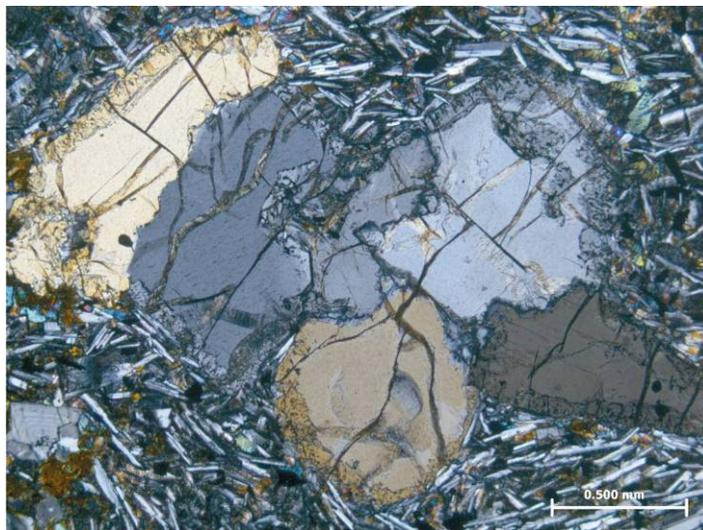


Abb. 4.5.2: Detaillierte Aufnahme aus Abb. 4.5.1. Die Orthopyroxene weisen einen deutliche Reaktion mit ihrer Umgebung vor (siehe Rand):

OI-41

Gesteinsname: Rhyolith

Textur: aphyrisch

Der Rhyolith mit einer sehr feinkörnig und glasigen Matrix, besitzt keine sichtbaren Phänokristalle. Er besteht hauptsächlich aus Albit, Kalifeldspat, Biotit und Quarz.

Auffallend sind die großen sekundären Kalzite die zum Teil in den Hohlräumen auskristallisiert wurden.



Abb. 4.6: Zeigt einen mikrokristallinen sehr feinkörnigen Rhyolith mit einem sekundär gebildeten Kalzit.

OI-42, OI-43A, OI-43B, OI-44, OI-45 & OI-65

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: hemikristallin

Alle Olivinphänokristalle weisen eine starke Alterationserscheinung auf (braune Flecken). Die Plagioklasphänokristalle mit einer Größe von maximal 2 mm zeigen eine deutliche Reaktion mit der Schmelze auf, die durch einen randlichen Anwachssaum ersichtlich ist (im Kreis, Plagioklas mit grauen Rand). Die Matrix besteht aus feinkörnigen regungslosen Plagioklasleisten und Gesteinsglas. Auffallend ist hier die Abwesenheit von größeren Pyroxenkomponenten.

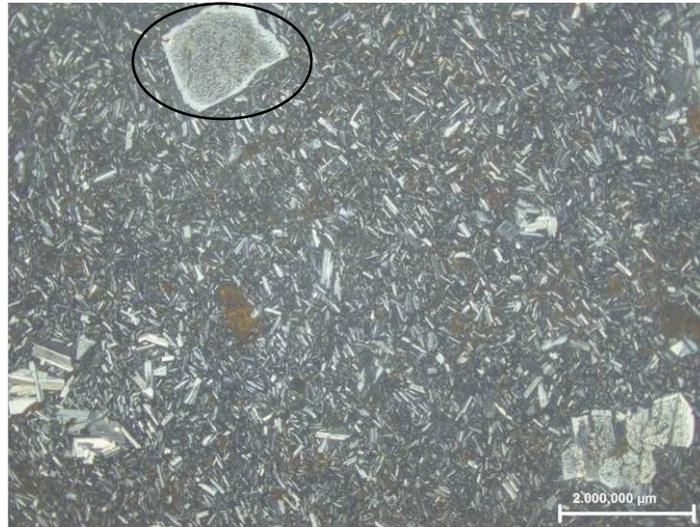


Abb. 4.7: Plagioklas mit Anwachssaum (siehe Kreis) in einer feinkörnigen, plagioklas- und gesteinsglasreichen Matrix (Ol-44);

Ol-46

Gesteinsname: Basalt (Dyke)

Textur: subophitisch

Hierbei handelt es sich um gut erhaltene Olivine im gesamten Schliff mit einer maximalen Größe von 1 mm (im Kreis dargestellt). Die Pyroxene sind in der Matrix ebenfalls fein verteilt, besitzen aber nur eine Größe von 0.2 mm und sind in Abbildung 4.8.2 ersichtlich. Der Rest wird von einer plagioklasreichen Matrix begleitet.

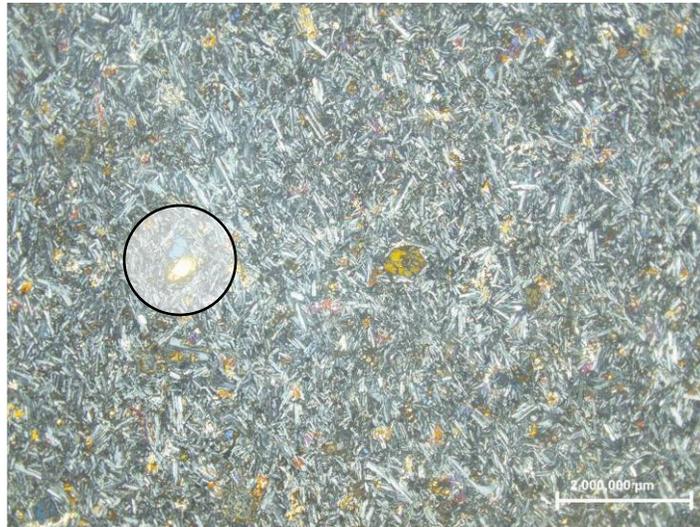


Abb. 4.8.1: Subophitische Textur, mit feinen Plagioklasnadeln (Ol-46);

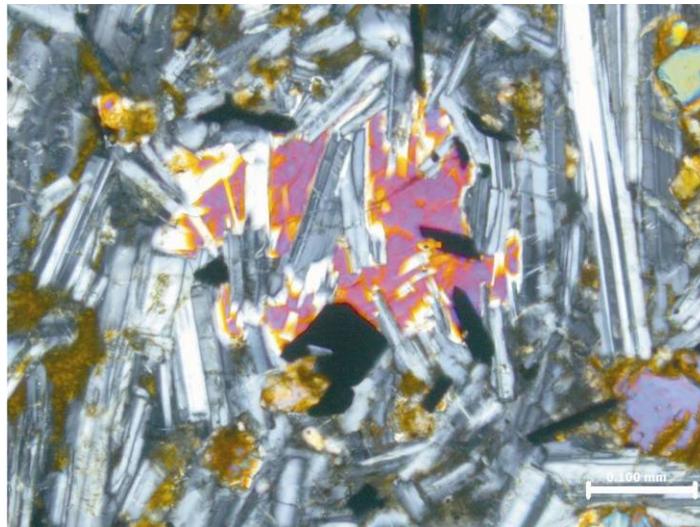


Abb.4.8.2: Detailaufnahme aus Ol-46 (Subophitische Textur);

Ol-47

Gesteinsname: Basaltischer Andesit (Dyke)

Textur: hemikristallin bis trachytisch

Größerer Anteil noch frischer Olivine mit einer Größe von ungefähr 0.5 mm (im Kreis dargestellt) und deutlich regellosen Plagioklasleisten im Bereich von 1 mm (rechte

Bildmitte). Die Matrix weist einen etwas größeren Anteil von Plagioklasleisten auf und einen etwas höheren Anteil an Gesteinsglas als in den übrigen Proben.

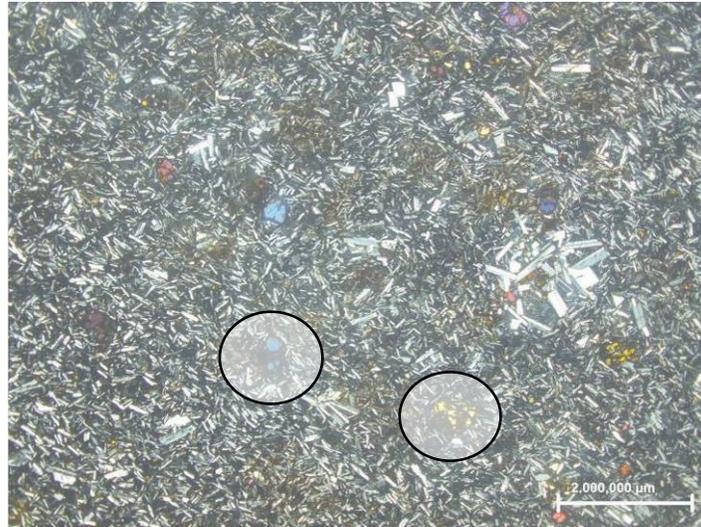


Abb. 4.9: Mischungsbereich zwischen hemikristallinen und trachytischen Gefüge mit einem relativ geringen Alterationsgrad der Olivine;

Ol-48, Ol-51, Ol-52 & Ol-53

Gesteinsname: Basaltischer Andesit (Dyke)

Textur: glomerophyrisch bis trachytisch

Olivinphänokristalle sind in diesen Proben selten. Vereinzelt findet man xenomorphe Olivinkristalle, welche eine vollständige Alteration aufweisen (im roten Kreis dargestellt) Plagioklas- und Pyroxenphänokristallen (1- 2 mm) sind zum Teil miteinander verwachsen (schwarzer Kreis). Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Gesteinsglas, feinen Plagioklasnadeln und einen großen Anteil an akkzesorischen Gemengteilen.

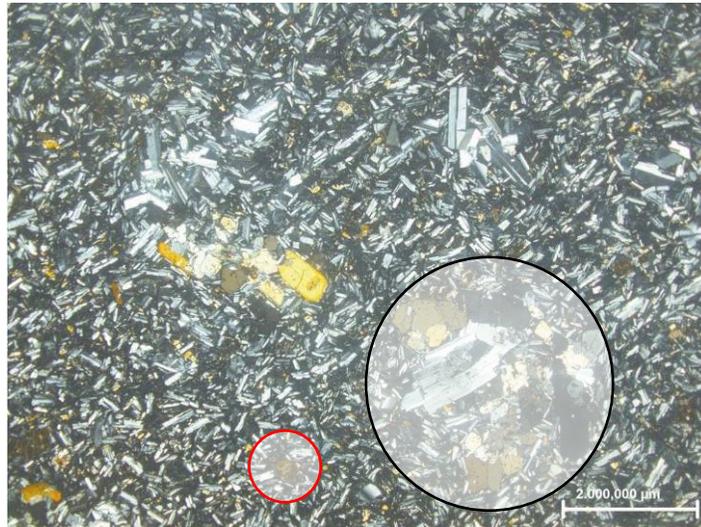


Abb. 4.10: Die Dykes (OI-51) zeigen eine glomerophyrische bis trachytische Textur mit stark verwachsenen Orthopyroxenen (braun) und Plagioklasen (hell) im schwarzer Kreis dargestellt;

OI-61, OI-62 & OI-63

Gesteinsname: Basalt

Textur: glomerophyrisch

Diese Probe weist geringfügige Alterationen auf. Die Olivine in Abbildung 4.11 sind im Vergleich zu den Olivinen von den anderen untersuchten Proben, sehr gut erhalten. Olivinphänokristalle (Kreis) erreichen eine Größe von bis zu 2 mm und zeigen hauptsächlich am Rand anfängliche Verwitterungserscheinungen. Die Plagioklasleisten sind richtungslos und erreichen ebenfalls eine Länge bis zu 2 mm. Die Matrix wiederum besteht aus feinkörnigen Plagioklasnadeln und Gesteinsglas.

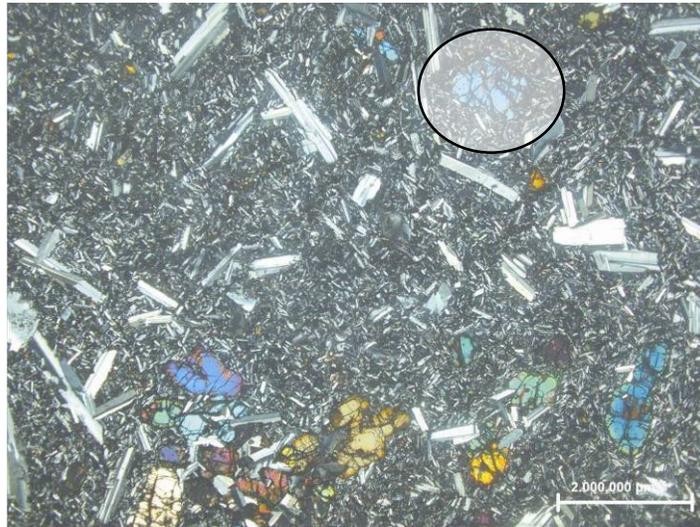


Abb. 4.11: Die großen sub- bis hypidiomorphen Olivinphänokristalle (schwarzer Kreis), zeigen eine anfängliche Alteration (Cracks). Auffallend sind die bis zu 2 mm großen regellosen Plagioklasleisten;

OI-64A & OI-64B

Gesteinsname: Trachybasalt bis basaltischer Trachyandesit

Textur: glomerophyrisch

Auffallend ist hier der häufige Kontakt zwischen Olivin- und Plagioklasphänokristallen (siehe roten Kreis) Einige Relikte von sub- bis hypidiomorphe Olivinphänokristallen sind noch sehr gut erhalten und variieren von 0.5 bis 1.5 mm. Die Plagioklasleisten sind regellos und liegen zwischen 0.5 und 1 mm. In dieser Probe sind einige sekundär gebildete Kalzite die bis zu 5 mm groß sind (nicht ersichtlich). Der Anteil des Gesteinsglas ist in dieser Probe sehr hoch und wird von einigen wenigen sehr feinen Plagioklasnadeln begleitet.

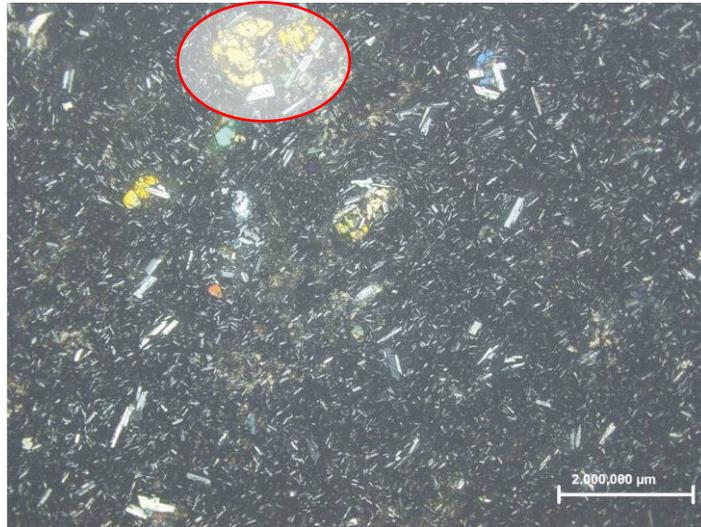


Abb. 4.12: Hoher Anteil an Gesteinsglas, mit einigen gut erhaltenen Olivinphänokristallen (roter Kreis);

Hy-1 & Hy-2

Gesteinsname: Basaltischer Andesit

Textur: porphyrisch

Einzelne, singuläre Plagioklaseinsprenglinge (~2 mm), sowie Aggregate aus denselben, liegen in einer feinkörnigen Grundmasse. Die Plagioklasleisten und auch die feinen Plagioklasnadeln in der Matrix sind mehr oder weniger stark eingeregelt (Fließstruktur). Die Olivine sind noch vorhanden, aber dafür sehr stark alteriert (roter Kreis). In diesen beiden Proben befinden sich außerdem einige Einsprenglinge von Pyroxen, in der Größenordnung von ungefähr 0.5 mm (schwarzer Kreis).

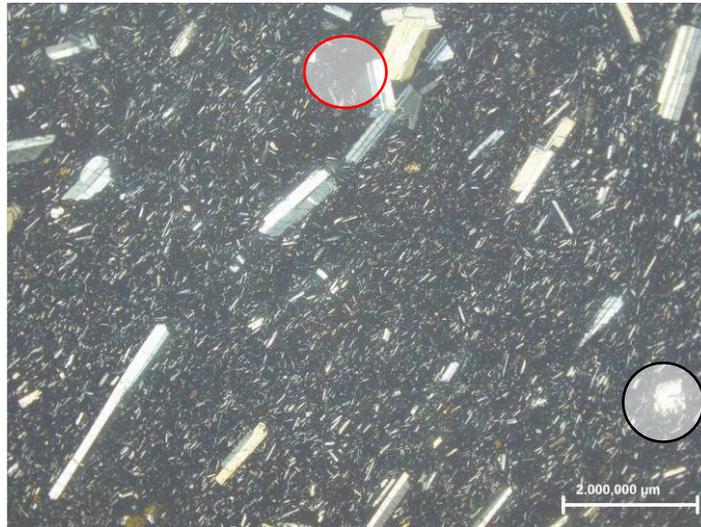


Abb. 4.13: Deutlich eingeregelte Plagioklasleisten mit einer Länge bis zu 3 mm (Hy-1);

Hy-3 & Hy-7

Gesteinsname: Basalt

Textur: hemikristallin

Alle Olivine, sowohl die Phänokristalle (maximal 1.5 mm) als auch jene die in der Matrix vorkommen, sind wiederum vollkommen verwittert (roter Keis). Die Plagioklasphänokristalle (~ 1.5 mm) kommen einerseits einzeln, andererseits zusammengeballt vor (schwarze Kreise). Bei einigen konnte an den Rändern eine anfängliche Auflösungserscheinung festgestellt werden, das durch die Reaktion mit der Schmelze verursacht wurde. Pyroxenphänokristalle (maximal 0.5 mm) kommen nur sehr selten vor, aber kleinere Pyroxenkristalle sind in der feinkörnigen Matrix gut vertreten.

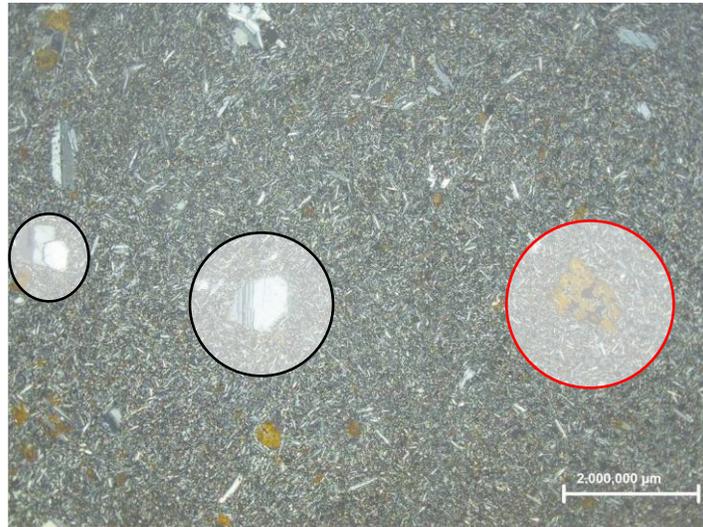


Abb. 4.14: Hemikristallines Gefüge mit stark verwitterten Olivinen (roter Kreis), (Hy-3);

Hy-4

Gesteinsname: Basalt

Textur: hemikristallin bis trachytisch

Der Bestand an guterhaltenen Olivinenphänokristallen ist sehr selten. Markant ist der hohe Anteil an miteinander verschweißten Plagioklas- und Pyroxenphänokristallen (schwarzer Kreis) in einer etwas weniger feinkörnigen Matrix. Hauptsächlich besteht diese aus Olivin, Plagioklas und Pyroxen die einer Vielzahl an opaken Akzessorien

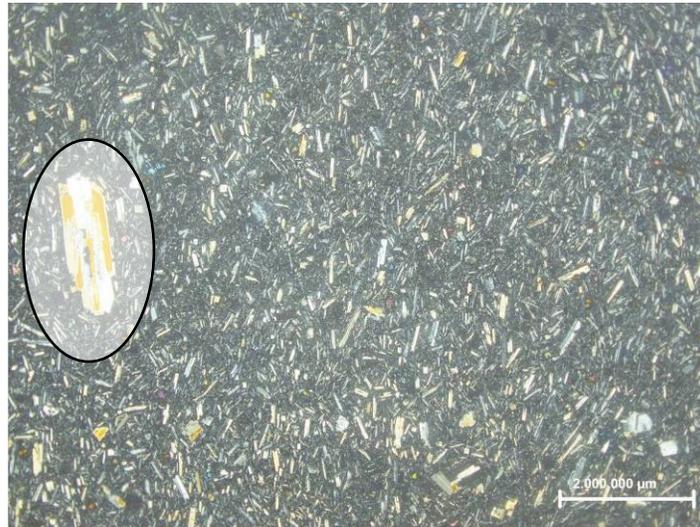


Abb. 4.15: Hy-4 zeigt am linken Bildrand einen 2 mm großen Phänokristall, der aus einem, miteinander verwachsenen Pyroxen (Orange; Interferenzfarbe 2. Ordnung) und Plagioklas (in Weiß) besteht;

Hy-5 & Hy-6

Gesteinsname: Basalt

Textur: hemikristallin

Im Gegensatz zu all den anderen Proben, dominieren hier die Pyroxenphänokristalle, die neben den restlos alterierten Olivinen (roter Kreis) am häufigsten auftreten und sehr gut erhalten sind. Diese zeigen Entmischungslamellen und deutliche Zonierungen (schwarzer Kreis). Die Plagioklase erreichen hier nur eine Größe von maximal 1 mm und sind mehr oder weniger stark eingeregelt.

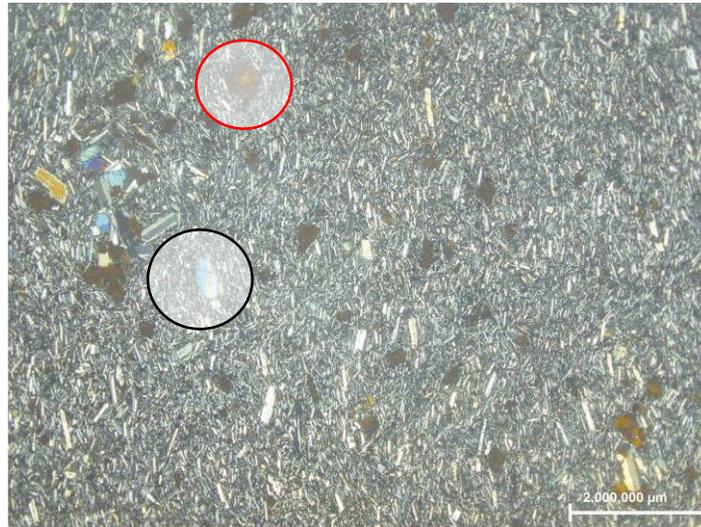


Abb. 4.16: Die Interferenzfarben der Pyroxene (Hy-6) variieren von Orange 2. Ordnung bis Blau 3. Ordnung (schwarzer Kreis). Die Olivine (roter Kreis) sind hier restlos verwittert;

Hy-9, Hy-10 & Hy-11

Gesteinsname: Basaltischer Trachyandesit

Textur: porphyrisch

Die Olivine sind selten vertreten und sehr stark alteriert (roter Kreis). Auffallend sind hier die großen Plagioklasphänokristalle (bis zu 3 mm) in einer sehr feinkörnigen Matrix. Die Grundmasse besteht aus Gesteinsglas und feinkörnigen Plagioklasleisten.

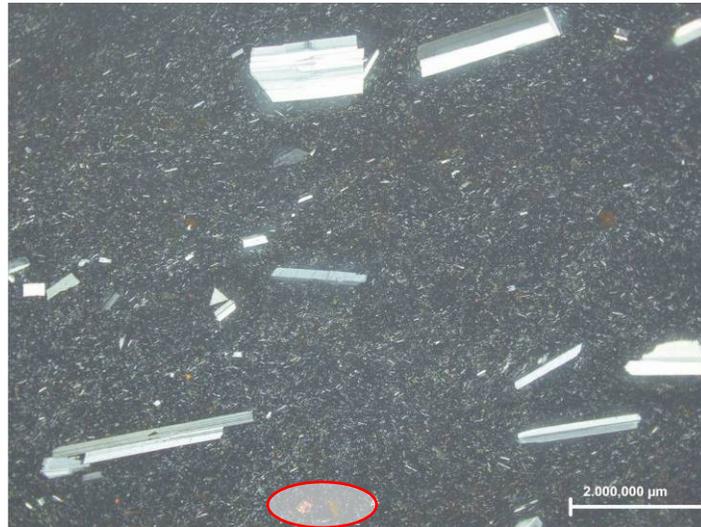


Abb. 4.17: Auffallend sind die eingeregeltten großen polysynthetisch verzwilligten Plagioklasleisten (bis zu 3 mm). Im unteren Teil des Bildes befinden sich noch 2 Olivine (~ 0.2 mm), die unterschiedliche Alterationsstufen vorweisen (roter Kreis);

5 Mineralchemie

Die untersuchten Proben werden von vier Hauptmineralphasen (Olivin, Plagioklas, Ortho- und Klinopyroxen) und drei Akzessorien (Chromit, Titanomagnetit und Ilmenit) begleitet.

5.1 Olivin

Wie bereits erwähnt ist der Alterationsgrad der Olivine sehr hoch (Abb. 5.1). Dies führte bei manchen Proben zu keiner repräsentativen Analyse. Für die Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Olivine wurden 5 Proben aus dem Ola- Plateau und 2 Proben aus dem Hypotetica- Plateau untersucht. Für die Probe OI-2 wurde der höchste Fo- Gehalt festgestellt, der sich im Kern bei 82.5 Mol % und am Rand bei 70.9 Mol% % befindet.. Das bedeutet, dass diese Probe eine klar forsteritische Zusammensetzung präsentiert. Ähnlich verhält sich die Probe OI-47, die nur einen etwas geringeren Fo- Gehalt im Kern von 75.0- und 68.3 Mol % am Rand vorweist und somit MgO- gegenüber dem FeO- Gehalt dominiert. Die Fo- Gehälter bei den Proben OI-62, OI-64B, Hy-6 und Hy-11 liegen im Kern zwischen 75.5- und 66.4 Mol % und stellen somit ebenfalls eine forsteritische Zusammensetzung dar. Doch an den Rändern liegt deren Fo- Gehalt zwischen 59.9- und 53.5 Mol % und zeigt eine fayalitische Tendenz an. Der FeO (total) Gehalt liegt zwischen 38.7- und 34.1 Gew. % am Rand und überwiegt somit den MgO- Gehalt (zwischen 28.6- und 24.9 Gew. %) deutlich. Umgekehrt verhält sich die Probe OI-46, deren Fo- Gehalt im Kern bei 52.9 Mol % und am Rand bei 59.7 Mol % liegt und somit nach aussen hin Mg- reicher wird. Das könnte auf eine Änderung der f_{O_2} zurückzuführen sein. Der SiO₂- Gehalt im Kern ist bei allen Proben (ausser OI-46) höher (39.0- bis 36.5 Gew. %) als der SiO₂- Gehalt an den Rändern (37.7- bis 35.4 Gew. %).

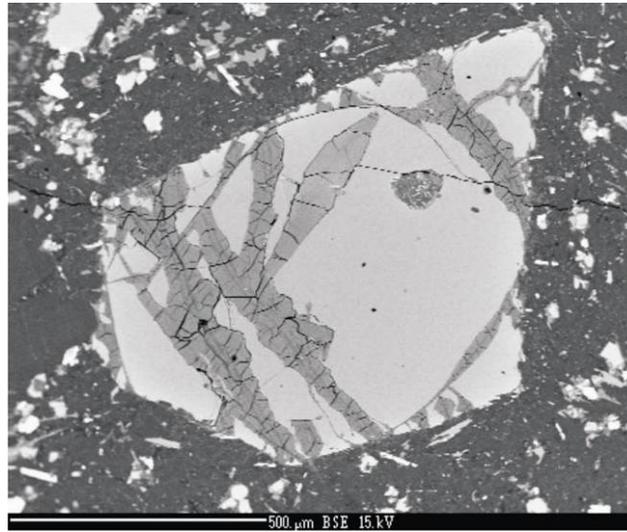


Abb. 5.1: Idiomorpher Olivin (Forsterit) zeigt leichte Zonierung und anfängliche Alteration;

Tab.5.1.1: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Olivin;

Probe	Ol-2	Ol-2	Ol-46	Ol-46	Ol-47	Ol-47	Ol-62	Ol-62	Ol-64B	Ol-64B
	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand
SiO ₂	39.0	37.7	35.0	36.1	38.0	36.9	38.6	35.4	38.0	36.6
TiO ₂	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG
Al ₂ O ₃	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG
Cr ₂ O ₃	0.04	<NG	<NG	<NG	<NG	0.03	0.02	<NG	0.05	<NG
FeO ^a	16.4	26.0	39.0	34.4	22.8	28.3	22.3	38.7	25.1	34.1
MnO	0.23	0.40	0.68	0.61	0.32	0.42	0.35	0.69	0.33	0.57
NiO	0.21	0.11	<NG	0.036	0.06	0.06	0.07	<NG	0.06	0.03
MgO	43.5	35.6	24.6	28.6	38.4	34.1	38.4	24.9	36.2	28.6
CaO	0.16	0.17	0.25	0.22	0.18	0.19	0.23	0.29	0.19	0.30
Total	99.69	100.12	99.60	99.93	99.71	99.94	99.97	99.96	100.07	100.22
Fo	82.5	70.9	52.9	59.7	75	68.3	75.5	53.5	72	59.9
Anzahl der Basis der Kationen von 4 O										
Si	0.990	1.000	0.998	1.000	0.992	0.988	1.006	1.004	1.004	1.011
Ti	0.000	0.000	0.001	0.0000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Al	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.002
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.348	0.576	0.93	0.797	0.498	0.633	0.485	0.917	0.553	0.787
Mn	0.005	0.009	0.016	0.014	0.007	0.01	0.008	0.017	0.007	0.013
Ni	0.004	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001
Mg	1.645	1.406	1.046	1.18	1.496	1.361	1.493	1.053	1.425	1.176
Ca	0.004	0.005	0.008	0.006	0.005	0.005	0.006	0.009	0.005	0.009
Total	2.01	2.000	2.002	2.000	2.008	2.012	1.994	1.996	1.996	1.989

^aFeO als Fe total;

Tab.5.1.2: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Olivin;

<u>Probe</u>	Hy-6	Hy-6	Hy11	Hy11
	Kern	Rand	Kern	Rand
SiO ₂	36.8	36.0	36.5	35.6
TiO ₂	0.03	0.03	0.05	<NG
Al ₂ O ₃	<NG	0.03	0.03	0.02
Cr ₂ O ₃	0.02	<NG	<NG	<NG
FeO ^a	27.5	34.8	29.6	35.3
MnO	0.52	0.67	0.46	0.59
NiO	<NG	<NG	0.02	0.02
MgO	34.0	28.3	32.8	27.9
CaO	0.25	0.25	0.21	0.27
Total	99.16	100.02	99.65	99.66
Fo	68.8	59.2	66.4	58.5
Anzahl der Basis der Kationen von 4 O				
Si	0.993	0.998	0.987	0.992
Ti	0.001	0.001	0.001	0.000
Al	0.000	0.001	0.001	0.001
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.621	0.808	0.669	0.822
Mn	0.012	0.016	0.011	0.014
Ni	0.000	0.000	0.000	0.004
Mg	1.366	1.17	1.325	1.158
Ca	0.007	0.007	0.006	0.008
<u>Total</u>	2.007	2.002	2.013	2.008

5.2 Klinopyroxen

Diese gelten als hauptsächlich im Hypotetica- Plateau als dominante Phasen (Hy-3, Hy-4, Hy-5, Hy-6, Hy-7) und können eine Größe bis zu 1 mm erreichen. Dabei wurden die Proben Hy-6 und Hy-7 ausgewählt und näher bestimmt (siehe Tab. 5.2.1). Der CaO-Gehalt liegt bei diesen Proben zwischen 20.3- und 20.5 Gew. % im Kern und am Rand zwischen 18.4- und 21.5 Gew.%. Aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung und

der Formelberechnung lassen sich diese von Salit bis Augit klassifizieren und weisen eine deutliche oszillatorische Zonierung auf (siehe Abb.5.2). Enstatit (Mg- reiche Endglied) variiert bei der Probe aus Hy-6 von En_{42} im Kern bis En_{46} am Rand, Wollastonit (Ca- reiche Endglied) von Wo_{42} bis Wo_{38} und Ferrosilit (Fe- reiche Endglied) von Fe_{16} bis Fe_{17} (siehe Tabelle 5.2.1). Die Mg# liegt zwischen 0.73 Gew. % im Kern und 0.74 Gew. % am Rand. Der Saum, besitzt einen Enstatit- Gehalt von En_{45} , einen Wollastonit- Gehalt von Wo_{45} und einen Ferrosilit- Gehalt von Fe_{10} . Das spiegelt sich auch im FeO (total)- Gehalt nieder, der beim Saum nur 5.6 Gew. % im Kern 9.7 Gew. % und am Rand 10.2 Gew. % beträgt. Die Mg# liegt bei 0.82 beim Saum und ist deutlich höher als im Kern und am Rand. Etwas anders verhalten sich die Klinopyroxene aus der Probe Hy-7 (siehe Abbildung 5.2). Der oszillatorisch zonierte Klinopyroxen weist sowohl im Kern als auch am Rand eine salitische Zusammensetzung auf. Mit einem En- Gehalt von En_{46} im Kern und En_{45} am Rand, einem Wo- Gehalt von Wo_{42} (Kern) und Wo_{45} (Rand) und einen Fe- Gehalt von Fe_{12} (Kern) und Fe_{10} (Rand) wird dies bestätigt. Aufgrund des geringen Wo- Gehaltes von Wo_{37} wird der Saum wiederum als Augit eingeteilt. Dieser beinhaltet im Gegensatz zu dem Saum aus Hy-6 den höchsten Gehalt an MgO von 16.1 Gew. % und an FeO(total) von 10.4 Gew. % und niedrigeren Mg# von 0.73. Dies könnte auf eine Interaktion mit einer Mg- und Fe- reichen Schmelze zurückzuführen sein (siehe Abbildung 5.3.2).

Die Tabelle 5.2.2 zeigt die Klinopyroxene (Größenordnung von ~ 0.1 mm in Durchmesser) aus dem Ola- Plateau die in der Matrix vorhanden sind. Der SiO_2 - Gehalt reicht von 51.5- bis 49.7 Gew. %, der FeO(total)- Gehalt von 13.2- bis 11.5 Gew. %, der MgO- Gehalt von 14.2- bis 13.0 Gew. % und der CaO- Gehalt 19.6- bis 18.3 Gew. %. Das zeigt, dass alle in der Matrix untersuchten Klinopyroxene eine sehr ähnliche Zusammensetzung besitzen. Die Mg# liegt zwischen 0.66 und 0.69, Enstatit variiert zwischen En_{41} und En_{38} , Wollastonit zwischen Wo_{42} und Wo_{38} und Ferrosillit zwischen Fe_{20} und Fe_{19} . Dies hat zur Folge, dass es sich bei allen gemessenen Klinopyroxenen aus dem Ola- Plateau ausschließlich um Augite handelt.

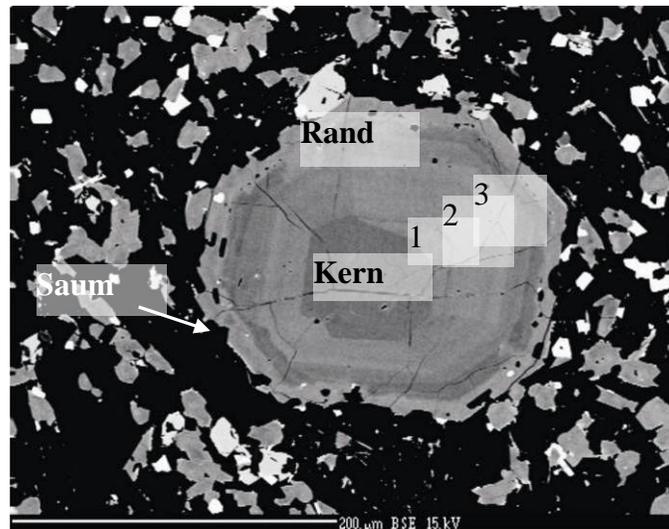


Abb. 5.2: Oszillatorisch zonierter Klinopyroxen (von Salit bis Augit), mit dunklen Kern und hellem Reaktionssaum (Hy-7);

Tab. 5.2.1: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Klinopyroxen;

Probe	Hy-6	Hy-6	Hy-6	Hy-7						
	Kern	Rand	Saum	Kern	1	2	3	Rand	Saum	Schatten
SiO ₂	52.0	51.1	52.1	51.5	46.7	47.2	49.4	49.6	50.8	48.3
TiO ₂	0.50	0.93	0.49	0.78	2.29	2.11	1.36	1.08	1.10	1.52
Al ₂ O ₃	1.88	2.10	3.03	2.92	7.38	6.99	5.17	4.96	2.04	6.01
Cr ₂ O ₃	0.06	0.04	0.50	0.15	0.38	0.32	0.50	0.98	0.06	0.13
FeO ^a	9.7	10.2	5.6	7.3	7.5	7.6	6.5	5.9	10.4	7.5
MnO	0.29	0.34	0.16	0.22	0.20	0.17	0.14	0.17	0.36	0.20
MgO	14.6	15.9	17.1	16.1	13.6	13.7	14.5	15.4	16.1	13.9
CaO	20.3	18.4	20.4	20.5	21.0	21.4	22.1	21.5	17.9	21.7
Na ₂ O	0.34	0.29	0.23	0.21	0.31	0.28	0.26	0.23	0.29	0.33
Total	99.76	99.19	99.64	99.69	99.36	99.76	99.96	99.9	99.02	99.61
Mg#	0.728	0.736	0.824	0.798	0.763	0.763	0.800	0.823	0.735	0.769
Anzahl der Basis der Kationen von 6 O										
Si	1.941	1.909	1.979	1.902	1.742	1.754	1.823	1.825	1.904	1.792
Al tetr	0.059	0.091	0.021	0.098	0.258	0.246	0.177	0.175	0.096	0.208
Sum Tetr	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al okta	0.023	<NG	0.115	0.029	0.066	0.060	0.048	0.040	<NG	0.055
Ti	<NG	0.026	<NG	0.022	0.064	0.059	0.038	0.03	0.031	0.042
Cr	0.002	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	0.029	<NG	<NG
Fe	0.30	0.32	0.18	0.22	0.24	0.24	0.20	0.18	0.32	0.23

Mn	<NG									
Mg	0.81	0.89	0.83	0.89	0.75	0.76	0.80	0.85	0.90	0.77
Ca	0.81	0.74	0.83	0.81	0.84	0.85	0.88	0.85	0.72	0.86
Na	0.025	0.021	<NG	<NG	0.022	0.020	<NG	<NG	0.021	0.024
Sum Okta	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
En	0.421	0.457	0.451	0.461	0.412	0.411	0.427	0.451	0.463	0.413
Wo	0.421	0.379	0.453	0.422	0.459	0.462	0.466	0.452	0.370	0.462
Fs	0.158	0.164	0.096	0.117	0.128	0.127	0.107	0.097	0.167	0.124

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

Tab. 5.2.2: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Klinopyroxen

Probe	OI-2	OI-6	OI-47	OI-62	OI-64A
	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix	Matrix
SiO ₂	51.5	50.6	49.7	51.0	50.4
TiO ₂	0.79	1.25	1.66	1.25	1.40
Al ₂ O ₃	0.90	2.07	2.41	1.91	2.19
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	<NG	0.08	0.08
FeO ^a	13.2	12.0	12.2	11.5	12.7
MnO	0.32	0.31	0.31	0.31	0.37
MgO	14.2	13.7	13.0	14.2	14.2
CaO	18.3	19.4	19.6	19.4	18.5
Na ₂ O	0.32	0.26	0.34	0.33	<Ng
Total	99.541	99.594	99.18	99.97	99.76
Mg#	0.658	0.670	0.655	0.688	0.665
Anzahl der Basis der Kationen von 6 O					
Si	1.945	1.909	1.888	1.911	1.902
Al ^{IV}	0.055	0.091	0.112	0.089	0.098
SumTetr	2	2	2	2	2
Al ^{VI}	-0.015	0.001	-0.004	-0.004	0.000
Ti	0.022	0.035	0.047	0.035	0.040
Cr	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG
Fe	0.417	0.379	0.387	0.360	0.401
Mn	0.010	0.010	0.010	0.010	0.012
Mg	0.801	0.771	0.735	0.794	0.797
Ca	0.740	0.783	0.799	0.778	0.748
Na	0.024	0.019	0.025	0.024	<NG

Sum VI	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
En	0.409	0.399	0.383	0.411	0.409
Wo	0.378	0.405	0.416	0.403	0.384
Fs	0.213	0.196	0.202	0.186	0.206

^aFeO als Fe total; Mg# errechnet aus gemessenen MgO und Feo;

5.3 Orthopyroxen

Die chemischen Analysen der Orthopyroxene zeigen, dass es sich hier eindeutig um eine enstatitische Zusammensetzung ($Mg_2Si_2O_6$) handelt, die im Ola- Plateau, vor allem in den basaltischen Dykes überwiegen. Die Zusammensetzung der Enstatite bei allen gemessenen Proben, variiert von En_{76} bis En_{70} , Fs_{26} bis Fs_{20} , wobei die Wollastonit-Komponente (Wo_3) unverändert bleibt. Am Rand kommt es zu einer deutlichen Reaktion mit der Schmelze, was zu einer Erhöhung des CaO- und FeO- Gehaltes führt (Wo_5 , Fs_{34}) und somit zu einer Erniedrigung des En- Gehaltes (En_{64}). Dies führt zur Bildung eines Pigeonits um den Enstatit (Abb.5.3.1). Durch die Reaktion mit der Schmelze, sinkt bei allen Proben mit Ausnahme von Hy-1, der SiO₂- Gehalt von 54.3 Gew. % im Kern bis 52.2 Gew. % am Rand und der MgO- Gehalt von 27.5 Gew. % im Kern bis 21.6 Gew. % am Rand. Der FeO(total)- Gehalt und der CaO- Gehalt steigen vom Kern bis zum Rand signifikant an. FeO(total) von 13.4- bis 21.4 Gew. % und CaO von 1.52- bis 2.24 Gew. %. Nur bei der Probe Hy-1 verhält sich dieser Trend genau umgekehrt.

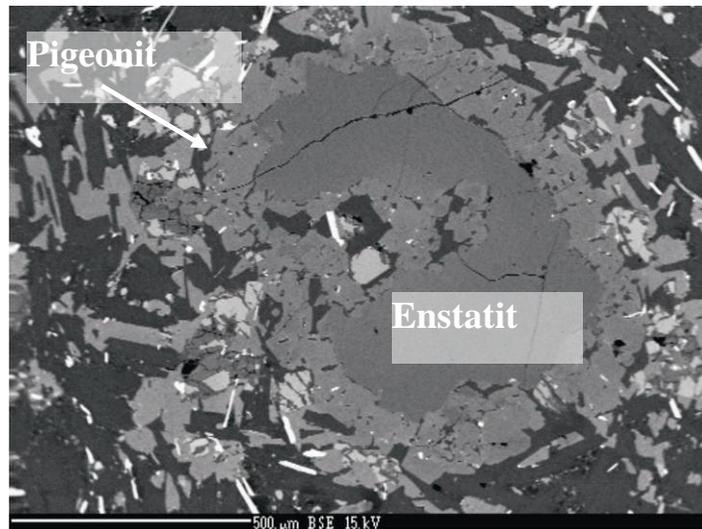


Abb. 5.3.1: Deutlich heller Reaktionssaum (Pigeonit) um dunklen Kern (Enstatit), (Ol-6);

Tab.5.3: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Orthopyroxen;

Probe	Ol-6	Ol-6	Ol-48	Ol-48	Ol-52	Ol-52	Hy-1	Hy-1
	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand
SiO ₂	54.3	53.2	53.1	52.2	53.8	52.8	52.2	52.8
TiO ₂	0.28	0.62	0.49	0.59	0.39	0.43	0.64	0.51
Al ₂ O ₃	2.19	1.15	2.14	0.92	1.48	0.62	2.39	2.01
Cr ₂ O ₃	0.28	0.27	0.10	0.06	0.23	0.08	0.24	0.18
FeO ^a	13.4	17.4	16.8	21.7	16.1	20.1	17.4	17.0
MnO	0.25	0.40	0.35	0.47	0.37	0.45	0.34	0.37
MgO	27.5	24.4	25.3	21.6	26.2	23.1	24.7	24.9
CaO	1.62	2.24	1.64	1.91	1.52	1.94	1.90	1.78
Na ₂ O	<NG	<NG	<NG	0.03	<NG	<NG	0.06	0.05
Total	99.97	99.64	100.02	99.46	100.05	99.51	99.83	99.64
Mg#	0.785	0.714	0.728	0.64	0.744	0.672	0.717	0.724
Anzahl der Kationen auf Basis von 6 O								
Si	1.947	1.955	1.931	1.96	1.949	1.965	1.908	1.931
Al tetr	0.053	0.045	0.069	0.040	0.051	0.035	0.092	0.069
	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al okta	0.004	0.005	0.022	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG
Ti	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG
Cr	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG
Fe	0.403	0.535	0.512	0.680	0.487	0.623	0.530	0.519
Mn	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG
Mg	1.472	1.335	1.373	1.207	1.414	1.279	1.345	1.359
Ca	0.062	0.088	0.064	0.077	0.059	0.077	0.074	0.070

Na	<NG							
Sum Okta	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
En	0.760	0.682	0.704	0.615	0.722	0.646	0.690	0.698
Wo	0.032	0.045	0.033	0.039	0.030	0.039	0.038	0.036
Fs	0.208	0.273	0.263	0.346	0.248	0.315	0.272	0.266

^aFeO als Fe total; Mg# errechnet aus gemessenen MgO und Feo;

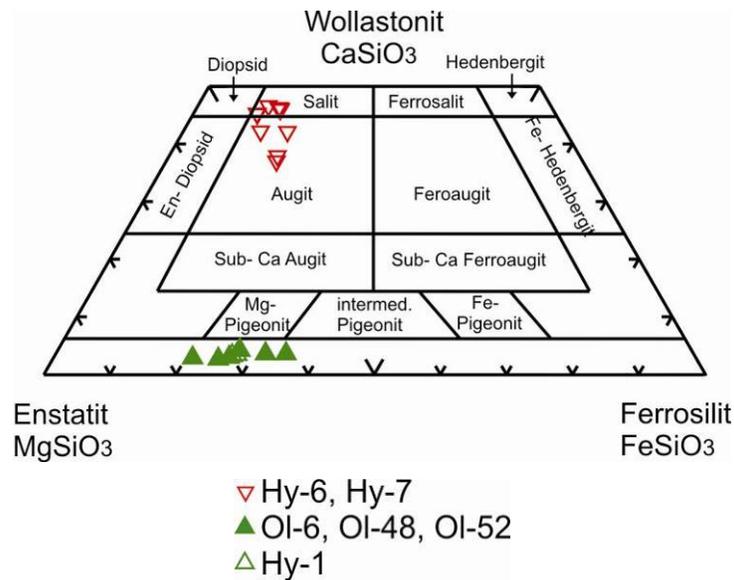


Abb. 5.3.2: Analyseergebnis von Orthopyroxen und Klinopyroxen im Enstatit- Wollastonit- Ferrosilit System;

5.4 Plagioklas

Die chemischen Analysen aller gemessenen Plagioklase deuten darauf hin, dass es sich ausschließlich um Labradorite beziehungsweise Bywtonite, mit einer oszillatorischen Zonierung (siehe Abb.5.4.1 und Abb. 5.4.2) handelt. Das gilt sowohl für die Phänokristalle als auch für die in der Matrix feinverteilten Plagioklasnadeln. Die Plagioklase sind am Rand etwas Albit-reicher als im Kern. Der Mittelwert aller gemessenen Plagioklase liegt im Kern bei Ab_{30}, An_{68}, Or_2 und am Rand bei Ab_{37}, An_{61}, Or_2 . Anders natürlich verhält sich der Rhyolith, der als das letzte Ereignis, in dieser magmatischen Abfolge, auftritt. Mit einem Gehalt von 60.7 SiO_2 Gew.% im Kern und

59.8 SiO₂ Gew. % am Rand, einem Na₂O- Gehalt von 6.9 Gew.% sowohl im Kern als auch am Rand und einem CaO- Gehalt von 6.4- bis 6.9 Gew.% repräsentiert der Rhyolith einen Andesin (siehe Abbildung 5.4.2). Die Matrix besteht dafür aus dem kalium- reichen Endglied Orthoklas (KAlSi₃O₈) aus der Feldspat- Mischkristallreihe mit einem K₂O- Gehalt von 16.7 Gew.% (siehe Tabelle 5.4.2 und Abbildung 5.4.2).

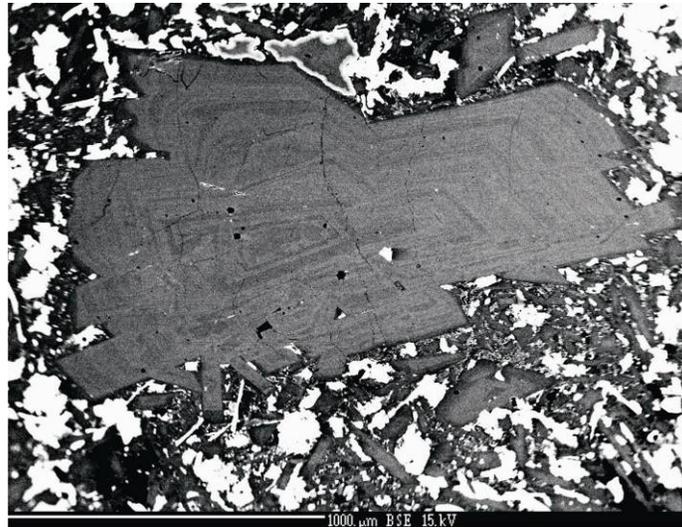


Abb. 5.4.1: Zeigt einen oszillatorisch zonierten Labradorit [Ca(Al₂Si₂O₈)];

Tab.5.4.1: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Plagioklas;

Probe	Ol-43B	Ol-43B	Ol-48	Ol-48	Ol-62	Ol-62	Hy-1	Hy-1	Hy-4	Hy-4
	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand
SiO ₂	51.3	55.1	53.5	54.9	51.6	52.4	53.2	53	46.6	46.6
TiO ₂	0.05	0.08	0.06	0.10	0.10	0.10	0.08	0.08	0.05	0.03
Al ₂ O ₃	30.4	27.8	29	27.5	30.2	29.5	28.4	29.2	33.4	33.7
FeO ^a	0.41	0.69	0.27	0.68	0.45	0.56	0.4	0.66	0.4	0.32
MgO	0.10	0.09	0.10	0.08	0.17	0.13	0.10	0.09	0.08	0.10
CaO	13.7	10.9	12.1	10.5	13.5	12.9	11.9	12.0	17.1	17.2
Na ₂ O	3.60	5.10	4.40	5.10	3.90	4.20	4.50	4.60	1.66	1.61
K ₂ O	0.19	0.48	0.31	0.54	0.28	0.28	0.43	0.38	0.09	0.03
Total	99.754	100.114	99.767	99.386	100.230	100.080	99.040	99.880	99.376	99.659
Anzahl der Kationen auf Basis von 32 O										
Si	9.372	9.954	9.731	9.999	9.361	9.505	9.736	9.61	8.626	8.603
Al	6.548	5.916	6.224	5.892	6.444	6.301	6.129	6.233	7.288	7.334
Sum Tetr	15.920	15.869	15.954	15.891	15.805	15.806	15.864	15.843	15.914	15.937

Ti	<NG									
Fetot	0.062	0.104	0.040	0.103	0.068	0.085	0.061	0.100	0.057	0.050
Mg	0.027	0.023	0.027	0.02	0.046	0.035	0.027	0.024	0.021	0.029
Ca	2.676	2.111	2.359	2.038	2.628	2.505	2.328	2.331	3.384	3.392
Na	1.258	1.771	1.538	1.807	1.374	1.491	1.601	1.600	0.595	0.577
K	0.045	0.111	0.073	0.126	0.065	0.065	0.100	0.088	0.020	0.007
Sum Okt	3.979	3.993	3.969	3.971	4.067	4.06	4.029	4.019	3.999	3.976
Total	19.899	19.863	19.924	19.863	19.872	19.866	19.893	19.862	19.913	19.913
Ab	31.627	44.356	38.735	45.491	33.791	36.719	39.727	39.822	14.877	14.511
An	67.249	52.854	59.43	51.328	64.616	61.686	57.78	57.989	84.621	85.312
Or	1.124	2.789	1.835	3.18	1.592	1.595	2.492	2.188	0.502	0.178

^aFeO als Fe total;

Tab. 5.4.2: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Plagiokas;

Probe	Hy-6	Hy-6	Hy-11	Hy-11	OI-41	OI-41	OI-41
	Kern	Rand	Kern	Rand	Rand	Kern	Matrix
SiO ₂	48.7	54.1	52.6	54.2	59.8	60.7	64.5
TiO ₂	0.08	0.13	0.07	0.11	0.02	<NG	0.02
Al ₂ O ₃	32.0	28.2	29.6	28.1	24.9	24.5	18.3
FeO ^a	0.63	0.9	0.29	0.6	0.16	0.16	0.08
MgO	0.08	0.13	0.10	0.12	0.01	0.01	<NG
CaO	15.7	11.6	12.4	11.0	6.9	6.4	<NG
Na ₂ O	2.6	4.8	4.4	5.0	6.9	6.9	0.01
K ₂ O	0.14	0.37	0.38	0.50	0.80	0.90	16.7
Total	99.840	100.160	99.810	99.590	99.483	99.494	99.709
Anzahl der Kationen auf Basis von 32 O							
Si	8.922	9.790	9.544	9.832	10.774	10.927	11.995
Al	6.910	6.008	6.321	6.009	5.277	5.199	4.016
Sum Tetr	15.832	15.798	15.865	15.841	16.052	16.126	16.011
Ti	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG
Fetot	0.097	0.136	0.044	0.091	0.023	0.023	<NG
Mg	0.022	0.035	0.027	0.032	<NG	<NG	<NG
Ca	3.089	2.254	2.405	2.136	1.33	1.226	0.003
Na	0.917	1.674	1.558	1.764	2.401	2.414	0.003
K	0.033	0.085	0.088	0.116	0.184	0.206	3.967
Sum Okt	4.039	4.013	4.051	4.016	3.915	3.847	3.973

Total	19.870	19.811	19.916	19.857	19.967	19.973	19.984
Ab	22.713	41.715	38.469	43.922	61.334	62.763	0.073
An	76.476	56.156	59.36	53.194	33.972	31.879	0.085
Or	0.811	2.129	2.171	2.884	4.694	5.358	99.842

^aFeO als Fe total;

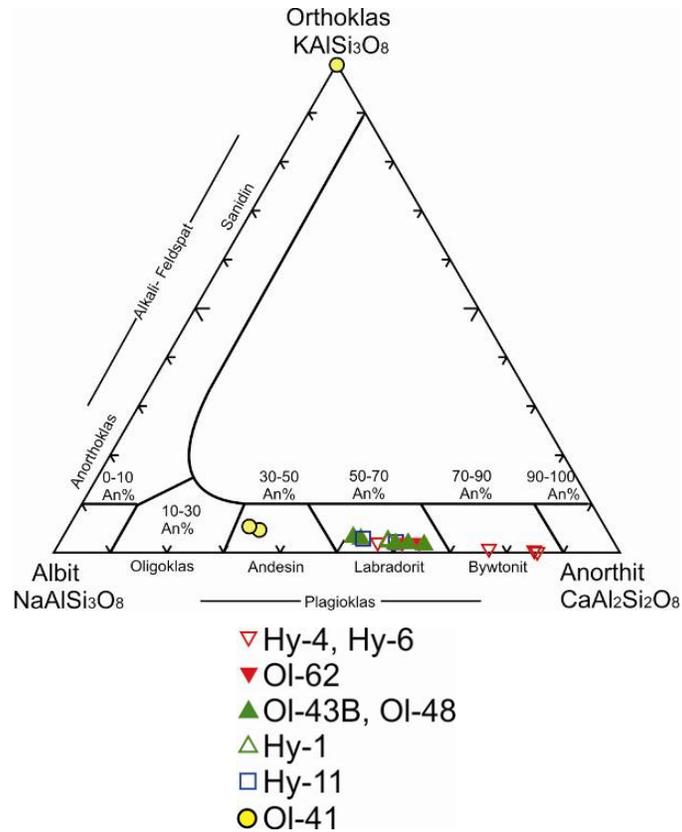


Abb. 5.4.2: Analyseergebnis von Plagioklas und Alkali- Feldspat im Albit- Anorthit- Orthoklas System;

5.5 Titanomagnetit und Ilmenit

In allen untersuchten Proben koexistieren entweder Titanomagnetite und Ilmenite oder Ilmenite kommen (Probe Ol-47, rechte Abb. 5.5.1) in Titanomagnetiten als Entmischungslamellen vor. Sie erreichen gemeinsam eine maximale Größe von 50 µm. Die Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der gemessenen Proben ist in Tabelle

5.5.1 angeführt. Der TiO_2 - Gehalt der Titanomagnetite variiert im Ola- Plateau zwischen 10.97 und 22.69 Gew.% und im Hypotetica- Plateau zwischen 16.8 und 23.84 Gew.%. Der FeO- Gehalt liegt zwischen 68.32 und 78.35 Gew.%. Der TiO_2 Gehalt für Ilmenit, liegt sowohl für das Ola-, als auch für das Hypotetica Plateau zwischen 47.99 und 50.19 Gew.%. Der FeO- Gehalt im Ola-Pateau für die Ilmenite, liegt zwischen 38.12 und 42.28 Gew.%. Der FeO- Gehalt der Hypotetica-Plateaubasalte befindet sich zwischen 37.39 und 43.09 Gew.% und beinhaltet somit die höchsten bzw die niedrigsten FeO- Werte.

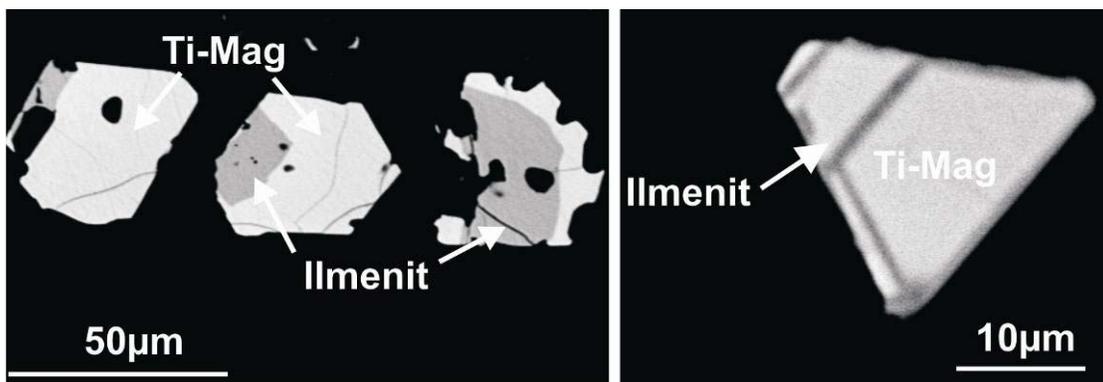


Abb.5.5.1: Back scattered electron Aufnahme (BSE) von Titanomagnetit und Ilmenit mit zwei unterschiedlichen Oxidationsstufen;

Tab.5.5.1: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Titanomagnetit;

Probe	OI-2	OI-42	OI-43b	OI-46	OI-46	OI-47	OI-64b	Hy1	Hy-4	Hy-6	Hy-7
SiO ₂	0.10	0.13	0.11	0.29	0.35	0.12	0.24	0.17	0.12	0.15	0.10
TiO ₂	10.97	20.95	17.71	13.86	13.11	13.44	22.69	23.84	16.80	21.90	19.26
Al ₂ O ₃	1.32	0.84	0.69	2.26	1.63	1.33	1.65	2.10	1.28	1.82	2.23
Cr ₂ O ₃	0.09	0.59	0.07	0.50	0.13	0.06	0.12	0.55	0.10	0.59	0.72
FeO	78.35	68.32	72.32	73.41	74.21	75.17	65.68	64.91	74.13	66.32	68.72
MnO	0.32	0.36	0.95	0.42	0.65	0.42	0.60	0.52	0.37	0.51	0.48
MgO	0.33	0.68	0.00	1.05	0.49	0.38	1.26	1.53	0.93	2.91	2.64
CaO	0.02	0.20	0.04	0.06	0.12	0.14	0.21	0.09	0.08	0.08	0.11
Total	91.57	92.06	91.99	91.89	90.72	91.13	92.49	93.79	93.82	94.29	94.29
Si	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Al	0.06	0.04	0.03	0.10	0.10	0.06	0.08	0.10	0.06	0.08	0.10
Cr	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02
Ti	0.32	0.62	0.53	0.41	0.39	0.40	0.67	0.69	0.49	0.62	0.55
Fe ₃	1.28	0.69	0.90	1.05	1.08	1.13	0.57	0.50	0.96	0.65	0.78

SumOkt ^a	1.67	1.37	1.47	1.58	1.60	1.60	1.32	1.31	1.51	1.37	1.45
Fe2	1.29	1.57	1.50	1.34	1.34	1.36	1.57	1.59	1.42	1.44	1.38
Mn	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.02	0.04	0.00	0.06	0.03	0.02	0.07	0.09	0.05	0.16	0.15
Sum Tetr ^b	1.33	1.62	1.53	1.42	1.39	1.40	1.67	1.69	1.49	1.62	1.54
Fe2O3	43.28	23.20	30.16	35.77	36.82	37.83	19.41	17.27	33.20	22.83	27.61
FeO	39.40	47.45	45.18	41.23	41.08	41.13	48.21	49.37	44.25	45.77	43.88
Total	95.91	94.39	94.93	95.37	95.39	94.88	94.40	95.49	97.14	96.57	97.03

^aSumme der Kationen in Oktaederposition

^bSumme der Kationen in Tetraederposition

Tab.5.5.2: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Ilmenit;

Probe	Ol-2	Ol-6	Ol-42	Ol-43b	Ol-47	Ol-64a	Hy-4	Hy11
SiO2	0.05	0.04	0.08	0.09	0.08	0.05	0.10	0.07
TiO2	48.63	48.87	48.09	50.03	48.87	50.19	47.99	50.02
Al2O3	0.06	0.15	0.11	0.04	0.03	0.14	0.13	0.08
Cr2O3	<0.02	0.09	0.08	0.06	0.17	0.14	<0.02	0.14
Fe2O3	6.99	6.97	7.70	3.17	6.40	5.80	9.74	3.78
FeO	40.22	39.75	38.87	42.28	39.23	38.12	37.39	43.09
MnO	0.57	0.49	0.46	0.45	0.57	0.62	0.52	0.42
MgO	1.64	2.01	2.09	1.34	2.20	3.52	2.91	1.22
Total	98.24	98.51	97.70	97.93	97.79	98.71	98.94	99.55
Anzahl der Kationen auf Basis von 36 O								
Si	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.21
Ti	11.17	11.15	11.06	11.59	11.22	11.29	10.84	11.33
Al	0.02	0.05	0.04	0.01	0.01	0.05	0.05	0.03
Cr	0.00	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.00	0.03
Fe3	1.61	1.59	1.77	0.73	1.47	1.31	2.20	0.86
Sum Okt ^a	12.82	12.83	12.92	12.38	12.76	12.69	13.13	12.46
Fe2	10.27	10.09	9.94	10.83	10.01	9.54	9.40	10.85
Fe tot	11.88	11.68	11.71	11.56	11.48	10.84	11.60	11.71
Mn	0.15	0.13	0.12	0.12	0.15	0.16	0.13	0.11
Mg	0.75	0.91	0.95	0.61	1.00	1.57	1.30	0.55
Sum Tetr ^b	11.17	11.13	11.02	11.56	11.16	11.26	10.83	11.51
Total	23.99	23.97	23.93	23.95	23.92	23.96	23.96	23.97

^aSumme der Kationen in Oktaederposition

^bSumme der Kationen in Tetraederposition

5.6 Spinell (Chromit)

Die Chromite (Spinell) kommen in einer Größenordnung von maximal 50 μm vor und sind regellos verteilt in der Matrix. Die Haupt- und Nebenelementzusammensetzung der Spinelle sind in Tabelle 5.6.1 angegeben. Hierbei handelt es sich aufgrund des überwiegenden Chrom- Gehaltes um Chromite genauer gesagt um Picotite. In Abbildung 5.6.1 ist ein idiomorpher Chromit aus der Probe Ol-47. Die Messergebnisse sind in der Tabelle 5.6.1 angegeben. Auffallend ist die starke Zonierung der Chromite, welche im Kern Fe-reicher als am Rand sind. Der Cr- Gehalt liegt zwischen 17.28- und 24.94 Gew. %. Der Totalgehalt, auch nach der Berechnung von FeO und Fe₂O₃, aller gemessenen Proben zwischen 96.11- und 97.93 Gew. % und ist somit sehr niedrig. Der Grund dafür liegt sehr wahrscheinlich in der Tatsache dass der Chromit während des Olivin Wachstums kristallisiert. Eisen in Dreiwertigen Form kann nicht in der Olivin Kristallstruktur eingebaut werden, wohl in der des Chromits. Weil dieser die einzige Phase ist welche gleichzeitig oder mit einer kurze Verzögerung nach dem Olivin zum kristallisieren beginnt, wird das vorhandene dreiwertige Fe in den Chromit eingebaut. Es wird daher vermutet dass Fe im Spinell in dreiwertiger Form liegt. Weitere Untersuchungen sind erforderlich um diese Vermutung zu bestätigen.

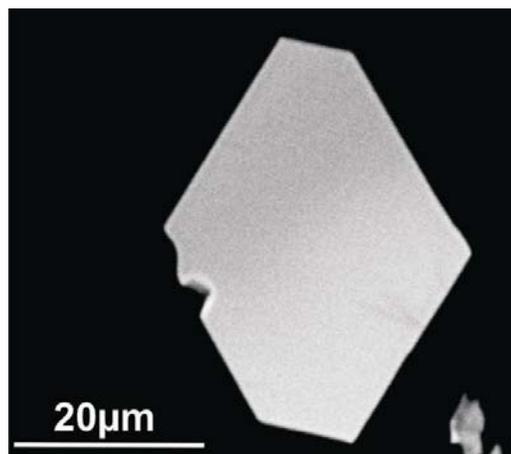


Abb. 5.6.1: Back scattered electron Aufnahme (BSE) von einem Chromit;

Tab.5.6.1: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Chromit;

Probe	Rand	Kern	Kern	Rand	Kern
SiO ₂	0.08	0.06	0.07	0.15	0.22
TiO ₂	8.20	9.18	12.44	15.02	6.16
Al ₂ O ₃	6.26	3.68	3.40	3.25	13.92
Cr ₂ O ₃	21.99	17.58	17.28	16.69	24.94
Fe ₂ O ₃	22.43	27.75	21.73	17.45	16.10
FeO	35.24	36.07	41.00	40.71	31.33
MnO	0.49	0.46	0.39	0.44	0.36
MgO	2.29	1.94	0.82	2.37	4.91
Total	97.00	96.77	97.12	96.11	97.93
Cr#	0.418	0.355	0.402	0.438	0.409

Anzahl der Kationen auf Basis von 32 O

	<NG	<NG	<NG	<NG	<NG
Si					
Al	0.27	0.16	0.15	0.14	0.57
Cr	0.64	0.52	0.52	0.50	0.68
Ti	0.23	0.26	0.35	0.43	0.16
Fe ₃	0.62	0.79	0.62	0.50	0.42
Sum Okt ^a	1.77	1.74	1.64	1.57	1.83
Fe ₂	1.09	1.14	1.30	1.28	0.90
Fe tot	1.71	1.92	1.92	1.78	1.32
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.13	0.11	0.05	0.13	0.25
Sum Tetr ^b	1.23	1.26	1.36	1.43	1.17
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00

^aSumme der Kationen in Oktaederposition

^bSumme der Kationen in Tetraederposition

6 Gesamtgesteinschemismus

Mit Hilfe der ICP-MS (Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry) und der RFA (Röntgenfluoreszenzanalyse) wurde der Gesamtgesteinschemismus jeder einzelnen Probe auf Haupt- und Nebenelemente sowie auch auf Spurenelemente analysiert. Die Analyseergebnisse sind in Tabelle 6.1.1, 6.1.2, 6.1.3 und 6.1.4 angegeben. Sie repräsentieren Proben aus dem östlichen Teil des Ola- Plateaus und aus dem nördlichen Teil des Hypotetica- Plateaus (Abb. 2.2.1/ 2.2.2 und 2.3).

Tab. 6.1.1: Gesamtgesteinschemismus
(RFA, ICP-MS, LOI= Loss on Ignition und Mg#=molares MgO/ MgO+ FeO);

Probe:	OL-1	OL-2	OL-3	OL-5	OL-6	OL-42	OL-43A	OL-43B	OL-44
Haupt- und Nebenelemente (Gew.%)									
SiO ₂	54	53.2	52.3	52.6	52.2	53.4	55.2	55.2	55.2
TiO ₂	1.18	1.3	1.35	1.37	1.88	1.68	1.54	1.54	1.54
Al ₂ O ₃	17.5	17	17.9	17.9	16.3	17	16.7	16.7	16.8
FeO*	7.7	8.5	8.7	8.8	9.5	9.1	8.2	8.2	8.5
MnO	0.12	0.14	0.13	0.14	0.16	0.22	0.12	0.12	0.16
MgO	5.3	6.3	5.2	5.3	5.5	4.9	4.4	4.2	4.2
CaO	8.4	7.9	8.3	8.1	7.6	7.7	6.6	6.6	7
Na ₂ O	3.4	3.3	3.3	3.6	3.1	3.4	3.4	3.4	3.3
K ₂ O	1.11	1.35	1.18	1.25	1.58	1.45	2.07	2.08	1.86
P ₂ O ₅	0.37	0.5	0.41	0.43	0.68	0.56	0.62	0.62	0.63
Total	98.98	99.51	98.8	99.39	98.5	99.45	98.9	98.64	99.26
Mg#	0.407	0.424	0.376	0.377	0.366	0.352	0.35	0.339	0.329
LOI	0.75	0.46	0.18	0.01	0.03	1.63	0.14	0.13	1.11
Spurenelemente (ppm)									
RFA									
Ba	493	577	488	513	709	629	747	757	750
Co	23.8	20.2	22.8	21	17.6	17.9	9.4	10.8	10.6
Cr	189	177	143	107	138	123	67.7	72.2	72.8
Cu	35.5	31.7	30.3	30	24.3	23.6	18.5	18.6	18.2
Ga	16.6	16.2	16.6	18.2	16.2	16.7	15.6	16.1	16
Mo	0.9	1.1	0.9	0.9	1.1	0.9	0.8	0.8	1.1
Nb	4.4	6.4	6.1	6.9	10.6	8.7	10.9	11	11.6
Ni	74.2	58.2	43	34.9	44.2	39.3	13.3	12.8	11.4
Pb	11.4	12.1	9.6	10.8	13.8	14	15.5	17.2	15.2
Rb	16.9	25.9	20.9	23.7	41.7	39.7	56.1	56.5	48
Sc	29.5	27.8	30.4	29.2	30.9	28.7	27.7	28.2	26.7
Sr	739	697	712	742	613	589	555	554	562
V	186	168	210	198	170	162	148	150	149

W	3.4	3.7	2	3.7	2.4	1.2	1.6	2.5	2.6
Y	21.4	23.4	21.2	21.3	33.1	28.4	30.2	30.5	31.2
Zn	90.4	103	118	112	121	106	113	115	116
Zr	128	156	150	152	220	200	258	259	269
Y	19.8	22	19.9	19.7	31.9	27.3	28.9	29.1	29.9
ICP-MS									
La	22.3	24.7	21.8	21.8	30	27.1	33.8	34	35.3
Ce	48.2	54.6	48.3	48.3	67.6	60.4	73.7	74.1	77.1
Pr	6	6.9	6.14	6.18	8.85	7.74	9.29	9.38	9.65
Nd	24.5	28.1	25	25.1	36.3	31.7	37.6	37.9	39.3
Sm	5.02	5.69	5.23	5.17	7.87	6.7	7.53	7.59	7.83
Eu	1.52	1.69	1.6	1.61	2.27	1.89	1.97	1.95	1.97
Gd	4.47	5.1	4.65	4.72	7.24	6.18	6.84	6.85	7.01
Tb	0.61	0.69	0.64	0.64	1	0.85	0.91	0.93	0.95
Dy	3.37	3.74	3.45	3.4	5.44	4.62	4.91	4.93	5.14
Ho	0.67	0.75	0.66	0.66	1.07	0.91	0.97	0.97	1
Er	1.78	2.02	1.78	1.72	2.79	2.42	2.58	2.57	2.68
Tm	0.25	0.28	0.24	0.23	0.39	0.34	0.36	0.36	0.37
Yb	1.68	1.89	1.61	1.56	2.57	2.21	2.36	2.36	2.46
Lu	0.23	0.26	0.22	0.21	0.36	0.31	0.32	0.33	0.34
Hf	4.83	4.98	5.03	4.98	5.37	5.13	6.32	5.5	5.5
Ta	0.17	0.24	0.22	0.23	0.33	0.3	0.32	0.33	0.33
Th	3.69	3.09	2.64	2.49	4.06	4.26	5.44	5.4	5.1
U	0.97	0.81	0.62	0.61	0.95	1.05	1.3	1.29	1.18

FeO*= Fe total

Fortsetzung;

Probe:	OL-45	OL-46	OL-47	OL-48	OL-51	OL-52	OL-53	OL-61	OL-62
Haupt- und Nebenelemente (Gew.%)									
SiO2	55	50.6	54.8	55.8	55.6	55.5	54.4	50.7	50.8
TiO2	1.6	2	1.81	1.52	1.56	1.55	1.67	2.07	2.07
Al2O3	17	16.7	16.8	16.8	16.8	16.7	16.5	16	16.2
FeO*	8.2	10.1	7.9	8.1	8	8.1	8.8	10.6	10.5
MnO	0.12	0.17	0.1	0.13	0.13	0.13	0.16	0.17	0.19
MgO	3.8	5.6	3.9	3.8	4.2	4.1	4.1	5.7	5.7
CaO	6.7	7.7	7.1	6.7	6.4	6.5	7.2	8	8.2
Na2O	3.3	3.2	3.5	3.5	3.5	3.5	3.3	3.3	3.3
K2O	2.08	1.72	2.07	1.83	1.98	1.93	1.61	1.47	1.39
P2O5	0.7	0.6	0.7	0.63	0.63	0.63	0.76	0.71	0.71
Total	98.51	98.51	98.57	98.77	98.84	98.58	98.58	98.69	99

Mg#	0.315	0.358	0.331	0.318	0.344	0.338	0.319	0.35	0.354
LOI	0.38	0.37	2.34	0.43	1.28	1.18	3.18	2.7	2.63

Spurenelemente (ppm)

RFA

Ba	790	713	777	762	750	744	885	730	756
Co	10.3	19.7	9.7	8.4	9.3	9	8.8	20.2	20.1
Cr	75.6	59	90.9	66	71.4	67.4	81.5	126	122

Cu	18	25.6	25.1	19.7	18.1	19.7	18.3	25.3	26.3
Ga	16	15.7	16.4	17.2	16.3	16.8	15.4	15.8	15.6
Mo	1.5	1.2	1.4	1.9	1.7	1.5	1.3	1.2	0.8
Nb	13.4	9.2	14.1	12.2	11.1	11.1	14.7	10.1	9.8
Ni	9.5	29	27.3	12	11.2	10.8	12.9	46.3	45.8
Pb	15.9	11.4	14.8	17.2	15.7	16.3	16.8	13.5	13
Rb	53.2	45.1	49.7	43.9	44.2	42.6	65.3	27.9	24.7
Sc	29.2	28.1	27.4	26.6	26	25.2	26.4	29.4	29.6
Sr	529	593	538	608	608	611	555	567	582
V	151	145	147	146	160	156	148	151	150
W	3.2	1.3	3.1	3.6	2.8	3.4	1.5	5	1.9
Y	34.4	31.4	35.1	30.3	30.3	29.8	33.2	32.8	32.5
Zn	128	110	118	124	121	121	132	121	119
Zr	309	199	304	290	280	278	307	227	222
Y	33.1	34.3	29.5	29.1	28.5	28.5	32	30.6	30.9
ICP-MS									
La	38.3	33.3	31.5	36.5	35.2	35.2	38.6	27.1	27.1
Ce	84.5	74.4	69.4	80.5	78.3	77.6	85.1	62.1	61.9
Pr	10.7	9.62	8.81	10.1	9.84	9.78	10.8	8.18	8.21
Nd	43.4	39.3	35.6	40.7	39.6	39.6	43.8	33.5	33.6
Sm	8.61	8.42	7.22	8	7.78	7.8	8.71	7.46	7.42
Eu	2.14	2.46	1.84	2.04	2.03	2.04	2.18	2.2	2.26
Gd	7.69	7.73	6.72	7.14	6.98	6.95	7.83	6.92	6.95
Tb	1.05	1.07	0.92	0.95	0.92	0.93	1.04	0.96	0.97
Dy	5.67	5.85	4.98	5.02	4.92	4.96	5.48	5.24	5.31
Ho	1.11	1.15	0.99	0.96	0.96	0.96	1.06	1.03	1.04
Er	2.98	3.1	2.62	2.55	2.56	2.54	2.83	2.76	2.73
Tm	0.43	0.43	0.37	0.36	0.35	0.35	0.4	0.39	0.39
Yb	2.76	2.79	2.41	2.36	2.33	2.3	2.6	2.49	2.48
Lu	0.39	0.38	0.34	0.33	0.32	0.31	0.36	0.35	0.33
Hf	5.67	5.93	4.91	5.55	5.64	6.51	5.69	5.15	5.27
Ta	0.39	0.36	0.33	0.33	0.31	0.31	0.38	0.31	0.31
Th	5.05	4.7	3.79	5.32	5.13	5.09	4.45	3.34	3.38
U	1.21	0.97	0.91	1.19	1.14	1.14	1.1	0.81	0.84

FeO*= Fe total

Fortsetzung;

Probe:	OL-63	OL-64A	OL-64B	OL-65	HY-1	HY-2	HY-3	HY-4	HY-5
Haupt- und Nebenelemente (Gew.%)									
SiO2	50.5	51.9	51.5	53.5	53.6	52.6	50	50.6	51.6
TiO2	2.07	2.31	2.32	1.88	2.01	2.11	1.4	1.39	1.48
Al2O3	16.1	17.6	17.6	16.6	16.5	16.3	17.8	17.9	17.4
FeO*	10.3	9.6	10.7	9.3	9.6	9.8	9.2	9.6	8.6
MnO	0.16	0.12	0.17	0.16	0.16	0.18	0.19	0.17	0.16
MgO	6	3.5	3.2	3.7	3.9	4.6	6.1	5.8	5.8
CaO	8	7.9	7.3	7.6	7.3	7.3	9.9	9.6	10
Na2O	3.2	3.6	3.5	3.7	3.4	3.4	3	3	3
K2O	1.36	1.74	1.74	1.47	1.35	1.54	0.77	0.9	0.92

P2O5	0.72	0.86	0.84	0.75	0.69	0.75	0.34	0.35	0.45
Total	98.47	98.98	98.87	98.68	98.6	98.61	98.67	99.36	99.36
Mg#	0.369	0.268	0.231	0.283	0.291	0.318	0.399	0.376	0.406
LOI	1.56	1.96	3.84	3.91	1.49	0.66	0.41	0.4	0.6
Spurenelemente (ppm)									
RFA									
Ba	730	864	847	813	841	887	344	336	382
Co	20.1	13.3	11	12.5	11.9	11.8	23.1	22.5	19.4
Cr	131	70.3	81	73.9	63	71.9	37.7	38.5	95.9
Cu	29	24.1	24.3	21.5	21.6	22.4	17	16.9	16
Ga	15.3	16.5	16.3	15.3	16	16.1	16.8	17	16.6
Mo	1.4	1.5	1.2	1.4	1.5	1.2	0.8	0.3	1
Nb	10.6	13.1	12.3	12.9	10.9	13.9	4.7	4.4	6
Ni	47.5	22.8	26.2	16.7	17.3	23.6	3.7	2.8	3.5
Pb	12.3	13.7	14.6	13.1	13.4	13.3	7.8	6.9	7.4
Rb	24.1	33.2	41.1	93.3	57.4	46.2	10.4	18.9	17.8
Sc	28.9	35.7	33	28.9	29.1	29.8	41.8	40.4	39.4
Sr	577	636	625	566	594	598	675	662	894
V	156	157	167	148	166	161	232	225	226
W	0.2	0.3	1	2.2	0.8	3	2	5.2	0.6
Y	32.8	35.5	34.7	33.3	32.7	35.1	28.8	28.1	27.7
Zn	122	111	126	120	130	125	86.5	88.5	85.5
Zr	232	275	263	277	228	262	145	144	150
Y	31.7	33.6	32.8	31.7	31.1	33.3	27.4	27.3	26.2
ICP-MS									
La	27.8	34.6	32.7	33.2	30	33.4	16.3	16.3	19.9
Ce	63.8	79	74.8	74.6	66.1	73.9	38.4	38.3	46.3
Pr	8.47	10.4	9.77	9.52	8.52	9.55	5.09	5.08	6.07
Nd	34.6	42	40.04	38.82	34.94	39	20.65	20.61	24.49
Sm	7.64	9.06	8.65	8.11	7.51	8.28	4.72	4.7	5.21
Eu	2.28	2.57	2.49	2.22	2.24	2.39	1.53	1.51	1.66
Gd	7.12	8.18	7.89	7.47	7.09	7.74	4.81	4.77	5.09
Tb	1	1.11	1.08	1.02	0.98	1.07	0.73	0.73	0.74
Dy	5.45	5.92	5.76	5.45	5.26	5.77	4.35	4.34	4.26
Ho	1.07	1.12	1.12	1.06	1.04	1.13	0.93	0.92	0.88
Er	2.8	2.95	2.9	2.82	2.73	2.95	2.56	2.58	2.41
Tm	0.4	0.41	0.41	0.4	0.39	0.41	0.38	0.39	0.35
Yb	2.58	2.64	2.62	2.61	2.47	2.66	2.48	2.48	2.31
Lu	0.36	0.37	0.36	0.36	0.35	0.37	0.36	0.36	0.33
Hf	5.22	5.56	5.43	5.56	5.27	5.42	4.97	4.89	4.89
Ta	0.32	0.38	0.35	0.36	0.3	0.4	0.16	0.17	0.19
Th	3.46	3.82	3.7	3.87	5.58	4.49	1.71	1.71	1.67
U	0.85	0.93	0.89	0.89	0.86	0.84	0.41	0.44	0.43

FeO*= Fe total

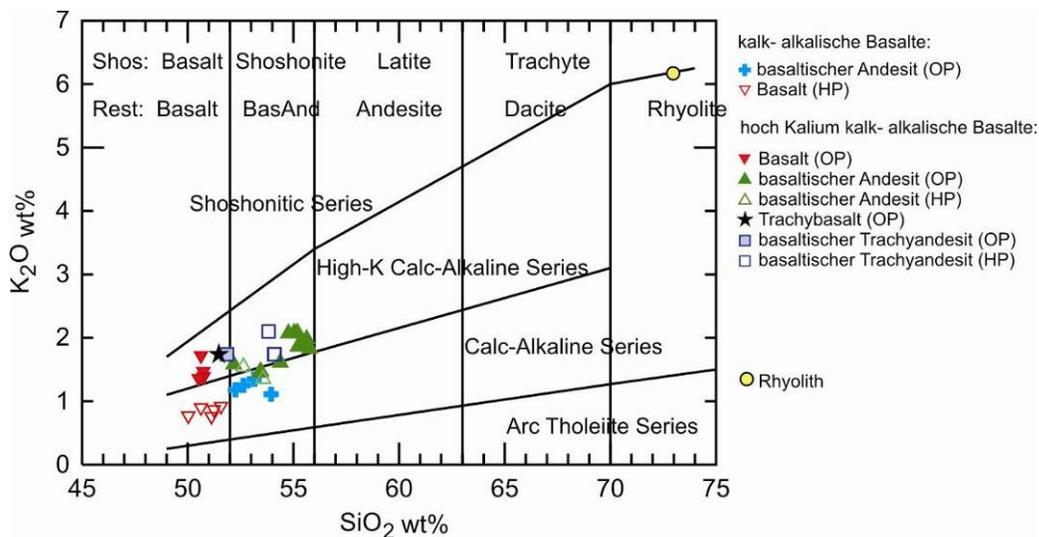
Fortsetzung;

Probe:	HY-6	HY-7	HY-9	HY-10	HY-11	OL-41
Haupt- und Nebenelemente (Gew.%)						
SiO ₂	51.2	51.1	54.1	54.1	53.8	73
TiO ₂	1.51	1.47	1.86	1.88	1.85	0.15
Al ₂ O ₃	17.2	17.3	16.4	16.6	16.2	14.1
FeO*	8.7	8.6	9.5	9.3	9.4	2.21
MnO	0.18	0.17	0.16	0.17	0.16	0.01
MgO	6.1	6.1	3.9	3.8	4.01	0.35
CaO	10	10.1	7.1	7.2	6.9	0.56
Na ₂ O	3	3.1	3.6	3.6	3.5	2.19
K ₂ O	0.87	0.76	1.74	1.74	2.1	6.3
P ₂ O ₅	0.46	0.45	0.94	0.94	0.93	0.04
Total	99.3	99.17	99.25	99.4	98.79	98.85
Mg#	0.409	0.416	0.291	0.292	0.3	0.135
LOI	0.79	0.68	0.53	0.55	0.16	1.31
Spurenelemente (ppm)						
RFA						
Ba	395	370	924	921	924	710
Co	18.9	20.2	6.6	7.7	6.7	<1
Cr	103	122	61	61.5	57.4	<1
Cu	15.1	16.2	21.5	21.6	21.1	6.8
Ga	16	16.2	15.7	16.2	16.1	13.7
Mo	1.3	1.1	1.5	1.4	1.6	1.7
Nb	6.3	5.9	19	19	18.8	5.8
Ni	3.3	2.3	12	10.9	11	1
Pb	8.3	7.3	17.7	15.8	17.6	28.2
Rb	22.1	22.7	53.1	46.5	56.3	207
Sc	38	39.9	28.9	27.8	28.3	1.7
Sr	898	898	575	582	552	53.2
V	235	239	148	153	148	<1
W	1.5	1.8	1.5	4.7	3	2.1
Y	28.5	27.4	40.2	40.3	40.5	21.2
Zn	86.7	87.5	142	141	146	53.1
Zr	151	148	401	404	401	163
Y	26.7	26.4	38.7	38.7	39.9	19.2
ICP-MS						
La	20.3	19.9	48.4	48.6	49.8	28.7
Ce	47.5	46.4	107	108	110	63
Pr	6.17	6.04	13.5	13.6	13.9	6.09
Nd	25.01	24.42	54.68	54.7	56.2	25.9
Sm	5.35	5.18	10.6	10.8	11	4.07
Eu	1.69	1.67	2.53	2.56	2.58	0.56
Gd	5.21	5.09	9.61	9.51	9.91	3.62
Tb	0.76	0.74	1.26	1.27	1.29	0.52
Dy	4.36	4.33	6.69	6.67	6.85	2.87
Ho	0.9	0.89	1.29	1.3	1.33	0.58

Er	2.46	2.44	3.44	3.44	3.52	1.65
Tm	0.37	0.35	0.47	0.48	0.48	0.26
Yb	2.38	2.32	3.07	3.07	3.19	1.84
Lu	0.33	0.33	0.43	0.44	0.44	0.25
Hf	5.07	4.93	5.96	5.97	6.16	5.08
Ta	0.19	0.19	0.47	0.47	0.49	0.3
Th	1.71	1.67	4.73	4.71	4.91	17.2
U	0.42	0.43	1.12	1.1	1.16	3.68
<hr/>						
FeO*= Fe total						

6.1 Klassifikation

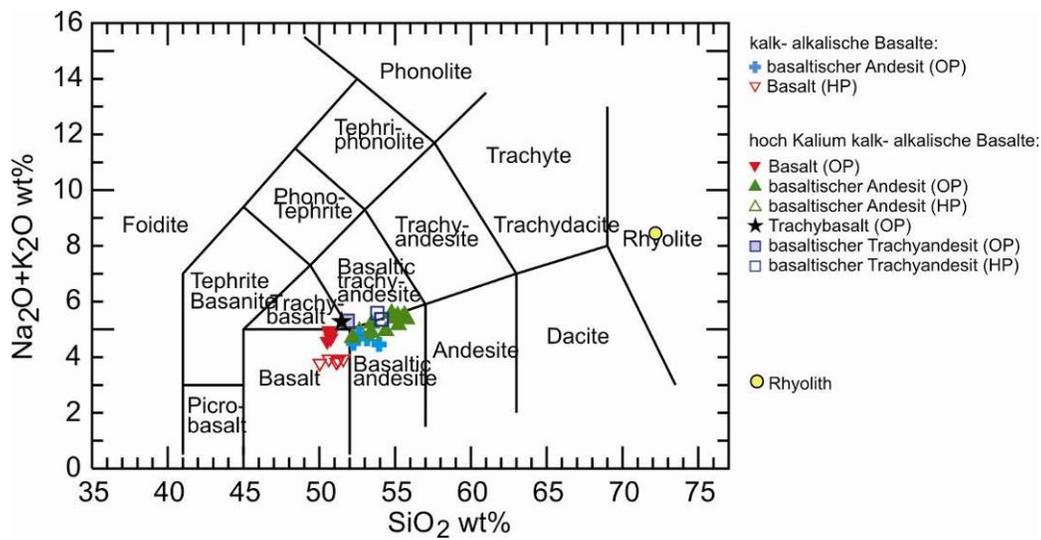
Aufgrund der etwas unterschiedlichen chemischen Zusammensetzung lassen sich diese Basalte, in zwei Gruppen unterteilen. Nach der Klassifikation von Peccerillo und Taylor, 1976, werden sie in kalk-alkalische und hoch-Kalium- kalk-alkalische Gesteine klassifiziert (Abb. 6.1.1). Dies erfolgt durch den Eintrag von SiO₂ (50.03- 55.77 Gew. %) gegen den Kaliumgehalt der zwischen 0.76 und 2.10 Gew. % liegt. Bei den kalk-alkalischen Proben handelt es sich um basaltische Andesite aus dem Ola- Plateau und Basalte aus dem Hypotetica- Plateau, deren K₂O-Gehat zwischen 1.35 und 0.76 Gew. % liegt. Bei den hoch Kalium- kalk-alkalischen Proben handelt es sich um Basalte, basaltische Andesite, Trachybasalte und basaltische Trachyandesite aus dem Ola- Plateau und basaltische Andesite und basaltische Trachyandesite aus dem Hypotetica- Plateau mit einem K₂O- Gehalt von 1.35- bis 2.10 Gew. %. Der Rhyolith, mit einem SiO₂- Gehalt von 72,97 Gew. % und einem K₂O-Gehalt von 6.27 Gew. %, zählt in dieser Sequenz zu dem postmagmatischen bzw. letzten Ereignis im Ola- Plateau. Er tritt als über 20- 30 km langer und 4 m breiter Dyke auf und durchschneidet alle basaltischen Lavafloes vertikal bis nach oben hin durch. Aufgrund seiner Zusammensetzung befindet sich dieser im dafür vorgesehenen oberen rechten Diagrammbereich.



- ◆ OI-1, OI-2, OI-3, OI-5,
- ▽ Hy-3, Hy-4, Hy-5, Hy-6, Hy-7
- ▼ OI-46, OI-61, OI-62, OI-63
- ▲ OI-6, OI-42, OI-43A, OI-43B, OI-44, OI-45,
OI-47, OI-48, OI-51, OI-52, OI-53, OI-65
- △ Hy-1, Hy-2
- ★ OI-64A
- OI-64B
- Hy-9, Hy-10, Hy-11

Abb. 6.1.1: SiO_2 gegen K_2O (Gew. %) nach Peccerrillo & Taylor, 1976;

Das TAS (Total Alkaline Silica) Diagramm nach Le Bas et. al., 1986, teilt die Proben aufgrund ihres Na_2O und K_2O - Gehaltes in unterschiedliche Basalttypen auf. Somit lassen sich diese zwei Gruppen in vier unterschiedliche Basalttypen (Basalt, basaltischer Andesit, Trachybasalt und basaltischer Trachyandesit) separieren (siehe Abb. 6.1.2). Die kalk-alkalischen basaltischen Gesteine, treten einerseits als Basalte im Hypotetica- Plateau auf, andererseits als basaltische Andesite im Ola- Plateau. Jedoch die hoch Kalium- kalk-alkalischen basaltischen Gesteine zeigen im Hypotetica- Plateau eine basaltisch- andesitische und basaltisch trachyandesitische Zusammensetzung. Die K_2O -reichen Proben im Ola- Plateau treten als Basalte, basaltische Andesite, Trachybasalt und basaltische Trachyandesite auf.



- ◆ OI-1, OI-2, OI-3, OI-5,
- ▽ Hy-3, Hy-4, Hy-5, Hy-6, Hy-7
- ▼ OI-46, OI-61, OI-62, OI-63
- ▲ OI-6, OI-42, OI-43A, OI-43B, OI-44, OI-45, OI-47, OI-48, OI-51, OI-52, OI-53, OI-65
- △ Hy-1, Hy-2
- ★ OI-64A
- OI-64B
- Hy-9, Hy-10, Hy-11

Abb. 6.1.2: Das TAS- Diagramm (Total Alkaline- Silica) nach LeBas et. al., 1986;

6.2 Hauptelemente

Das Hauptaugenmerk der untersuchten Gesteine ist auf den niedrigen MgO- Gehalt zu legen. Dieser variiert zwischen 6.29- und 3.21 Gew. % und deutet somit auf hochdifferenzierte Laven hin. Eine relativ große Variation des K_2O - Gehaltes (K_2O variiert zwischen 0.76 und 2.11 Gew. %) lässt diese Laven wie bereits erwähnt in Kapitel 5 und 6.1 in hoch Kalium- kalk-alkalische und kalk-alkalische Basalte einteilen. Auffallend in Abbildung 6.2.1 (a bis g) sind die beiden Proben Ol-64 A und Ol-64 B (Trachybasalt und basaltischer Trachyandesit, im Kreis dargestellt), die einen anderen Trend vorweisen als die übrigen Proben. Diese beiden Proben (Ol-64 A/ B) besitzen den niedrigsten MgO- Gehalt von 3.50- und 3.21 Gew. % und höchsten TiO_2 - Gehalt von 2.31- und 2.32 Gew. %. In Abbildung (a) wird ersichtlich, dass bei allen Proben (mit Ausnahme von Ol-64 A/ B) ein Anstieg des SiO_2 - Gehaltes von 50.03- bis 55.77 Gew. % in Verbindung mit abnehmenden MgO- Gehalt von 6.29- auf 3.21 Gew. % steht. Mit zunehmenden K_2O - von 1.11- bis 2.10 Gew. %, Na_2O - von 3.01- bis 3.74 Gew. %, P_2O_5 - von 0.34- bis 0.94 Gew. % und TiO_2 - Gehalt von 1.18- bis 2.32 Gew. % sinkt der MgO- Gehalt sowohl in den hoch Kalium- kalk-alkalischen als auch in den kalk-alkalischen Basalten (siehe Abb. 6.2.1, c, e, f, g). Der CaO- Gehalt variiert zwischen 10.08- und 6.44 Gew. % und zeigt keine deutliche positive oder negative Korrelation mit abnehmenden MgO, wobei die kalk-alkalischen Basalte des Hypotetica- Plateaus den höchsten CaO- Gehalt von 10.08 bis 9.55 Gew. % und die basaltischen Andesite des Ola- Plateaus den niedrigsten CaO- Gehalt von 6.48- bis 7.72 Gew. % besitzen (Abb. 6.2.1 (d)). Der Al_2O_3 -Gehalt zeigt im Korrelationsdiagramm gegen den MgO- Gehalt ebenfalls keinen eindeutigen Trend (Abb. 6.2.1 (b)). In den hoch Kalium- kalk-alkalischen Basalten variieren die Al_2O_3 Konzentrationen von 16.01- bis 17.62 Gew. % und in den kalk-alkalischen Basalten zwischen 17.03- bis 17.92 Gew. %.

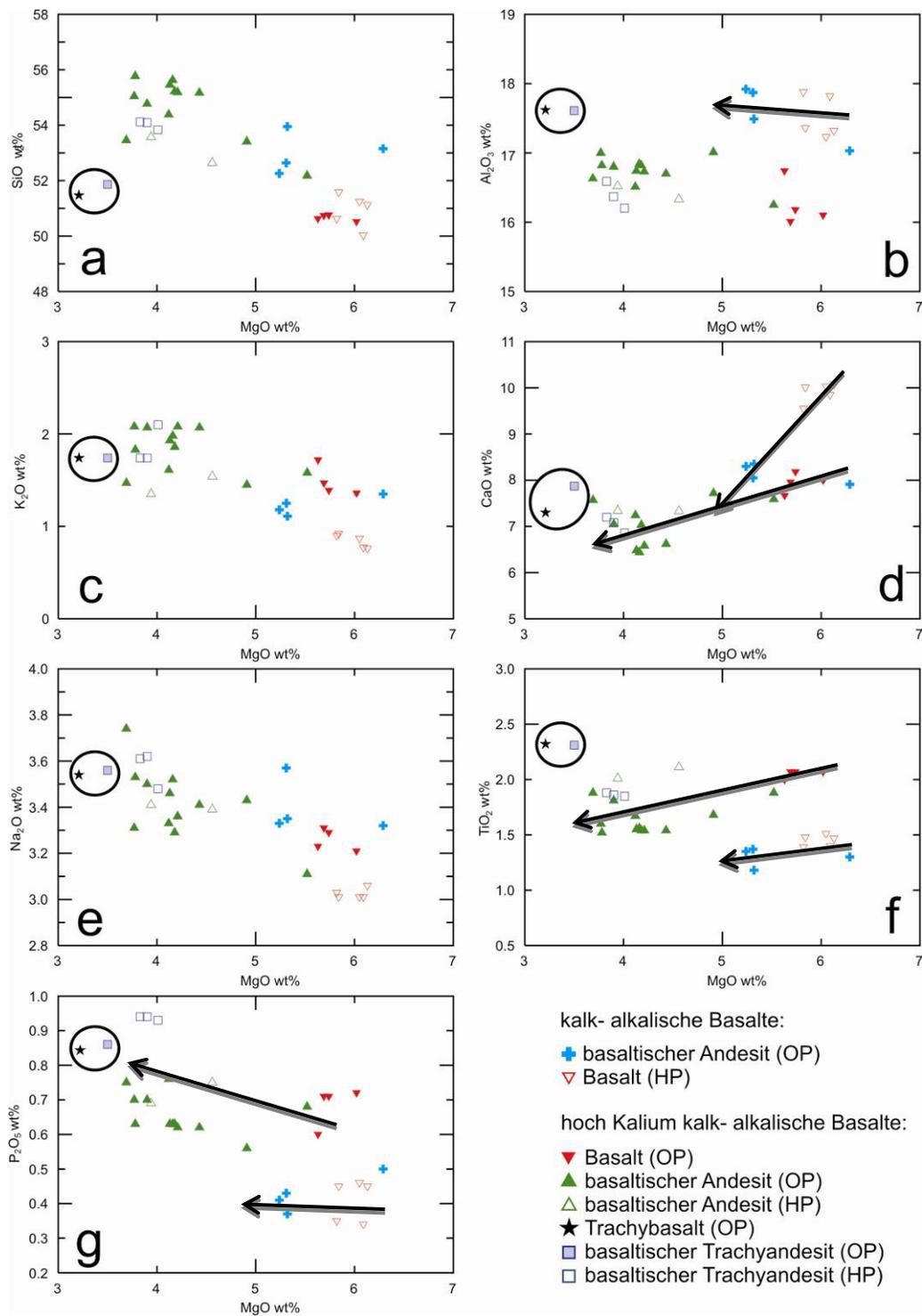
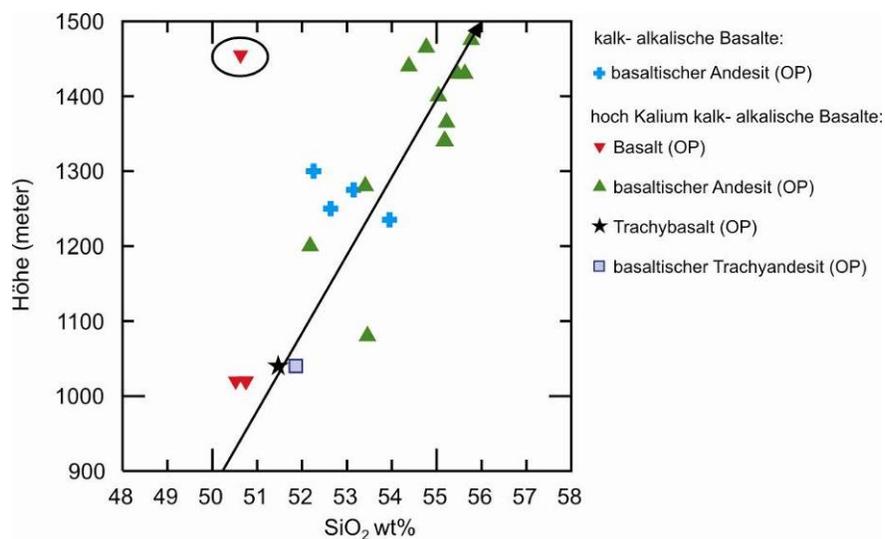


Abb. 6.2.1: Variationsdiagramm für OP (Ola Plateau)- und HP(Hypohetica)- Basalte; Hauptelemente gegen MgO in Gew. %;

Korreliert man die Höhe der gesammelten Proben aus dem Ola- Plateau, so wird in Abb.6.2.2 ersichtlich, dass mit zunehmender Höhe der SiO_2 - Gehalt von 50.52- bis 55.77 Gew. % relativ geradlinig ansteigt. Das bedeutet, dass die magmatische Differentiation der einzelnen Proben von unten (~ 1000 m) nach oben hin (~ 1455 m) stetig angestiegen ist und die am höchst gelegenen Proben am stärksten fraktioniert wurden (mit Ausnahme eines Basaltes aus dem Ola- Plateau). Hierbei handelt es sich um einen Gang (Ol-46) aus dem obersten Bereich in einer Höhe von etwa 1455 Metern.



- Ol-1, Ol-2, Ol-3, Ol-5,
- Ol-46, Ol-61, Ol-62, Ol-63
- Ol-6, Ol-42, Ol-43A, Ol-43B, Ol-44, Ol-45, Ol-47, Ol-48, Ol-51, Ol-52, Ol-53, Ol-65
- ★ Ol-64A
- Ol-64B

Abb. 6.2.2: Zeigt eine positive Korrelation von SiO_2 gegen die Höhe (meter) der gesammelten Proben aus dem Ola- Plateau (OP), mit Ausnahme von Ol-46 (schwarzer Kreis);

6.3 Spurenelemente

6.3.1 Kompatible Elemente

Die kompatiblen Spurenelemente, reichern sich besonders in festen Phasen an. Der Verteilungskoeffizient (K_D) ist daher größer als 1 [$(K_D = C_S/C_L)$, (C_L ...concentration liquid und C_S ...concentration solid)] (Winter 2001). Die Abbildung 6.3.1 zeigt deutlich, dass mit abnehmenden MgO- Gehalt von 6.29- bis 3.21 Gew. % die kompatiblen Elemente wie Cr (189.3- bis 38.5 ppm), Cu (35.5- bis 15.1 ppm), Co (23.8- bis 6.7 ppm) und Ni (74.2- bis 2.3 ppm) ebenfalls stark abnehmen. Die Basalte des Hypotetica- Plateaus, Hy-3, Hy-4, Hy-5, Hy-6, und Hy-7 (im Kreis dargestellt) weichen im Diagrammfeld b und c vom Trend deutlich ab. Diese zeigen mit hohem MgO- Gehalt von 6.13- bis 5.82 Gew. % sehr niedrige Ni- und Cu- Konzentrationen an. Eine Entmischung von Cu- und Ni- reichen sulfidischen Schmelzen während der magmatischen Entwicklung ist für die Verarmung dieser Elementen an den obengennanten Proben verantwortlich (siehe Abb. 6.3.1, b, c).

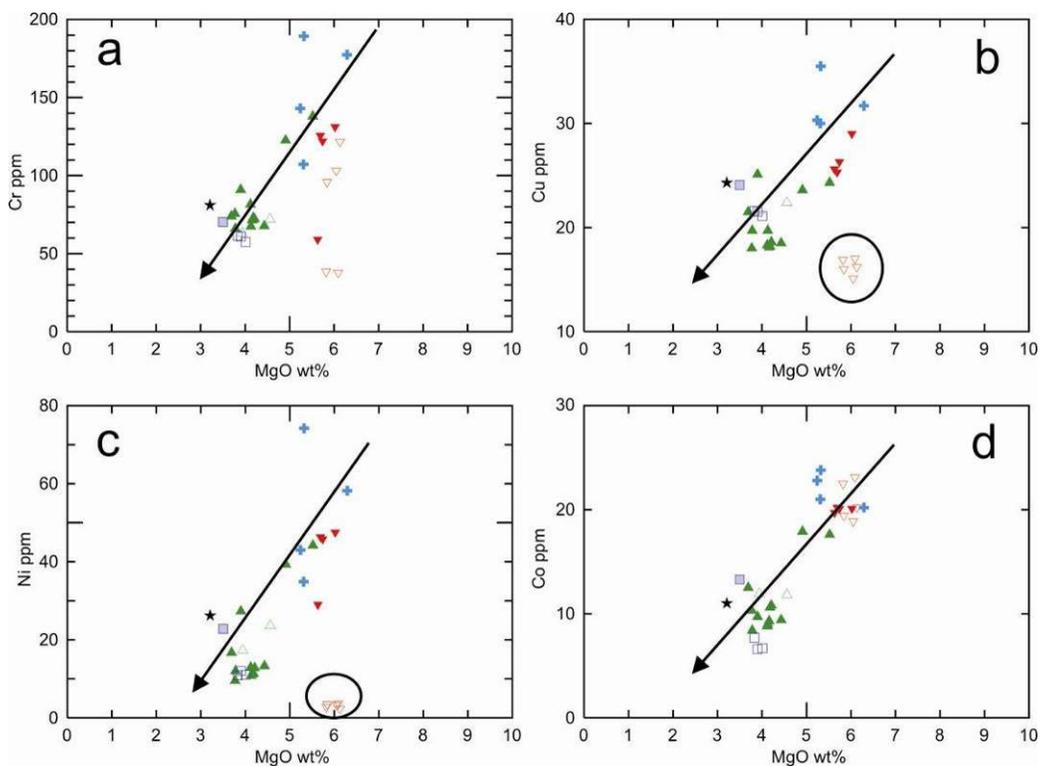


Abb. 6.3.1.1: Kompatible Spurenelementverteilung von Cr, Cu, Ni, Co in ppm gegen MgO (Gew. %), zeigen starke Variationen der Hypotetica- Plateau Basalte an (im Kreis dargestellt).

6.3.2 Inkompatible Elemente

Die inkompatiblen Elemente werden für gewöhnlich in zwei Untergruppen, basierend nach ihrem Verhältnis zwischen Ladungszahl und Ionenradius, unterteilt. Die mit kleineren Ionenradius, aber mit höherer Ladungszahl, werden High Field Strength Elements (HFSE) genannt und beinhalten die seltenen Erdelemente (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu^{3+} , Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) und Th, U, Pb^{4+} , Zr, Hf, Ti, Nb und Ta.

Die andere Gruppe, beinhaltet die niedrig geladenen aber dafür mit höheren Ionenradius versehenen Elemente, die als Large Ion Lithophile Elements (LILE) bezeichnet werden. Die LIL- Elemente (K, Rb, Cs, Ba, Pb^{2+} , Sr, Eu^{2+}) verhalten sich generell, vor allem wenn fluide Phasen mit einbezogen werden, sehr mobil. Die inkompatiblen Spurenelemente, reichern sich primär in der Schmelze an, als in festen Phasen. Der Verteilungskoeffizient K_D ist in diesem Fall kleiner als 1. Die seltenen Erdelemente (SEE) reichen von La bis Lu (Ordnungszahl 57 bis 71) und werden aufgrund ihres ähnlichen chemischen und physikalischen Verhaltens als kohärente Serie („Lanthanid Serie“) bezeichnet ([Winter 2001](#)). In Tabelle 6.4.1 sind die seltenen Erdelementzusammensetzungen der Ola- und Hypotetica- Plateaubasalte und des Rhyolithes (OI-41) angegeben.

Die seltenen Erdelemente normiert auf den primitiven Erdmantel nach [Sun and McDonough 1995](#), werden in Abbildung 6.3.2.1 und 6.3.2.2 dargestellt. Dabei sind diese auf einer logarithmischen Skala aufgetragen wobei deren Kompatibilität von links nach rechts ansteigt. Die LREE sind im Bezug zu den HREE sehr stark angereichert (siehe Abbildung 6.3.2.1 und 6.3.2.2). Der Grad dieser Anreicherung wird konventionell über das $(\text{La}/\text{Yb})_N$ Verhältnis ausgedrückt. Die Gruppe der kalk-alkalischen Basalte des Hypotetica- Plateaus weisen eine signifikante Anreicherung der HREE gegenüber den HREE der basaltischen Andesite des Ola- Plateaus auf und besitzen daher ein geringeres $(\text{La}/\text{Yb})_N$ Verhältnis von 4.8 bis 6.1. Das $(\text{La}/\text{Yb})_N$ Verhältnis der kalk-alkalischen basaltischen Andesite des Ola- Plateaus ist größer und liegt zwischen 9.2 und 10.1 (Abb. 6.3.2.1). Das $(\text{La}/\text{Yb})_N$ Verhältnis der hoch Kalium- kalk-alkalischen Basalten variiert zwischen 6.8 und 11.1 (Abb. 6.3.2.2). Ein wesentlicher Unterschied

zwischen den beiden Gruppen spiegelt das EU nieder. Dieses zeigt bei den kalk-alkalischen Basalten (Abb. 6.3.2.1) weder einen positiven noch einen negativen Trend und schließt eine dominierende Plagioklasfraktionierung somit aus. Das Eu, der hoch Kalium- kalk-alkalischen Basalten hingegen verhält sich deutlich, im Vergleich zu den benachbarten Elementen, negativ und steht daher in Verbindung mit Plagioklasfraktionierung. Dies wird durch das Sr, das ebenfalls eine deutliche negative Anomalie zeigt (siehe Abb.6.3.2.2) bestätigt. Die Parallelität der REE-Muster deuten darauf hin, dass alle Proben aus der selben Magmakammer stammen. Sie sind durch fraktionierte Kristallisationprozesse unterschiedlichen Grades in einer Magmakammer, welche sich in der Kruste, in einer geringen Tiefe befand, entstanden. Die Abb. 6.3.2.2 zeigt, dass nicht alle Proben die gleiche Plagioklasfraktionierung erfahren haben. Die Proben Hy-9, Hy-10 und Hy-11, besitzen die stärksten negativen Eu-Anomalien und haben somit die höchste Plagioklasfraktionierung erfahren.

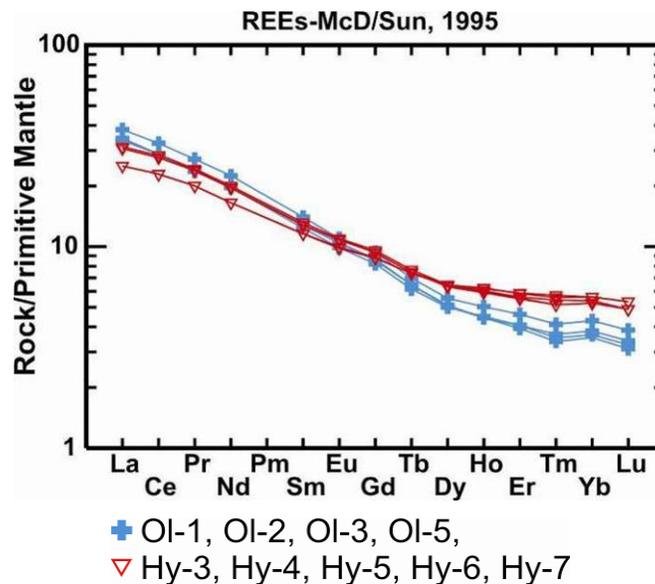


Abb. 6.3.2.1: Konzentration der Seltenenerdelemente (REE), der kalk-alkalischen basaltischen Andesite (Ol) und Basalte (Hy), normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels (Sun and Mc Donough, 1995);

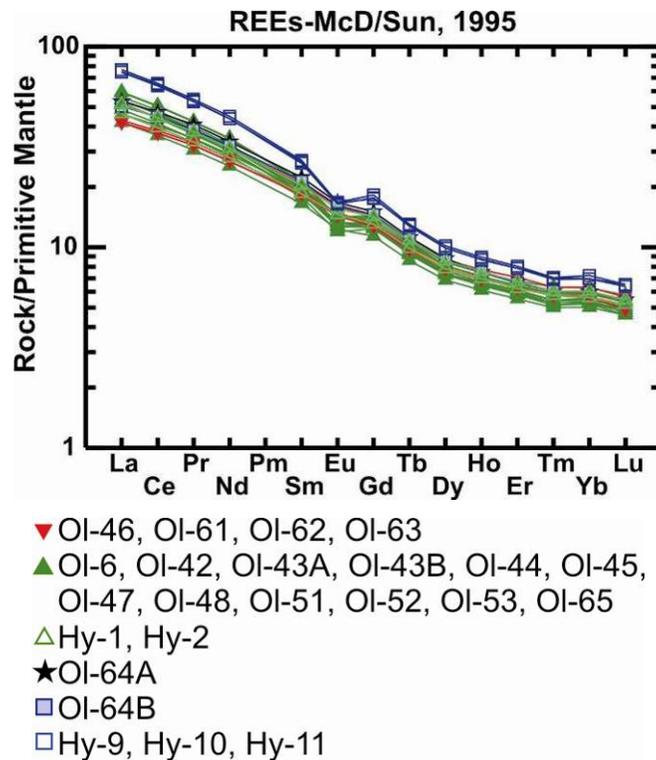


Abb. 6.3.2.2: Konzentration der Seltenenerdelemente (REE), der hoch Kalium- kalk-alkalischen Basalte, basaltischen Andesite, Trachybasalte basaltischen Trachyandesiten (OI) und basaltischen Andesite und basaltischen Trachyandesite (Hy), normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels (Sun and Mc Donough, 1995);

In Abbildung 6.3.2.3 und 6.3.2.4 werden die Gehalte der inkompatiblen Spurenelemente aus der Gesteinsanalyse auf das sogenannte „Spiderdiagramm“ (Multielement-Diagramm) normiert auf den primitiven Erdmantel aufgetragen ([Erdmantel-Normierungswerte nach Sun and Mc Donough 1989](#)). Auffallend ist, dass die kalk-alkalischen und hoch Kalium- kalk-alkalischen Basalte deutliche geochemische Unterschiede aufweisen und die bereits vorhandenen zwei Gruppen bestätigen. In Abbildung 6.3.2.3 (kalk-alkalische Basalte) geht deutlich hervor, dass Nb und Ta im Gegensatz zu allen anderen Elementen stark verarmt sind und somit einen wesentlichen Indikator für subduktionsbedingten Vulkanismus und/ oder Krustenkontamination darstellen. Deutlich ist auch die Anreicherung der LILE (Rb, Ba, K, Pb) gegenüber den HFSE (Ti, Nb, Ta, Th, U, Ce), was auch ein signifikanter Hinweis

für subduktionsbedingten Vulkanismus ist. Die hoch Kalium- kalk-alkalischen Basalten (Abbildung 6.3.2.4), die ebenfalls negative Nb und Ta Anomalien zeigen, stammen aus dem selben Milieu wie die kalk-alkalischen Basalte. Nur das Sr wurde im Gegensatz zu seinen benachbarten Elementen stark abgereichert. Dies steht wie bereits oben angeführt in Verbindung mit einer negativen Eu Anomalie (Abbildung 6.3.2.2) und daraus resultierender Plagioklasfraktionierung.

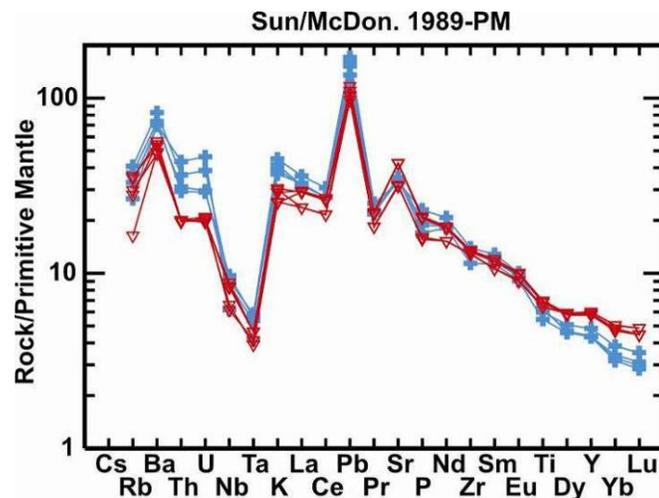


Abb. 6.3.2.3: Spurenelementverteilung der kalk-alkalischen basaltischen Andesite (Ol) und Basalte (Hy), normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels (Sun and Mc Donough 1989); (Symbole wie in Abb. 6.3.2.1)

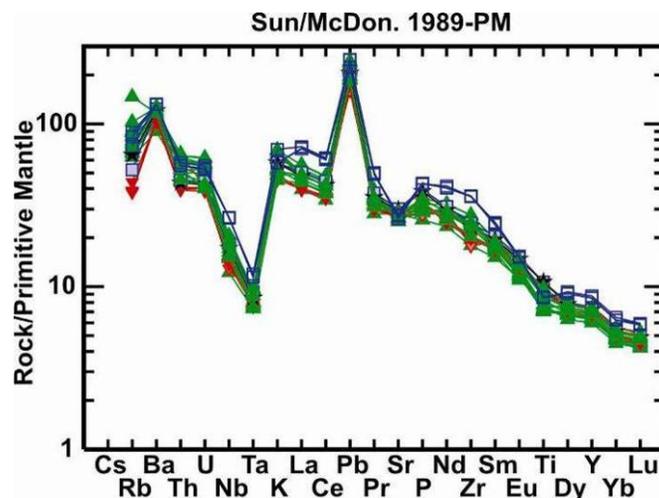


Abb. 6.3.2.4: Spurenelementverteilung der hoch Kalium- kalk-alkalischen, basaltischen Andesite, Trachybasalte basaltischen Trachyandesiten (Ol) und basaltischen Andesite und basaltischen Trachyandesite (Hy), normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels (Sun and Mc Donough 1989); (Symbole wie in Abb. 6.3.2.2)

6.3.3 Der Rhyolith

Der Rhyolith (Ol-41), kommt in Ola- Plateau als 20 bis 30 Kilometer langen und 4 Meter breiten Dyke vor. In Abbildung 6.3.2.5 werden die seltenen Erdelemente, normiert auf den primitiven Erdmantel nach [Sun and Mc Donough, 1995](#) aufgetragen. Dabei lässt sich gut erkennen, dass die LREE gegenüber den HREE stark angereichert sind ($(La/Yb)_N = 11.1$). Sowohl das Eu in Abbildung 6.3.2.5 als auch das Sr in Abbildung 6.3.2.6 sind im Bezug zu ihren benachbarten Elementen stark abgereichert. Das hat zu bedeuten, dass eine Fraktionierung von Feldspat stattgefunden hat ([Menuge et al., 2002](#)). Die flache Verteilung der HREE ist auf die Inkompatibilität der fraktionierten Kristallisation während der letzten Phase zurückzuführen ([Bhushan, 2000](#)).

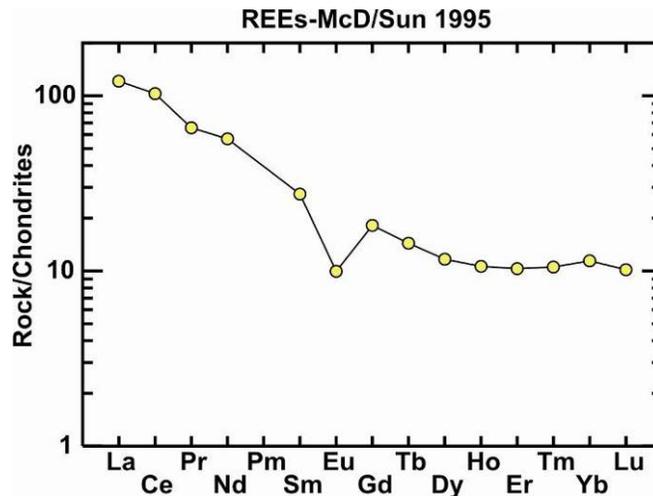


Abb. 6.3.2.5: Konzentration der Seltenerdelemente (REE), des Rhyolithes (Ol- 41) normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels (Sun and Mc Donough, 1995);

Wie zu erwarten, zeigen die Spurenelementverteilungen des Rhyolithes (Abbildung 6.2.3.6) eine starke Abreicherung von Ba, Sr, P, Ti, Nb und Ta und eine Anreicherung von Rb, Th, U, La und Pb (Christiansen et al., 2007). Der negative Trog von Ba und Sr, ist auf die Fraktionierung von Kalifeldspat zurückzuführen. Die Fraktionierung von Apatit lässt sich durch die stark negative Anomalie von P und die der Fe- Ti- Oxid Fraktionierung durch die negative Anomalie von Ti erklären (Winter, 2001). Stark negative Nb- und Ta Anomalien sind, wie bei den Basalten, ein markanter Hinweis für einen im subduktionsbezogenen Vulkanismus abstammenden Rhyolith (Christiansen et al., 2007). Die relative Anreicherung von Th, U, La und Pb können einen wesentlicher Indikator für Krustenkomponenten in der Schmelze darstellen (Bhushan, 2000). Aufgrund der Spurenelementverteilung, lässt sich dieser Rhyolith als A- Type, genauer gesagt in A2- Typ einteilen. Das bedeutet, dass A2- Typ Magmen bei partieller Aufschmelzung von präexistenten Krustengestein gebildet werden (Menuge et al., 2002).

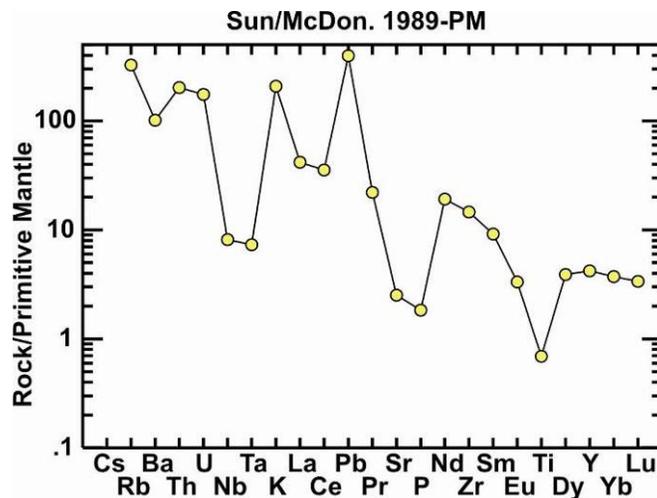


Abb. 6.3.2.6: Spurenelementverteilung des Rhyolithes (OL- 41), normiert auf die Zusammensetzung des primitiven Erdmantels (Sun and Mc Donough 1989);

Tab.6.4.1: Seltene Erdelementzusammensetzung der Ola- und Hypotetica- Plateaubasalte und des Rhyolithes;

Probe	OL-1	OL-2	OL-3	OL-5	OL-6	OL-42	OL-43A	OL-43B	OL-44	OL-45	OL-46
-------	------	------	------	------	------	-------	--------	--------	-------	-------	-------

La	22.34	24.67	21.78	21.80	29.98	27.14	33.81	33.95	35.25	38.33	33.34
Ce	48.23	54.57	48.27	48.26	67.64	60.40	73.68	74.13	77.08	84.52	74.35
Pr	6.00	6.90	6.14	6.18	8.85	7.74	9.29	9.38	9.65	10.71	9.62
Nd	24.53	28.11	25.03	25.07	36.31	31.67	37.56	37.94	39.28	43.37	39.26
Sm	5.02	5.69	5.23	5.17	7.87	6.70	7.53	7.59	7.83	8.61	8.42
Eu	1.50	1.67	1.61	1.61	2.26	1.93	1.96	1.97	2.01	2.14	2.48
Gd	4.47	5.10	4.65	4.72	7.24	6.18	6.84	6.85	7.01	7.69	7.73
Tb	0.61	0.69	0.64	0.64	1.00	0.85	0.91	0.93	0.95	1.05	1.07
Dy	3.37	3.74	3.45	3.40	5.44	4.62	4.91	4.93	5.14	5.67	5.85
Ho	0.67	0.75	0.66	0.66	1.07	0.91	0.97	0.97	1.00	1.11	1.15
Er	1.78	2.02	1.78	1.72	2.79	2.42	2.58	2.57	2.68	2.98	3.10
Tm	0.25	0.28	0.24	0.23	0.39	0.34	0.36	0.36	0.37	0.43	0.43
Yb	1.68	1.89	1.61	1.56	2.57	2.21	2.36	2.36	2.46	2.76	2.79
Lu	0.23	0.26	0.22	0.21	0.36	0.31	0.32	0.33	0.34	0.39	0.38

Probe	OL-47	OL-48	OL-51	OL-52	OL-53	OL-61	OL-62	OL-63	OL-64A	OL-64B	OL-65
La	31.52	36.52	35.21	35.20	38.57	27.09	27.08	27.79	34.56	32.72	33.20
Ce	69.42	80.45	78.29	77.61	85.09	62.12	61.92	63.78	78.99	74.81	74.56
Pr	8.81	10.08	9.84	9.78	10.77	8.18	8.21	8.47	10.37	9.77	9.52
Nd	35.61	40.71	39.59	39.59	43.75	33.51	33.59	34.64	42.04	40.04	38.82
Sm	7.22	8.00	7.78	7.80	8.71	7.46	7.42	7.64	9.06	8.65	8.11
Eu	1.84	2.06	2.01	2.06	2.15	2.23	2.25	2.31	2.59	2.55	2.19
Gd	6.72	7.14	6.98	6.95	7.83	6.92	6.95	7.12	8.18	7.89	7.47
Tb	0.92	0.95	0.92	0.93	1.04	0.96	0.97	1.00	1.11	1.08	1.02
Dy	4.98	5.02	4.92	4.96	5.48	5.24	5.31	5.45	5.92	5.76	5.45
Ho	0.99	0.96	0.96	0.96	1.06	1.03	1.04	1.07	1.12	1.12	1.06
Er	2.62	2.55	2.56	2.54	2.83	2.76	2.73	2.80	2.95	2.90	2.82
Tm	0.37	0.36	0.35	0.35	0.40	0.39	0.39	0.40	0.41	0.41	0.40
Yb	2.41	2.36	2.33	2.30	2.60	2.49	2.48	2.58	2.64	2.62	2.61
Lu	0.34	0.33	0.32	0.31	0.36	0.35	0.33	0.36	0.37	0.36	0.36

Probe	HY-1	HY-2	HY-3	HY-4	HY-5	HY-6	HY-7	HY-9	HY-10	HY-11	OL-41
La	29.99	33.40	16.29	16.30	19.89	20.30	19.93	48.35	48.64	49.83	28.70
Ce	66.07	73.91	38.40	38.30	46.33	47.50	46.42	106.84	108.03	109.91	63.03
Pr	8.52	9.55	5.09	5.08	6.07	6.17	6.04	13.50	13.60	13.88	6.09
Nd	34.94	39.00	20.65	20.61	24.49	25.01	24.42	54.68	54.65	56.22	25.94
Sm	7.51	8.28	4.72	4.70	5.21	5.35	5.18	10.64	10.83	11.02	0.52
Eu	2.24	2.39	1.53	1.51	1.66	1.69	1.67	2.53	2.56	2.58	4.07
Gd	7.09	7.74	4.81	4.77	5.09	5.21	5.09	9.61	9.51	9.91	3.62
Tb	0.98	1.07	0.73	0.73	0.74	0.76	0.74	1.26	1.27	1.29	0.52
Dy	5.26	5.77	4.35	4.34	4.26	4.36	4.33	6.69	6.67	6.85	2.87
Ho	1.04	1.13	0.93	0.92	0.88	0.90	0.89	1.29	1.30	1.33	0.58
Er	2.73	2.95	2.56	2.58	2.41	2.46	2.44	3.44	3.44	3.52	1.65
Tm	0.39	0.41	0.38	0.39	0.35	0.37	0.35	0.47	0.48	0.48	0.26
Yb	2.47	2.66	2.48	2.48	2.31	2.38	2.32	3.07	3.07	3.19	1.84
Lu	0.35	0.37	0.36	0.36	0.33	0.33	0.33	0.43	0.44	0.44	0.25

7. Isotopen

Als Isotope bezeichnet man zwei oder mehrere Nuklide des gleichen chemischen Elements. Ihr Atomkern besteht aus der gleichen Anzahl an Protonen (Z), aber sie unterscheiden sich jedoch in der Anzahl der Neutronen (N). Das bedeutet, dass sie zwar die selbe Ordnungszahl (Z) aber unterschiedliches Atomgewicht (A) besitzen. Die Isotope eines chemischen Elements weichen in ihren chemischen und physikalischen Eigenschaften etwas voneinander ab. Das erlaubt im besten Fall die Trennung durch natürliche geologische Prozesse oder experimentell im Massenspektrometer. Man unterscheidet zwei Arten von Isotopen. Stabile Isotopen, die keinen radioaktiven Zerfall unterliegen, und radiogene Isotope, die durch den radioaktiven Zerfall eines Radionuklids entstanden sind. Beide Gruppen von Isotopen sind von zunehmender geologischer Bedeutung. Dadurch konnten unterschiedliche Isotopenreservoirs in den unterschiedlichen Sphären unseres Erdkörpers (Lithos-, Asthenos-, Hydros-,...) herausgearbeitet werden, um vor allem petrogenetische Prozesse zu modellieren. Die Grundlage der modernen Geochronologie wurden durch die Arbeit von Rutherford & Soddy (1903) gelegt. Sie konnten zeigen, dass radioaktive Zerfallsprozesse exponentiell, d. h. mit einer bestimmten Halbwertszeit, unabhängig von Temperatur, Druck und anderen physikochemischen Zustandsvariablen, verlaufen. Die Zerfallsrate, mit der ein radioaktives Mutternuklid zu einem stabilen Tochterprodukt zerfällt ist proportional zur Zahl der Atome N, die zu einer gewissen Zeit t anwesend sind:

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \text{ bzw. } \frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad [1]$$

Der Proportionalitätsfaktor λ ist die Zerfallskonstante, die für jedes Radionuklid charakteristisch ist und beschreibt die Wahrscheinlichkeit, mit der ein bestimmtes Atom des Radionuklids in einer bestimmten Zeit abnimmt. Das Differential $\frac{dN}{dt}$ ist negativ, weil die Zerfallsrate mit der Zeit abnimmt. Integriert man Gleichung [1] zwischen den

Grenzen $t_0 = 0$ und t und bezeichnet die Zahl der Mutteratome zur Zeit t_0 als N_0 , so folgt

aus dem Integral
$$\int_{N_0}^N \frac{dN}{N} = -\lambda \int_{t_0}^t dt \quad [2]$$

die Zerfallsgleichung
$$\ln \frac{dN}{N} = -\lambda t \quad [3]$$

oder
$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad [4]$$

Die Anzahl der Tochterprodukte (D^*) die in den zu datierenden Mineralien bzw. Gesteinen angereichert werden, entspricht gleich der Anzahl der verbrauchten Mutteratome
$$(N): D^* = N_0 - N \quad [5]$$

Da nach Gleichung [4] ($N = N_0 e^{-\lambda t}$) ist, erhält die Zerfallsgleichung [5] die Form:

$$D^* = N e^{\lambda t} - N = N(e^{\lambda t} - 1) \quad [6]$$

Wenn jedoch zur Zeit $t = 0$ bereits eine gewisse Zahl an Tochteratomen D_0 vorhanden war, gilt für die Gesamtsumme der Tochteratome, die nach Ablauf der Zeit t massenspektrometrisch gemessen werden:

$$D_m = D_0 + D^* \text{ oder } D_m = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \quad [7]$$

Diese Gleichung stellt die Grundlage für die Anwendung radioaktive Zerfallsprozesse in der Geochronologie dar. Löst man Gleichung [7] nach t auf, so erhält man:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{D_m - D_0}{N} + 1 \right] \quad [8]$$

Um ein Radionuklid für die Geochronologie einsetzen zu können, müssen also seine Halbwertszeit bzw. seine Zerfallskonstanten genau bekannt sein. Die heute vorhandene Zahl an Mutteratomen N und Tochteratomen D bzw. D^* lässt sich massenspektrometrisch bestimmen, während man D_0 gegebenenfalls berechnen muss.

7.1 Das Rubidium- Strontium System

Das Rb mit der Ordnungszahl $Z= 37$ besitzt zwei natürliche Isotope, das ^{85}Rb (72.17%) und das radioaktive ^{87}Rb (27.83%). Der radioaktive Zerfall bewirkt im Atomkern von ^{87}Rb , dass ein Neutron in ein Proton umgewandelt wird, wobei ein Elektron frei wird (β -Zerfall); daraus folgt ein Isotop des Erdalkalimetalls ^{87}Sr mit $Z= 38$:

$^{87}_{37}\text{Rb} \rightarrow ^{87}_{38}\text{Sr} + \beta^- + \bar{\nu} + Q$, wobei $\bar{\nu}$ ein Antineutrino und Q die Zerfallsenergie darstellen.

Allerdings ist bereits vor dem einsetzen des Zerfallsprozesses bei einem geologischen Ereignis, das vor der Zeit t stattfand, eine gewisse Anfangskonzentration an ^{87}Sr , nämlich das Initiale Strontium $^{87}\text{Sr}_0$, vorhanden, so dass nach Gleichung [7] gilt:

$$^{87}\text{Sr}_m = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb}_m (e^{\lambda t} - 1) \quad [9]$$

Man arbeitet bevorzugt mit Isotopen- Verhältnissen, da die exakte Messung von absoluten Isotopen- Konzentrationen schwierig ist. Das Isotop ^{86}Sr wird für die Normierung benutzt, da es sich nicht am radioaktiven Zerfallsprozess beteiligt. Damit bekommt die Gleichung [9] die Form:

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_m = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{87}\text{Sr}} \right)_m (e^{\lambda t} - 1) \quad [10]$$

Da λ bekannt ist und man die Verhältnisse $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ und $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m$ mit dem Massenspektrometer messen kann, verbleiben die Zeit t , die seit dem geologischen Ereignis vergangen ist, sowie das Anfangsverhältnis $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ als Unbekannte. Löst man die Gleichung [10] nach t auf, so erhält man:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \left(\frac{^{86}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}} \right)_m \left[\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_m - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 \right] \right\} \quad [11]$$

Wenn das Anfangsverhältnis bekannt ist, lässt sich t berechnen und zwar nur, wenn zwischen der Zeit t , zu der die isotopische Uhr in Gang gesetzt wurde und der Gegenwart kein Rb- Sr Austausch stattgefunden hat, also das System geschlossen blieb.

Die Anfangsverhältnisse $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ von Gesteinskomplexen sind von erheblichem geologischen Interesse, weil sie- gemeinsam mit anderen Isotopensystemen- Isotopenreservoir im Erdmantel und in der Erdkruste definieren. Das Rb, das sich wesentlich inkompatibler verhält als das Sr, reichert sich bevorzugt bei der partiellen Anatexis des Erdmantels in der Schmelze an, während Sr im verarmten Mantel zurückbleibt. Dementsprechend ist das $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ – Verhältnis in der kontinentalen Kruste im Laufe der geologischen Entwicklung auf einen Wert von 0.7211 angestiegen, während es im heutigen Erdmantel (Bulk Silicate Earth) durchschnittlich bei 0.705 liegt. Im verarmten Mantelreservoir (Depleted Mantle) liegt es bei 0.702, im sogenannten PREvalent Mantle Reservoir (PREMA) und HIMU (Mantel mit hohem U/Pb Verhältnis) zwischen 0.703 und 0.7035 und in den angereicherten Mantelreservoiren (Enriched Mantle) EMI bei 0.705 und EMII noch höher.

7.2 Das Samarium- Neodym System

Die Seltenerd- Elemente Samarium (Z= 62) und Neodym (Z= 60) sind mit durchschnittlich mit 5.3- bis 2.7 ppm in der kontinentalen Erdkruste vorhanden. Sm hat sieben natürliche Isotope, von denen ^{147}Sm , ^{148}Sm und ^{149}Sm radioaktiv sind. Von diesen hat der Zerfall von ^{147}Sm unter Aussendung von α - Strahlen nach der Reaktion $^{147}_{62}\text{Sm} \rightarrow ^{143}_{60}\text{Nd} + ^4_2\text{He}$ die kürzeste Halbwertszeit von 106 Ga, in der sich messbare Konzentrationen des Tochterisotops ^{143}Nd in geologischen Zeiträumen bilden können; In Analogie zum Rb- Sr System bezieht man ^{147}Sm und ^{143}Nd auf das nicht radiogene ^{144}Nd und erhält dann entsprechend Gleichung [10] den Ausdruck:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_m = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_0 + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_m (e^{\lambda t} - 1) \quad [12]$$

Daraus folgt, dass man auch im Sm- Nd System mit Isochronen- Darstellungen arbeiten kann, wobei die Methode wegen der großen Halbwertszeit besonders gut für Meteorite und sehr alte, z. B. archaische Gesteine und deren Mineralien, geeignet ist. Das Sm- Nd

System wird häufig auch zur Ermittlung von Modellaltern benutzt. Diese Stellen ein Maß für die Zeit dar, seit der das betreffende Gestein von der Mantelquelle getrennt war, aus der es- als heutiger Bestandteil der kontinentalen Kruste- ursprünglich stammte. Für die Art des Mantelreservoirs und seiner Isotopie, müssen Annahmen gemacht werden, wobei zur Zeit zwei Modelle (CHUR und DM) im Vordergrund stehen.

Chondritic Uniform Reservoir(CHUR): Beim Chondritic Uniform Reservoir wird angenommen, dass der primitive Erdmantel die gleiche Sm- Nd Isotopie besaß wie die mittlere Chondrit- Zusammensetzung, also den Zustand der Erde vor 4.6 Ga. Das T-CHUR Modellalter wird berechnet nach der Gleichung:

$$T_{CHUR}^{Nd} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{Gestein,heute} - \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{CHUR}}{\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_{Gestein,heute} - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_{CHUR}} + 1 \right] \quad [13]$$

Depleted Mantle (DM): Bei der Bildung der Edkruste durch partielle Aufschmelzung von Mantelgesteinen blieb ein verarmter Erdmantel zurück, in dem seit fñhester Zeit das Sm/Nd Verhältnis gegenüber CHUR ständig anwuchs. Da sich Sm etwas kompatibler verhält, als Nd, wurde Nd in die Krustengesteine fraktioniert, Sm dagegen im Erdmantel relativ angereichert. Deswegen verwendet man häufig DM- Werte, um Sm- Nd Modellalter zu berechnen, wobei dann in der Gleichung [13] die Isotopenverhältnisse

$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{DM}$ und $\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_{DM}$ anstelle derjenigen für CHUR eingesetzt werden. Wegen der

größeren Kompatibilität von Sm steigt das Anfangsverhältnis $\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_0$ mit zunehmender

Verarmung des Erdmantels an, während es in Krustengesteinen abnimmt. Das gilt insbesondere für die kontinentale Unterkruste und andere ältere Krustenbereiche, in denen bereits ein mehrfaches Recycling stattgefunden hat. Das $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$ Verhältnis liegt im BSE bei ungefähr 0.51265, im PREMA und HIMU zwischen 0.5129 und 0.5130. Der DM besitzt ein $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$ Verhältnis von 0.5135 wohingegen EMI

bei ~ 0.5121 und EMII noch tiefer liegt. Die Isotopensysteme Sm- Nd und Rb- Sr verhalten sich also in ihrer Entwicklung entgegengesetzt (Okrusch et al., 2005).

Die Analyseergebnisse und deren Isotopenzusammensetzung von OL-2, OL-46, OL-48, OL-63, OL-64A, Hy-5 und Hy-11 sind in der Tabelle 7.1 angegeben.

Tab.7.1: Isotopenzusammensetzung;

Probe:	OL-2	OL-46	OL-48	OL-63	OL-64A	HY-5	HY-11
Spurenelemente (ppm)							
Rb	25.9	45.1	43.9	24.1	33.2	17.80	56.30
Sr	696.8	592.9	607.6	576.6	636.1	893.50	552.40
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704064	0.704661	0.704777	0.704626	0.704884	0.703590	0.704979
+/-2sm	0.000004	0.000004	0.000004	0.000003	0.000004	0.000004	0.000003
ϵSr	-6.6	0.1	1.9	1.2	4.4	-12.5	3.4
Seltene Erdelemente (ppm)							
Sm	5.69	8.42	8.00	7.64	9.06	5.21	11.02
Nd	28.11	39.26	40.71	34.64	42.04	24.49	56.22
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512718	0.512680	0.512637	0.512673	0.512649	0.512723	0.512603
+/-2sm	0.000003	0.000004	0.000004	0.000004	0.000004	0.000003	0.000004
ϵNd	2.3	1.5	0.8	1.3	0.9	2.3	0.1

Die untersuchten Proben befinden sich im Isotopenkorrelationsdiagramm im Bereich zwischen HIMU (subduzierte oder aufgearbeitete ozeanische Kruste) und BSE (Bulk Silicate Earth oder Primary Uniform Reservoir). Das Feld EM I beinhaltet die untere kontinentale oder ozeanische Kruste, EM II die obere kontinentale Kruste, DMM steht für abgereicherten MORB Mantel oder Normaler MORB und PREMA kennzeichnet einen Mischungsbereich zwischen DMM, BSE und HIMU. In Abbildung 7.1 ist nicht eindeutig klar wie sehr Krustenkontamination das Ola- bzw. Hypotetica- Plateau bei deren Bildung beeinflusst hat. Fakt ist, dass sich der Trend deutlich vom Mantelbereich (mantle array) in Richtung Bulk Silicate Earth (BSE) bewegt. Auffallend sind hier vor allem die beiden Proben Hy-5 und OL-2. Diese besitzen die höchsten $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ und niedrigsten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse und tendieren im Gegensatz zu den anderen Proben mit niedrigeren $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - und höheren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnis in Richtung HIMU Bereich.

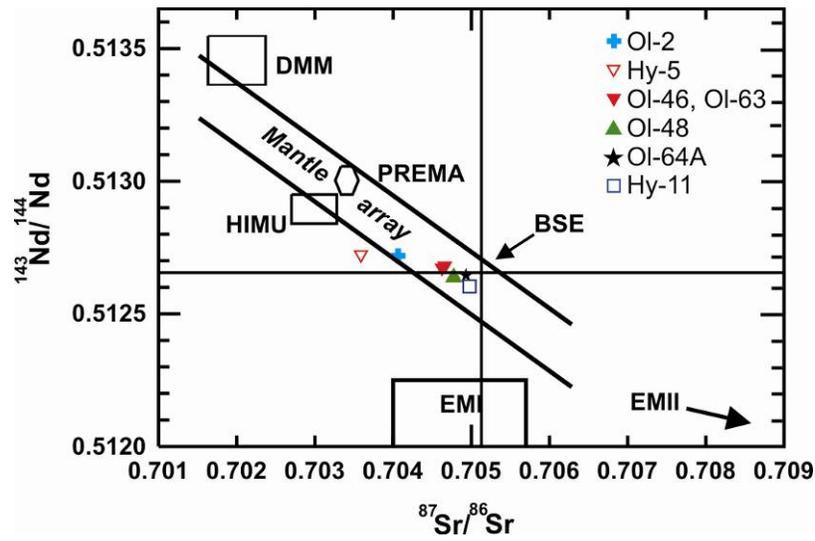


Abb.7.1: Isotopenkorrelationsdiagramm von $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ gegen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; DMM- Depleted MORB Mantle; PREMA- PREvalent Mantle, EM (I, II)- Enriched Mantle (I, II) und HIMU- Mantel mit hohem U/Pb Verhältnis;

8 Diskussion

Die Untersuchungen der Basalte des Ola- und Hypotetica Plateaus haben ergeben, dass es sich um hochdifferenzierte Vulkanite handelt, die aufgrund ihrer geochemischen Zusammensetzung in zwei Hauptgruppen (G1, kalk-alkalisch und G2, hoch Kalium kalk-alkalisch) unterteilt werden können. Ihre verschiedenen Gehalte an SiO_2 (50.03- 55.77 Gew. %), MgO (6.29- 3.21 Gew. %), Alkalien (Na_2O 3.01- 3.74 Gew. % und K_2O 2.10- 0.76 Gew. %) und daraus resultierende Trends, weisen auf unterschiedlich dominierende Phasen der fraktionierten Kristallisation hin. Weiters zeigen die Spurenelement- und Isotopenanalysen, dass die untersuchten Basalte durch einen subduktionsbedingten Magmatismus gebildet wurden, die Magmenkammerprozesse, und damit verbunden eine Interaktion mit der Kruste erfahren haben.

8.1 Fraktionierte Kristallisation

Die Gruppe 1 (G1) beinhaltet die kalk-alkalischen Gesteine, die in Basalte und basaltische Andesite und Gruppe 2 (G2) die hoch Kalium kalk-alkalischen Gesteine, die in Basalte, basaltische Andesite, Trachybasalte und basaltische Trachyandesite eingeteilt werden können. Die Hauptelementverteilungen sind in Kapitel 6.2, Abb. 6.2.1 (a bis g) angeführt. G1 zeigt, mit abnehmenden MgO von 6.29- bis 5.31 Gew. %, zunehmendes SiO_2 von 50.03- bis 53.95 Gew. %, Al_2O_3 von 17.03- bis 17.92 Gew. %, Na_2O von 3.01- bis 3.51 Gew. %, K_2O von 0.76 bis 1.35 Gew. %, TiO_2 von 1.18- bis 1.51 Gew. % und abnehmendes CaO von 10.08- bis 8.05 Gew. %. Diese Trends lassen sich am besten mit einer Olivin+ Klinopyroxen+ verminderter Plagioklas Fraktionierung erklären, wobei Klinopyroxen die dominierende Phase ist, während der Olivin noch weiter fraktioniert ([Gorring et al., 2001](#)). G2 zeigt mit abnehmenden MgO von 6.02- bis 3.21 Gew. % ebenfalls zunehmendes SiO_2 von 50.52- bis 55.77 Gew. %, Na_2O von 3.11- bis 3.74 Gew. %, K_2O von 1.35- bis 2.10 Gew. %, TiO_2 von 1.54- bis 2.32 Gew. %, eine starke Abnahme von CaO von 8.18- bis 6.44 Gew. % und Al_2O_3 von 16.01- bis

17.01 Gew. %. Das bedeutet, da der Olivin bis ca. 5 Gew. % MgO fraktioniert wird, dass Klinopyroxen- und Plagioklas Fraktionierung überwiegen, wobei Klinopyroxen gegenüber Plagioklas leicht dominiert (Gorring et al., 2001). Auch die Spurenelemente zeigen deutlich, dass die beiden Gruppen G1 und G2 verschiedene Stadien der fraktionierten Kristallisation repräsentieren. Sc Gehalte (insgesamt von 41.8- bis 25.2 ppm) sowie auch Cr (insgesamt von 189.3- bis 37.7 ppm) nehmen trotz relativ konstantem MgO in G1 stark ab, während in G2 systematisch Sc und Cr mit abnehmenden MgO weniger werden. Das bedeutet, dass in G1 sowohl Klinopyroxen- als auch Olivin die dominierenden Phasen der Fraktionierung sind, während in G2 die Klinopyroxen Fraktionierung schwächer wird und die Plagioklas Fraktionierung immer mehr überwiegt (Winter, 2001). Die Einteilung der unterschiedlich dominierenden Fraktionierungsprozesse in Abbildung 8.1, basieren nach dem unterschiedlichen Verhalten der Hauptelemente und daraus resultierenden Trends, wobei die Spurenelemente (Sc, Cr) dies nur bestätigen sollen.

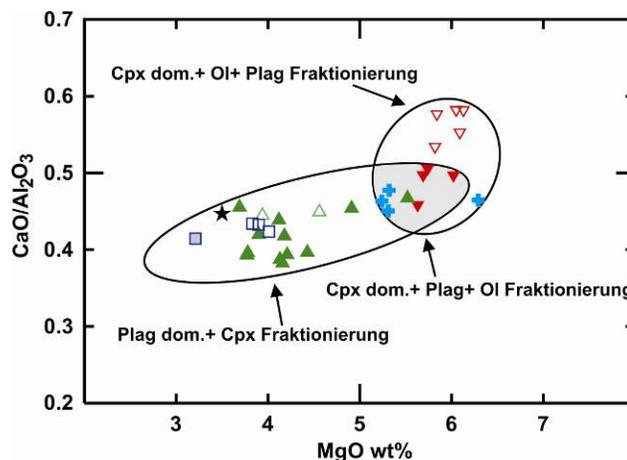


Abb. 8.1: Sinkendes CaO/Al₂O₃ Verhältnis gegen abnehmendes MgO zeigt einen deutlichen Übergangsbereich (grau) von Cpx- dominierter Fraktionierung bis hin zu Plagioklas+ dominierter Fraktionierung.

Um die immer dominanter werdende Plagioklas Fraktionierung zu erklären, muss zunächst auf das Sr in Verbindung mit dem Eu eingegangen werden. Da das Sr aus G1 im Spider- Diagramm (Abb. 6.3.2.3) eine positive Anomalie und das Eu im REE-

Diagramm (Abb. 6.3.2.1) weder eine positive noch eine negative Anomalie zeigen, kann, wie bereits oben angeführt, eine Plagioklas Fraktionierung in G1 ausgeschlossen werden (siehe Kapitel 6.3.2, Abb. 6.3.2.1). In G2 hingegen zeigt das Sr im Spider-Diagramm (Abb. 6.3.2.4) deutlich negative Anomalien und im REE- Diagramm (Abb. 6.3.2.2) immer stärker werdende negative Eu- Anomalien. Das ist ein wesentlicher Indikator für eine immer mehr dominierende Phase der Plagioklas Fraktionierung, da das Sr und das Eu das Ca im Plagioklas ersetzen ([Winter, 2001](#)). Die Proben Hy-9, Hy-10, und Hy-11 besitzen die stärksten negativen Eu und Sr Anomalien und werden somit am stärksten von der Plagioklas Fraktionierung dominiert.

Weiters können bei den REE- Diagrammen beobachtet werden, dass beide Gruppen eine starke Anreicherung der LREE gegenüber den HREE besitzen, was auf eine geringe Schmelzrate zurückzuführen ist. Die klare Parallelität des REE- Diagramms aus G2 (Abb. 6.3.2.2), deutet darauf hin, dass alle Proben der Gruppe 2 aus der selben Magmakammer abstammten ([Winter, 2001](#)).

8.2 Subduktion/ Krustenkontamination

Die Subduktion der damaligen paläo- pazifischen Platte unter die amerikanische Platte führte unter anderem zur Bildung des Ola- und Hypotetica Plateaus. Die 33 Proben aus diesem Gebiet wurden in zwei Hauptgruppen unterteilt. Die Einteilung der beiden Gruppen und die unterschiedlich dominierenden Fraktionierungsprozesse, werden durch die LILE (Large Ion Lithophile Elements) und HFSE (High Field Strength Elements) bestätigt. Sowohl G1 als auch G2 zeigen gemeinsam eine klare Anreicherung der LILE (Rb, Ba, K und Pb), mit Ausnahme von Sr in Gruppe 2, gegenüber den HFSE. Der Grad dieser Anreicherung, lässt auf Fluide Aktivität rückschliessen, die für die Mobilität der LILE entscheidend sind und einen wichtigen Hinweis liefern können, subduktionsbedingten Vulkanismus zu identifizieren ([Winter, 2001](#)). Einen weiteren Indikator stellen die HFSE (Ti, Th, U, Ce) und vor allem Nb und Ta dar, die wie bereits erwähnt in Relation zu den LILE verarmt sind. In beiden Gruppen, lässt sich eine sehr

stark negative Nb- und Ta Anomalie erkennen. Dies ist auf ihre Immobilität zurückzuführen, da diese nicht mit den Fluiden aufsteigen können und somit deutlich im Bezug zu den LILE abgereichert bleiben (Winter, 2001). Somit haben wir zum einen subduktionsbedingten Vulkanismus und zum anderen Magmenkammerprozesse in der Kruste. Um diese beiden Faktoren besser voneinander trennen zu können, wurden aus beiden Gruppen Proben zur Bestimmung der radiogenen Isotopenverhältnisse $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ und $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ausgewählt. Eine ausführliche Darstellung dieser, ist in Kapitel 7, Abb. 7.1 angeführt. Die beiden Proben aus G1 (OI-2 und Hy-5) zeigen, aufgrund ihres hohen, aber ziemlich gleichbleibenden $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ Verhältnisses (OI-2, 0.512718 und Hy-5, 0.512723) mit steigendem $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ Verhältnis (OI-2, 0.704064 und Hy-5, 0.703590) eine starke Kontamination mit der Kruste an und tendieren daher eher in Richtung HIMU Bereich. Deutlich höhere $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ Verhältnisse von 0.704626 (OI-63) bis 0.704979 (Hy-11) mit geringeren und abnehmenden $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ Verhältnissen von 0.512603 (Hy-11) bis 0.512680 (OI-46), weisen die Proben (OI-46, OI-48, OI-63, OI-64A und Hy-11) aus G2 auf. Diese befinden sich im BSE (Bulk Silicate Earth oder Primary Uniform Reservoir) Bereich und zeigen daher eine Vermischung mit der unteren kontinentalen und/ oder ozeanischen Kruste (EMI) an (Kay et al., 2007).

8.3 Geodynamische Interpretation

Durch die Ausdehnung bzw. den Abriß der paläo- pazifischen Platte, die zur Beendigung der Subduktion geführt hatte, kam es zu vermehrten Magmatismus und daraus resultierenden Vulkanismus in relativ kurzer Zeit (Houriga, Akinin, 2004). Nach Beendigung der nach NW gerichteten Subduktion, folgte eine Entlastung im Hinterland, was ebenfalls zu einen vermehrten Magmatismus in relativ kurzer Zeit und höchstwahrscheinlich zur Bildung des Ola- und Hypotetica Plateau geführt hatte. Die Beendigung der NW- gerichteten Subduktion und die daraus resultierende Entlastung, würde auch die mehr oder weniger stark nach NE- SW verlaufenden Dykes erklären.

Die schematischen Darstellungen der Subduktionsmodelle 1 (Abb.8.3.1), 2 (Abb. 8.3.2) und 3 (Abb. 8.3.3), zeigen im allgemeinen mit zunehmender Subduktion eine Ausdehnung der lithosphärischen Platte. Über der subduzierten Platte kommt es entlang des Mantelkeils zum Aufstieg von partiellen Schmelzen. Aufgrund der niedrigeren Krustendichte, bleibt die aufsteigende Schmelze an der Basis der Kruste stecken und staut sich bis zu einem gewissen Punkt auf, was zu einer sogenannten „Unterplattung“ (Underplating) der kontinentalen Kruste führt. Das erklärt auch zum einen die immer mehr silikatreicher werdenden eruptierten Gesteine (Kay et al., 2007).

Das Subduktionsmodell 1, zeigt zwei Magmenkammern in der Kruste, die übereinander vorkommen. Diese könnten durch einen zeitlich versetzten Aufstieg von G1 durch die Magmenkammer von G2 gebildet worden sein. Wie die Abbildung 8.3.1 zeigt, kam es zuerst zur Bildung bzw. Eruption der Magmenkammer von G2 und vielleicht später in einem zweiten Batch zur Entstehung von G1, die die Wegigkeiten von G2 benutzt hat. Da G1 schneller und ungehindert aufsteigen konnte, kam es zu keiner fraktionierten Kristallisation von Plagioklas. Diese These kann aber nicht realistisch sein, da sonst G2 die höheren MgO- Gehälter besitzen müsste, was hier nicht der Fall ist.

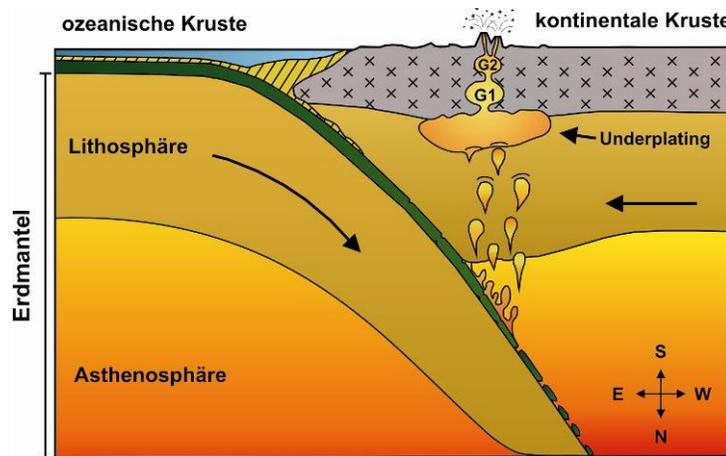


Abb. 8.3.1: Das Subduktionsmodell (1) des Ola- und Hypotetica Plateaus für G1 und G2 (modifiziert nach http://www.lfu.bayern.de/geologie/fachinformationen/geotope_schoensten/oberfranken/39/index.htm);

Das Subduktionsmodell 2 beschreibt eine weitere Möglichkeit, die zur Bildung des Ola- bzw. des Hypotetica Plateaus geführt haben könnte. Die Abbildung 8.3.2 zeigt, dass es wiederum zur Entstehung von mindestens zwei Magmenkammern kommt, die in diesem Fall nicht miteinander verbunden sind. Die Magmenkammer von G1, befindet sich, wie in allen anderen Subduktionsmodellen im unteren Bereich, wohingegen die von G2 aufgrund der starken Plagioklas Fraktionierung höher liegen muss. Nach Beendigung der Subduktion und der beginnenden Entlastung im Hinterland, kommt es zum raschen und möglicherweise weitverzweigten Aufstieg beider Magmenkammern. Diese Annahme könnte zum einen die subparallelen NE- SW streichenden Dykes erklären und zum anderen, warum G1 und G2 sowohl im Ola- als auch im 130 km entfernten Hypotetica Plateau vorkommen.

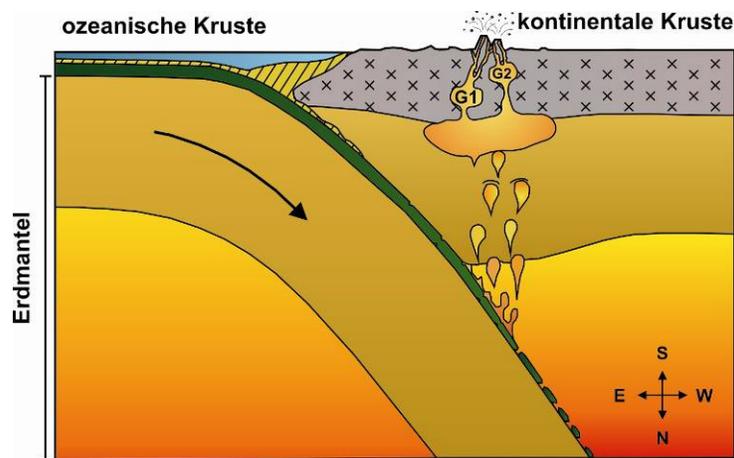


Abb. 8.3.2: Das Subduktionsmodell (2) des Ola- und Hypotetica Plateaus für G1 und G2 (modifiziert nach http://www.lfu.bayern.de/geologie/fachinformationen/geotope_schoensten/oberfranken/39/index.htm);

Das Subduktionsmodell 3 aus Abb. 8.3.3 zeigt, erneut zwei unterschiedliche Magmenkammern in der Kruste, die zum Teil mit einander verbunden sind. Die untere Magmenkammer steht für die niedriger fraktionierten Basalte aus G1. Diese haben bis zu ihrem Aufstieg an die Oberfläche höchstwahrscheinlich nur einen Magmenkammerprozess erfahren. Die zweite Magmenkammer, weist auf die etwas höher fraktionierten Basalte aus G2 hin, deren Magmenkammerniveau deutlich höher

gelegen ist, wobei die fraktionierte Kristallisation von Plagioklas dominiert wird. Aufgrund der Entlastung im Hinterland nach Beendigung der Subduktion, kommt es wie bereits erwähnt zum raschen Aufstieg beider Magmenkammerninhalte. G1 könnte zum Teil durch G2, aber auch direkt aufgestiegen sein, was die weitverbreiteten Vulkanite aus G1 in diesem Gebiet erklären würde. Die Vulkanite aus G2 sind ebenfalls weit verbreitet, was mit ziemlicher Sicherheit auf einen weitverzweigten Aufstieg hindeutet. Das Subduktionsmodell 3, ist somit für das Ola- und Hypotetica Plateau die am besten geeignete Erklärung, die zur Bildung dieser hochdifferenzierten Basalte aus G1 und G2 geführt hatte.

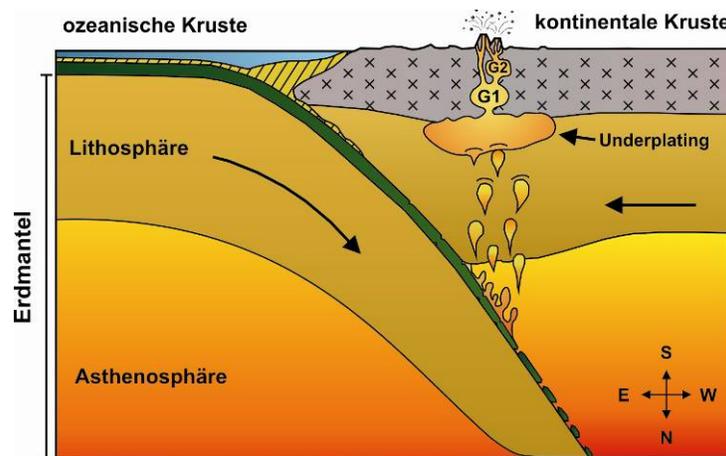


Abb. 8.3.3: Das Subduktionsmodell (3) des Ola- und Hypotetica Plateaus für G1 und G2 (modifiziert nach http://www.lfu.bayern.de/geologie/fachinformationen/geotope_schoensten/oberfranken/39/index.htm);

9 Schlussfolgerung

Die Untersuchungen der Ola- bzw. Hypotetica Plateaus haben ergeben, dass es nach Beendigung der Subduktion zur Entstehung von mindestens zwei unterschiedlichen Magmenkammerniveaus gekommen ist, die zur Bildung der beiden Gruppen (Gruppe 1, die kalk-alkalischen- und Gruppe 2, die hoch Kalium- kalk-alkalischen Basalte) geführt hatte.

Die Gruppe 1, repräsentiert die kalk-alkalischen, niedriger fraktionierten Basalte mit einem MgO > 5 Gew. % und einer dominierenden Klinopyroxen+ verminderter Plagioklas+ Olivin Fraktionierung, mit einem höheren $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - und einem niedrigeren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnis (HIMU) als Gruppe 2.

Die Gruppe 2, beinhaltet die hoch Kalium kalk-alkalischen, höher fraktionierten Basalte mit einem MgO < 5 Gew. % und einer immer mehr dominierenden Plagioklas+ verminderter Klinopyroxen Fraktionierung, mit einem niedrigeren $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - und höheren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnis (EMI) als Gruppe 1.

10 Literaturverzeichnis

Akinin, V. V., Al'shevsky, V. V., Parfyonov, M. I., Leonova, V. V. (2007): Age and evolution of basalt magma from Ola Plato, Magadan area// In: Chereshev, I.A. (ed.) Conference proceedings dedicated to the memory of academician K.V. Simakov. Magadan, November 27-29, 2007. 5.

Bhushan, S. K. (2000): Malani Rhyolites- A Review. Gondwana Research, Vol. 3, No. 1, pp. 65-77.

Christiansen, E. H., Haapla, I., Garret, L. H. (2007): Are Cenozoic topaz rhyolites the erupted equivalents of Proterozoic rapakivi granites? Examples from the western United States and Finland. Lithos 97 (2007), 219-246.

Gorring, M. L and Kay, S. M. (2001): Mantle Processes and Sources of Neogene Slab Window Magmas from Southern Patagonia, Argentina. Journal of Petrology, 42:1067-1094.

Hourigan, J. K, and Akinin, V. V. (2004): Tectonic and chronostratigraphic implications of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia. Geological Society of America Bulletin; 116:637-654.

<http://www.erlangen-online.de/nepal-exkursion/Geographie/Geologie/Geologie.html>.

<http://www.joergresag.privat.t-online.de/mybk4htm/plattentektonik.png>.

http://www.lfu.bayern.de/geologie/fachinformationen/geotope_schoensten/oberfranken/39/index.htm.

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.

LeBas, M., LeMaitre, R., Streckeisen, A., and Zanetti, B: (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. Journal of Petrology, 27:745-750.

Matthes, S. und Okrusch M. (2005): Mineralogie, Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. 7. Auflage, Springer- Berlin, Heidelberg, 30, 449-462.

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

Menuge, J. F., Brewer, T. S., Seeger, C. M. (2002): Petrogenesis of metaluminous A- type rhyolites from the St Francois Mountains, Missouri and the Mesoproterozoic evolution of the southern Laurentian margin. *Precambrian Research*, 113 (2002), 269-291.

Peccerillo, A. and Taylor, S. R., (1976): Diagram proposed by Peccerillo & Taylor (1976) to distinguish various series of tholeiitic, calc alkaline and shoshonitic rocks.

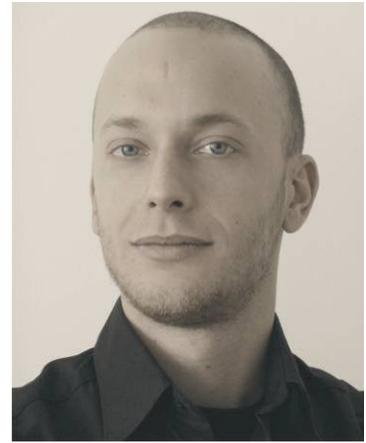
Sun, S. and McDonough, W. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Oceanic Basin*. Geological Society of London Special Publication, 42:313-345.

Tikhomirov, P. L., Kalinina, E. A., Nakamura, E., Akinin, V. V., Ispolatov V. O., Kobayashi K., Alexandre, P., Cherepanova, I, Yu. (2006): The superposition of cretaceous volcanic belts in Ne Russia: New U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data. *Goldschmidt Conference Abstracts 2006*.

Winter, J (2001): *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, Upper Saddle River, (U.S.).

Lebenslauf

Name: Jürgen Leitner
Adresse: Fuchselhofgasse 2
PLZ/ Ort: 1120 Wien
E-mail: Lighty1@gmx.at
Mobiltel.: 0650/ 4610129
Geburtsdatum: 17. Jänner 1983
Geburtsort: Wels
Familienstand: ledig



Ausbildung

2004- 2011 Universität Wien, Studium für Erdwissenschaften, Schwerpunktfach Petrologie;

2009- 2011 **Masterthesis:** „*Geochemische und petrologische Untersuchungen der Ola- und Hypotetica Plateaubasalte im Okhotsk- Chukotka Volcanic Belt in Russland (Nord- Ost Sibirien)*“;

03/ 2009 Abschluss des Bachelorstudiums für Erdwissenschaften;

06/ 2007 **Bachelorarbeit:** „*Der plio/ pleistozäne Vulkanismus der Riegersburg in der Süd- Ost Steiermark*“;

04/ 2004 Ablegung der Reifeprüfung;

1997- 2003 Bundes- Oberstufenrealgymnasium für Sport, Honauerstrasse 24, Linz;

1993- 1997 Dr. Ernst Koref, Hauptschule 22, Bindermichl, Linz;

1989- 1993 Dr. Ernst Koref, Volksschule 29, Bindermichl, Linz;

96

Beruflicher Werdegang

WS/ 2010 Tutorium für Instrumentelle Methoden 2;
SS/ 2010 Tutorium für Petrographie 1;
SS/ 2009 Tutorium für Auslandsexkursion (Teneriffa);

Voest Alpine Stahl Gmbh (Werkstudent), jew. Juli/ August von 2001- 2003 und 2005- 2010;

- KWW 1: Beize
- LD 3: Stranggussanlage

01/ 2004- 09/ 2004 Präsenzdienst Maria Theresien Kaserne, Jägerregiment Wien;

Spezifische Kenntnisse

Englisch, verhandlungsfähig (B2)

Polarisationsmikroskopie

Elektronenstrahlenmikroskopie (Mikrosondenmessungen)

Rasterelektronenmikroskopie

Haupt.- und Spurenelementanalytik

Isotopenanalytik

EDV- Kenntnisse: (Petrel, Igpert, GoCad, GIS, Domino, Matlab, Mathematica, Microsoft Word/
Excel/ Office/ Power Point, Corel Draw, Tectonics)

Führerschein B

Interessen

Allgemein Geologie

Sport

Reisen