

Differenzierung von Basalten einer
„Large Igneous Province“ am Beispiel
des Kerguelen Plateaus.
Eine experimentelle Studie.

Vom Fachbereich Geowissenschaften und Geographie
der Universität Hannover
zur Erlangung des Grades
DOKTOR DER NATURWISSENSCHAFTEN
Dr. rer. nat.

genehmigte Dissertation

von
Dipl. Min. Marcus Freise
geboren am 30.01.1975 in Hannover

2004

Referent: Prof. Dr. F. Holtz

Korreferent: Prof. Dr. F. von Blanckenburg

Tag der Promotion: 17.02.2004

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Mineralogie der Universität Hannover unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. François Holtz durchgeführt. Bei ihm möchte ich mich für die interessante Aufgabenstellung, die zahlreichen Denkanstöße, sowie für die intensive Betreuung bedanken. Die vielen Diskussionen und Gespräche haben mir vor allem in der Endphase der Arbeit sehr geholfen.

Mein besonderer Dank gilt Dr. Jürgen Koepke für seine stetige Hilfsbereitschaft und die vielen kreativen Anregungen, die entscheidend zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen. Des weiteren möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Friedhelm von Blanckenburg für die Übernahme des Koreferates, sowie bei PD Dr. Jonathan Snow und PD Dr. Marcus Nowak für ihre Beteiligung an der Prüfungskommission bedanken.

PD Dr. Harald Behrens, PD Dr. Marcus Nowak und Dr. Roman Botcharnikov danke ich für die wertvolle fachliche Unterstützung während der IR-Messungen und deren Auswertung. Die vielen Gespräche waren mir bei der thematischen Einarbeitung in den Bereich der CO₂-Löslichkeiten eine sehr große Hilfe.

Weiterhin möchte ich mich bei Matthias Hahn, Dr. Jürgen Koepke und Magnus Johansson für ihre Unterstützung während der Benutzung der Mikrosonde bedanken. Otto Diedrich sei gedankt für die präzise Herstellung der Dünnschliffe. Willi Hurkuck, Bettina Aichinger und den Mitarbeitern der Werkstatt schulde ich Dank für die geleistete Hilfe bei der Betreuung der Hochdruckapparaturen.

Kevin („Schweissman“), Matthi („Matthi“), Dominik („Superluminal“), Fred („Digitally dehanced“), Piero („Glady“) und Francesco („Super Ciccio“) danke ich für das abendliche Anti-Streß-Programm. Jasper danke ich besonders für seine tatkräftige Unterstützung vor Ort und aus der Ferne. Antje, Fleurice, Jan (!), Kai, Miriam (!), Sandrin und allen die noch nicht erwähnt wurden, danke ich für allerhand Hilfe, oder einfach nur so. Den Usern der Domäne „BUHLIS“ danke ich für ihr unerbittliches Durchhaltevermögen beim Aufspüren von Fehlermeldungen und Kreieren von Computerproblemen.

Ganz besonders möchte ich mich bei meiner Ma bedanken, die mir immer eine große Stütze war.

Magda danke ich für ihre vielen Aufmunterungen und den unerschütterlichen Glauben an mich.

Inhaltsverzeichnis

1.0	Zusammenfassung / Abstract	1
2.0	Einleitung	4
2.1.	Differenzierung von LIP-Basalten	6
2.2.	Ziel der Studie	8
2.3.	Geologischer Überblick	9
3.0	Probenmaterial	12
3.1.	Alkali Basalt (OB93-190)	12
3.2.	Tholeiitischer Basalt (35R2)	15
4.0	Experimentelles	17
4.1.	Intern beheizte Gasdruckanlage (IHPV)	17
4.1.1.	Aufbau und Modifizierung der Shaw-Membran	17
4.1.2.	Temperatur-Kalibrierung	19
4.1.3.	Logging der Daten	20
4.2.	Synthese der Ausgangsmaterialien	20
4.3.	Prä-equilibrierung der Ausgangsgläser	21
4.4.	Vorsättigung der Versuchskapseln	21
4.5.	Kapselpräparation	22
4.6.	Versuchsbedingungen	23
4.7.	Berechnung der $a_{\text{H}_2\text{O}}$, $f_{\text{H}_2\text{O}}$ und f_{O_2}	24
4.7.1.	$a_{\text{H}_2\text{O}}$ und $f_{\text{H}_2\text{O}}$	24
4.7.2.	f_{O_2}	24
5.0	Analytik	25
5.1.	Elektronenstrahlmikrosonde	25
5.2.	Karl-Fischer-Titration	25
5.3.	IR Spektroskopie	28
5.3.1.	Spektroskopische Untersuchungen im nahen und mittleren Infrarot	28
5.3.2.	Bestimmung von H ₂ O und CO ₂ -Gehalten in den Gläsern	30

5.4. Bestimmung der H ₂ O-Gehalte in den Schmelzen	31
5.5. Bestimmung der Kristallanteile in den Experimenten	33
6.0 Ergebnisse	34
6.1. Gleichgewichtsbedingungen in den Experimenten	35
6.2. Alkali Basalt (OB93-190)	38
6.2.1. Phasenbeziehungen	39
6.2.2. Phasenchemie	42
6.2.3. Schmelzen	46
6.3. Tholeiitischer Basalt (35R2)	49
6.3.1 Phasenbeziehungen	50
6.3.2. Phasenchemie	52
6.3.3. Schmelzen	55
6.4. Löslichkeitsexperimente	58
7.0 Diskussion	60
7.1. Prä-eruptive Bedingungen	60
7.1.1. Alkali Basalt (OB93-190)	60
7.1.2. Tholeiitischer Basalt (35R2)	64
7.2. Differenzierungstrends	68
7.3. Genese von LIP-Basalten	71
7.4. Vergleich der Ergebnisse mit Damasceno et al. (2002)	73
7.5. Experiment vs. MELTS	76
7.6. CO ₂ Löslichkeiten	77
8.0 Schlussfolgerungen	81
9.0 Literaturverzeichnis	83
10.0 Anhang	92

1.0 Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Arbeit wurden experimentelle Untersuchungen zur Bestimmung des Einflusses der Parameter Temperatur, Sauerstofffugazität und Fugazitäten der volatilen Phasen (insb. H_2O und CO_2) auf die Differenzierung von Basalten der „Large Igneous Provinces“ (LIP) Kerguelen Plateau durchgeführt. Ziel der experimentellen Untersuchungen war es, in Kristallisationsexperimenten die natürlich vorkommenden Mineralphasen zu reproduzieren, um so Aussagen über Stabilitätsfelder und Bildungs- bzw. Differenzierungsbedingungen der untersuchten Gesteine zu erlangen.

Die verwendeten Ausgangsgesteine, ein tholeiitischer Basalt aus dem ODP Leg 183 Site 1140 und ein entwickelter Alkali Basalt vom Mt. Crozier auf der Kerguelen Insel repräsentieren unterschiedliche Differenzierungsstadien des Kerguelen Plume. Aus diesen beiden feingemörserten Gesteinsproben wurden zunächst bei 1600 °C und 1 atm kristallfreie und homogene Ausgangsgläser hergestellt. In verschiedenen Versuchsreihen wurde der Einfluss von Parametern wie Temperatur, $X_{\text{H}_2\text{O}}$ ($\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$ in der fluiden Phase) und Sauerstofffugazität auf die Kristallisation der Ausgangsgläser untersucht. Durch verschiedene $X_{\text{H}_2\text{O}}$ (CO_2 -Quelle: $\text{Ag}_2\text{C}_2\text{O}_4$) wurde die Wasseraktivität in den Versuchen variiert. Bei einem Druck von 500 MPa und Temperaturen zwischen 900 °C und 1160 °C unter oxidierenden ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}+4$) und reduzierenden Bedingungen ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}$) wurden Kristallisationsexperimente in einer Gasdruckanlage durchgeführt, die mit Vorrichtungen zum schnellen Abkühlen der Versuchskapseln und zur Kontrolle der f_{O_2} ausgestattet ist. Die experimentellen Produkte wurden anschließend mit der Elektronenstahlmikrosonde analysiert.

Für den Alkali Basalt konnten die prä-eruptiven Bedingungen auf $T = 950 \text{ °C} - 1050 \text{ °C}$, Wassergehalte von max. 2.5 Gew% H_2O und oxidierende Bedingungen ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}+2.5 \pm 0.3$) und für den tholeiitischen Basalt auf $T \geq 1060 \text{ °C}$, Wassergehalte bis zu 2 Gew% H_2O und oxidierende Bedingungen ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}+1 \pm 1$) eingegrenzt werden. In allen Versuchen zeichnete sich ein deutlicher Einfluss der Sauerstofffugazität auf die Zusammensetzung und Stabilität der einzelnen Mg/Fe-haltigen Minerale ab. Ebenso konnte gezeigt werden, dass nur unter oxidierenden Bedingungen eine Alkali-Anreicherung, die für die Differenzierung zu stark entwickelten Zusammensetzungen (wie z.B. Phonolithen auf der Kerguelen Insel) in den Restschmelzen beider Basalte benötigt wird, stattfindet. Während unter reduzierenden Bedingungen die Restschmelzen einem eher tholeiitischen Differenzierungstrend folgen, sind die Restschmelzen unter oxidierenden Bedingungen wesentlich Fe-ärmer bzw. Mg-reicher und folgen somit einem eher kalk-alkalischen Differenzierungstrend.

In einer weiteren Versuchsreihe wurde für den Alkali-Basalt (OB93-190) die CO₂-Löslichkeit in Abhängigkeit von der vorherrschenden Sauerstofffugazität untersucht. In diesen Experimenten konnte gezeigt werden, dass unter oxidierenden Bedingungen fast doppelt soviel CO₂ (6900 ± 500 ppm) in den Schmelzen des Alkali Basaltes gelöst werden kann, als es bei reduzierenden Sauerstofffugazitäten (3800 ± 500 ppm) der Fall ist. Dies bedeutet für die basaltischen Schmelzen des Kerguelen Plateaus, dass unter oxidierenden Bedingungen, im Gegensatz zu MOR-Basalten, wesentlich größere Mengen an Volatilen (z.B. CO₂) bei einem bestimmten Druck in diesen Magmen transportiert werden können.

Schlagerworte: LIP-Basalte, Differenzierung, Sauerstofffugazität

1.0 Abstract

Phase relations of basalts from the "large igneous province" Kerguelen Plateau have been investigated experimentally to understand the effect of temperature, fO_2 and fugacity of volatiles (e.g. H_2O and CO_2) on the differentiation path of LIP-basalts. By the comparison of the natural phenocryst assemblage with the experimental products, the differentiation and pre-eruptive conditions of these magmas could be constrained.

The starting rock samples were a tholeiitic basalt (ODP Leg 183 Site 1140) and an evolved alkali basalt (Mt. Crozier on the Kerguelen Archipelago), representing different differentiation stages of basalts related to the Kerguelen Plume. The samples were first ground in a ball mill and fused at 1600 °C and 1 atm to a homogeneous, crystal-free and dry glass. The influence of temperature, X_{H_2O} (H_2O/H_2O+CO_2 in the fluid phase) and oxygen fugacity on phase stability and composition was investigated at 500 MPa. All experiments were fluid saturated. Water activity (a_{H_2O}) was varied by changing the H_2O/CO_2 ratio in the fluid. Crystallization experiments were performed at temperatures between 900 °C and 1160 °C under oxidizing ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$) and reducing conditions ($\log fO_2 \sim \Delta QFM$) in a gas pressure vessel equipped with a rapid quench device and a Shaw-Membrane for controlling the fO_2 . The mineral phases were analyzed by electron microprobe or were identified by back-scattered electron microscopy.

The pre-eruptive temperature of the alkali basalt was about 950 °C - 1050 °C. The water content of the melt was below 2.5 wt.% H_2O and strongly oxidizing conditions ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+2.5 \pm 0.3$) were prevailing in the magma chamber. The temperature of the tholeiitic melt was above 1060 °C, with a water content below 2 wt.% H_2O and a $\log fO_2$ close to $\Delta QFM+1 \pm 1$. In all experiments a significant influence of the fO_2 on the composition and stability of the Mg/Fe-bearing mineral phases could be observed. Under reducing conditions the residual melts follow a tholeiitic differentiation trend. In contrast, melts have high Mg# and follow a calc-alkalic differentiation trend at oxidizing conditions. Early fractionation of clinopyroxene is a crucial step resulting in the generation of silica-poor and alkali-rich residual melts (e.g. alkali basalt). The enrichment of alkalis in residual melts is enhanced at high fO_2 and low a_{H_2O} . Such conditions are needed to explain the formation of phonolites of the Kerguelen Archipelago by differentiation of alkali-rich basalts. The CO_2 solubility in the alkali basalt (OB93-190) was investigated as a function of oxygen fugacity. The experiments show that under oxidizing conditions twice as much CO_2 (6900 ± 500 ppm) could be dissolved in the melts than under reducing conditions (3800 ± 500 ppm). This indicates that oxidized basaltic melts, occurring in "large igneous provinces", can incorporate and transport much more CO_2 at a given pressure than more reduced MOR-basalts.

Keywords: LIP-basalt, differentiation, oxygen fugacity

2.0 Einleitung

Die großen Eruptivprovinzen, sogenannte „Large Igneous Provinces“, repräsentieren die größten und intensivsten vulkanischen Perioden in der Erdgeschichte. Es handelt sich bei diesen Arealen um vulkanische Gebiete, die meist innerhalb kürzester Zeitintervalle große Mengen an basaltischer Lava fördern. Hierdurch leisteten diese Provinzen im Laufe der Erdgeschichte einen wichtigen Beitrag zur Entstehung der Erdkruste und zur globalen Wärmeproduktion. Die bekanntesten und jüngsten Beispiele hierfür sind, im kontinentalen Bereich, der Deccan-Trapps (~ 65 Ma), die Columbia River Plateaubasalte (~ 17 Ma) sowie im marinen Bereich, das Ontong-Java- (~ 122 Ma) und Kerguelen Plateau (~ 110 Ma). „Large Igneous Provinces“ (LIPs) können in drei große Gruppen eingeteilt werden: 1) kontinentale Plateaubasalte; 2) ozeanische Plateaubasalte und 3) große magmatische Körper an passiven Plattenrändern (s. Abbildung 1).

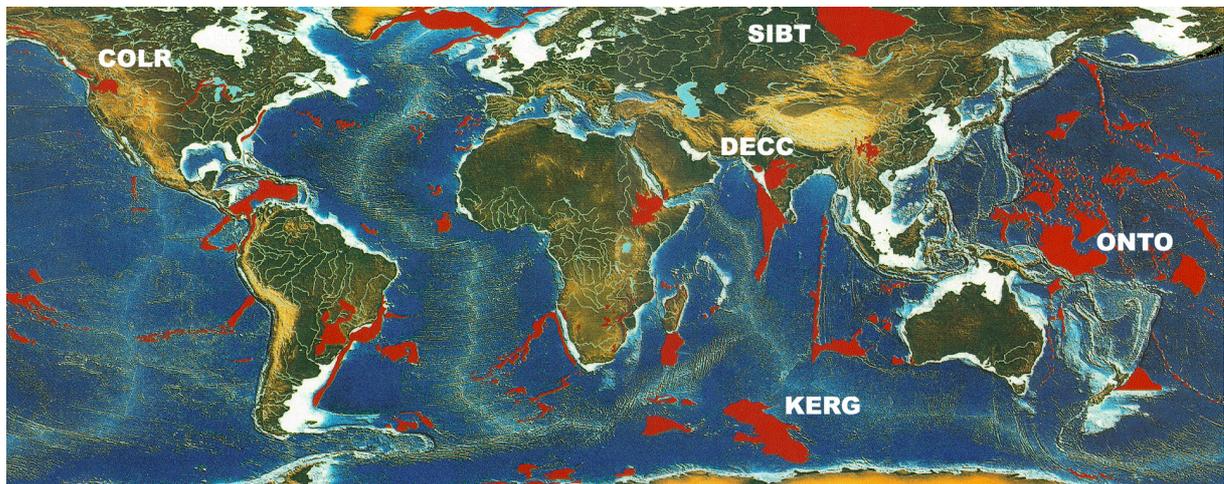


Abbildung 1: Übersicht der weltweit wichtigsten LIP-Provinzen (rot markierte Bereiche): COLR = Columbia River Basalte; DECC = Deccan-Trapps; KERG = Kerguelen Plateau; ONTO = Ontong Java Plateau; SIBT: Siberian-Trapps (nach Coffin und Eldholm (1993)).

Diese großen magmatischen Einheiten, die subaerisch oder submarin meist tholeiitische Basaltlaven, aber auch andere, alkali-reichere Zusammensetzungen fördern, zeichnen sich durch ihre große Fördermenge an magmatischem Material innerhalb kürzester Zeitabschnitte aus (Hall, 1987). Während der Eruptionen können die Laven sehr schnell große Gebiete überdecken, wie z.B. bei der Provinz „Columbia River“, wo ein Großteil der Lava innerhalb von nur eineinhalb Millionen Jahren das gesamte Gebiet bedeckt hat; oder innerhalb von viereinhalb Millionen Jahren beim Beispiel des Kerguelen Plateaus (Coffin und Eldholm, 1993). Darüber hinaus eruptierten diese vulkanischen Laven, durch welche diese Eruptivprovinzen geschaffen wurden, möglicherweise in kurzen heftigen Schüben, die durch Jahrtausende relativer Ruhe getrennt waren (Coffin und Eldholm, 1993). Auffallend sind auch die großen Mengen an gefördertem

magmatischem Material, die durchschnittlich sogar, wie beim Beispiel des Ontong-Java-Plateaus, zwischen 9 und 13 km³/Jahr (s. Tabelle 1) liegen können (Coffin und Eldholm, 1993).

Tabelle 1: Bildungsdaten der bekanntesten Eruptivprovinzen (nach Coffin und Eldholm (1993)).

Region	Gebiet [km ²]	Volumen [km ³]	Förderrate [km ³ /Jahr]	Alter [Ma]
Deccan, Indien	1.800.000	9.000.000	2.1 - 8.2	65
Columbia River, USA	220.000	1.740.000	0.1 - 0.9	17
Ontong Java, Pazifik	4.900.000	55.000.000	8.8 - 13.0	122
Kerguelen, Indischer Ozean	2.300.000	23.000.000	2.2 - 3.6	110

„Large Igneous Provinces“ treten meist innerhalb von Platten auf und stellen hiermit einen Sonderfall dar, da sich ihre Entstehung und Platznahme nicht vollständig mit Hilfe des bekannten Schemas der Plattentektonik erklären lässt (Coffin und Eldholm, 1993).

Aufgrund der niedrigen Viskosität der geförderten basaltischen Magmen gibt es, anstelle eines explosiven Ausbruches, ein für LIPs typisches relativ ruhiges und schichtparalleles Ausfließen (wie z.B. bei den Deccan-Trapps). Diese großen Mengen an basaltischer Lava deuten auf umfassende Schmelzprozesse im darunterliegenden Mantel hin. Sie stammen oft aus langlebigen Magmenquellen im Erdmantel, die über Mantelplumes an die Oberfläche gelangen können (Hall, 1987). Die geochemische Zusammensetzung dieser Magmen weist weiterhin Signaturen auf, welche auf Zirkulationen von Magmen und Inhomogenitäten in der Zusammensetzung des Mantels deuten lassen (Coffin und Eldholm, 1993).

Die Differenzierung von alkali-reichen LIP-Magmen kann nach allgemeinen Vorstellungen zur Bildung von SiO₂-reichen Schmelzen und Magmen (wie z.B. bei den Rhyolithen auf den Ascension Inseln) oder zu SiO₂-armen Schmelzen (wie z.B. bei den Trachyten und Phonolithen auf den Kerguelen Inseln, Kanarischen Inseln oder Tristan da Cunha) führen. Diese Differenzierung kann auf unterschiedliche Mechanismen zurückgeführt werden, wie z.B. Kristallfraktionierung oder Assimilation bzw. Kontamination durch Nebengestein (De Paolo, 1981). Durch diese Prozesse modifiziert, können die differenzierten Restschmelzen entweder in oberen Teilen von Magmenkammern auskristallisieren, oder in höhere Krustenniveaus aufsteigen und eventuell als effusive Gesteine gefördert werden. Die Unterschiede in diesen entwickelten Schmelzen ergeben sich aus verschiedenen Fraktionierungstrends (Fraktionierung von verschiedenen Mineralen). Daher sind die möglichen Differenzierungspfade nicht nur von der primitiven Zusammensetzung, dem Druck und der Temperatur, sondern auch stark vom Volatilgehalt der Magmen (Ablay et al., 1998) und der vorherrschenden Sauerstoff fugazität (Freundt und Schmincke, 1995) abhängig. Welchen Einfluss der Volatilgehalt der Schmelzen und

die Sauerstofffugazität auf solche Fraktionierungsprozesse haben, ist bisher nur unzureichend bekannt, da nur wenige Experimente (z.B. zur Untersuchung des Einflusses von fO_2 und X_{H_2O} bzw. a_{H_2O}) durchgeführt wurden (z.B. Scaillet et al., 1995; Berndt et al., 2001; Martel et al., 1999). Schließlich kann auch die Stabilität und Zusammensetzung der Mineralphasen (z.B. Ca-Gehalt der Plagioklase, Fe/Mg Verhältnis in den mafischen Phasen) nicht nur von der Konzentration, sondern auch von der Art der volatilen Spezies und der Sauerstofffugazität beeinflusst werden (Martel et al., 1999).

2.1. Differenzierung von LIP-Basalten

Im Rahmen des Schwerpunktprogrammes „Ocean Drilling Project“ (ODP) wurden zahlreiche geochemische Untersuchungen an differenzierten Gesteinen aus „Large Igneous Provinces“ wie z.B. dem Kerguelen Plateau durchgeführt (Weis et al., 1993; Yang et al., 1998; Damasceno et al., 2002; Weis und Frey, 2002). Detaillierte Informationen über die petrologischen und geochemischen Eigenschaften der Gesteine des Kerguelen Plateaus findet man in (Weis et al., 1993; Weis et al., 1989; Weis et al., 1998; Gautier et al., 1990; Class et al., 1993; Class et al., 1996; Frey et al., 2000a; Frey et al., 2000b). Da es sich hierbei um petrographische und geochemische Untersuchungen handelt, konnten bisher keine genaueren Aussagen über den Einfluss der Parameter Druck (P), Temperatur (T), Sauerstofffugazität (fO_2), Gehalt (Gew%) und Aktivität (a_{H_2O}) der volatilen Komponenten im Hinblick auf die Differenzierung solcher Gesteine getroffen werden. Oftmals ist eine Abschätzung der Volatilgehalte von natürlichen Magmen mit konventionellen geochemischen Methoden schwierig, da ein großer Teil der Volatile während des Aufstiegs dieser Magmen entgast. Eine weitere Methode ist die Volatilbestimmung anhand von Fluideinschlüssen in Mineralen (Ablay et al., 1998; Johnson et al., 1994). Allerdings können auch diese Fluideinschlüsse während des Aufstiegs entgasen oder sie repräsentieren nicht exakt die prä-eruptiven Volatilgehalte in den Schmelzen. Eine alternative Methode zur Abschätzung der Volatilgehalte während der Differenzierung dieser Magmen ist die experimentelle Untersuchung des Einflusses der Volatile auf die Differenzierung dieser Magmen (Martel et al., 1998; Berndt, 2002). Um die Bedingungen, unter denen die Fraktionierung charakteristischer Minerale, wie z.B. Pyroxen und Ti-haltigen Phasen in alkalischen bis peralkalischen Systemen stattfindet, weiter einzugrenzen, müssen zudem die Stabilitätsfelder der auftretenden Minerale in Abhängigkeit von P, T und a_{H_2O} bekannt sein.

Oftmals werden geochemische Modelle (wie z.B. Ghiorso und Sack, 1995, Yang et al., 1996 und Ariskin, 1999) für die Berechnung von Phasenbeziehungen, Aufstiegspfaden („liquid lines of descent“) und Differenzierungsprozessen benutzt. Diese Programme basieren

hauptsächlich auf Datensätzen experimenteller Studien. Vor allem für wasserhaltige basaltische Zusammensetzungen fehlen jedoch wichtige Datensätze in den Programmen, so dass die meisten Berechnungen lediglich auf Extrapolation aus anderen Systemen, wie z.B. Graniten, herangezogen werden. (Toplis und Carroll, 1996) konnten jedoch zeigen, dass das thermodynamische Modell von (Ghiorso und Sack, 1995) nicht ausreichend die experimentellen Ergebnisse in einem subalkalischen System bei 1 atm reproduzieren kann. Sowohl die Stabilitätsfelder als auch die Zusammensetzungen von Modell und Experiment weichen bei einem direkten Vergleich stark voneinander ab. Da es für basaltische Systeme überwiegend experimentelle Daten bei Drücken von 1 atm gibt (d.h. ohne Berücksichtigung von in den Schmelzen gelösten Volatile), führen Modelle die auf diesen Daten beruhen bei der Berechnung von Differenzierungsbedingungen unter hohen Drücken zu Fehlergebnissen.

Bislang wurden an LIP-Basalten ausschließlich experimentelle Untersuchungen bei Druckbedingungen von 1 atm durchgeführt (z.B. Thy et al., 1998). Diese Experimente zeigen, dass SiO₂-reiche Schmelzen durch fraktionierte Kristallisation von Fe-Ti-Oxiden in einem späten Stadium der Differenzierung einer subalkalischen, tholeiitischen Schmelze entstehen können (Thy et al., 1998). Geologisch sind diese Experimente weniger relevant, da volatile Komponenten wie z.B. H₂O, CO₂ und S nur unter Druck in silikatischen Schmelzen gelöst werden können.

Die einzigen experimentellen Untersuchungen in wasserhaltigen basaltischen Systemen unter hohem Druck zum Verständnis der Genese von alkali-reichen Schmelzen aus basaltischen Zusammensetzungen stammen von (Holloway und Burnham, 1972; Helz, 1973; Helz, 1976; Dixon-Spulber und Rutherford, 1983; Ellis und Thompson, 1986). Das Problem der Untersuchungen von (Holloway und Burnham, 1972; Dixon-Spulber und Rutherford, 1983 und Ellis und Thompson, 1986) ist, dass sie an MOR-Basalten durchgeführt wurden, ohne den Einfluss der Sauerstoffugazität und die Zusammensetzung der Volatile (C-H-O, C-H-O-S) zu berücksichtigen. Ebenso wurden die Experimente überwiegend bei wasser-gesättigten Bedingungen und Drücken über 1 GPa durchgeführt. Diese Bedingungen sind allerdings für die natürlichen Systeme nicht unbedingt relevant, da zu Beginn der Differenzierung dieser Gesteine wasser-untersättigte Bedingungen herrschten (Wassergehalte um 0.4 - 0.9 Gew% H₂O wurden in tholeiitischen Basalten aus Hawaii (Dixon et al., 1991; Johnson et al., 1994) und bis zu 2.5 Gew% H₂O in Phonolithen aus Teneriffa, (Ablay et al., 1998) gefunden). Somit sind die Wassergehalte in den oben gezeigten experimentellen Studien meist zu hoch gewählt worden um die natürlichen Bedingungen zu reproduzieren. Ebenso wurde auf Grund von technischen Problemen der Einfluss der Sauerstoffugazität (f_{O_2}) für wasserhaltige basaltische Systeme in der Vergangenheit

nicht untersucht. Es ist jedoch bekannt, dass Schwankungen von bis zu 3 Log-Einheiten in der Natur möglich sind (Danyushevsky und Sobolev, 1996; Ablay et al., 1998).

2.2. Ziel der Studie

Bislang gibt es nur wenig experimentelle Informationen über den Einfluss der Sauerstoff fugazität und Volatilen auf die Differenzierung von LIP-Basalten bei relativ niedrigen Drücken (unter 800 MPa). Wie in Kapitel 2.1. erwähnt, fehlt es an Ergebnissen von Phasenbeziehungen in volatilhaltigen Systemen, um die derzeitigen thermodynamischen Modelle zu verbessern. Hierzu wurden in dieser Arbeit Phasenbeziehungen von 2 Basalten der „Large Igneous Province“ Kerguelen Plateau experimentell untersucht. Dabei wurde das Ziel verfolgt, durch experimentelle Untersuchungen Hinweise über die Phasenbeziehungen der LIP-Basalte und deren Differenzierungsprodukte der „Large Igneous Province“ Kerguelen Plateau zu erlangen. In diesem Zusammenhang wurden Experimente zur Bestimmung des Einflusses von Temperatur, Sauerstoff fugazität und Wasseraktivität auf die Stabilitätsfelder und Phasenchemie der auftretenden Minerale durchgeführt. Durch den Vergleich der natürlichen Minerale mit den in den Experimenten synthetisierten Phasen kann man die möglichen prä-eruptiven und Differenzierungsbedingungen in den jeweiligen Magmenkammern dieser Gesteine abschätzen. Die Experimente in dieser Studie wurden in enger Anlehnung an die natürlichen Bildungsbedingungen der Gesteine durchgeführt. Hierzu orientierten sich die Versuchsbedingungen an vorangegangenen petrologischen und geochemischen Studien, worauf die Versuche bei einem Druck von 500 MPa (Damasceno et al., 2002) und unter zwei verschiedenen Sauerstoff fugazitäten ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}+4$ und $\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}$) durchgeführt wurden (Borisova et al., 2002; Ryabchikov et al., 2002). Das vulkanische Ausgangsmaterial der Experimente stellte hierbei ein Alkali Basalt vom Mt. Crozier auf der Kerguelen Insel (Damasceno et al., 2002), sowie ein tholeiitischer Basalt vom Leg 183 Site 1140 (nördliches Kerguelen Plateau) dar (Weis und Frey, 2002). Die aus den Experimenten gewonnenen Ergebnisse dieser Arbeit wurden mit den Untersuchungsergebnissen der natürlichen Proben von (Damasceno et al., 2002) und (Weis und Frey, 2002) verglichen. Des Weiteren sind die in dieser Studie gewonnenen experimentellen Ergebnisse auch für das Verständnis des Löslichkeitsverhaltens von Volatilen in Abhängigkeit von $a_{\text{H}_2\text{O}}$ und f_{O_2} in Basalten von Interesse, welches auch im weiteren Sinn für das Verständnis der Entgasungsprozesse dieser Schmelzen wichtig ist.

2.3. Geologischer Überblick

Die 8500 km² große Kerguelen Inselgruppe befindet sich in einem vom South East Indian Ridge (SEIR), South West Indian Ridge (SWIR) und dem Antarktischen Kontinent gebildeten Dreieck im südlichen Indischen Ozean zwischen 68°40' und 70°30' Ost sowie 48°30' und 49°45' Süd (Dosso et al., 1979; Grégoire et al., 1998). Zusammen mit der Heard Insel liegen die Kerguelen Inseln auf dem großen Kerguelen-Heard Plateau, welches die Verlängerung des Kerguelen-Gaussberg Rückens im Zentrum der Antarktischen Platte darstellt (Gautier, 1987). Eine vereinfachte topografische bzw. geologische Karte mit den wichtigsten tektonischen und geologischen Einheiten ist in Abbildung 2 bzw. 3 zu sehen.

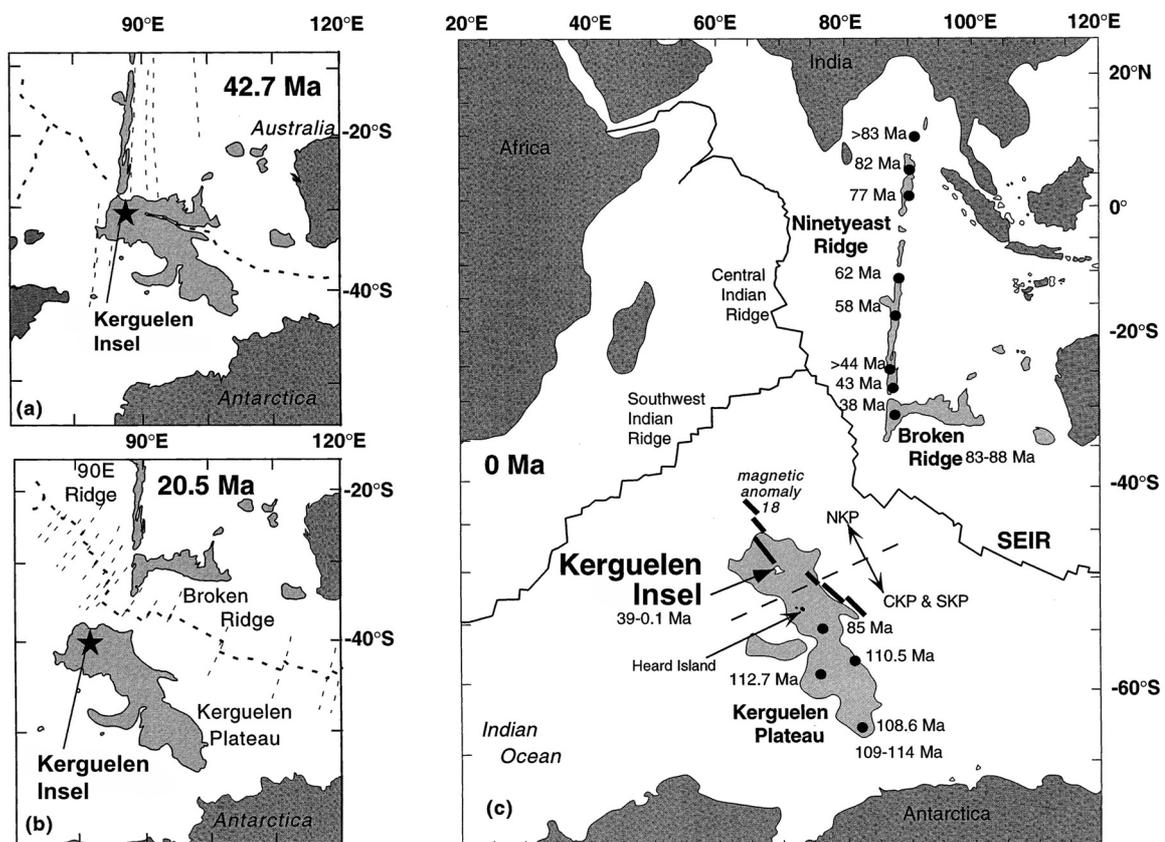


Abbildung 2: Plattenrekonstruktion während der Bildung des Kerguelen Plateaus sowie die rezente Tektonik des Gebietes nach Royer und Sandwell (1989), verändert nach Nicolaysen et al. (2000). Die Rekonstruktion betont die Trennung des Kerguelen Plateaus vom Broken Ridge während ihrer rückenzentrierten Lage und die anschließende Wanderung des SEIR. a) Die Nordwest Ausbreitung des SEIR (gestrichelte Linie) trennt den Broken Ridge vom Kerguelen Plateau um 42.7 Ma. b) Ninety East Ridge, Broken Ridge und Kerguelen Plateau sind komplett voneinander getrennt. c) Derzeitige Lage der Kerguelen Insel im Bezug zum SEIR und anderen, vom Kerguelen Plume gebildeten Provinzen.

Zusammen mit dem benachbarten Broken Ridge, der symmetrisch auf der nördlichen Flanke des South East Indian Ocean Ridge liegt, stellt das Kerguelen Plateau einen Beleg für den

umfangreichen kreidezeitlichen Vulkanismus in dieser Region dar, der durch den Kerguelen Plume stark geprägt wurde (Yang et al., 1998). Dieser Plume bildete in der Zeit von ~ 82 bis 38 Ma durch die Nordbewegung der Indischen Platte über die Plume position eine 5000 km lange Hot-Spot Spur, den Ninety East Ridge (s. Abbildung 2a). Der in dieser Zeit neu gebildete South East Indian Ridge (SEIR) kreuzte mit seiner Spreading Zone die Hot-Spot Spur und isolierte den Kerguelen Plume somit unter der Antarktischen Platte (s. Abbildung 2b). Auf der zum Kerguelen Plume relativ stationären Antarktischen Platte bildete der Hot-Spot in der Zeit von ~ 39 bis 0.1 Ma keine typische Inselkette, sondern die heutige Kerguelen Insel (Yang et al., 1998) (s. Abbildung 2c).

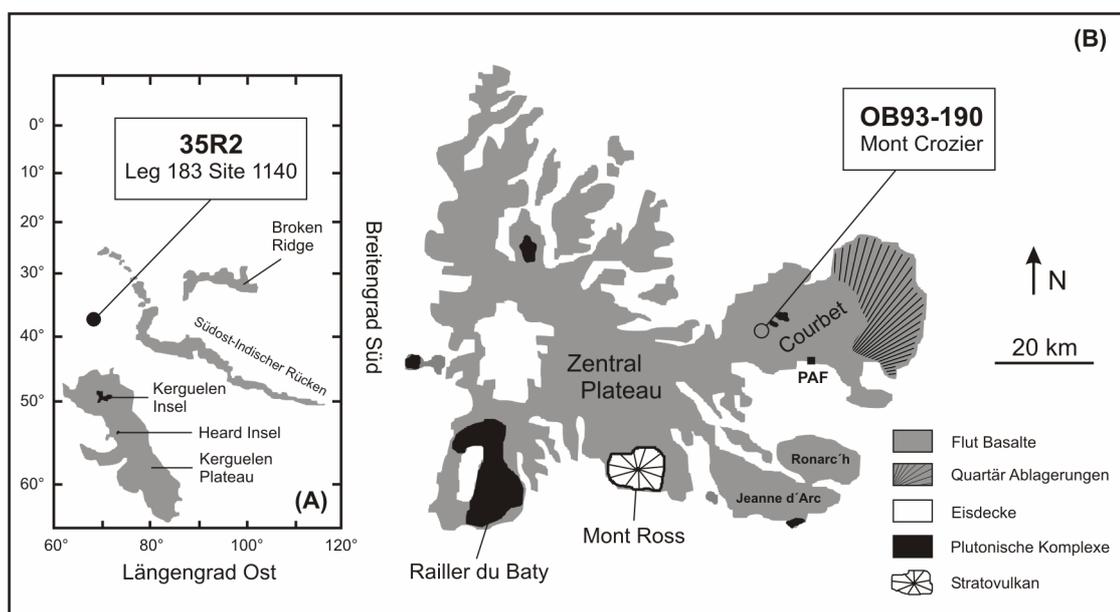


Abbildung 3: Vereinfachte Karte des Kerguelen Plateaus im SE Indischen Ozean zusammen mit den wichtigsten geologischen Einheiten der Kerguelen Insel (verändert nach Damasceno et al. (2002)). Eingetragen sind die Probenentnahmepunkte der beiden basaltischen Ausgangszusammensetzungen. (A) Bathymetrische Karte eines Teils des Indischen Ozeans mit den wichtigsten topografischen Einheiten in dunkelgrau. (B) Geologische Karte der Kerguelen Insel.

Die Kerguelen Insel (s. Abbildung 3) besteht aus tholeiitischen bis alkali-reichen „flood“ Basalten, welche bis zu 85% der Oberfläche der Insel bedecken (Nicolaysen et al., 2000). Diese können in drei unterschiedliche magmatische Serien eingeteilt werden (Yang et al., 1998): 1. Übergangsbasalte, 2. gering alkaline Basalte, 3. alkali-reiche Basalte. Diese stellenweise hydrothermal überprägten basaltischen Serien werden von 4 großen Schildvulkanen überlagert: „Loranchet“ im Nordwesten, „Cook“ im Westen, „Jeanne d'Arc“ im Südosten und „Courbet“ im Osten. Auf der Spitze dieser Schildvulkane liegen zwei Stratovulkane: „Ross“ im Süden und „Société de la Géographie“ im Norden, sowie zahlreiche phonolithische und trachytische

Intrusionen und einige große syenitische Plutone und Ringkomplexe, wie z.B. der Rallier du Baty im Südwesten (Dosso et al., 1979). Diese Ringkomplexe können einen Durchmesser von bis zu 15 km erreichen und weisen Zusammensetzungen von Gabbros (Val Gabbro) bis hin zu Syeniten und Graniten auf (Rallier du Baty). Die ältesten Gesteine der Insel sind die Gabbros im „Val Gabbro“ in der „Southeast Province“ mit einem K/Ar Alter von 39 ± 3 Ma (Giret et al., 1981).

Die Bildung des Kerguelen Plateaus und der Kerguelen Insel wurde bis in die letzten Jahre kontrovers diskutiert (Dosso et al., 1979; Gautier, 1987; Weis et al., 1993). Als Hauptmagmenquelle für die tholeiitischen Basalte werden der Kerguelen Plume und Teilschmelzen des oberen Mantels angenommen. Dennoch zeigen die Haupt- und Spurenelementanalysen der verschiedenen Basalt-Suiten unterschiedliche geochemische Trends (Weis und Frey, 2002). Durch die Nähe des Kerguelen Plumes am South East Indian Ocean Ridge in der Anfangsphase der Bildung des Kerguelen Plateaus sind die hier entstandenen Basaltlaven von einer Mischung aus Plume- und MORB-Komponenten beeinflusst. Je weiter sich der Kerguelen Plume in der Nachfolgezeit vom South East Indian Ocean Ridge entfernt hat, desto mehr überwiegt die Plumekomponente in den geochemischen Signaturen der Basalte (Frey et al., 2000a). Eine Beteiligung der kontinentalen Lithosphäre an der Bildung des Kerguelen Plateaus und der Kerguelen Insel kann jedoch weitestgehend ausgeschlossen werden (Frey et al., 2000a; Weis und Frey, 2002).

3.0 Probenmaterial

Als Ausgangssubstanzen für die Experimente sollten Zusammensetzungen gewählt werden, die als Stamm-Magma für die Entwicklung der Gesteine der Kerguelen-Provinz in Frage kommen. Insgesamt wurden 2 Proben gewählt: ein tholeiitischer Basalt aus dem ODP Leg 183 Site 1140A und ein entwickelter Alkali Basalt vom Mt. Crozier (s. Tabelle 3 in Kapitel 4.2.). Dabei stellt die tholeiit-basaltische Probe (Probennummer 35R-2) eines der primitivsten Gesteine des Kerguelen Plateaus dar. Die Probe vom Mt. Crozier (Probennummer OB93-190) hingegen ist ein stärker differenzierter Alkali Basalt, aus dem sich bei einer weiteren Entwicklung hoch differenzierte Gesteine wie die Tephrite und Phonolithe der „Southeast Province“ entwickelt haben können. Die Gesteine wurden in Absprache mit D. Weis mit dem Ziel ausgewählt, möglichst wenig alterierte Proben als Ausgangsmaterial zu erhalten. Ebenso wurde bei der Auswahl darauf geachtet, dass die Proben die typischen geochemischen Signaturen des Kerguelen Plumes aufweisen und repräsentativ für fast reine, d.h. Kumulat-freie Schmelzen sind. Weis et al. (2002) und Damasceno et al. (2002) führten sowohl die Probennahme am Leg 183 bzw. am Mont Crozier als auch die späteren Mineralanalysen der Gesteine durch.

3.1. Alkali Basalt (OB93-190)

Der Alkali Basalt OB93-190 stammt vom Mont Crozier auf der Courbet Halbinsel der Kerguelen Insel aus der Unit B (s. Abbildung 3b in Kapitel 2.3.). Der Basalt besitzt ein homogenes, feinkörniges und porphyrisches Gefüge. Nach Damasceno et al. (2002) bestehen die Phänokristen anteilig am Gesamtgestein aus 4.1 Vol% Plagioklas, 0.3 Vol% Olivin und untergeordnet Fe-Ti Oxiden. Im Gegensatz zu Damasceno et al. (2002), welcher bei der Untersuchung der Probe keinerlei Klinopyroxene beobachtet hat, konnten während einer Durchsicht der Dünnschliffe der Probe, Klinopyroxen Phänokristen mit einem ungefähren Anteil von 0.9 Vol% beobachtet werden. Der Gesamtanteil an Phänokristen in der Probe beläuft sich somit auf 5.3 Vol%. Die Mikrosondenanalysen der Phänokristen des Alkali Basaltes sind in Tabelle 2a zusammengefasst. Ein typisches Dünnschliffbild der Probe ist in Abbildung 4 zu sehen. Im Folgenden werden die einzelnen Mineralphasen genauer beschrieben.

Plagioklas

Im Gegensatz zu den tholeiitischen Basalten des nördlichen Kerguelen Plateaus, in denen Plagioklas eine eher untergeordnete Rolle spielt, stellt dieser eine der Haupt-Phänokristphasen in den Crozier Magmen dar (Damasceno et al., 2002). Die bis zu 700 µm großen hyp- bis

idiomorphen Plagioklase (Bytownit) weisen eine leichte Zonierung auf (Kern: An = 76; Rand An = 69).

Klinopyroxen

Obwohl Klinopyroxen in der Probe modal eine eher untergeordnete Rolle spielt, ist er dennoch nach Damasceno et al. (1999) eine wichtige fraktionierende Phase in größeren Tiefen, welche die Geochemie der Mont Crozier Magmen wesentlich gesteuert hat. Die hypidiomorph bis idiomorph ausgebildeten Klinopyroxene können chemisch als Al-reiche Augite bezeichnet werden. In der vorliegenden Probe sind die Kristalle bis zu 300 µm groß. Die untersuchten Klinopyroxene haben eine durchschnittliche Mg-Zahl ($Mg/Mg+Fe^{2+}$ -Verhältnis) von 75.6.

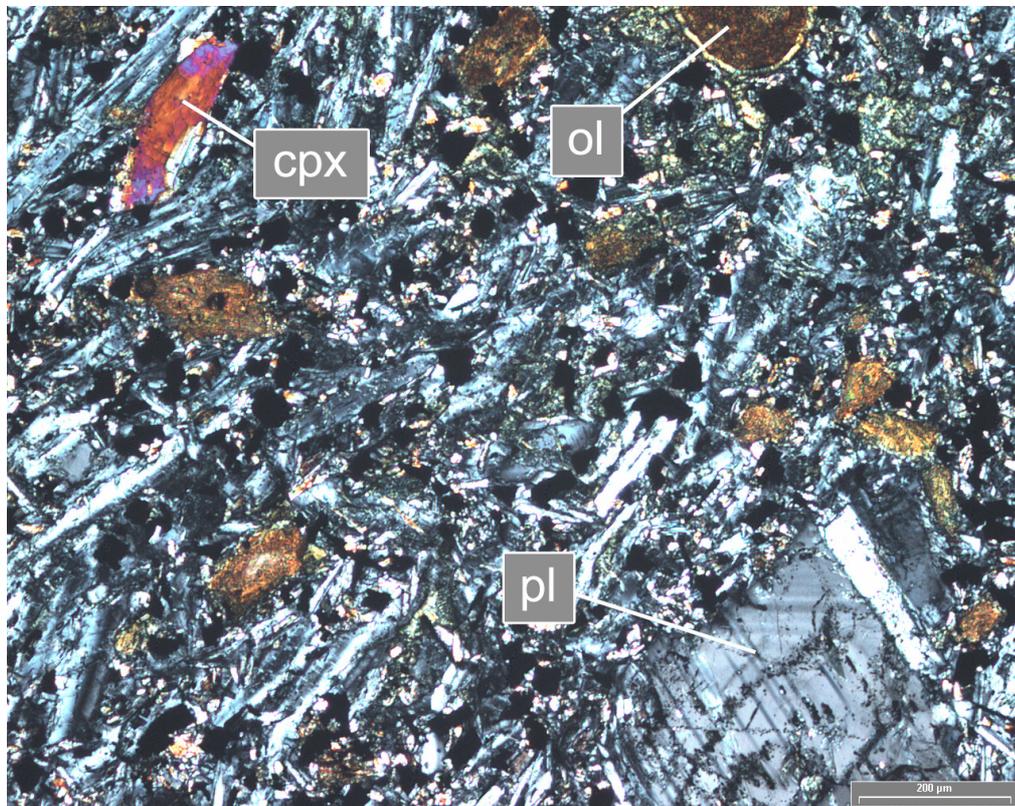


Abbildung 4: Dünnschliffbild des Alkali Basalts (OB93-190) unter gekreuzten Polarisatoren. Abkürzungen: Klinopyroxen = cpx; Olivin = ol; Plagioklas = pl.

Olivin

Ebenso wie Klinopyroxen zeigt Olivin in der Probe (OB93-190) einen geringen Phänokristanteil. Fast alle Olivin Kristalle sind teilweise oder vollständig durch Iddingsit verdrängt, was Hinweise auf eine Niedrig-Temperatur-Alteration der Probe gibt. Die Olivinkristalle sind meist hypidiomorph und bis zu 200 µm groß. Aufgrund der starken Alteration nahezu aller Olivin

Phänokristen innerhalb der Probe sind keine Mikrosondenanalysen vorhanden. Nach Damasceno et al. (2002) sind in der gesamten Suite der Crozier Basalte keine gravierenden Schwankungen im Fo-Gehalt der Olivine zu beobachten, so dass für die Olivine der untersuchten Probe ein durchschnittlicher Fo-Gehalt von Fo₇₀₋₈₀ angenommen werden kann.

Fe-Ti Oxide

Den größten Anteil der opaken Phasen bilden idiomorphe Fe-Ti Oxide, die über die gesamte Probe verteilt sind. Eine quantitative Analyse der Fe-Ti Oxide wurde durch die teilweise geringe Korngröße der Minerale erschwert. Zusätzlich wurde deshalb eine qualitative Phasenbestimmung mit Hilfe des EDX Systems der verwendeten Mikrosonde vorgenommen, wodurch sowohl Titanomagnetit als auch Ilmenit identifiziert werden konnte.

Tabelle 2a: Mikrosondenanalysen der Phänokristen der Probe OB93-190. Alle Messungen sind Mittelwerte aus 10 Messungen. Alle Werte sind in Gew%. (K) = Kern; (R) = Rand.

Alkali Basalt (OB93-190)					
	Klinopyroxen	Plagioklas (K)	Plagioklas (R)	Ilmenit	Magnetit
SiO ₂	46,20	48.73	50.51	0.05	0.07
TiO ₂	2.69	0.06	0.05	48.62	12.33
Al ₂ O ₃	5.91	32.29	31.12	0.09	2.81
FeO _{tot}	10.06	0.56	0.45	46.41	77.80
MnO	0.15	0.02	0.05	0.88	0.31
MgO	11.89	0.05	0.11	1.06	0.23
CaO	21.26	15.76	13.98	0.15	0.03
Na ₂ O	0.48	2.63	3.28	0.00	0.04
K ₂ O	0.00	0.13	0.20	0.00	0.01
Total	98.63	100.24	99.75	97.26	93.63

3.2. Tholeiitischer Basalt (35R2)

Der tholeiitische Basalt (35R2) stammt aus dem Leg 183 ODP-Site 1140 der Unit 6 (Probennummer: 1140-35R2-W8488), welches in das nördliche Kerguelen Plateau (NKP), ungefähr 270 km nördlich der Kerguelen Inseln, abgeteuft wurde (s. Abbildung 3 (A) in Kapitel 2.3.). Der Basalt weist ein homogenes, feinkörniges und porphyrisches Gefüge auf. Nach Weis und Frey (2002) besteht der Pillow Basalt, der in einer Tiefe von 305 Metern erbohrt wurde, aus Phänokristen von Plagioklas, Klinopyroxen und untergeordnet Fe-Ti Oxiden. Zu bemerken ist, dass in der gesamten Unit 6 kein Olivin als Mineralphase auftritt (Weis und Frey, 2002). Die Mikrosondenanalysen der Phänokristen des tholeiitischen Basaltes sind in Tabelle 2b zusammengefasst. Ein typisches Dünnschliffbild der Probe ist in Abbildung 5 zu sehen. Im Folgenden werden die einzelnen Mineralphasen genauer beschrieben.

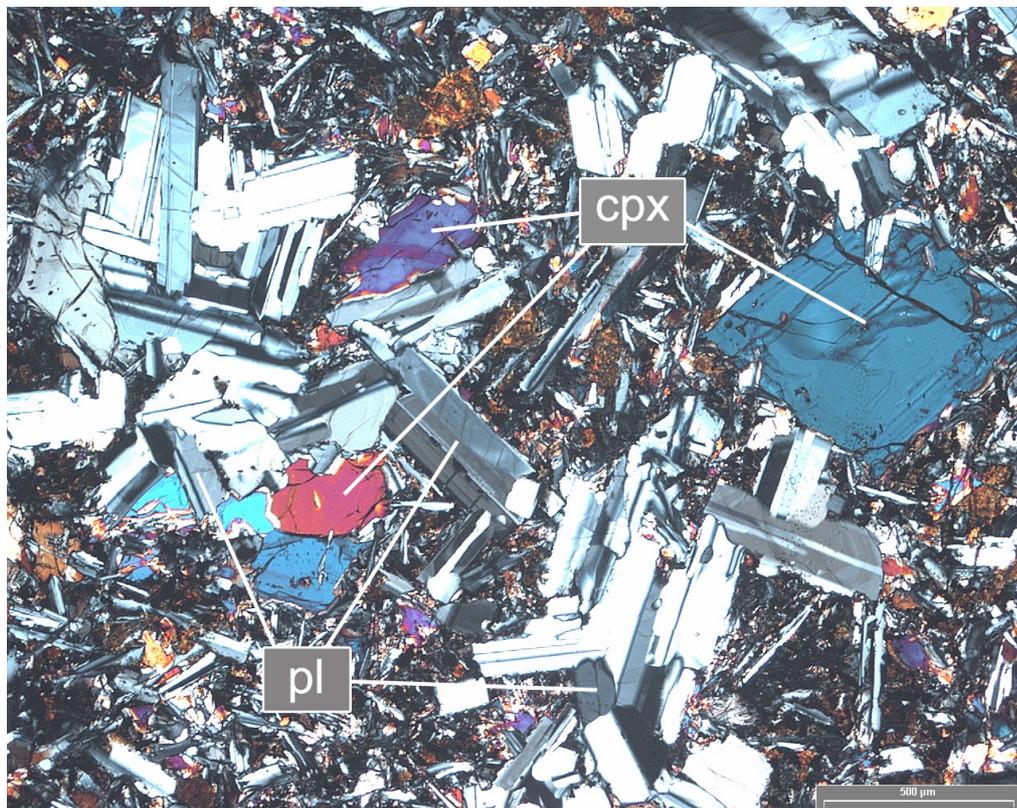


Abbildung 5: Dünnschliffbild des tholeiitischen Basalts (35R2) unter gekreuzten Polarisatoren. Abkürzungen: Klinopyroxen = cpx; Plagioklas = pl.

Plagioklas

Plagioklas stellt im Gegensatz zum Alkali Basalt in dieser Probe die Haupt-Phänokristphase dar. Im Gestein können die hypidiomorphen Plagioklasphänokristen Korngrößen von bis zu 0.7 mm erreichen. Chemisch kann man die Plagioklase als Bytownit bezeichnen. Im Dünnschliff ist eine

starke Zonierung der Kristalle sichtbar. Während der Kern einen An-Gehalt von An_{83} aufweist, sind die Ränder An-ärmer (An_{70}).

Klinopyroxen

Ebenso wie Plagioklas ist Klinopyroxen eine Hauptphase im tholeiitischen Basalt 35R2. Die Klinopyroxen Phänokristen treten im Gestein als hypidiomorphe bzw. idiomorphe Kristalle mit Korngrößen von ~ 0.5 mm auf. Mit einer Durchschnittszusammensetzung von $En_{46}Fs_{10}Wo_{44}$ handelt es sich bei den Klinopyroxenen um Augite. Die untersuchten Klinopyroxene haben eine durchschnittliche Mg-Zahl von 85.8.

Fe-Ti Oxide

Der größte Teil der opaken Phasen wird, wie beim Alkali Basalt, von idiomorphen Fe-Ti Oxiden gebildet, welche die gesamte Probe durchziehen. In dieser Probe wurden aufgrund der geringen Korngröße keine quantitativen Analysen der Fe-Ti Oxide durchgeführt. Es fand lediglich eine qualitative Phasenbestimmung mit Hilfe eines EDX Systems statt, wodurch nur Titanomagnetit und kein Ilmenit identifiziert werden konnte.

Tabelle 2b: Mikrosondenanalysen der Phänokristen der Probe 35R2. Alle Messungen sind Mittelwerte aus 10 Messungen. Alle Werte sind in Gew%. (K) = Kern; (R) = Rand.

	Tholeiitischer Basalt (35R2)		
	Klinopyroxen	Plagioklas (K)	Plagioklas (R)
SiO ₂	52.11	47.62	50.80
TiO ₂	0.55	0.02	0.05
Al ₂ O ₃	2.75	32.71	30.31
FeO _{tot}	5.95	0.58	0.62
MnO	0.23	0.02	0.07
MgO	16.47	0.17	0.25
CaO	21.31	17.14	14.78
Na ₂ O	0.23	2.01	3.49
K ₂ O	0.01	0.02	0.04
Total	99.61	100.29	100.41

4.0 Experimentelles

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Kristallisationsexperimente durchgeführt. Hierzu mussten zunächst Probenkapseln hergestellt, mit Probenpulver befüllt und schließlich in die Versuchsanlagen gebracht werden.

Die verwendete Gasdruckanlage ermöglicht es, die in der Erdkruste vorherrschenden Druck- und Temperaturbedingungen sowie verschiedene Sauerstoffugazitäten zu simulieren und zu kontrollieren. Die Wasseraktivität ($a_{\text{H}_2\text{O}}$) konnte in den Versuchen durch ein fest definiertes Verhältnis ($X_{\text{H}_2\text{O}}$) aus H_2O und CO_2 eingestellt werden.

4.1. Intern beheizte Gasdruckanlage (IHPV)

Für die durchgeführten Kristallisationsexperimente wurde eine intern beheizte Gasdruckanlage verwendet. Eine detaillierte Beschreibung der verwendeten Apparatur sowie des Probenhalters ist in Berndt et al. (2002) zu finden. In den Versuchen bei intrinsischen Bedingungen, d.h. der Sauerstoffugazität, die von der Gasdruckanlage vorgegeben wird ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}+4$, Berndt et al. (2002)) diente Argon als Druckmedium, wogegen bei reduzierenden Versuchsbedingungen ($\log f_{\text{O}_2} < \Delta\text{QFM}+4$) ein Gemisch aus Wasserstoff und Argon das Druckmedium darstellte (Scaillet et al., 1992). Im verwendeten Probenhalter wurde die Temperatur über 4 Pt-PtRh10 Thermoelemente (S-Typ) kontrolliert. Zwei der eingesetzten Thermoelemente dienten als Steuerelemente des Programmreglers (Eurotherm-Controller 900 EPC). Die beiden anderen Thermoelemente wurden im oberen und unteren Bereich neben der Probenkapsel platziert, um die exakte Probentemperatur zu ermitteln. Der Gesamtdruck wurde durch ein Dehnungs-Messstreifen-Manometer der Firma Burster© Typ 8221 mit einer Genauigkeit von ± 1 MPa kontrolliert. Alle Versuche wurden isobar mit einer „rapid quench“ Vorrichtung beendet, welche eine sehr schnelle Abkühlung der Probenkapsel ermöglicht. Die hierbei erreichte Abkühlrate lag bei 150 - 200 °C/s (Benne, 2000). Durch den Einsatz dieser Technik wurden die für basaltische Systeme typischen Ungleichgewichts-Abkühleffekte, wie z.B. die Kristallisation von Phasen während des Abkühlens, vermieden (Roux und Lefèvre, 1992; Holloway et al., 1992).

4.1.1. Aufbau und Modifizierung der Shaw-Membran

Die Sauerstoffugazität (f_{O_2}), ein Maß für den Redoxzustand in einem System, ist eine wichtige Variable in der experimentellen Simulation magmatischer Prozesse. Unter hohen Drücken und Temperaturen kann in wasserhaltigen experimentellen Proben die f_{O_2} durch die genaue Kenntnis

des H_2 Partialdruckes (P_{H_2}) in der Gasdruckanlage und der Probenkapsel bestimmt werden. Aufgrund der schnellen Diffusion von Wasserstoff durch das eingesetzte Edelmetall (Pt, AgPd oder AuPd) entsteht ein osmotisches Gleichgewicht zwischen Probenkapsel und Gasdruckanlage, wodurch in Probenkapsel und Gasdruckanlage die gleiche H_2 Fugazität (f_{H_2}) herrscht. Bei bekannter Wasserstoff- (f_{H_2}) und Wasserfugazität (f_{H_2O}) kann die f_{O_2} leicht errechnet werden (s. Gleichung 5 in Kapitel 4.7.2.). Die Shaw-Membran ermöglicht nun die Messung des P_{H_2} während des Experimentes unter hohen Drücken und Temperaturen. Eine detaillierte Beschreibung der in den Versuchen verwendeten Shaw-Membran findet man in Berndt et al. (2002). Jedoch ist die in Berndt et al. (2002) beschriebene Shaw-Membran lediglich für Drücke von 200 MPa ausgelegt. Da für die Untersuchungen in dieser Studie aber Versuchsdrücke von 500 MPa benötigt wurden, musste der Aufbau der Membran modifiziert werden. Hierzu wurde in das einseitig zugeschweißte Pt-Rohr (2.9 mm \varnothing) aus Stabilitätsgründen das von Berndt et al. (2002) im oberen Teil eingebrachte Al_2O_3 Pulver durch zwei feste, poröse Keramikstücke (2.7 mm \varnothing und 15 mm lang) vom Typ Frialit® AL25 ersetzt. Ebenso wurde die Wandstärke der Membran von 0.2 mm auf 0.3 mm erhöht (s. Abbildung 6).

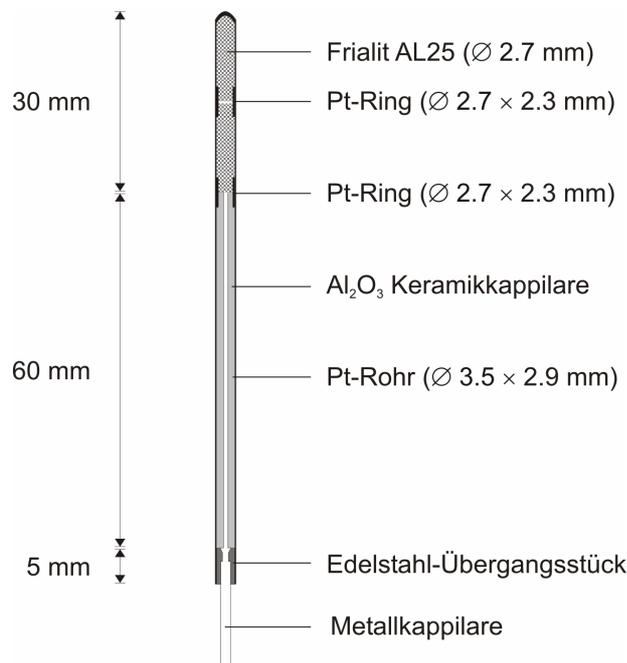


Abbildung 6: Schematische Darstellung der adaptierten Shaw-Membran für den Einsatz bis 500 MPa und 1250 °C.

In Testläufen unter hohen Temperaturen und Drücken (1250 °C und 500 MPa) zeigte sich, dass im Gegensatz zu den von Scaillet et al. (1992) und Schmidt et al. (1995) eingesetzten AlSiMag Keramikzylindern im hier verwendeten Frialit® AL25 keinerlei Sinterungseffekte stattfanden.

Durch die Erhöhung der Wandstärke der Shaw-Membran von 0.2 mm auf 0.3 mm war eine Veränderung der Zeit zur Einstellung eines osmotischen Gleichgewichtes zwischen Shaw-Membran und Gasdruckanlage zu erwarten (s. Gleichung 1). Hierzu wurde für die neue Shaw-Membran nach Gleichung 1 von Harvie et al. (1980) die Zeit für das osmotische Gleichgewicht neu berechnet.

$$(1) \quad \frac{dwt_{H_2}}{dt} = \frac{2\pi kl}{\ln\left(\frac{r_e}{r_i}\right)} \left[(f_{H_2}^i)^{1/2} - (f_{H_2}^e)^{1/2} \right]$$

r_e und r_i	=	äußerer und innerer Radius der Kapsel oder Membran [cm]
k	=	Permeabilitätskonstante [dimensionslose Einheit]
l	=	Länge der Kapsel oder Membran [cm]
$f_{H_2}^i$ und $f_{H_2}^e$	=	Wasserstoffugazitäten innerhalb und außerhalb der Membran [bar]

Für die Versuchsbedingungen von 1040 °C und einer Sauerstoffugazität von $\log f_{O_2} \sim \Delta QFM$ ($P_{H_2} = 31.50$ bar) wurde die Berechnung mit den experimentellen Beobachtungen verglichen. Nach der Berechnung ist das osmotische Gleichgewicht zwischen Shaw-Membran und Gasdruckanlage nach 45 h und 2 min mit einem P_{H_2} von 28.24 bar erreicht. Im Experiment zeigte sich jedoch, dass sich das Gleichgewicht erst nach 83 h mit einem maximalen P_{H_2} von 23.65 bar einstellte. Eine derartige Diskrepanz der H_2 Partialdrücke zwischen Berechnung und Experiment liegt jedoch im Fehlerbereich von ± 0.15 log Einheiten um den QFM Puffer und zeigt somit eine gute Übereinstimmung mit den in Berndt et al. (2002) gezeigten Ergebnissen.

4.1.2. Temperatur-Kalibrierung

Um die genaue Temperaturverteilung innerhalb des eingesetzten Probenhalters zu bestimmen, musste eine Temperatur-Kalibrierung durchgeführt werden. Hierzu wurde ein spezieller Keramikkörper in den Probenhalter eingespannt, der die ungefähren Maße einer Probenkapsel besitzt (s. Abbildung 7). Innerhalb dieses Keramikkörpers ist ein 0.2 mm dicker Golddraht mit den Quench-Elektroden des Probenhalters verbunden. Mit Hilfe eines Durchgangsprüfers konnte somit außerhalb der Gasdruckanlage der Zustand des Drahtes gemessen werden. Nach Mirwald und Kennedy (1979) beläuft sich die Schmelztemperatur von Gold bei 500 MPa auf 1092.7 °C. Wenn die Temperatur im Probenhalter bei der Kalibration überhalb der des Schmelzpunktes für Gold lag, schmolz der Draht und man konnte keinen Durchgang mehr messen. Mit dieser Versuchsanordnung wurde der Probenhalter für Drücke von 500 MPa geeicht. Die Eichung zeigte beim Schmelzen des Au-Drahtes an der Probenposition eine

Temperatur von 1095 °C, wodurch sich ein Messfehler an der Probenposition von ± 3 °C ableiten lässt.

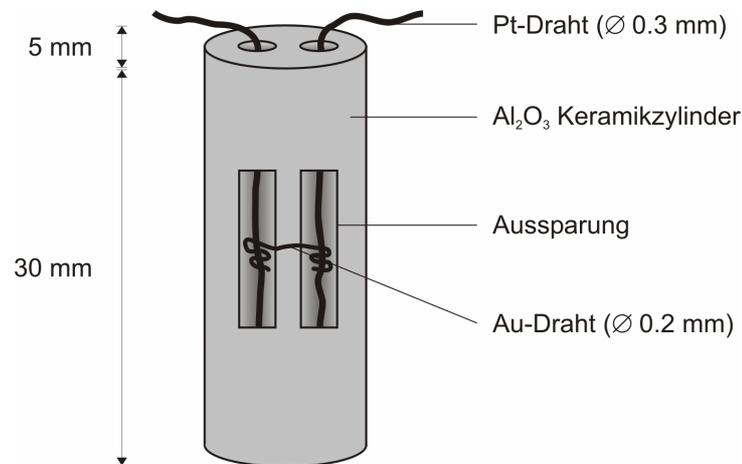


Abbildung 7: Schematische Darstellung des Keramikkörpers zur Temperaturkalibration.

4.1.3. Logging der Daten

Alle relevanten Druck- und Temperaturdaten wurden mit einem Fieldpoint-System© digitalisiert und mit Hilfe der Software LabView© der Firma National Instruments© sekundengenau verarbeitet und aufgenommen. Diese Vorrichtung ermöglichte es ein vorzeitiges Fallen der Probenkapsel, Temperatur- und Druckschwankungen oder andere Fehlfunktionen der Gasdruckanlage direkt zu erkennen.

4.2. Synthese der Ausgangsmaterialien

Die natürlichen Gesteinspulver (OB93-190 und 35R2) wurden zunächst in einer Planeten-Kugelmühle auf eine Korngröße von ~ 100 μm gemahlen. Danach wurden die Pulver in einen Platintiegel gefüllt und zweimal für jeweils 1 Stunde bei 1600 °C und 1 atm zu einem homogenen, kristallfreien und trockenen Glas eingeschmolzen. Anschließend wurden aus jedem Tiegel 3 Glasstücke (oben, mitte, unten) entnommen, um die Ausgangsgläser in Bezug auf ihre Hauptelemente und auf ihre Homogenität zu überprüfen. Von den Glasstücken wurden Dünnschliffe angefertigt und mit der Elektronenstrahlmikrosonde analysiert (s. Tabelle 3).

Bei den Mikrosondenanalysen stellte sich heraus, dass die hergestellten Gläser kristallfrei und homogen waren. Anschließend wurden die Gläser in einem Stahlmörser zerkleinert und mittels Sieben die Korngrößenfraktion <150 μm abgetrennt. Die geringe Korngröße des Ausgangspulvers war wichtig, damit eine bessere Verteilung des später zugegebenen Wassers und des Silberoxalates ($\text{Ag}_2\text{C}_2\text{O}_4$) erreicht werden konnte.

Tabelle 3: Zusammensetzungen der Ausgangsgläser.

	Mikrosonden Analysen der synthetisierten Gläser ^{a,b}				RFA Analysen ^{b,c}	
	OB93-190	σ	35R2	σ	OB93-190	35R2
SiO ₂	48.84	0.54	50.40	0.37	47.94	49.76
TiO ₂	2.75	0.07	1.49	0.07	2.69	1.47
Al ₂ O ₃	16.14	0.26	14.84	0.19	16.14	14.94
Fe ₂ O _{3 tot.}	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	12.93	11.75
FeO _{tot.}	11.85	0.32	11.00	0.34	n.a.	n.a.
MnO	0.17	0.05	0.16	0.09	0.17	0.17
MgO	5.86	0.13	6.82	0.18	5.78	6.65
CaO	9.76	0.16	12.57	0.28	9.64	12.52
Na ₂ O	3.12	0.15	2.62	0.18	3.19	2.54
K ₂ O	1.12	0.07	0.09	0.03	1.16	0.10
P ₂ O ₅	0.40	0.08	n.a.	n.a.	0.37	0.10
Total	100.00		100.00		100.00	100.00

^a Glas Zusammensetzungen als Mittel aus 20 Messungen

^b Alle Analysen sind normiert auf 100 Gew%

^c XRF Analysen pers. Mitteilung D. Damasceno

^d XRF Analysen aus Weis und Frey (2002)

4.3. Prä-equilibrierung der Ausgangsgläser

Um unerwünschte Ungleichgewichtsreaktionen in den Experimenten zu vermeiden (Berndt et al., 2002), wurden die Ausgangsgläser für alle Versuche bei reduzierenden Versuchsbedingungen, d.h. niedriger als die intrinsische Fugazität der Gasdruckanlage, in einem Gasmischofen (H₂/H₂O) prä-equilibriert. Hierzu wurden die Glaspulver in einen Keramiktiegel gefüllt und bei 1250 °C für 2 Stunden unter der gewünschten Sauerstoffugazität der Experimente ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}$) aufgeschmolzen. Die kurze Syntheszeit wurde wegen möglicher Al-Verluste aus dem Glas an das Tiegelmateriel gewählt. Mikrosondenanalysen zeigten eine randliche Kontamination von 2 - 3 mm innerhalb des Glases. Um den kontaminierten Bereich vom Glas abzutrennen wurde mit Hilfe eines Kernbohrers ein Glaszylinder aus dem Tiegel gebohrt, der für die späteren Kristallisationsexperimente zerkleinert und schließlich auf eine Korngröße <150 µm gemahlen wurde.

4.4. Vorsättigung der Versuchskapseln

Um während der Experimente einen Eisenverlust an das Kapselmateriel zu vermeiden (Ford, 1978; Ratajeski und Sisson, 1999) wurden in den Versuchen oberhalb 1040 °C Au₈₀Pd₂₀ Kapseln benutzt, da diese eine geringere Eisen Löslichkeit als Pt-Kapseln besitzen (Berndt et al., 1999) und trotzdem mit 1340 °C bei 500 MPa einen höheren Schmelzpunkt als reine Au-Kapseln haben ($T_s = 1092.5$ °C bei 500 MPa). Dennoch mussten die Au₈₀Pd₂₀ Kapseln bei Versuchen

unter reduzierenden Sauerstoff fugazitäten ($\log f_{\text{O}_2} < \Delta\text{QFM}+4$) mit Eisen vorgesättigt werden, um einem Eisenverlust in den Proben vorzubeugen (Berndt et al., 2002). Hierzu wurden die $\text{Au}_{80}\text{Pd}_{20}$ Kapseln bei einer Sauerstoff fugazität äquivalent zum QFM Puffer bei 500 MPa und 1200 °C nach der Methode von Ford (1978) in einem Keramikschißchen zusammen mit einer basaltischen Schmelze ähnlich der Zusammensetzung von OB93-190 bei 1250 °C für 3 Tage in einen Gasmischofen ($\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$) gelegt. Anschließend wurden die Kapseln in einem Flusssäurebad komplett vom umgebenden basaltischen Glas befreit.

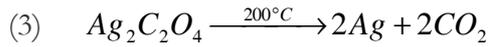
4.5. Kapselpräparation

Als Kapselmaterial für die durchgeführten Experimente dienten für Versuchstemperaturen <1040 °C zuggerade Goldrohre und für Temperaturen überhalb 1040 °C Goldpalladiumrohre mit einem Innendurchmesser von 3,2 mm. Diese wurden zunächst auf eine Länge von 15 mm gekürzt, daraufhin durch Reinigen mit Aceton bzw. Ausglühen von organischen Resten befreit und anschließend einseitig mit einer Lichtbogenschweißanlage zugeschweißt.

Alle Hochdruckexperimente wurden fluid-gesättigt durchgeführt. Um die Wasseraktivität in den Experimenten zu variieren, wurden alle Kapseln mit einer fest definierten Mischung (XH_2O) aus H_2O und CO_2 befüllt (s. Gleichung 2).

$$(2) \quad \text{XH}_2\text{O} = \frac{[\text{H}_2\text{O}]}{[\text{H}_2\text{O}] + [\text{CO}_2]}$$

Bei wasser-gesättigten Versuchsbedingungen bestand die Mischung aus 20 - 40 mg trockenem Probenpulver und de-ionisiertem Wasser. Für die Experimente bei wasser-untersättigten Versuchsbedingungen wurde Silberoxalat ($\text{Ag}_2\text{C}_2\text{O}_4$) als Quelle für CO_2 hinzugegeben. Das initiale Fluidverhältnis (XH_2O) variierte in den Experimenten von $\text{XH}_2\text{O} = 1.0$ bis 0.2. Die Menge an hinzugegebenem Fluid betrug 12 Gew%. Schließlich wurden die Kapseln am noch offenen Ende zugeschweißt, wobei ein Ende mit flüssigem Stickstoff gekühlt wurde, um einem vorzeitigen Verdunsten des hinzugegebenen Wassers entgegenzuwirken. Zur Dichtigkeitskontrolle lagen die Kapseln vor Beginn der Versuche für 2 h bei 120 °C in einem Trockenschrank. Undichtigkeiten hätten so zu einem Gewichtsverlust durch austretendes Wasser geführt. Zusätzlich diente die Lagerung im Trockenschrank zur Homogenisierung der fluiden Phasen (H_2O und teilweise CO_2) in der Kapsel. Die Zerfallsreaktion von Silberoxalat bei ca. 200 °C kann mit Reaktionsgleichung 3 beschrieben werden:



Hierbei war es wichtig, die Reaktivität des Silberoxalates zu kennen. Dazu wurde nach einem Verfahren von Bohlen et al. (1982), 25 mg $\text{Ag}_2\text{C}_2\text{O}_4$ in eine Platinkapsel eingewogen und für 20 h in einem Ofen bei 400 °C erhitzt. Anschließend wurde die Kapsel mit flüssigem Stickstoff eingefroren, angestochen und schließlich gewogen. Die angestochene Kapsel wurde für weitere 4 Stunden bei 200 °C wiederum in einem Ofen erhitzt. Mit Hilfe einer weiteren Wägung konnte nun bestimmt werden, wieviel mg CO_2 aus 25 mg $\text{Ag}_2\text{C}_2\text{O}_4$ dissoziierten. Aus diesem insgesamt dreimal wiederholten Verfahren ergab sich eine Reaktivität des Silberoxalates von 93 %.

4.6. Versuchsbedingungen

Es wurden insgesamt 42 Experimente in einer intern beheizten Gasdruckanlage unter intrinsischen Bedingungen, bzw. 36 Experimente unter reduzierten Sauerstoff fugazitäten durchgeführt. In vier Versuchsreihen wurde der Einfluss von T , $f\text{O}_2$ und $a\text{H}_2\text{O}$ bei einem konstanten Druck von 500 MPa auf die Kristallisation der Ausgangsgläser untersucht. Die Versuchstemperaturen lagen hierbei in einem Intervall zwischen 900 °C und 1160 °C. In den Versuchsreihen variierte die Sauerstoff fugazität zwischen den intrinsischen Bedingungen der Gasdruckanlage ($\log f\text{O}_2 \sim \Delta\text{QFM}+4$) und reduzierten Sauerstoff fugazitäten ($\log f\text{O}_2 \sim \Delta\text{QFM}$). Die Versuchszeit der Experimente betrug für oxidierende Bedingungen 20 bis 24 Stunden und für reduzierende Bedingungen 3 bis 6 Stunden (abhängig vom Eisenverlust in den Experimenten). Die Ergebnisse dieser Experimente sind in Kapitel 6 in den Tabellen 7 und 8 dargestellt.

In einer weiteren Versuchsreihe wurde die Löslichkeit von CO_2 und H_2O in einer basaltischen Schmelze (OB93-190) in Abhängigkeit von der eingestellten Sauerstoff fugazität untersucht. Diese Experimente wurden in der intern beheizten Gasdruckanlage bei Versuchstemperaturen von 1120 und 1150 °C unter einem Druck von 500 MPa durchgeführt. Das $X\text{H}_2\text{O}$ variierte in dieser Versuchsreihe von $X\text{H}_2\text{O} = 1.0$ bis 0.2. Die Ergebnisse dieser Experimente sind ebenfalls in Kapitel 6 in Tabelle 9 dargestellt.

Pro Versuch wurden immer 4 Probenkapseln mit unterschiedlichen $X\text{H}_2\text{O}$ in die Gasdruckanlage geladen und direkt auf die jeweilige Versuchstemperatur gebracht. Nach dem quenchen wurde jede Probenkapsel durch Wiegen auf mögliche Undichtigkeiten überprüft und danach angestochen, um die Fluidsättigung zu überprüfen. Danach wurden Dünnschliffe des Versuchsglases und des Kapselmaterials angefertigt und unter der Elektronenstrahlmikrosonde bzw. dem IR-Spektrometer untersucht.

4.7. Berechnung der $a_{\text{H}_2\text{O}}$, $f_{\text{H}_2\text{O}}$ und f_{O_2}

4.7.1. $a_{\text{H}_2\text{O}}$ und $f_{\text{H}_2\text{O}}$

Für alle wasser-gesättigten Experimente wurde die Wasseraktivität ($a_{\text{H}_2\text{O}}$) nach dem Löslichkeitsmodell von Burnham (1979) berechnet. Der für die Berechnung benötigte Wassergehalt in den experimentellen Gläsern wurde mit Hilfe der „by-difference“ Methode an der Mikrosonde bestimmt (Devine et al., 1995; Koepke, 1997). Es zeigte sich jedoch, dass das Modell von Burnham (1979) die Wasserlöslichkeit bei hohen Drücken stark unterschätzt, wie auch schon in Holtz et al. (1995) beschrieben. Deshalb wurde bei der Berechnung der $a_{\text{H}_2\text{O}}$ ein Korrekturfaktor bestimmt, der den Unterschied zwischen der realen und der von Burnham (1979) berechneten Wasserlöslichkeit ausgleicht. Hierzu wurde die von Burnham (1979) errechnete $a_{\text{H}_2\text{O}}$ auf die maximale Wasserlöslichkeit in einem Basalt bei 500 MPa von 9.38 Gew% H_2O geeicht. Der sich daraus ergebende Korrekturfaktor zur Berechnung der realen Wasseraktivität ist 0.7. Die $f_{\text{H}_2\text{O}}$ konnte dann schließlich mit Gleichung 4 berechnet werden, wobei die Werte für die $f_{\text{H}_2\text{O}}^\circ$ aus Pitzer und Sterner (1994) genommen wurden.

$$(4) \quad f_{\text{H}_2\text{O}} = a_{\text{H}_2\text{O}} \cdot f_{\text{H}_2\text{O}}^\circ$$

4.7.2. f_{O_2}

Alle Experimente wurden bei bekannter f_{H_2} aber variablen $f_{\text{H}_2\text{O}}$ durchgeführt. Deshalb ist die f_{O_2} in den unterschiedlichen Kapseln bei konstantem Druck und Temperatur nicht immer gleich (Scaillet et al., 1995), sondern ist zusätzlich abhängig vom jeweiligen eingestellten $X_{\text{H}_2\text{O}}$ bzw. $a_{\text{H}_2\text{O}}$. Eine Erniedrigung des $X_{\text{H}_2\text{O}}$ bewirkt eine Abnahme der $f_{\text{H}_2\text{O}}$ und würde somit zu einer Erniedrigung der f_{O_2} führen (s. Gleichung 5).

$$(5) \quad K_w = \frac{f_{\text{H}_2\text{O}}}{f_{\text{H}_2} \cdot \sqrt{f_{\text{O}_2}}}$$

Bei einer bekannten $f_{\text{H}_2\text{O}}$ (siehe Gleichung 4) und f_{H_2} (ergibt sich aus der PH_2 Messung während des Experiments multipliziert mit dem H_2 Fugazitätskoeffizienten von Shaw und Wones (1964) kann die f_{O_2} mit Hilfe der Gleichung 5 berechnet werden. Die hierzu benötigte Wasserdissoziationskonstante wurde aus Robie et al. (1978) genommen. Da wie oben gezeigt die Sauerstofffugazität in Abhängigkeit vom eingestellten $X_{\text{H}_2\text{O}}$ variiert, wird im Folgenden die f_{O_2} als $\sim \Delta\text{QFM}$, bzw. $\sim \Delta\text{QFM}+4$ dargestellt, wobei ΔQFM der $\log f_{\text{O}_2}$ des Experimentes abzüglich der $\log f_{\text{O}_2}$ des QFM-Puffers nach Schwab und Küstner (1981) entspricht.

5.0 Analytik

5.1. Elektronenstrahlmikrosonde

Die Hauptelementanalyse der experimentellen Produkte erfolgte mit einer Elektronenstrahlmikrosonde vom Typ Camebax MB und SX100 der Firma Cameca. Diese ermöglicht quantitative Analysen kristalliner Phasen und Schmelzen. Die Proben lassen sich als polierte Dünnschliffe orts aufgelöst analysieren.

Hierzu wird das Probenmaterial mit Hilfe des Kunstharzes Araldit auf einen Objektträger aufgebracht und auf eine Dicke von 30 μm heruntergeschliffen und poliert. Anschließend wird die Probenoberfläche mit einer 20 nm dicken Kohlenstoffschicht bedampft, wodurch eine Aufladung der Probe in der Mikrosonde verhindert wird. Schließlich wird der Dünnschliff mittels Leitsilber mit dem Probenhalter kontaktiert.

Die Analyse der Proben mit der Mikrosonde umfasste die Elemente: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K und, sofern im untersuchten System vorhanden, P. Die Gläser wurden mit einer Beschleunigungsspannung von 15 kV und einem Strahlstrom von 6 nA und 4 nA gemessen. Die Zählzeiten betragen für Na und K 2 s auf dem Peak und Background, alle anderen Elemente mit 5 s auf dem Peak und Background. Die kristallinen Phasen wurden mit einer Beschleunigungsspannung von 15 kV und einem Strahlstrom von 15 nA gemessen. Die Zählzeiten betragen 10 s auf dem Peak und Background.

Um eine Mobilisierung der hochmobilen Elemente Natrium und Kalium im Glas zu vermeiden, wurde der Strahl bei Messungen an Gläsern und Schmelzen auf 10 - 15 μm defokussiert (abhängig vom Kristallanteil in der Probe). Bei den Messungen musste keine Korrektur für mögliche Alkaliverluste angewandt werden (Freise et al., 2003). In 4 Experimenten mit dem Alkali Basalt (OB93-190) nahe dem Liquidus (Experiment 148, 149, 150 und 151 - s. Tabelle 11a) belaufen sich die gemessenen Na_2O und K_2O Gehalte auf durchschnittlich 3.09 Gew% und 1.17 Gew%. Diese Werte stehen in guter Übereinstimmung mit der Ausgangszusammensetzung des Alkali Basaltes ($\text{Na}_2\text{O} = 3.12$ Gew% und $\text{K}_2\text{O} = 1.12$ Gew%) und zeigen, dass bei den Analysen mit den o.g. Messbedingungen keinerlei Alkaliverluste auftreten.

5.2. Karl Fischer Titration

Die Wassergehalte in den basaltischen Gläsern wurden neben der „by-difference“ Methode und IR-Messungen mit Hilfe der Karl-Fischer Titration (KFT) bestimmt. Die KFT ist eine gut bekannte mikroanalytische Methode zur Bestimmung von Wassergehalten im μg Bereich (Turek

et al., 1976; Holtz et al., 1995; Behrens, 1995). Die in dieser Arbeit verwendete Karl-Fischer Titrationsapparatur besteht aus einer Einheit, in der das Wasser freigesetzt wird, der Zuleitung zur Titrationszelle, der Titrationszelle selbst und einem Mitsubishi Moistrometer CA 05. In der Freisetzungseinheit werden 20 bis 30 mg Probensubstanz in einem Platintiegel durch einen Induktionsofen (LINN High Therm, HTG 1000/1.3), der von einem Eurotherm-Regler 818 gesteuert wird, bis auf 1300 °C aufgeheizt. Durch einen konstanten, getrockneten Argonstrom wird das so freigesetzte Wasser über einen CuO-Oxidationssofen, der den eventuell bei der Pyrolyse entstandenen Wasserstoff wieder zu Wasser oxidieren soll, in die Anodenkammer der Titrationszelle geleitet. In der Anodenkammer wird das Wasser zur schnellen Absorption in einer Aquamicon AS-Lösung gut verrührt. Der aus einer Aquamicon CS-Lösung bestehende Kathodenraum ist durch ein Diaphragma von der Anodenkammer getrennt. Dieses verhindert die Bildung reduzierender Reaktionsprodukte, die zu einer Verfälschung der Messung führen würden. Beide Zellen enthalten Platinelektroden, durch die der Arbeitsstrom in die Zellen geleitet wird (s. Abbildung 8).

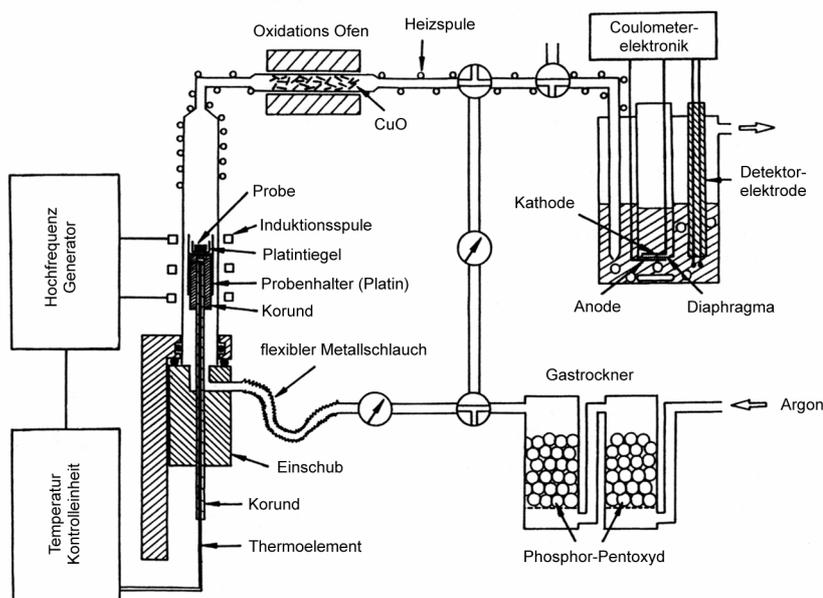


Abbildung 8: Schematische Darstellung einer KFT-Apparatur nach Behrens (1995).

Die in den Zellen ablaufende Reaktion, bei der Iod quantitativ mit dem eingeleiteten Wasser reagiert, wird von Scholz (1984) wie folgt beschrieben:



(RN = org. Basen)

Das zur Reaktion benötigte Iod wird durch anodische Oxidation hergestellt.



Aus den Reaktionsgleichungen (6) und (7) folgt, dass genau zwei Elektronen für die Umsetzung von einem H_2O -Molekül benötigt werden. Ein Milligramm H_2O entspricht somit einer Ladungsmenge von 10.71 Coulomb. Bei dieser Methode ist es möglich, den Wassergehalt direkt über die für die Elektrolyse benötigte Ladungsmenge coulometrisch zu bestimmen. Die Titration wurde automatisch beendet, wenn die Titrationsrate nur noch um $0.10 \mu\text{g/s}$ über der Nullrate lag („dead-end“ Methode). Der maximale Fehler der Titrationsrate wird mit $0.02 \mu\text{g } H_2O/\text{s}$ angegeben (Nowak, 1991). Bei der Analyse von Gläsern verbleibt nach der Titration typischerweise ein Restwassergehalt von $0.10 \pm 0.05 \text{ Gew}\%$ in den Proben (Behrens, 1995). Die untersuchten Proben wurden vor der Analyse in Platinfolie eingewickelt, um eventuelle Wasserverluste beim Zerspringen der Proben zu vermeiden. Als Standard wurde vor und nach der Messung jeweils ein Muscovit (Spittal) mit bekanntem Wassergehalt gemessen.

5.3. IR Spektroskopie

Um die mit der Mikrosonde bestimmten H_2O -Gehalte („by difference“ Methode) zu kontrollieren und zusätzlich die CO_2 -Löslichkeit in den synthetisierten Gläsern zu untersuchen, wurden für einige Proben durch IR-Spektroskopie H_2O - und CO_2 -Gehalte bestimmt. Die Untersuchungen wurden mit einem Bruker IFS88 FTIR Spektrometer durchgeführt, das mit einem Mikroskop IR Scope 2 verbunden ist (Behrens et al., 1996). Von den zu untersuchenden Gläsern wurden doppelseitig polierte Dünnschliffe mit einer Dicke von 200 - 300 μm für die H_2O -Bestimmung und 40 μm für die CO_2 -Bestimmung angefertigt.

5.3.1. Spektroskopische Untersuchungen im nahen und mittleren Infrarot

Für die Bestimmung der H_2O -Gehalte in den Gläsern wurden Transmissionsmessungen im nahen Infrarot (NIR) durchgeführt. Gemessen wurde mit einer Halogen Lichtquelle und einem CaF_2 -Strahlenteiler. Der Messbereich erstreckte sich von 600 - 10000 cm^{-1} . Mit einer spektralen Auflösung von 4 cm^{-1} wurden jeweils 100 Scans für die Probe und 100 Scans für den Untergrund aufgenommen. Die Spotweite des IR-Strahls betrug während den Messungen 100 * 100 μm . Als Referenz für die Probenmessungen wurde hierbei trockene Luft gemessen.

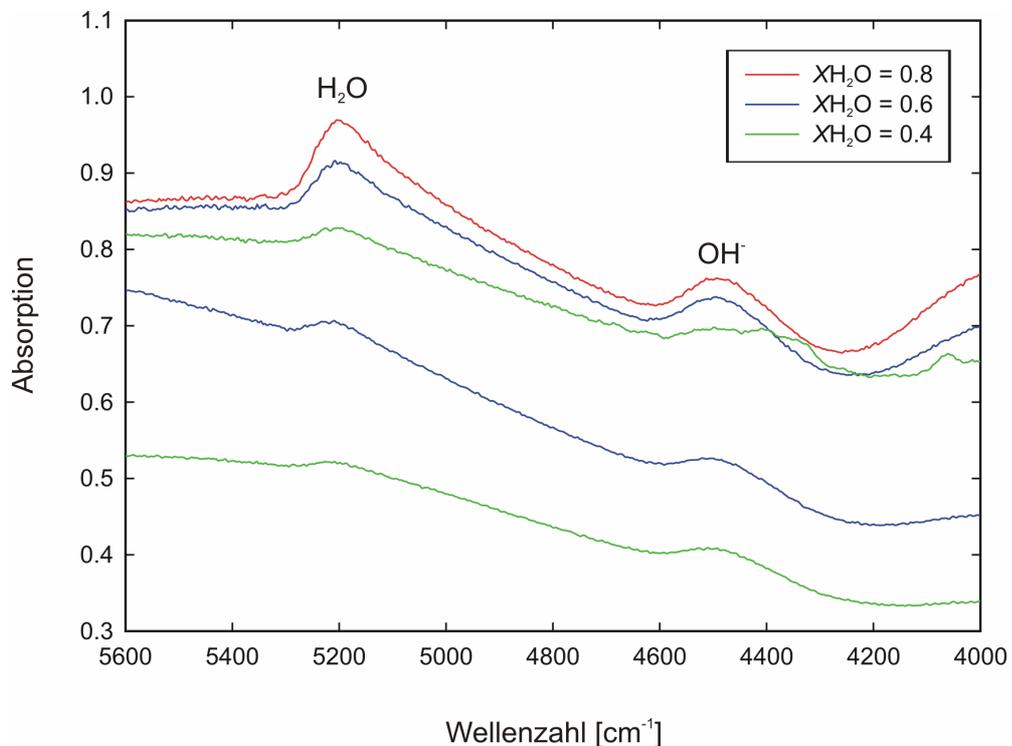


Abbildung 9: NIR-Absorptionsspektren doppelseitig polierter Gläser des Alkali Basaltes (OB93-190) bei verschiedenen XH_2O . Die durchschnittliche Probendicke ist 200 μm . Die Absorptionsbande der H_2O -Gruppen liegt bei 5200 cm^{-1} und die Bande der OH^- -Gruppen-Kombinationsschwingung liegt bei 4500 cm^{-1} .

In Abbildung 9 sind typische NIR-Absorptionsspektren für verschiedene Wassergehalte dargestellt. Zur besseren Übersicht sind die Spektren in y-Richtung verschoben worden. Man erkennt je nach Höhe des Wassergehaltes (bzw. X_{H_2O}) die Absorptionsbanden der H_2O - und OH -Gruppen bei 5200 cm^{-1} und 4500 cm^{-1} .

Die CO_2 -Löslichkeit in den synthetisierten Gläsern konnte mit Hilfe von Transmissionsmessungen im mittleren Infrarot (MIR) untersucht werden. Bei den Messungen wurde ein Globarstift als Lichtquelle und ein KBr-Strahlenteiler verwendet. Der Messbereich erstreckte sich von $600 - 5000\text{ cm}^{-1}$. Mit einer spektralen Auflösung von 2 cm^{-1} wurden jeweils 100 Scans für die Proben und 100 Scans für den Untergrund akkumuliert. Die lokale Auflösung wurde durch eine Lochblende mit $100 * 100\text{ }\mu\text{m}$ vorgegeben. Wie bei den Messungen im NIR wurde als Referenz für die Probenmessungen im MIR trockene Luft gemessen.

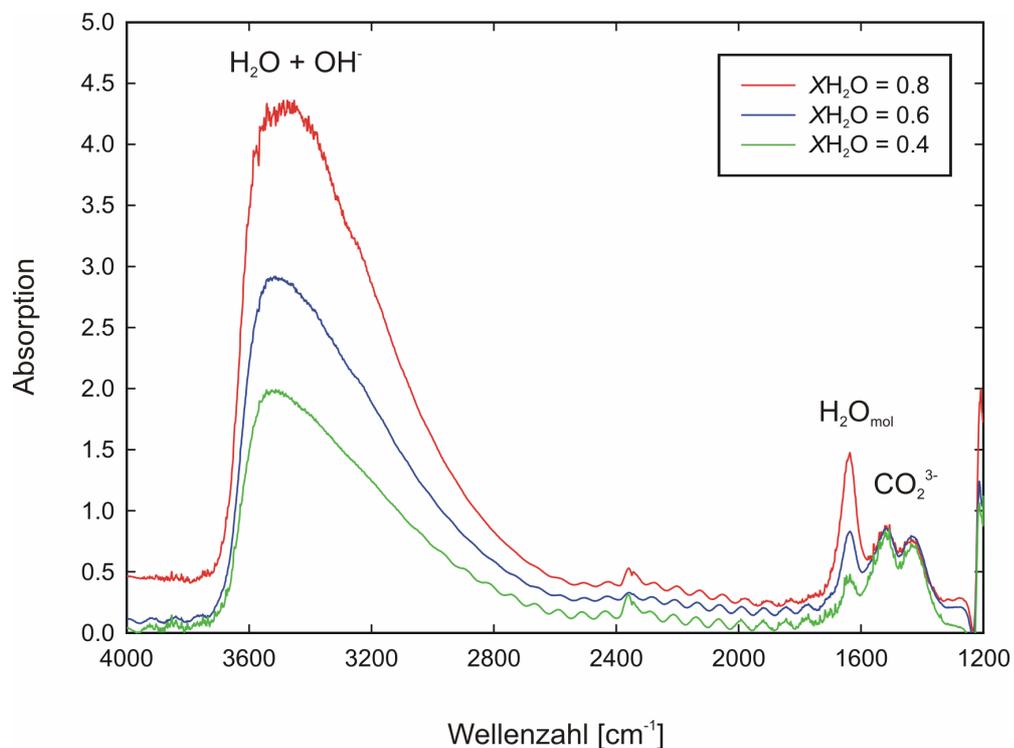


Abbildung 10: MIR-Absorptionsspektren doppelseitig polierter Gläser des Alkali Basaltes (OB93-190) bei verschiedenen X_{H_2O} . Die durchschnittliche Probendicke ist $40\text{ }\mu\text{m}$. Die für die Auswertung benutzte CO_3^{2-} Absorptionsbande liegt bei 1522 cm^{-1} .

Einige Beispielspektren der MIR-Messungen für verschiedene Wassergehalte sind in Abbildung 10 zu sehen. Wegen der besseren Übersicht sind die Absorptionsspektren in y-Richtung verschoben. Man erkennt in Abbildung 10 neben der für die Auswertung benutzten CO_3^{2-} Bande bei 1522 cm^{-1} die Absorptionsbande der fundamentalen H_2O Schwingung bei 3540 cm^{-1} und bei 1710 cm^{-1} die Absorptionsbande des molekularen H_2O .

5.3.2. Bestimmung von H₂O und CO₂-Gehalten in den Gläsern

Bei der Bestimmung der Wassergehalte in den synthetisierten Gläsern wurden die Banden bei 5200 cm⁻¹ (Kombinationsschwingung von H₂O-Gruppen) und 4500 cm⁻¹ (Kombinationsschwingung von OH-Gruppen) betrachtet. Für die Bestimmung der CO₂-Gehalte wurde die CO₃²⁻ Bande bei 1522 cm⁻¹ in untergrundkorrigierten Spektren verwendet. Beispielspektren der NIR- bzw. MIR-Messungen zeigen die Abbildungen 8 und 9.

Die Auswertung der Spektren erfolgte durch die Anwendung einer Basislinienkorrektur, indem eine einfache Tangente, welche durch die Minima auf beiden Seiten der Absorptionsbande verläuft, an den Peak angefügt wurde. Die Digitalisierung der Daten und Berechnung der Höhen der Absorptionsbanden erfolgte schließlich mit Hilfe der Software „OPUS“ am FTIR Spektrometer. Die Spezies-Konzentrationen (CO₃²⁻, H₂O und OH) können nach dem Lambert-Beer-Gesetz (Fine und Stolper, 1985; Fine und Stolper, 1986) mit den Gleichungen 8, 9 und 10 berechnet werden:

$$(8) \quad c_{\text{CO}_3^{2-}} = \frac{4401 \cdot A_{\text{CO}_3^{2-}}}{d \cdot \rho} \cdot \frac{1}{\epsilon_{\text{CO}_3^{2-}}}$$

$$(9) \quad c_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{1802 \cdot A_{\text{H}_2\text{O}}}{d \cdot \rho} \cdot \frac{1}{\epsilon_{\text{H}_2\text{O}}}$$

$$(10) \quad c_{\text{OH}} = \frac{1802 \cdot A_{\text{OH}}}{d \cdot \rho} \cdot \frac{1}{\epsilon_{\text{OH}}}$$

A	=	Absorption [dimensionslose Absorptionseinheit]
d	=	Dicke der Probe [cm]
c _{CO₃²⁻}	=	Konzentration der absorbierenden CO ₃ ²⁻ Spezies [Gew%]
c _{H₂O}	=	Konzentration der absorbierenden Spezies molekularen H ₂ O [Gew%]
c _{OH}	=	Konzentration der absorbierenden Spezies H ₂ O, das in Form von OH-Gruppen vorliegt [Gew%]
ρ	=	Dichte der Probe [g/l]
ε _{CO₃²⁻}	=	linearer molarer Extinktionskoeffizient für die CO ₃ ²⁻ Spezies [l mol ⁻¹ cm ⁻¹]
ε _{H₂O}	=	linearer molarer Extinktionskoeffizient für das molekulare H ₂ O [l mol ⁻¹ cm ⁻¹]
ε _{OH}	=	linearer molarer Extinktionskoeffizient für die OH-Gruppen [l mol ⁻¹ cm ⁻¹]

Wie schon in zahlreichen andern Studien gezeigt, wird in basaltischen Systemen CO₂ fast ausschließlich in Form von CO₃²⁻ und nicht als molekulares CO₂ in den Schmelzen gelöst (Pan et al., 1991; King und Holloway, 2002). Unter dieser Voraussetzung gilt Gleichung 11.

$$(11) \quad c_{\text{CO}_3^{2-}} = c_{\text{CO}_2}$$

Da in den Schmelzen auch keine andere Wasserspezies als H₂O und OH vorhanden sind, gilt Gleichung 12.

$$(12) \quad c_{\text{Wasser}} = c_{\text{H}_2\text{O}} + c_{\text{OH}}$$

$$c_{\text{Wasser}} = \text{Konzentration des gesamten Wassers in der Probe [Gew\%]}$$

Die Konzentration von CO₂ und H₂O in den basaltischen Gläsern wurde mit der Dichtegleichung aus Ohlhorst et al. (2001) und den in Tabelle 4 aufgelisteten Extinktionskoeffizienten berechnet. Die Dicke der Proben wurde mit Hilfe eines digitalen Mikrometers (Fa. Mitutoyo) mit einer Genauigkeit von $\pm 2 \mu\text{m}$ gemessen. Diese gemessenen Probendicken wurden dann zusätzlich nach einer Methode von Tamic et al. (2001) überprüft.

Tabelle 4: Verwendete Extinktionskoeffizienten für Wasser und Karbonat-Spezies im NIR und MIR.

Absorptionsbande	Spezies	Extinktionskoeffizient ϵ	Quelle
5200 cm ⁻¹	H ₂ O	0.65 ± 2 l mol ⁻¹ cm ⁻¹	Ohlhorst et al. (2001)
4500 cm ⁻¹	OH ⁻	0.66 ± 2 l mol ⁻¹ cm ⁻¹	Ohlhorst et al. (2001)
1522 cm ⁻¹	CO ₃ ²⁻	398 ± 10 l mol ⁻¹ cm ⁻¹	Jendrzewski et al. (1997)

5.4. Bestimmung der H₂O-Gehalte in den Schmelzen

Für die Erstellung der späteren Phasendiagramme (wie z.B. Abbildung 11 in Kapitel 6.2.1.) und deren spätere Interpretation ist die Kenntnis der genauen Wassergehalte in den Schmelzen von größter Wichtigkeit. In vielen experimentellen Studien wird hierfür meistens die „by-difference“ Methode angewandt (Devine et al., 1995; Koepke, 1997; Berndt, 2002; Freise et al., 2003). In dieser Arbeit wurden die Wassergehalte in den experimentellen Schmelzen ebenfalls hauptsächlich mit der „by-difference“ Methode bestimmt. Um diese Methode zu überprüfen, wurden zusätzlich mit Hilfe von KFT und IR-Messungen die H₂O-Gehalte in einigen Schmelzen gemessen. Da man mit der KFT nur reine Schmelzen analysieren kann und die IR-Messung leider auf Proben mit einem Kristallanteil < 1 bis 2 Vol% beschränkt ist, konnten nur einige ausgewählte Versuche gemessen werden. Für eine Überprüfung der „by-difference“ Methode der Mikrosonde und der IR-Messungen wurden zunächst zwei wasserhaltige Gläser vom tholeiitischen Basalt (35R2) mit 5.0 Gew% H₂O_{in} und 2.0 Gew% H₂O_{in} synthetisiert. In den

Versuchen bei 1250 °C und 500 MPa entstanden blasenfreie Gläser, die zusätzlich noch mit der Mikrosonde auf ihre Hauptelementhomogenität überprüft wurden. Schließlich wurden die Wassergehalte der beiden synthetisierten wasserhaltigen Gläser mit Hilfe von KFT und IR-Spektroskopie gemessen. Die Ergebnisse dieser Analysen sind in Tabelle 5 zusammengefasst.

Tabelle 5: Ergebnisse der KFT- und IR-Messungen.

Probe	H ₂ O _{in} ^a	H ₂ O [Gew%]	
		KFT	IR ^b
S1	4.65	4.45	4.35
S1	2.05	2.08	2.03

^a Einwaage in der Kapsel [Gew%]

^b H₂O-Gehalt mit den Extinktionskoeffizienten von Ohlhorst et al. (2001) bestimmt

Die Kalibration der „by difference“ Methode fand zunächst an MORB Gläsern mit vordefinierten Wassergehalten statt. Hier zeigten sich jedoch bei der Auswertung der „by difference“ Methode nach und nach Unstimmigkeiten in den Wassergehalten, wobei die gemessenen Werte zu hoch erschienen. Deshalb wurden zur Überprüfung IR-Messungen an den gleichen Proben durchgeführt, um eventuelle Fehler in der „by difference“ Methode zu ermitteln.

Tabelle 6: Vergleich der verschiedenen Methoden zur Bestimmung der H₂O-Gehalte in den Schmelzen.

Versuch	XH ₂ O _{in} ^a	Strahlstrom [nA]	H ₂ O [Gew%]	
			„by difference“	IR ^b
88	1.00	6	9.27	11.63
89	0.81	6	7.75	7.21
92	1.00	6	9.40	12.29
93	0.81	6	7.31	6.36
94	0.62	6	6.82	4.79
95	0.43	6	4.05	2.21
112	1.00	6	9.67	9.87
116	1.00	6	9.55	10.94
120	1.00	6	9.27	11.94
150	0.60	4	3.39	3.34
151	0.40	4	2.51	2.36

^a XH₂O_{in} = H₂O / H₂O+CO₂ Einwaage in der Kapsel (in Mol)

^b H₂O-Gehalt mit den Extinktionskoeffizienten von Ohlhorst et al. (2001) bestimmt

Bei einem Vergleich der gemessenen H₂O-Gehalte in Tabelle 6 sieht man bei einigen Versuchen eine große Diskrepanz zwischen der „by-difference“ Methode und der IR-Messung. Dies liegt einerseits an einer Überschätzung des Wassergehaltes der IR-Messungen in Proben mit einem XH₂O = 1.0 durch eventuelle Mikrokristallite von H₂O-haltigen Phasen (wie z.B. Amphibol) in

den Schmelzen, welche in den Mikrosondenmessungen nicht erfasst werden (s. Tabelle 6 - Versuch 88, 92, 116 und 120). Andererseits zeigte sich, dass die bei der Mikrosondenmessung verwendeten Stahlströme einen enormen Einfluss auf den gemessenen H₂O-Gehalt in den Schmelzen haben und eher zu einer Überschätzung des Wassergehaltes führen (s. Tabelle 6 - Versuch 93, 94 und 95). Ebenso wichtig ist eine Kalibration der „by-difference“ Methode an einem Glas mit genau definiertem Wassergehalt vor und nach der jeweiligen Messsession. Schließlich zeigte sich eine nahezu perfekte Übereinstimmung der gemessenen H₂O-Gehalte beider Methoden bei einem verwendeten Strahlstrom von 4 nA für die Mikrosonde und einer Kalibration der „by-difference“ Methode an einem vordefinierten Glas, welches dieselbe Zusammensetzung wie das Ausgangsglas des jeweiligen Experimentes hat (s. Tabelle 9 - Versuch 150 und 151).

5.5. Bestimmung der Kristallanteile in den Experimenten

Die Bestimmung der Kristallanteile in den Kristallisationsexperimenten wurde mit Hilfe von Massenbilanzrechnungen durchgeführt, die auf dem Prinzip der Summe der kleinsten Fehlerquadrate basiert (Le Maitre, 1979; Albarède, 1995). Für die Berechnungen wurden die Hauptelementanalysen der synthetisierten Minerale aus den Tabellen 11 und 12 in Kapitel 10 benutzt. Die Schmelzanalysen der Experimente wurden für die Massenbilanz auf 100 Gew% normiert. In einigen Experimenten ohne quantitative Phasenanalysen wurden die Kristallanteile anhand von Rückstreuelektronenbildern (BSE) mit Hilfe der Software „Image Analysis[®]“ bestimmt (Koepeke et al., 1996; Gardien et al., 1995). Die Ergebnisse der Massenbilanzrechnungen sind in den Tabellen 7 und 8 in Kapitel 6.2. und 6.3. zusammengefasst.

6.0 Ergebnisse

Die Zusammensetzung der experimentellen Produkte bestand hauptsächlich aus Mischungen von Fluid, Glas und Kristallen. Lediglich die Löslichkeitsexperimente bestanden ausschließlich aus Glas und Fluid. Innerhalb der Proben waren die Kristalle homogen verteilt (s. Abbildung 11 und 12). Auch die fluide Phase, H_2O oder eine Mischung aus H_2O und CO_2 , war ebenfalls in den Gläsern homogen verteilt. Alle experimentellen Ergebnisse sind in den Tabellen 7 und 8 zusammengefasst. In Abbildung 11 ist in den Rückstreuerelektronenbildern (BSE) eine typische Kristallisationsabfolge des Alkali Basaltes (OB93-190) bei wasser-gesättigten Bedingungen und oxidierenden Sauerstoffugazitäten ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$) von 1100 °C bis 900 °C zu sehen. Für reduzierende Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM$) ist in Abbildung 12 hingegen eine Kristallisationsabfolge für den tholeiitischen Basalt (35R2) bei einer konstanten Temperatur von 1000 °C und abnehmendem X_{H_2O} von 1.0 bis 0.4 zu sehen.

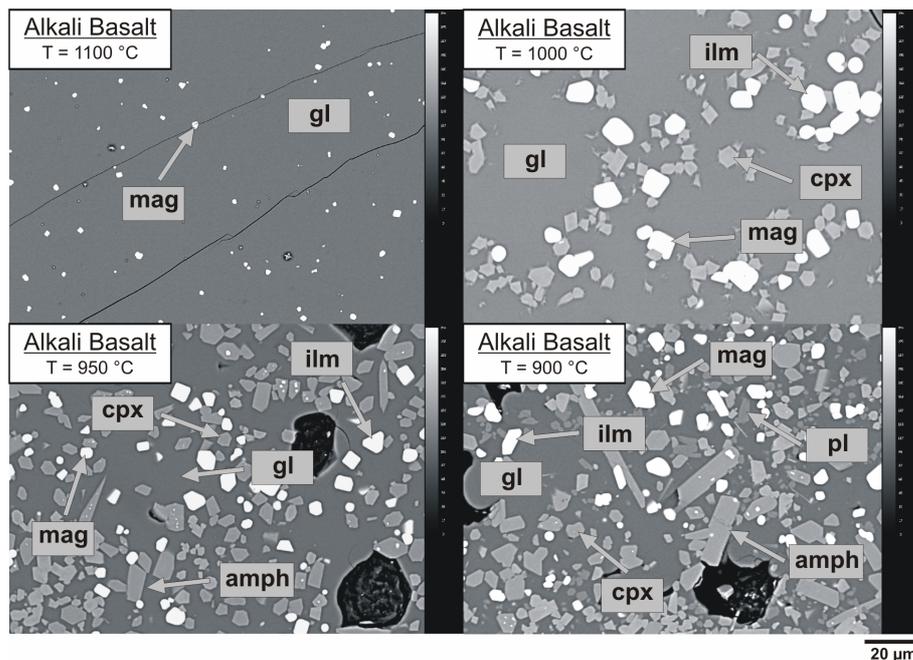


Abbildung 11: Rückstreuerelektronen Bilder (BSE) von Experimenten mit dem Alkali Basalt (OB93-190) unter oxidierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$) und $X_{H_2O} = 1.0$ bei unterschiedlichen Temperaturen. Abkürzungen: Glas = gl; Magnetit = mag; Klinopyroxen = cpx; Ilmenit = ilm; Amphibol = am; Plagioklas = pl.

Klinopyroxen tritt in den Experimenten als stengelige, im Kopfbild rautenförmige Mineralphase auf, die eine durchschnittliche Korngröße von 8 bis 14 μm hat (s. Abbildung 11 und 12). Plagioklas ist mit einer Korngröße von 6 bis 10 μm relativ klein und in den Versuchen idiomorph tafelig oder mit einem prismatischen Habitus ausgebildet. Amphibol stellt mit 15 bis 30 μm die größte Mineralphase in den Versuchen dar. Die Kaersutite treten meist als idiomorphe, prismatische Kristalle auf. Die durchschnittliche Korngröße der synthetisierten Olivine variiert in den Versuchen zwischen 10 bis 20 μm . Magnetit, der in allen Versuchen unter oxidierenden Bedingungen auftritt, hat in fast allen Experimenten eine Korngröße deutlich unter 6 μm ,

wodurch eine spätere Analyse sichtlich erschwert wurde. Auch Ilmenit hat in den Experimenten eine durchschnittliche Korngröße von $\sim 5 \mu\text{m}$ und tritt meist in Form von rhombischen, hypidiomorphen Kristallen auf. Die in den Versuchen bei reduzierenden Bedingungen ($\log f\text{O}_2 \sim \Delta\text{QFM}$) synthetisierten Mineralphasen sind generell kleiner als unter oxidierenden Bedingungen ($\log f\text{O}_2 \sim \Delta\text{QFM}+4$), was sich aber auf Grund der verkürzten Versuchszeiten erklären lässt. Die einzelnen Mineralphasen werden in den Kapiteln 6.2 und 6.3 noch weiter im Detail diskutiert. In den folgenden Kapiteln stellen rote Linien und Punkte immer die Ergebnisse unter oxidierenden Bedingungen ($\log f\text{O}_2 \sim \Delta\text{QFM}+4$), blaue Linien und Punkte die Resultate bei reduzierenden Sauerstoff fugazitäten ($\log f\text{O}_2 \sim \Delta\text{QFM}$) dar.

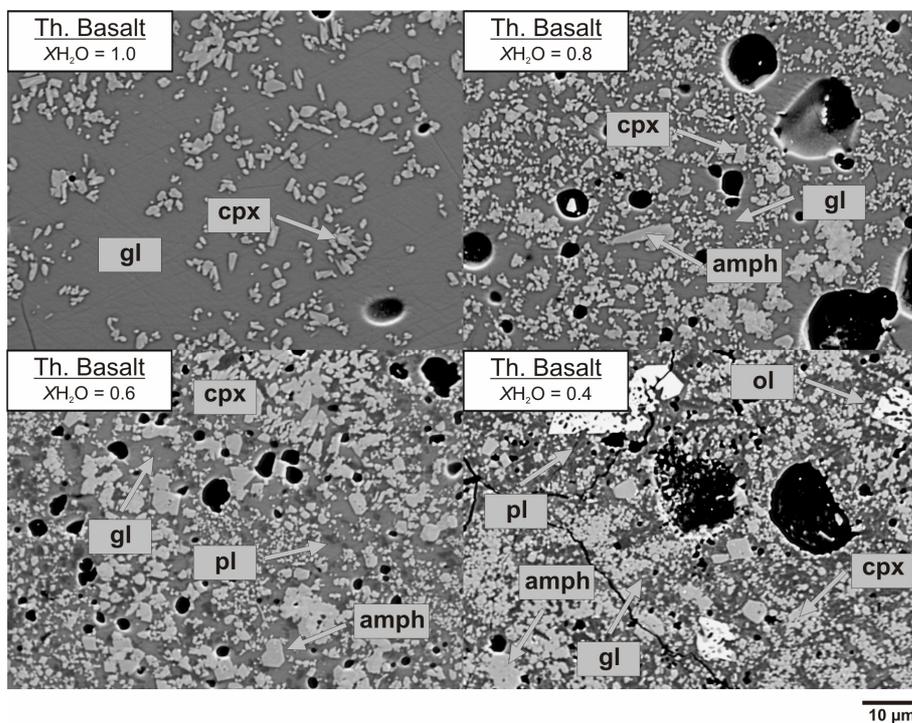


Abbildung 12: Rückstreu Elektronen Bilder (BSE) von Experimenten mit dem tholeiitischen Basalt (35R2) unter reduzierenden Bedingungen ($\log f\text{O}_2 \sim \Delta\text{QFM}$) und einer konstanten Temperatur von $1000 \text{ }^\circ\text{C}$ bei unterschiedlichen $X\text{H}_2\text{O}$. Abkürzungen: Glas = gl; Klinopyroxen = cpx; Amphibol = am; Plagioklas = pl; Olivin = ol.

6.1. Gleichgewichtsbedingungen in den Experimenten

Die in den Versuchen angewandte Methode ist schon in der Vergangenheit erfolgreich in Bezug auf die Einstellung von Gleichgewichtsbedingungen in den Experimenten verwendet worden (Berndt et al., 2001; Freise et al., 2003). Im Gegensatz zu den von Berndt et al. (2001) benutzten wasserhaltigen Gläsern wurden in dieser Studie trockene Ausgangsgläser zusammen mit den Fluiden Phasen H_2O und CO_2 benutzt. In den Experimenten wurden die Kapseln direkt von Raumtemperatur auf die gewünschte Versuchstemperatur gebracht. Wie in Abbildung 11 und 12 zu sehen ist, fand eine homogene Verteilung der einzelnen Mineralphasen in der Schmelze statt. Man sieht ebenso recht gut, dass durch die eingesetzte „rapid-quench“ Technik die Proben

„Quenchkristall“ frei, d.h. ohne die Bildung einer weiteren, nicht im Gleichgewicht mit der Schmelze stehenden Phase, abgekühlt wurden. Zum besseren Verständnis dieser „Quenchkristalle“ ist in Abbildung 13 ein Rückstreuerelektronenbild eines fehlerhaft abgekühlten Versuchs zu sehen. Man sieht neben den hellen Magnetit Kristallen recht deutlich die durch den gesamten Bildausschnitt verteilten, kleinen und dendritisch gewachsenen „Quenchkristalle“.

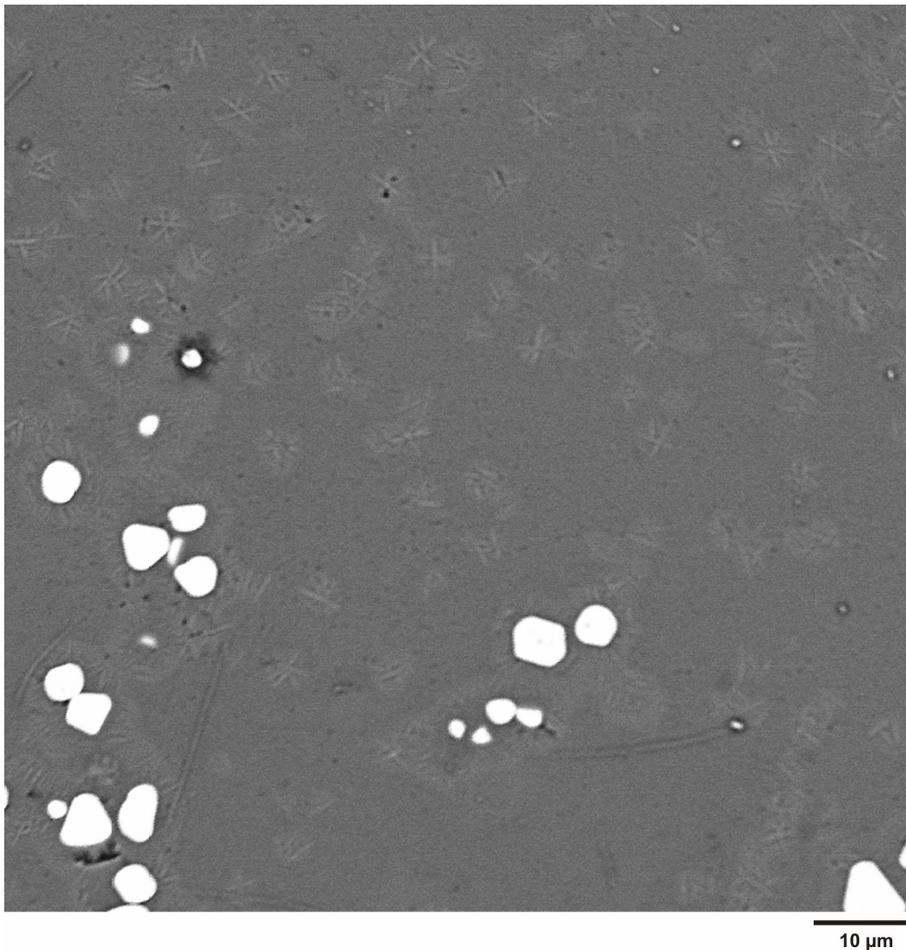


Abbildung 13: Rückstreuerelektronen Bilder (BSE) von einem fehlerhaft abgekühlten Experiment mit dem Alkali Basalt (OB93-190) unter oxidierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$) bei 1050 °C und einem $X_{H_2O} = 1.0$. In der Schmelze sind durch die ganze Probe verteilt kleine dendritisch gewachsene „Quenchkristalle“ zu sehen.

Ein weiteres Indiz für Gleichgewichtsbedingungen in den Versuchen ist der homogene Chemismus innerhalb der einzelnen Phasen eines Versuchs (im Bereich der Fehlertoleranz der eingesetzten Mikrosonde) eines Versuchs, wobei die Zusammensetzung der Minerale in den einzelnen Versuchen nach den zu erwartenden Trends variierte. Weiterhin deuten gleiche Phasenbeziehungen und chemische Zusammensetzungen der einzelnen Minerale bei variierenden Versuchszeiten auf Bedingungen nahe dem Gleichgewicht hin. Schließlich entsprechen die Redoxbedingungen der eingesetzten basaltischen Gläser, durch Prä-equilibrierung der Ausgangsgläser bei entsprechender fO_2 , den initialen Bedingungen der Kristallisationsexperimente. Eisenverluste konnten in den Versuchen bei oxidierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$) aufgrund des hohen Sauerstoffpartialdruckes in den

Experimenten nahezu ausgeschlossen werden. Hingegen bei Versuchen unter reduzierenden Sauerstoff fugazitäten ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}$) spielt der Eisenverlust während der Versuche eine große Rolle (Sisson und Grove, 1993). Trotz der eisen-gesättigten Edelmetallkapseln (s. Kapitel 4.4.) konnte in Experimenten bei hohen Temperaturen > 1100 °C zwischen Mitte und Rand der Probe ein relativer Eisenverlust von ~ 4 Gew% beobachtet werden (Koepke et al., 2002). Es zeigte sich jedoch während der Analysen, dass dieser Bereich lediglich am Rand der Probe (in direktem Kontakt zur Edelmetallkapsel) zu finden ist, wo hingegen der Eisengehalt in der Mitte der Probenkapsel in einem großen Bereich nahezu konstant bleibt. Zusätzlich wurde der Eisenverlust in den Experimenten durch verringerte Versuchszeiten reduziert (s. Kapitel 4.6.).

6.2. Alkali Basalt (OB93-190)

Insgesamt 44 Kristallisationsexperimente wurden mit dem Alkali Basalt (OB93-190) bei zwei verschiedenen Sauerstoff fugazitäten durchgeführt. Die kristallinen Phasen bestanden in den Versuchen bei oxidierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$) aus Klinopyroxen, Olivin, Amphibol, Plagioklas, Ilmenit und Magnetit. In den Experimenten unter reduzierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM$) fehlte Magnetit.

Tabelle 7a: Experimentelle Ergebnisse für den Alkali Basalt (OB93-190) bei $\Delta QFM+4$.

Versuch	XH ₂ O _{in} ^a	H ₂ O [Gew%] ^b	aH ₂ O	fH ₂ O [bar]	log fO ₂ [bar] ^c	ΔQFM [bar] ^d	Phasen ^e	ΣR ²
1050 °C, 500 MPa, 20h								
48	1.00	9.52	1.00	5907	-5.74	+4.09	gl (95.6), mag (4.4)	0.45
49	0.82	6.24	0.62	3662	-6.16	+3.67	gl (95.5), mag (4.5)	0.11
50	0.62	3.05	0.31	1831	-6.76	+3.07	gl (74.9), mag (5.7), ilm (2.6), cpx (16.8)	0.50
1000 °C, 500 MPa, 20h								
51	1.00	9.31	1.00	5706	-6.49	+4.06	gl (80.5), mag (2.9), ilm (6.8), cpx (9.8)	0.59
52	0.81	5.76	0.51	2910	-7.08	+3.47	gl (68.4), mag (2.9), ilm (5.9), cpx (14.0), am (8.7)	0.42
53	0.62	2.52	0.23	1312	-7.77	+2.78	gl (43.6), mag (2.6), ilm (6.9), cpx (18.8), am (2.6), pl (6.9), ol (18.8)	0.82
950 °C, 500 MPa, 22h								
54	1.00	9.19	1.00	5476	-7.30	+4.04	gl (60.9), mag ^f (1.9), ilm (9.4), cpx (7.9), am (19.9)	
55	0.81	6.56	0.57	3121	-7.79	+3.55	gl (42.0), mag ^f (3.8), ilm (9.5), cpx (10.9), am (22.5), pl (11.3)	
56	0.62	3.42	0.35	1917	-8.22	+3.12	gl (16.0), mag (8.2), ilm ^f (9.8), cpx ^f (16.4), am (28.9), pl (20.7)	
1050 °C, 500 MPa, 22h								
57	0.42	1.32	0.16	945	-7.33	+2.50	gl (68.6), mag (6.6), ilm (9.1), cpx (21.7)	0.61
1000 °C, 500 MPa, 20h								
58	0.44	1.96	0.21	1198	-7.85	+2.70	gl (33.7), mag (4.6), ilm (6.9), cpx (27.4), ol ^f (19.3), pl (8.1)	
950 °C, 500 MPa, 24h								
59	0.44	2.20	0.22	1205	-8.62	+2.72	gl (10.1), mag (7.8), ilm ^f (9.2), cpx (20.1), am (30.2), pl (22.6)	
900 °C, 500 MPa, 22h								
60	1.00	9.19	1.00	5214	-8.19	+4.01	gl (48.0), mag ^f (2.3), ilm (9.2), cpx (8.5), am (29.2), pl (5.1)	
61	0.82	5.36	0.45	2346	-8.88	+3.32	gl (13.1), mag ^f (4.2), ilm (8.8), cpx (14.6), am (38.7), pl (20.6)	
1100 °C, 500 MPa, 22h								
62	0.63	3.51	0.42	2554	-5.80	+3.35	gl (94.7), mag (5.3)	0.09
63	0.44	2.61	0.27	1642	-6.18	+2.97	gl (84.4), mag (6.2), cpx (9.3)	0.07
1150 °C, 500 MPa, 23h								
148	1.00	9.54	1.00	6229	-4.40	+4.12	gl (100)	
149	0.80	6.47	0.66	4111	-4.76	+3.76	gl (99.4), mag (0.6)	0.07
150	0.60	3.39	0.43	2678	-5.13	+3.39	gl (99.5), mag (0.5)	0.19
151	0.40	2.51	0.27	1682	-5.53	+2.99	gl (99.4), mag (0.6)	0.11

^a XH₂O_{in} = H₂O / H₂O+CO₂ Einwaage in der Kapsel (in Mol)

^b Wassergehalte der Gläser mit der „by-difference“ Methode bestimmt

^c log fO₂ basierend auf der MnO-Mn₃O₄ Pufferkurve von Huebner und Sato (1970) mit der Annahme, dass die intrinsische Pufferkapazität der eingesetzten IHPV dem MnO-Mn₃O₄ Puffer entspricht

^d ΔQFM entspricht log fO₂ (Experiment) - log fO₂ (QFM Puffer) nach Schwab und Küstner (1981)

^e Abkürzungen: Glas = gl, Magnetit = mag, Ilmenit = ilm, Klinopyroxen = cpx, Amphibol = am, Plagioklas = pl, Olivin = ol

^f Phasen anhand von Rückstreuerelektronenbildern identifiziert

Tabelle 7b: Experimentelle Ergebnisse für den Alkali Basalt (OB93-190) bei Δ QFM.

Versuch	XH ₂ O _{in} ^a	H ₂ O [Gew%] ^b	aH ₂ O	fH ₂ O [bar]	log fO ₂ [bar] ^c	Δ QFM [bar] ^d	Phasen ^e	ΣR^2
1040 °C, 489.3 MPa, 4h								
80	1.00	9.28	1.00	5869	-9.89	+0.08	gl (100)	
81	0.82	7.30	0.77	4519	-10.19	-0.22	gl (98.5), ol (1.5)	0.38
82	0.63	4.32	0.54	3169	-10.50	-0.53	gl (91.0), ol (0.6), cpx (8.4)	0.22
83	0.42	2.84*	0.48	2817	-10.60	-0.63	gl (72.9), ol (0.8), cpx (17.4), am (5.8), ilm ^f (0.9), pl (2.2)	
1000 °C, 492.9 MPa, 6h								
85	0.82	6.75	0.66	3765	-10.55	±0.00	gl (67.3), am (32.4), ilm (0.3)	0.79
86	0.62	5.03*	0.58	3309	-11.02	-0.47	gl (58.2), cpx (6.5), am (30.2), ilm ^f (0.9), pl (4.2)	
87	0.44	4.10*	0.48	2738	-11.19	-0.64	gl (49.6), ol (1.3), cpx (14.9), am (24.5), ilm ^f (1.1), pl (8.6)	
1080 °C, 498.5 MPa, 3h								
88	1.00	9.27	1.00	6014	-9.26	+0.15	gl (100)	
89	0.81	7.75*	0.82	4931	-9.58	-0.32	gl (100)	
90	0.64	4.82*	0.53	3187	-9.96	-0.70	gl (100)	
91	0.40	2.91*	0.43	2586	-10.14	-0.88	gl (88.5), ol (3.5), cpx (8.0)	0.46
1120 °C, 513.0 MPa, 3h								
92	1.00	9.40	1.00	6142	-8.72	+0.17	gl (100)	
93	0.81	6.36*	0.77	4729	-8.95	-0.23	gl (100)	
94	0.62	4.79*	0.70	4299	-9.03	-0.31	gl (100)	
95	0.43	2.21*	0.50	3071	-9.32	-0.60	gl (100)	
1000 °C, 487.4 MPa, 5h								
96	1.00	9.18	1.00	5705	-10.55	±0.00	gl (97.4), ol (2.6)	0.33
960 °C, 500.3 MPa, 6h								
97	1.00	9.32	1.00	5524	-11.18	±0.00	gl (71.2), am (27.7), ilm (1.1)	0.41
98	0.81	6.93*	0.49	2707	-11.80	-0.62	gl (59.0), am (40.3), ilm (0.7)	0.57
99	0.62	3.82	0.43	2375	-11.91	-0.73	gl (20.2), am (49.5), ilm (1.1), cpx ^l (18.3), pl (10.9)	
100	0.44	2.40	0.26	1436	-12.35	-1.17	gl (10.7), am (44.4), ilm ^f (2.5), cpx (21.9), pl ^l (16.2), ol (4.3)	
1000 °C, 505.8 MPa, 5h								
101	0.32	3.92*	0.48	2738	-11.19	-0.64	gl (15.6), ol (1.7), cpx (28.5), am (31.9), ilm (3.1), pl (19.2)	
102	0.22	2.04*	0.43	2453	-11.28	-0.73	gl (13.3), ol (3.4), cpx (20.5), am (38.8), ilm ^f (4.3), pl (19.7)	
1040 °C, 492.3 MPa, 3h								
103	0.31	1.65	0.20	1174	-11.36	-1.39	gl (57.5), ol (7.1), cpx (14.6), ilm (2.2), pl (18.7)	0.37
104	0.22	0.92	0.14	822	-11.67	-1.70	gl (52.9), ol (7.5), cpx (15.5), ilm (2.0), pl (22.1)	0.22

Abkürzungen s. Tabelle 7a. Die Wassergehalte der Schmelzen (Spalte 3) mussten zum Teil korrigiert werden (mit (*) markiert), da es große Diskrepanzen zwischen den Ergebnissen der „by-difference“ Methode und den IR-Messungen gab (s. Kapitel 5.4.). Für die Versuche ohne IR-Messung wurde der Wassergehalt extrapoliert.

6.2.1. Phasenbeziehungen

Anhand der Untersuchungsergebnisse in Tabelle 7a und 7b wurden Phasendiagramme für die einzelnen Minerale bei verschiedenen Versuchsbedingungen erstellt. Die Phasenbeziehungen für den Alkali Basalt (OB93-190) sind in Form von Temperatur-Wassergehalt in der Schmelze-Diagrammen unter 1) oxidierenden Versuchsbedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$) und 2) reduzierenden Versuchsbedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM$) dargestellt (s. Abbildung 14a und b). Jede Stabilitätskurve in den Phasendiagrammen stellt den Beginn der Kristallisation einer bestimmten Mineralphase bei den jeweiligen Bedingungen dar. Der auf der x-Achse aufgetragene Wassergehalt in der Schmelze ist annähernd proportional zur Wasseraktivität (aH_2O), wobei

wasser-gesättigte Bedingungen von ~ 9.38 Gew% H_2O einer Wasseraktivität von 1.0 entsprechen. In den Experimenten wurde kein Versuch unternommen, die Soliduskurve des jeweiligen Systems zu bestimmen. Die in den Phasendiagrammen eingetragene Soliduskurve ist anhand der Phasenmengen abgeschätzt worden und dient lediglich der Orientierung.

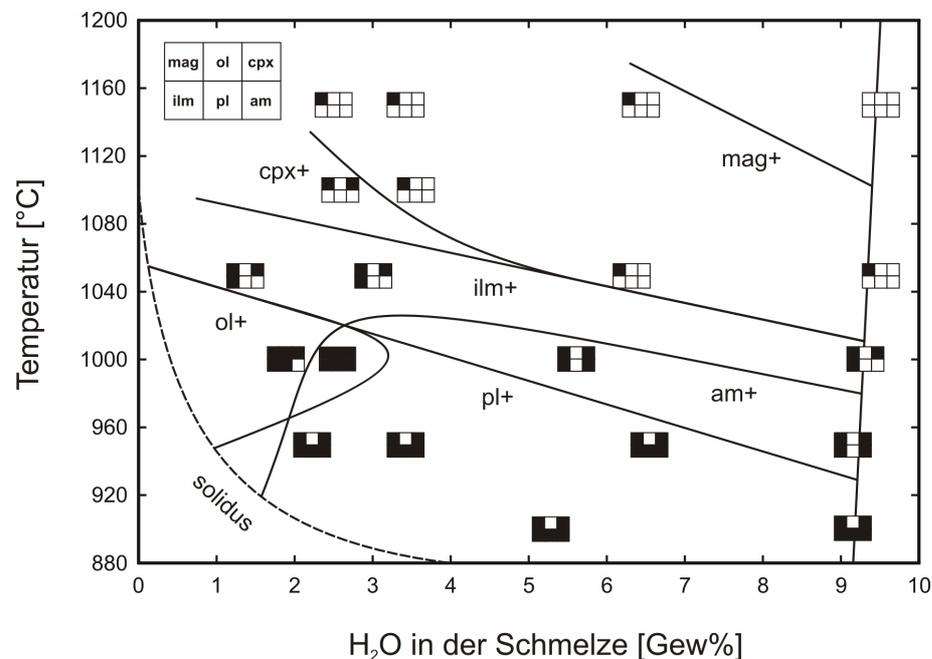


Abbildung 14a: Phasenbeziehungen des Alkali Basalts (OB93-190) als Funktion des H_2O -Gehaltes in der Schmelze gegen die Temperatur bei 500 MPa und oxidierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$). Abkürzungen: Magnetit = mag; Klinopyroxen = cpx; Ilmenit = ilm; Amphibol = am; Olivin = ol; Plagioklas = pl. Die Stabilitätskurven der einzelnen Minerale sind innerhalb ihrer Stabilitätsfelder benannt. Zur Orientierung ist eine angenommene Soliduskurve und die Wasserlöslichkeitskurve in das Diagramm mit eingezeichnet.

Alkali Basalt ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$)

Unter wasser-gesättigten und wasser-untersättigten Versuchsbedingungen sowie oxidierenden Sauerstoff fugazitäten ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$) bildet Magnetit die Liquidusphase. Bei wasser-gesättigten Bedingungen beginnt Magnetit oberhalb von 1050 °C; bei Wassergehalten < 4 Gew% oberhalb von 1100 °C zu kristallisieren (s. Abbildung 14a). Mit abnehmender Temperatur kristallisieren bei hohen Wassergehalten (> 6 Gew%) Klinopyroxen und Ilmenit zeitgleich in der Schmelze, gefolgt von Amphibol und schließlich Plagioklas. Bei reduzierten Wasseraktivitäten kristallisiert Klinopyroxen vor Ilmenit. Ebenso ist das Stabilitätsfeld von Amphibol auf Wassergehalte von > 2.5 Gew% und Temperaturen < 1050 °C beschränkt (s. Abbildung 14a). Olivin liegt lediglich in einem Stabilitätsbereich bei Temperaturen zwischen 1050 und 950 °C und Wassergehalten < 3.0 Gew% als stabile Phase in der Schmelze vor (s. Abbildung 14a).

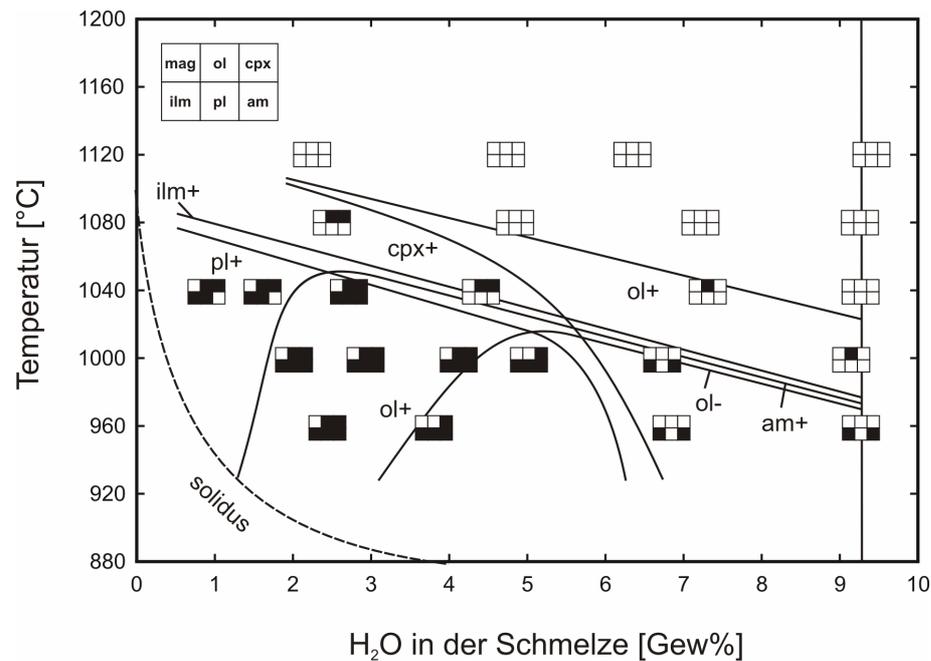


Abbildung 14b: Phasenbeziehungen des Alkali Basalts (OB93-190) als Funktion des H₂O-Gehaltes in der Schmelze gegen die Temperatur bei 500 MPa unter reduzierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM$). Abkürzungen: s. Abbildung 14a. Die Stabilitätskurven der einzelnen Minerale sind innerhalb ihrer Stabilitätsfelder benannt. Zur Orientierung ist eine angenommene Soliduskurve und die Wasserlöslichkeitskurve in das Diagramm mit eingezeichnet.

Alkali Basalt ($\log fO_2 \sim \Delta QFM$)

Die Phasenbeziehungen für den Alkali Basalt unter reduzierenden Versuchsbedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM$) unterscheiden sich stark von denen bei oxidierenden Sauerstoff fugazitäten ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$). Liquidusphase ist sowohl bei wasser-gesättigten als auch bei wasser-untersättigten Bedingungen Olivin (s. Abbildung 14b). Bei einer Wasseraktivität von 1.0 kristallisiert Olivin in der Schmelze überhalb von 1000 °C, bei reduzierten Wasseraktivitäten ab 1080 °C. Bei niedrigen Temperaturen < 1000 °C und hohen Wassergehalten in der Schmelze > 5 Gew% H₂O ist Olivin hingegen nicht mehr stabil. Mit abnehmender Temperatur und hohen Wasseraktivitäten kristallisieren zeitgleich Ilmenit und Amphibol (s. Abbildung 14b). Die Stabilitätskurve von Klinopyroxen ist stark vom Wassergehalt in der Schmelze abhängig. Bei niedrigen Temperaturen (< 1000 °C) ist Klinopyroxen nur bis zu Wassergehalten von 7 Gew% stabil. Das Stabilitätsfeld von Plagioklas verhält sich ähnlich wie beim Klinopyroxen. Amphibol ist genau wie unter oxidierenden Bedingungen lediglich bis zu Wassergehalten von 2 Gew% stabil.

6.2.2. Phasenchemie

Klinopyroxen

Klinopyroxen ist neben oxidischen Phasen wie Magnetit und Ilmenit in allen Experimenten anteilig an der Zahl der Versuche das am häufigsten synthetisierte Produkt. Die Pyroxene sind nach der Nomenklatur von Morimoto et al. (1988) zum Hauptteil Al-reiche Augite. Die Formelberechnung der Klinopyroxene basiert nach Morimoto et al. (1988) auf der Normierung von 6 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit. Die Ergebnisse der Mikrosondenanalysen sind im Anhang in Tabelle 11a und 11b zusammengefasst.

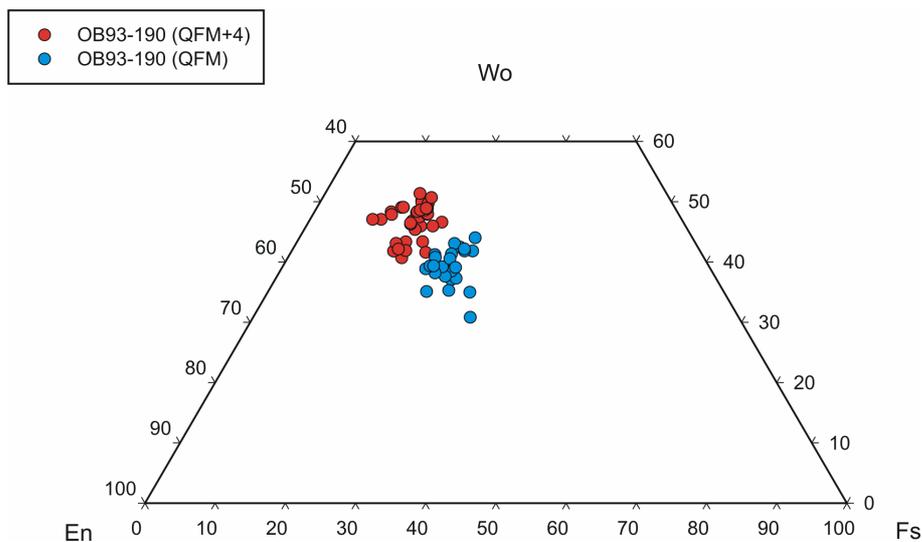


Abbildung 15: Darstellung der experimentell gebildeten Pyroxene der Probe OB93-190 bei verschiedenen Sauerstofffugazitäten. Alle Angaben in Gew%.

In Abbildung 15 sind die experimentell erzeugten Pyroxene des Alkali Basaltes OB93-190 in einem Wo-En-Fs-Diagramm bei verschiedenen Sauerstofffugazitäten dargestellt. In den Experimenten konnte eine deutliche Abhängigkeit der Zusammensetzungen der Klinopyroxene von der eingestellten Sauerstofffugazität beobachtet werden (s. Abbildung 15 und 16).

Unter oxidierenden Bedingungen ($\log f_{O_2} \sim \Delta QFM+4$) werden die Pyroxene des Alkali Basaltes Mg- bzw. Ca-reicher und Fe-ärmer (s. Abbildung 15 und 16). So ergibt sich unter reduzierenden Bedingungen ($\log f_{O_2} \sim \Delta QFM$) ein mittleres $Mg/Mg+Fe^{2+}$ -Verhältnis ($Mg\#$) von 60, bei oxidierenden Bedingungen hingegen eine Mg-Zahl von 80 (s. Abbildung 16). Innerhalb der untersuchten Versuchsbedingungen konnte außerdem ein Einfluss der Versuchstemperatur auf die Zusammensetzung der synthetisierten Klinopyroxene beobachtet werden. Wie in Abbildung 16 ersichtlich steigt die Mg-Zahl der synthetisierten Klinopyroxene unter beiden Redoxbedingungen mit zunehmender Versuchstemperatur. Der Einfluss der Wasseraktivität auf die Mg-Zahl (s. Abbildung 16) ist eher indirekt, da sich mit sinkender a_{H_2O} auch die Sauerstofffugazität in den Versuchen erniedrigt (s. Kapitel 4.7.2.).

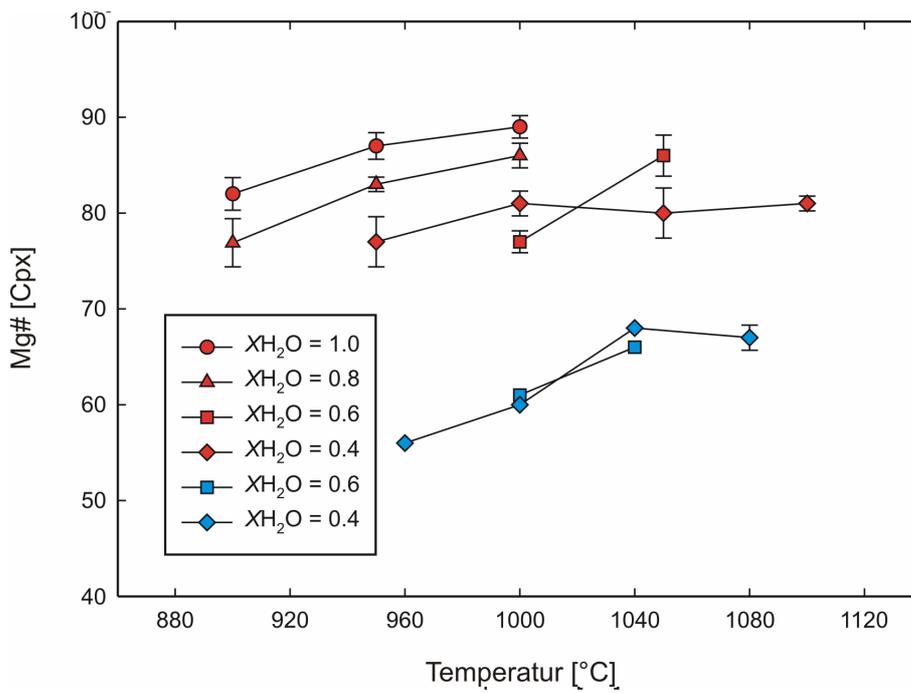


Abbildung 16: Zusammensetzung der Pyroxene des Alkali Basaltes OB93-190 als Funktion der Temperatur bei verschiedenen Sauerstoffugazitäten und XH₂O. Die Fehlerbalken entsprechen der Standardabweichung der durchschnittlichen Pyroxenanalysen. Wenn kein Fehlerbalken vorhanden ist entspricht der Fehler der Höhe der Symbole.

Plagioklas

Die Strukturformel der in den Experimenten synthetisierten Feldspäte basiert auf der Normierung von 8 Sauerstoffatomen auf die Summe der Kationen. Das analysierte Eisen geht als dreiwertiges Eisen (Fe₂O₃)_{tot} in die Berechnung mit ein. Die Mikrosondenanalysen sind im Anhang in Tabelle 11a und 11b zusammengefasst. Die synthetisierten Plagioklase können mit einem durchschnittlichen An-Gehalt von 60-70 % als Labradorit bezeichnet werden (s. Abbildung 17).

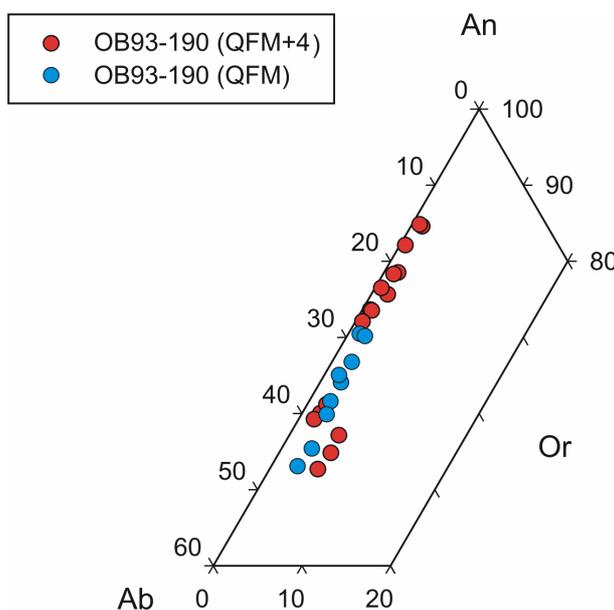


Abbildung 17: Darstellung der experimentell gebildeten Plagioklase der Probe OB93-190 bei verschiedenen Sauerstoffugazitäten. Alle Angaben in Gew%.

In den Versuchen mit dem Alkali Basalt OB93-190 konnte eine Abhängigkeit der Zusammensetzung der gebildeten Plagioklase von der Versuchstemperatur festgestellt werden. So sinkt bei Erniedrigung der Versuchstemperatur der An-Gehalt der Plagioklase (s. Abbildung 18). Die Zusammensetzung der synthetisierten Plagioklase ist zusätzlich vom H_2O -Gehalt der Schmelze abhängig. Niedrige Wassergehalte führen zur Kristallisation von An-ärmeren Plagioklasen. Dieses steht in Übereinstimmung mit zahlreichen experimentellen Studien (z.B. Carmichael et al., 1974; Berndt et al., 2001; Freise et al., 2003). Im Randsystem An-Ab kristallisieren unter wasser-untersättigten Bedingungen stets Ab-reichere Plagioklase als unter wasser-gesättigten Versuchsbedingungen (Carmichael et al., 1974).

In den durchgeführten Experimenten konnte ein indirekter Einfluss der Sauerstofffugazität auf die Zusammensetzung der Plagioklase beobachtet werden. So scheinen, wie aus Abbildung 17 ersichtlich, lediglich unter oxidierenden Bedingungen sehr An-reiche Plagioklase in den Versuchen zu kristallisieren. Dies steht im Zusammenhang mit der Veränderung der Stabilitätsfelder von Plagioklas bei unterschiedlichen Sauerstofffugazitäten. So reicht das Stabilitätsfeld unter oxidierenden Bedingungen bis hin zu sehr hohen Wassergehalten in der Schmelze (s. Abbildung 14a), wodurch aus den o.g. Gründen An-reichere Plagioklase in den Versuchen auskristallisieren.

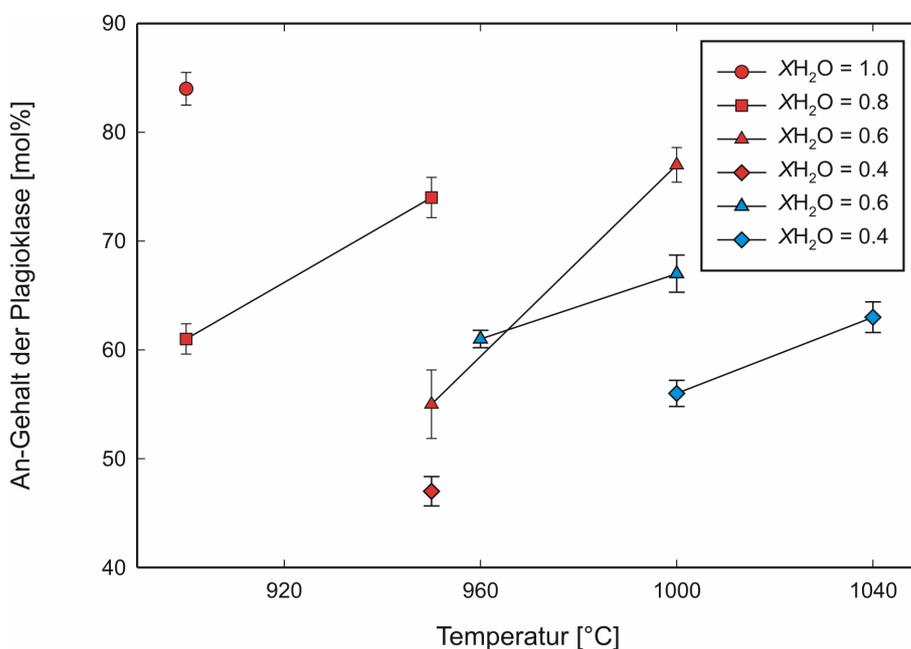


Abbildung 18: Zusammensetzung der Plagioklase des Alkali Basaltes OB93-190 als Funktion der Temperatur bei verschiedenen Sauerstofffugazitäten und X_{H_2O} . Die Fehlerbalken entsprechen der Standardabweichung der durchschnittlichen Plagioklasanalysen. Wenn kein Fehlerbalken vorhanden ist entspricht der Fehler der Höhe der Symbole.

Olivin

Die Mikrosondenanalysen der synthetisierten Olivine sind in den Tabellen 11a und 11b im Anhang aufgelistet. Wie auch schon in anderen experimentellen Studien gezeigt (z.B. Toplis und

Carroll, 1995; Berndt, 2002), sinkt der Forsterit-Gehalt (X_{Fo}) in den Olivinen bei abnehmenden Versuchstemperaturen von z.B. Fo_{74} (bei 1080 °C) auf Fo_{53} (bei 1000 °C). Ebenso ist eine Abhängigkeit des X_{Fo} vom Wassergehalt in der Schmelze zu beobachten. So nimmt der Forsterit-Gehalt bei einer konstanten Temperatur von 1040 °C unter reduzierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM$) von Fo_{74} (~ 7.0 Gew% H_2O) auf Fo_{60} (~ 1.2 Gew% H_2O) ab. In den Versuchen konnte ein deutlicher Einfluss der Sauerstoffugazität auf die Zusammensetzung der Olivine beobachtet werden. So sinkt das X_{Fo} der Olivine mit abnehmender Sauerstoffugazität. Bei einer Temperatur von 1000 °C und ungefähr gleichen Gehalten an Wasser in der Schmelze sinkt der Forsterit-Gehalt von Fo_{88} bei oxidierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$) auf Fo_{52} unter reduzierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM$).

Amphibol

Bei den in den Experimenten auskristallisierten Amphibolen handelt es sich nach der Nomenklatur von Leake et al. (1997) um Kaersutite (s. Abbildung 19). Die Ergebnisse der Mikrosondenanalysen sind im Anhang in Tabelle 11a und 11b zusammengefasst.

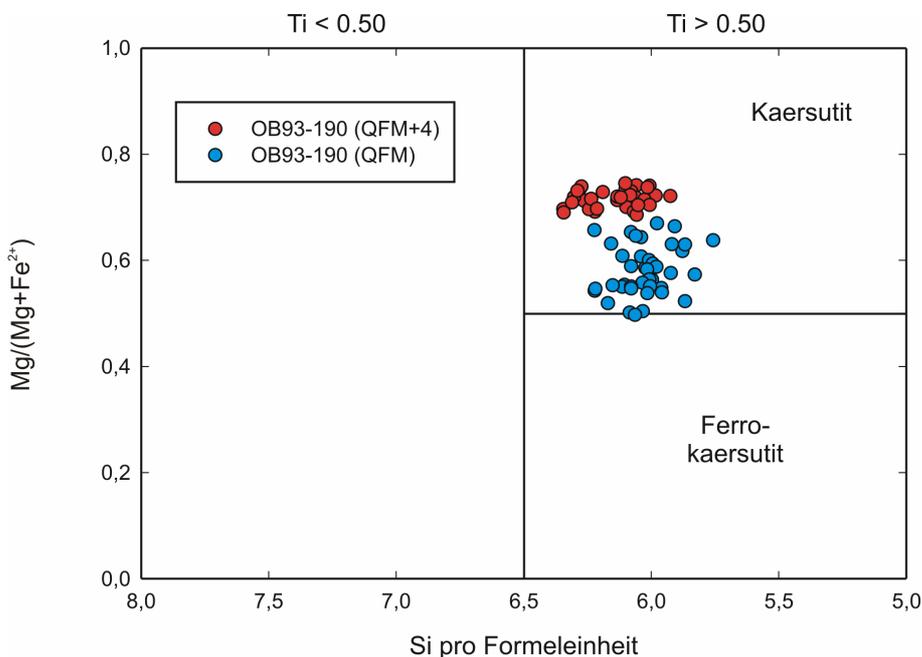


Abbildung 19: Zusammensetzung der Amphibole des Alkali Basaltes OB93-190 nach der Nomenklatur von Leake et al. (1997) bei verschiedenen Sauerstoffugazitäten.

In den Versuchen konnte eine Abhängigkeit der Zusammensetzung der Kaersutite von der eingestellten Versuchstemperatur beobachtet werden. So steigt der Ti-Gehalt in den Amphibolen mit steigender Temperatur bei einer konstanten Wasseraktivität und Sauerstoffugazität (z.B. bei

$X_{H_2O} = 1.0$ und oxidierenden Bedingungen von $TiO_2 = 2.02$ Gew% bei 900 °C auf $TiO_2 = 2.15$ Gew% bei 950 °C - s. Tabelle 11a im Anhang).

Im Gegensatz zum Einfluss der Versuchstemperatur auf die Zusammensetzung der Amphibole reagieren die Kaersutite noch sensitiver auf Änderungen in der eingestellten Sauerstofffugazität. Kaersutite die unter oxidierenden Bedingungen ($\log f_{O_2} \sim \Delta QFM+4$) synthetisiert wurden sind generell Fe-ärmer und Mg-reicher (s. Abbildung 19). Des weiteren führt eine Erniedrigung der Sauerstofffugazität von $\log f_{O_2} \sim \Delta QFM+4$ nach $\log f_{O_2} \sim \Delta QFM$ bei einer konstanten Temperatur von 960 °C und wasser-gesättigten Bedingungen zu einer Zunahme im Ti-Gehalt der Kaersutite von 2.15 Gew% nach 3.47 Gew% TiO_2 (s. Tabelle 11a und 11b im Anhang).

Fe-Ti Oxide

Ilmenit kristallisierte in den Experimenten sowohl unter oxidierenden als auch unter reduzierenden Sauerstofffugazitäten. Die Mineralanalysen sind in Tabelle 11a und 11b zusammengefasst. Ein Einfluss der verschiedenen Versuchsparameter Temperatur, f_{O_2} und X_{H_2O} auf die Zusammensetzung der Ilmenite konnte nicht festgestellt werden.

Magnetit kristallisierte in allen Versuchen unter oxidierenden Bedingungen ($\log f_{O_2} \sim \Delta QFM+4$) in der Schmelze des Alkali Basaltes. In Tabelle 11a und 11b sind die Analysen zusammengefasst. Ein Einfluss der verschiedenen Versuchsparameter Temperatur und X_{H_2O} auf die Zusammensetzung der Magnetite wurde nicht festgestellt. Dagegen konnte eine Abhängigkeit der Stabilität der Mineralphase von der eingestellten Sauerstofffugazität beobachtet werden. So kristallisierte Magnetit ausschließlich in den Versuchen bei oxidierenden Versuchsbedingungen ($\log f_{O_2} \sim \Delta QFM+4$).

6.2.3. Schmelzen

Die Zusammensetzungen der Restschmelzen sind in den Tabellen 11a und 11b angegeben. In Abbildung 20 sind die Konzentrationen von SiO_2 , TiO_2 , FeO^* (Gesamteisengehalt) und Na_2O+K_2O in Abhängigkeit von der Versuchstemperatur und verschiedenen Wassergehalten in der Schmelze geplottet.

Der SiO_2 -Gehalt in den Restschmelzen von OB93-190 steigt unter beiden Sauerstofffugazitäten mit abnehmender Versuchstemperatur stetig an (s. Abbildung 20). Bei konstanter Temperatur steigen die SiO_2 -Gehalte zudem mit sinkender Wasseraktivität. Es kann des weiteren ein deutlicher Einfluss der Sauerstofffugazität auf den SiO_2 -Gehalt in den Restschmelzen beobachtet werden. So sind die unter oxidierenden Versuchsbedingungen

erzeugten Restschmelzen generell SiO_2 -reicher als unter reduzierenden Bedingungen. Die SiO_2 Anreicherung in Restschmelzen kann jedoch auch durch den Kristallanteil in den Proben beeinflusst werden (Scaillet und McDonald, 2003). Bei einem Vergleich der Kristallanteile in den verschiedenen Proben (s. Tabelle 7a und 7b) zeigte sich jedoch, dass in zwei Proben (Versuch 60 und 98) mit ungefähr gleichem Kristallanteil von ~ 50 Vol% die Restschmelzen unter oxidierenden Bedingungen um ca. 8 Gew% SiO_2 reicher sind.

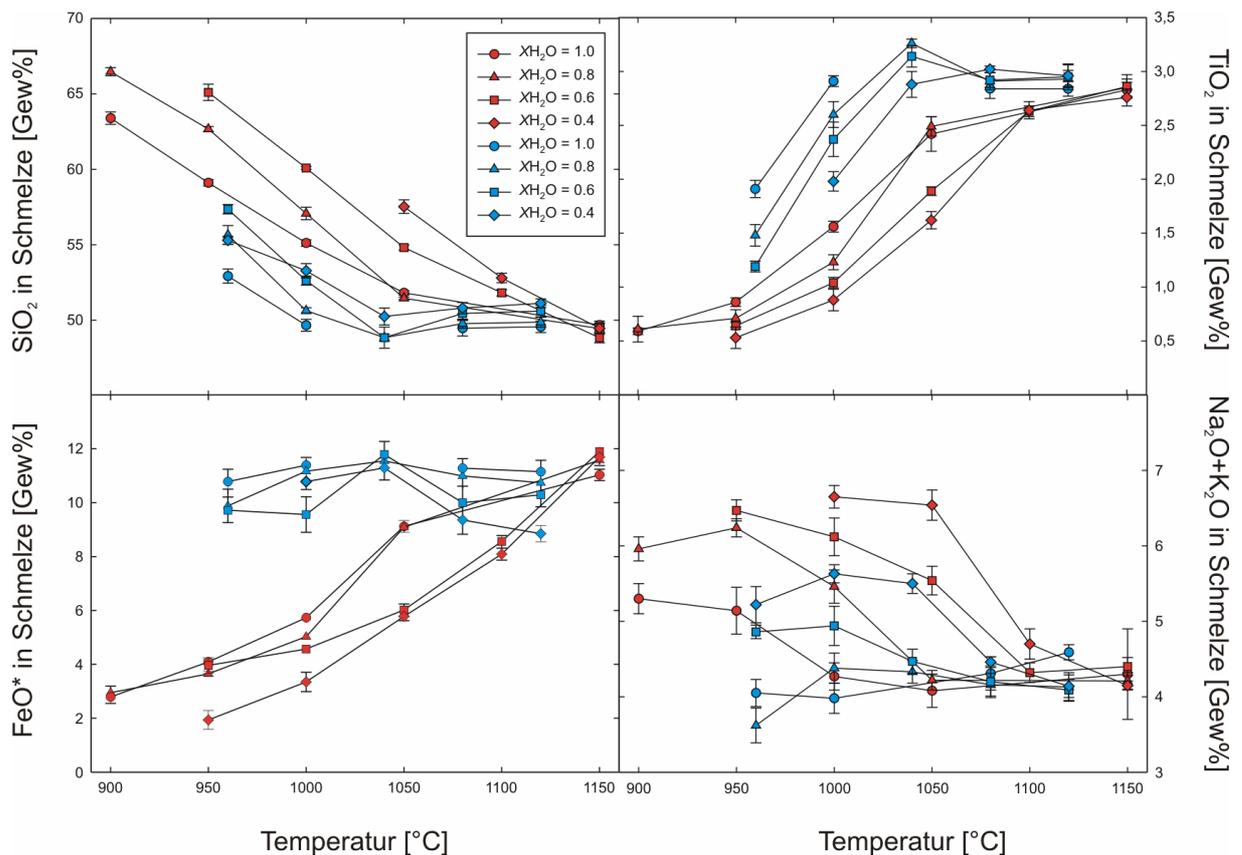


Abbildung 20: Zusammensetzung der Restschmelzen des Alkali Basaltes OB93-190 als Funktion der Temperatur bei verschiedenen Sauerstoffugazitäten und XH_2O . Die Fehlerbalken entsprechen der Standardabweichung der durchschnittlichen Elementanalysen. Wenn kein Fehlerbalken vorhanden ist entspricht der Fehler der Höhe der Symbole. Alle Analysen sind auf 100% normiert.

Den Einfluss der Ilmenit- und Amphibol-Kristallisation auf die Restschmelzen kann man sehr gut anhand der Ti-Gehalte in den Schmelzen beobachten (s. Abbildung 20). Als generellen Trend erkennt man steigende Ti-Gehalte mit steigenden Versuchstemperaturen sowohl unter oxidierenden, als auch unter reduzierenden Sauerstoffugazitäten. Lediglich unter hohen Temperaturen sind die Ti-Gehalte aller Versuche fast gleich. Dies kann mit der verspäteten Kristallisation von Ilmenit (ab ~ 1050 °C) und Amphibol (ab ~ 1000 °C) erklärt werden, da deren Fraktionierung einen deutlichen Einfluss auf den Ti-Gehalt in den Schmelzen hat und

somit zu einer Abreicherung führt. Ilmenit und Amphibol kristallisieren unter reduzierenden Bedingungen bei niedrigeren Temperaturen (um rund 50 °C). Diesen Effekt sieht man auch in den Ti-Gehalten, die sich unter reduzierenden Bedingungen mit einer Verzögerung von ~ 50 °C in den Schmelzen abreichern. Generell kann man jedoch sagen, dass unter reduzierenden Bedingungen die Ti-Gehalte in den Restschmelzen höher sind, was durch die Fraktionierung von Ti-armen Amphibolen erklärt werden kann. Schließlich konnten bei konstanter Temperatur steigende TiO₂-Gehalte in den Restschmelzen mit sinkender Wasseraktivität beobachtet werden.

In Abbildung 20 ist ein deutlicher Einfluss der Sauerstoff fugazität auf den Trend der Fe-Gehalte in den Restschmelzen zu beobachten. Während die FeO-Gehalte in den Schmelzen unter reduzierenden Bedingungen in Abhängigkeit von der Temperatur nahezu konstant bleiben, ist ein Anstieg im FeO-Gehalt unter oxidierenden Versuchsbedingungen mit steigender Versuchstemperatur zu erkennen. Magnetit stellt die wohl wichtigste fraktionierende Mineralphase dar, die zu einem Grossteil den Trend der Fe-Gehalte in den untersuchten Restschmelzen steuert. Dieses erkennt man sehr deutlich am Trend der FeO-Gehalte bei reduzierenden Bedingungen. Da lediglich Ilmenit als oxidische Phase in allen Versuchen unter reduzierenden Bedingungen auskristallisiert und Magnetit gänzlich fehlt, sieht man in den Restschmelzen über den gesamten Temperaturbereich einen nahezu einen konstanten FeO-Gehalt. Im Gegensatz dazu kristallisiert Magnetit in allen Experimenten unter oxidierenden Bedingungen, welches zu einer Abreicherung im Fe-Gehalt in den Restschmelzen mit abnehmender Temperatur führt. Ähnlich Ergebnisse wurde in Berndt (2002) beobachtet.

Um einen Überblick über den Einfluss der Versuchstemperatur, Wasseraktivität und Sauerstoff fugazität auf den Alkali-Gehalt in den Restschmelzen zu bekommen, sind in Abbildung 20 Na₂O und K₂O zusammen in Abhängigkeit von der Versuchstemperatur geplottet. Generell erkennt man einen Trend der Zunahme des Na₂O- und K₂O-Gehaltes in den Schmelzen mit abnehmender Temperatur. Unter oxidierenden und reduzierenden Sauerstoff fugazitäten ist ebenso ein Einfluss der Wasseraktivität auf den Na₂O + K₂O-Gehalt in den Schmelzen zu beobachten. So steigt beispielsweise unter oxidierenden Bedingungen bei einer konstanten Temperatur von 950 °C mit abnehmendem XH₂O der Na₂O + K₂O-Gehalt von 5.10 Gew% (XH₂O = 1.0) auf 6.40 Gew% (XH₂O = 0.6). Im Bezug auf die Sauerstoff fugazität wird aus den Analysen deutlich, dass die unter reduzierenden Bedingungen erhaltenen Restschmelzen bei gleichen Versuchstemperaturen höhere Na₂O + K₂O-Gehalte aufweisen (ca. 1 Gew% bei 1000 °C und XH₂O = 0.4).

6.3. Tholeiitischer Basalt (35R2)

Die kristallinen Mineralphasen in den Experimenten mit dem tholeiitischen Basalt (35R2) bestanden unter oxidierenden Bedingungen ($\log f\text{O}_2 \sim \Delta\text{QFM}+4$) aus Klinopyroxen, Amphibol, Plagioklas, Ilmenit und Magnetit. In den Experimenten unter reduzierenden Bedingungen ($\log f\text{O}_2 \sim \Delta\text{QFM}$) fehlte die Mineralphase Magnetit. Allerdings trat in einem Versuch zusätzlich Olivin auf.

Tabelle 8a: Experimentelle Ergebnisse für den tholeiitischen Basalt (35R2) bei $\Delta\text{QFM}+4$.

Versuch	XH ₂ O _{in} ^a	H ₂ O [Gew%] ^b	aH ₂ O	fH ₂ O [bar]	log fO ₂ [bar] ^c	ΔQFM [bar] ^d	Phasen ^e	ΣR ²
1000 °C, 500 MPa, 22h								
108	1.00	9.59	1.00	5705	-6.49	+4.06	gl (50.0), mag (9.6), cpx (40.4)	0.82
109	0.81	7.74	0.70	3994	-6.80	+3.75	gl (45.5), mag (9.1), cpx (44.0), pl (1.3)	0.48
110	0.61	3.52	0.38	2168	-7.33	+3.22	gl (34.9), mag (9.2), cpx (47.3), pl (7.4), ilm (1.2)	0.51
111	0.41	0.95	0.18	1027	-7.98	+2.57	mag (10.1), cpx (62.7), pl ^f (22.8), ilm (4.4)	
1040 °C, 500 MPa, 24h								
112	1.00	9.67	1.00	5869	-5.88	+4.09	gl (89.8), mag (3.8), cpx (6.3)	0.10
113	0.80	5.83	0.56	3287	-6.39	+3.58	gl (73.8), mag (4.6), cpx (21.6)	0.14
114	0.60	4.44	0.39	2289	-6.70	+3.27	gl (61.8), mag (6.7), cpx (30.6), ilm (0.9)	0.29
115	0.42	0.62	0.11	646	-7.80	+2.17	gl (50.1), mag (8.1), cpx (34.3), pl ^f (5.8), ilm (1.7)	
1080 °C, 500 MPa, 23h								
116	1.00	9.55	1.00	6014	-5.32	+4.10	gl (98.0), mag (2.0)	0.04
117	0.78	7.58	0.80	4811	-5.51	+3.90	gl (88.6), mag (3.3), cpx (8.1)	0.11
118	0.58	2.11	0.25	1504	-6.52	+2.89	gl (72.7), mag (3.9), cpx (23.4)	0.04
119	0.39	1.17	0.10	601	-7.32	+2.09	gl (47.2), mag (5.7), cpx (30.8), pl (16.3)	0.07
1120 °C, 500 MPa, 23h								
120	1.00	9.27	1.00	6142	-4.78	+4.11	gl (100)	
121	0.78	6.01	0.53	3255	-5.33	+3.56	gl (98.9), mag (1.1)	0.54
122	0.60	2.95	0.35	2150	-5.69	+3.20	gl (88.5), mag ^f (1.0), cpx ^f (10.5)	
123	0.36	0.46	0.10	601	-6.80	+2.09	gl (75.3), mag (0.7), cpx (19.3), pl (4.7)	0.01
1160 °C, 500 MPa, 22h								
124	0.58	4.22	0.56	3503	-4.78	+3.62	gl (99.8), mag (0.2)	0.05
125	0.41	3.12	0.38	2377	-5.11	+3.29	gl (98.3), mag (0.2), cpx (1.5)	0.10
960 °C, 500 MPa, 22h								
126	1.00	9.48	1.00	5524	-7.14	+4.04	gl (41.8), mag (10.5), cpx (43.2), am (4.5)	0.72
127	0.79	7.82	0.81	4474	-6.49	+3.86	gl (32.0), mag (9.6), cpx (46.3), am (6.3), pl (5.8)	0.64
1250 °C, 500 MPa, 25h								
S1	-	4.45	0.61	3942	-3.66	+3.73	gl (100)	
S2	-	2.08	0.25	1616	-4.43	+2.96	gl (100)	

^a XH₂O_{in} = H₂O / H₂O+CO₂ Einwaage in der Kapsel (in Mol)

^b Wassergehalte der Gläser mit der „by-difference“ Methode bestimmt

^c log fO₂ basierend auf der MnO-Mn₃O₄ Pufferkurve von Huebner und Sato (1970) mit der Annahme, dass die intrinsische Pufferkapazität der eingesetzten IHPV dem MnO-Mn₃O₄ Puffer entspricht

^d ΔQFM entspricht log fO₂ (Experiment) - log fO₂ (QFM Puffer) nach Schwab und Küstner (1981)

^e Abkürzungen: Glas = gl, Magnetit = mag, Ilmenit = ilm, Klinopyroxen = cpx, Amphibol = am, Plagioclas = pl, Olivin = ol

^f Phasen anhand von Rückstreuerelektronenbildern identifiziert

Schon in anderen experimentellen Studien (wie z.B. Koepke et al., 2002; Berndt, 2002) trat in ferro-basaltischen Systemen Olivin unter oxidierenden Versuchsbedingungen gar nicht oder lediglich als spät kristallisierendes Mineral auf. Mögliche Gründe für das generelle Fehlen von

Olivin in den oxidierenden Experimenten mit dem tholeiitischen Basalt könnte in Zusammenhang mit der Pauschalzusammensetzung von 35R2 stehen. Im Gegensatz zum Alkali Basalt hat die Probe 35R2 ca. 3.0 Gew% mehr CaO, was die Kristallisation von Klinopyroxen in den Versuchen begünstigen könnte (s. Tabelle 3 in Kapitel 4.2).

Tabelle 8b: Experimentelle Ergebnisse für den tholeiitischen Basalt (35R2) bei ΔQFM .

Versuch	X_{H_2O} in ^a	H_2O [Gew%] ^b	a_{H_2O}	f_{H_2O} [bar]	$\log f_{O_2}$ [bar] ^c	ΔQFM [bar] ^d	Phasen ^e	ΣR^2
1000 °C, 495.3 MPa, 5.2h								
128	1.00	9.11	1.00	5706	-10.55	±0.00	gl (83), cpx (17.0)	0.41
129	0.79	6.40	0.62	3538	-10.96	-0.41	gl (70.7), cpx (27.0), am (2.3)	0.47
130	0.61	5.08	0.48	2739	-11.19	-0.64	gl (56.5), cpx (30.4), am (8.0), pl (3.9), ol (1.2)	0.29
131	0.44	3.45	0.39	2225	-11.37	-0.82	gl (29.1), cpx (38.8), am (3.6), pl (25.6), ol (2.2), ilm (0.6)	0.35
1040 °C, 499.6 MPa, 3.5h								
132	1.00	9.18	1.00	5869	-9.97	±0.00	gl (94.8), cpx (5.2)	0.19
133	0.81	6.01	0.59	3463	-10.42	-0.45	gl (84.1), cpx (15.9)	0.35
134	0.60	4.80	0.45	2641	-10.66	-0.69	gl (77.1), cpx (22.9)	0.29
135	0.43	2.28	0.22	1291	-11.28	-1.31	gl (62.4), cpx (30.8), pl (6.8)	0.42
1080 °C, 515.2 MPa, 3.2h								
136	1.00	9.29	1.00	6014	-9.41	±0.00	gl (100)	
137	0.79	5.63	0.56	3368	-9.91	-0.50	gl (94.6), cpx (5.4)	0.34
138	0.60	4.32	0.41	2466	-10.18	-0.77	gl (83.4), cpx (16.6)	0.33
139	0.42	3.16	0.36	2165	-10.30	-0.89	gl (80.7), cpx (19.3)	0.51

Abkürzungen s. Tabelle 8a

6.3.1. Phasenbeziehungen

Ebenso wie für den Alkali Basalt wurden die gebildeten Mineralphasen in den durchgeführten Experimenten mit dem tholeiitischen Basalt (35R2) analysiert und identifiziert. Desgleichen wurden anhand der Untersuchungsergebnisse Phasendiagramme in Form von Temperatur-Wassergehalt in der Schmelze-Diagrammen für die einzelnen Minerale bei verschiedenen Redoxbedingungen ($\log f_{O_2} \sim \Delta QFM+4$ und $\log f_{O_2} \sim \Delta QFM$) erstellt (s. Abbildung 21a und b). Weitere Erklärungen und Hinweise zu den Phasendiagrammen sind in Kapitel 6.2.1 aufgeführt.

Tholeiitischer Basalt ($\log f_{O_2} \sim \Delta QFM+4$)

Unter oxidierenden Versuchsbedingungen bildet Magnetit die Liquidusphase über das gesamte Spektrum an untersuchten Wasseraktivitäten in den Experimenten mit 35R2. Unter wasser-gesättigten Bedingungen kristallisiert Magnetit unterhalb von 1120 °C, bei reduzierten Wasseraktivitäten überhalb von 1160 °C. Bei hohen Wassergehalten in der Schmelze kristallisiert mit abnehmender Temperatur zunächst Klinopyroxen (ab 1080 °C) und ab 1000 °C schließlich Amphibol. Bei geringeren Wassergehalten (< 3.0 Gew% H_2O) kristallisieren hingegen nach Magnetit und Klinopyroxen mit abnehmender Temperatur Plagioklas und Ilmenit. In einem

Bereich zwischen 1020 °C und 1060 °C sowie Wassergehalten von 2.5 bis 5.5 Gew% H₂O kristallisiert in den Experimenten Ilmenit vor Plagioklas. Plagioklas trat zudem in keinem der durchgeführten Experimente als stabile Phase unter sehr hohen Wasseraktivitäten ($a_{\text{H}_2\text{O}} > 0.8$) auf. Das Stabilitätsfeld von Amphibol verläuft, wie erwartet, in einem Bereich niedriger Temperaturen (< 1000 °C) und hoher Wassergehalte (> 6 Gew% H₂O). In einem durchgeführten Experiment betrug der Anteil an Restschmelze unter 1 Vol%, so dass für die Probe 35R2 hiermit ein Punkt auf der Soliduskurve direkt bestimmt wurde.

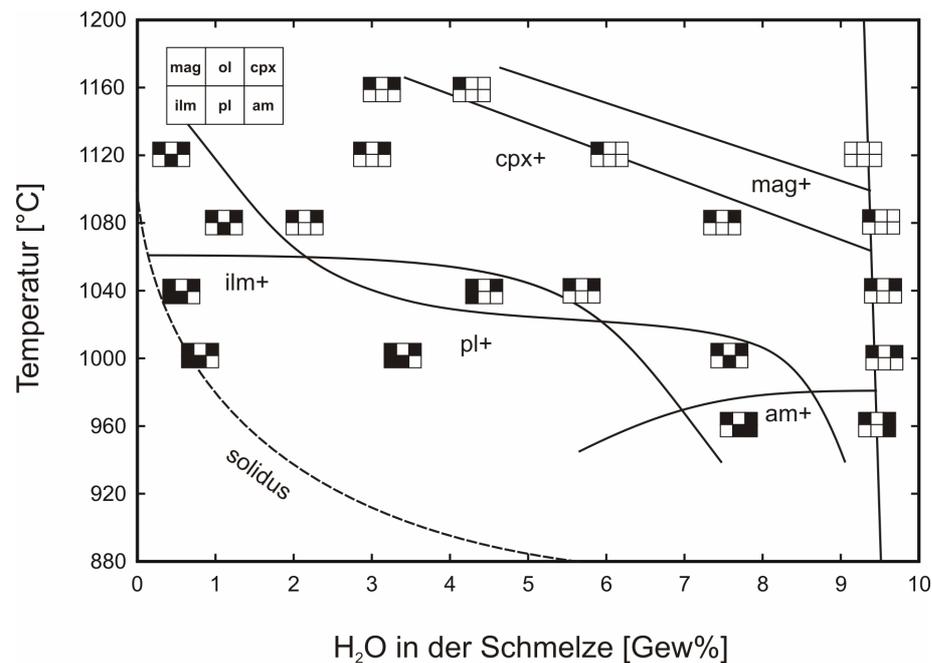


Abbildung 21a: Phasenbeziehungen des tholeiitischen Basalts (35R2) als Funktion des H₂O-Gehaltes in der Schmelze gegen die Temperatur bei 500 MPa und oxidierenden Bedingungen ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}+4$). Abkürzungen: Magnetit = mag; Klinopyroxen = cpx; Ilmenit = ilm; Amphibol = am; Plagioklas = pl. Die Stabilitätskurven der einzelnen Minerale sind innerhalb ihrer Stabilitätsfelder benannt. Zur Orientierung ist eine angenommene Soliduskurve und die Wasserlöslichkeitskurve in das Diagramm mit eingezeichnet.

Tholeiitischer Basalt ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}$)

Die Phasenbeziehungen für den tholeiitischen Basalt unter reduzierenden Versuchsbedingungen ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}$) unterscheiden sich stark von denen bei oxidierenden Sauerstoff fugazitäten ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}+4$). Liquidusphase ist sowohl bei wasser-gesättigten als auch bei wasser-untersättigten Bedingungen Klinopyroxen. Bei hohen Wasseraktivitäten ($a_{\text{H}_2\text{O}} > 0.8$) kristallisiert Klinopyroxen in der Schmelze unterhalb von 1040 °C und bei reduzierten Wasseraktivitäten ab 1120 °C. Die Kristallisationsabfolge bei niedrigen Wassergehalten in der Schmelze (< 2.0 Gew% H₂O) mit abnehmender Temperatur ist Klinopyroxen, Plagioklas und schließlich Olivin zeitgleich

mit Ilmenit. Das Stabilitätsfeld von Amphibol erstreckt sich über Temperaturen < 1040 °C und Wassergehalte bis zu 2.5 Gew% H_2O in der Schmelze.

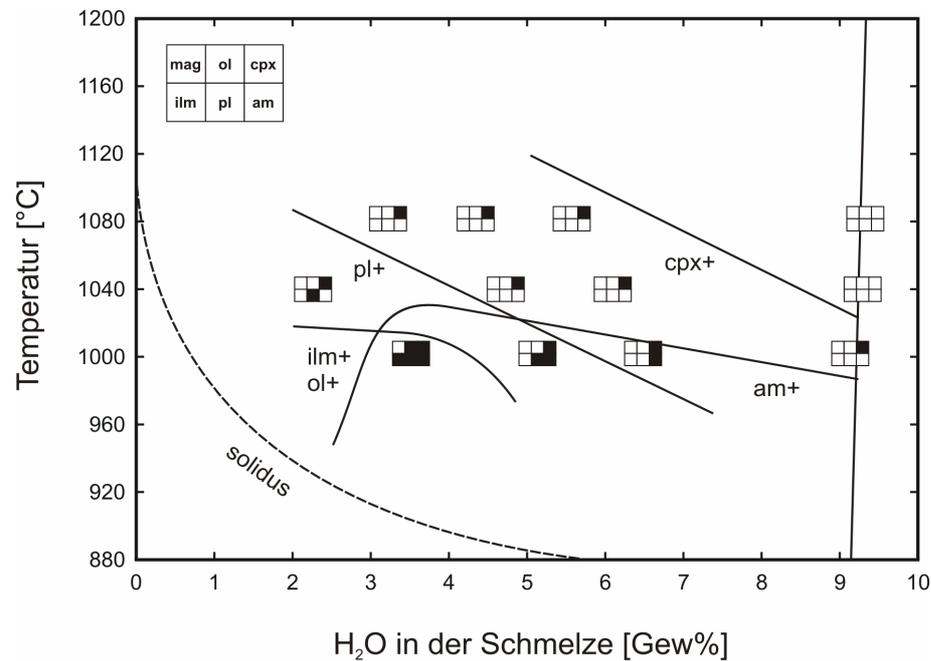


Abbildung 21b: Phasenbeziehungen des tholeiitischen Basalts (35R2) als eine Funktion des H_2O -Gehaltes in der Schmelze gegen die Temperatur bei 500 MPa unter reduzierenden Bedingungen ($\log f_{O_2} \sim \Delta QFM$). Abkürzungen: s. Abbildung 21a. Die Stabilitätskurven der einzelnen Minerale sind innerhalb ihrer Stabilitätsfelder benannt. Zur Orientierung ist eine angenommene Soliduskurve und die Wasserlöslichkeitskurve in das Diagramm mit eingezeichnet.

6.3.2. Phasenchemie

Klinopyroxen

In nahezu allen Experimenten mit dem tholeiitischen Basalt 35R2 ist Klinopyroxen eine der wichtigsten Mineralphasen, welche in den meisten Experimenten synthetisiert wurde. Nach der Nomenklatur von Morimoto et al. (1988) sind die auskristallisierten Pyroxene Al-reiche Augite. Die Berechnung der Klinopyroxene basiert auf der Normierung auf 6 Sauerstoffatome pro Formeleinheit. Alle Pyroxenanalysen sind im Anhang in Tabelle 12a und 12b zusammengefasst.

In den durchgeführten Experimenten konnte eine deutliche Abhängigkeit der Klinopyroxene von der eingestellten Sauerstofffugazität beobachtet werden (s. Abbildung 22). Die synthetisierten Pyroxene sind in den Experimenten unter oxidierenden Bedingungen wesentlich Fe-ärmer und Mg-reicher, als unter reduzierenden Sauerstofffugazitäten. So kann, wie aus Abbildung 22 ersichtlich, für oxidierende Bedingungen eine durchschnittliche Mg-Zahl von 90 und für reduzierende Bedingungen von $Mg\# = 75$ angenommen werden. Zudem ist in den Experimenten eine Abhängigkeit der Mg-Zahl von der Versuchstemperatur zu erkennen (s.

Abbildung 22), wobei sich mit steigender Temperatur für beide Redoxbedingungen die Mg-Zahl leicht erhöht (Toplis and Carroll, 1995). Des weiteren konnte ein Einfluss der Wasseraktivität auf den CaO-Gehalt der Pyroxene beobachtet werden. Bei einer konstanten Temperatur von 1000 °C steigt der CaO-Gehalt unter oxidierenden Bedingungen von 20.61 Gew% bei einem $X_{H_2O} = 0.4$ auf 22.89 Gew% bei einem $X_{H_2O} = 1.0$ (s. Tabelle 12a im Anhang). Dieser Effekt ist unter reduzierenden Versuchsbedingungen noch stärker ausgeprägt. So steigt bei gleicher Temperatur (1000 °C) der CaO-Gehalt von 17.45 Gew% ($X_{H_2O} = 0.4$) auf 22.12 Gew% ($X_{H_2O} = 1.0$). Diese Beobachtungen stehen in guter Übereinstimmung mit vorigen experimentellen Studien (z.B. Gaetani et al., 1993; Freise et al., 2003).

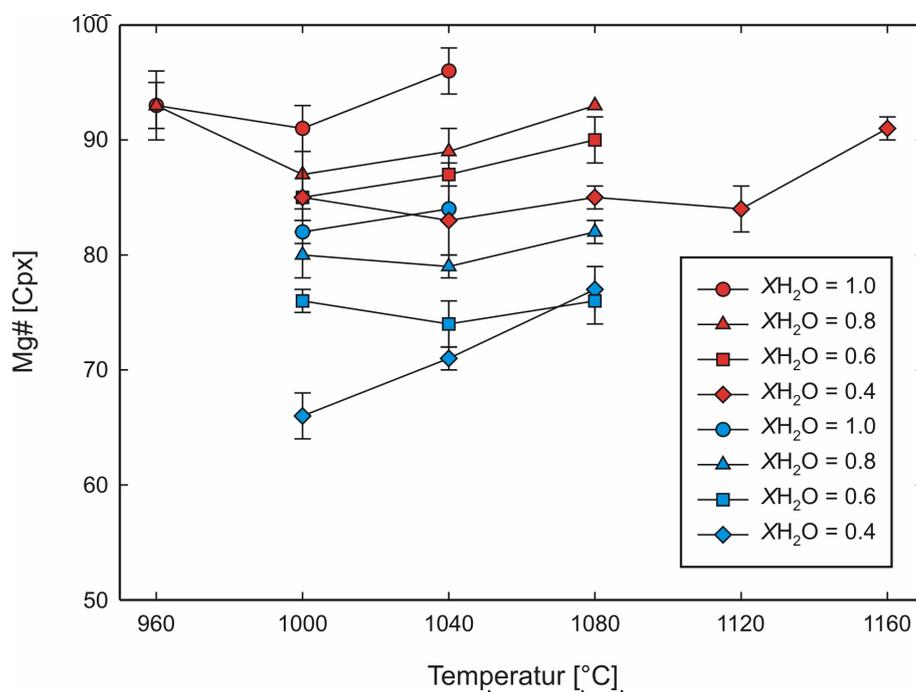


Abbildung 22: Zusammensetzung der Pyroxene des tholeiitischen Basaltes 35R2 als Funktion der Temperatur bei verschiedenen Sauerstoff-fugazitäten und X_{H_2O} . Die Fehlerbalken entsprechen der Standardabweichung der durchschnittlichen Pyroxenanalysen. Wenn kein Fehlerbalken vorhanden ist entspricht der Fehler der Höhe der Symbole.

Plagioklas

Die Strukturformel der in den Experimenten synthetisierten Feldspäte basiert auf der Normierung von 8 Sauerstoffatomen auf die Summe der Kationen. Die Ergebnisse der Mikrosondenanalysen sind im Anhang in Tabelle 12a und 12b zusammengefasst. Die synthetisierten Plagioklase können mit einem durchschnittlichen An-Gehalt von 60 - 70 % als Labradorit bezeichnet werden (s. Abbildung 23).

In allen durchgeführten Experimenten konnte eine Abhängigkeit der Zusammensetzung der gebildeten Plagioklase von der Versuchstemperatur festgestellt werden. So sinkt bei Erniedrigung der Versuchstemperatur der An-Gehalt der Plagioklase (s. Tabelle 12a und 12b im Anhang). Die Zusammensetzung der synthetisierten Plagioklase ist zusätzlich vom H_2O -Gehalt

der Schmelze abhängig. Niedrige Wassergehalte führen zur Kristallisation von An-ärmeren Plagioklasen. Dieses steht in Übereinstimmung mit zahlreichen experimentellen Studien (z.B. Carmichael et al., 1974; Berndt et al., 2001; Freise et al., 2003).

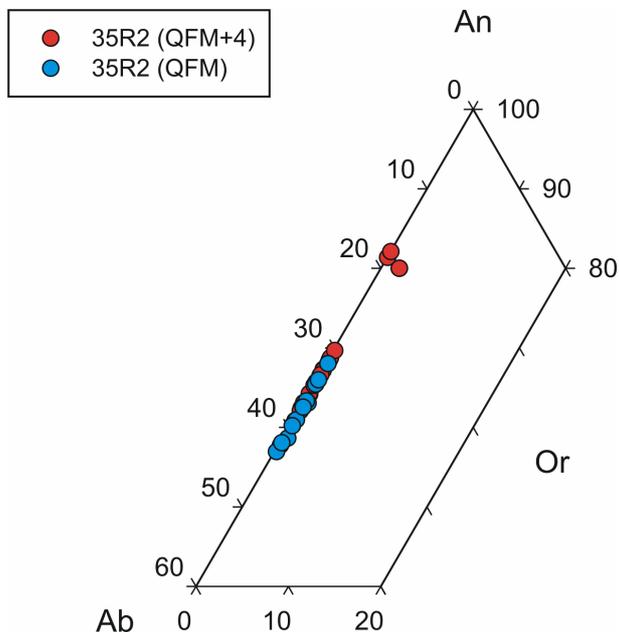


Abbildung 23: Darstellung der experimentell gebildeten Plagioklase der Probe 35R2 bei verschiedenen Sauerstoffugazitäten. Alle Angaben in Gew%.

Olivin

Olivin konnte in den Experimenten mit dem tholeiitischen Basalt lediglich in Versuch 131 unter reduzierenden Sauerstoffugazitäten synthetisiert werden. Somit konnte keine Abhängigkeit der Zusammensetzung der Olivine von Faktoren wie Temperatur, Wasseraktivität oder Sauerstoffugazität beobachtet werden.

Amphibol

Ebenso wie in den Experimenten mit dem Alkali Basalt (OB93-190) handelt es sich bei den in den Experimenten auskristallisierten Amphibolen nach der Nomenklatur von Leake et al. (1997) um Kaersutite (s. Abbildung 24). Die Ergebnisse der Mikrosondenanalysen sind im Anhang in Tabelle 12a und 12b zusammengefasst.

In den Versuchen konnte ein starker Einfluss der Sauerstoffugazität auf die Zusammensetzung der Amphibole beobachtet werden. Kaersutite die unter oxidierenden Bedingungen ($\log f_{O_2} \sim \Delta QFM+4$) synthetisiert wurden sind generell Fe-ärmer und Mg-reicher. Zudem nimmt der Ti-Gehalt bei konstanter Versuchstemperatur und Wasseraktivität mit steigender Sauerstoffugazität zu (s. Abbildung 24).

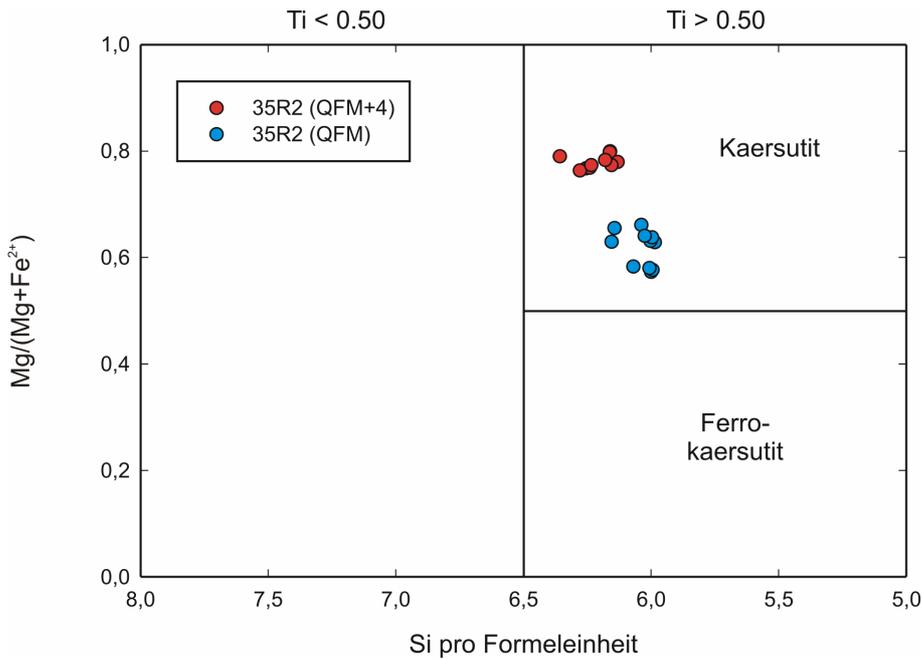


Abbildung 24: Zusammensetzung der Amphibole des tholeiitischen Basaltes 35R2 nach der Nomenklatur von Leake et al. (1997) bei verschiedenen Sauerstoffugazitäten.

Fe-Ti Oxide

Ebenso wie in den Experimenten mit dem Alkali Basalt (OB93-190) tritt Ilmenit als oxidische Phase unter beiden Sauerstoffugazitäten auf. In den meisten Fällen fand lediglich eine Identifizierung mit Hilfe eines EDX Systems an der Mikrosonde statt. Die Ergebnisse der Mikrosondenanalysen sind in den Tabellen 12a und 12b zusammengefasst. Aufgrund der wenigen quantitativen Daten konnte kein Einfluss der Parameter Temperatur, Wasseraktivität und Sauerstoffugazität auf die Zusammensetzung der Ilmenite in den Versuchen festgestellt werden.

Magnetit trat lediglich in den Experimenten unter oxidierenden Bedingungen als oxidische Phase zusammen neben Ilmenit auf. In Tabelle 12a und 12b sind die Analysen zusammengefasst. Ein Einfluss der verschiedenen Versuchsparameter Temperatur und X_{H_2O} auf die Zusammensetzung der Phase wurde nicht festgestellt.

6.3.3. Schmelzen

Die Zusammensetzungen der experimentellen Restschmelzen sind in den Tabellen 12a und 12b aufgelistet. Die Änderungen der Zusammensetzungen in Bezug auf SiO_2 , TiO_2 , FeO^* (Gesamteisengehalt) und $Na_2O + K_2O$ in Abhängigkeit von der Versuchstemperatur sind in Abbildung 25 dargestellt.

Der SiO_2 -Gehalt in den Restschmelzen von 35R2 zeigt einen generellen Trend der Zunahme mit abnehmender Temperatur (s. Abbildung 25). Unter oxidierenden Bedingungen

steigt der SiO_2 -Gehalt in den Restschmelzen mit abnehmender Temperatur jedoch wesentlich stärker als unter reduzierenden Bedingungen an. Bei einem konstanten Kristallanteil von ca. 60 Vol% beläuft sich der Unterschied auf fast 10 Gew%. Zudem ist eine Abhängigkeit des SiO_2 -Gehaltes in den Restschmelzen vom $X_{\text{H}_2\text{O}}$ zu beobachten. Eine Abnahme des $X_{\text{H}_2\text{O}}$ von 1.0 nach 0.4 bei einer konstanten Temperatur von 1040 °C ergibt beispielsweise eine Erhöhung des SiO_2 -Gehaltes von ca. 5.0 Gew% (s. Abbildung 25).

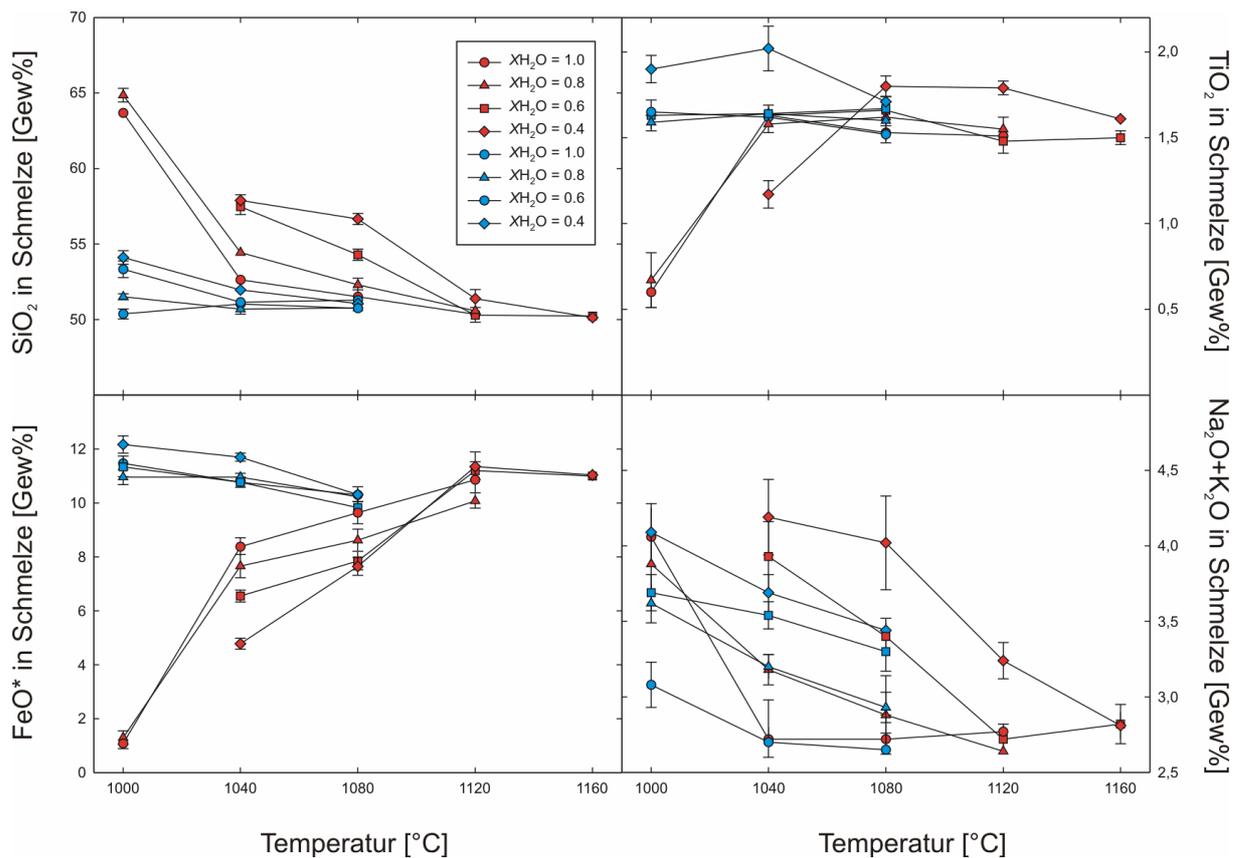


Abbildung 25: Zusammensetzung der Restschmelzen des tholeiitischen Basaltes 35R2 als Funktion der Temperatur bei verschiedenen Sauerstoff fugazitäten und $X_{\text{H}_2\text{O}}$. Die Fehlerbalken entsprechen der Standardabweichung der durchschnittlichen Elementanalysen. Wenn kein Fehlerbalken vorhanden ist entspricht der Fehler der Höhe der Symbole. Alle Analysen sind auf 100% normiert.

Der TiO_2 -Gehalt in den Restschmelzen der Versuche mit 35R2 unter oxidierenden Bedingungen folgt dem gleichen Trend wie in den Experimenten mit dem Alkali Basalt OB93-190. Die Versuche zeigen einen steigenden TiO_2 -Gehalt mit steigender Temperatur. Unter hohen Temperaturen bleibt der TiO_2 -Gehalt hingegen nahezu konstant, was auch in diesen Experimenten wiederum mit der verspäteten Kristallisation von Ilmenit und Amphibol erklärt werden kann. Unter reduzierenden Bedingungen kristallisieren in den Experimenten Amphibol

und Ilmenit nur in geringem Anteil, wodurch sich keine merkliche Änderung im TiO_2 -Gehalt in den Restschmelzen ergibt (s. Tabelle 8b in Kapitel 6.3.).

Der Trend im Gesamteisengehalt in den Schmelzen von 35R2 verläuft nahezu identisch wie in den Experimenten mit dem Alkali Basalt OB93-190. Unter oxidierenden Bedingungen zeichnet sich ein genereller Trend von steigenden FeO-Gehalten mit steigender Versuchstemperatur ab, wohingegen bei reduzierenden Bedingungen dieser Trend nicht beobachtet werden konnte. Auch in diesen Experimenten stellt wiederum Magnetit die wichtigste Fe-haltige Mineralphase dar, die einen deutlichen Einfluss auf die Restschmelzen hat. Da Magnetit ausschließlich in den Versuchen bei oxidierenden Bedingungen kristallisiert sinkt lediglich in diesen Experimenten der FeO-Gehalt in den Restschmelzen.

Im Bezug auf den Alkaligehalt verhalten sich die Restschmelzen von 35R2 ähnlich wie in den Versuchen mit dem Alkali Basalt (OB93-190). So ist ein genereller Anstieg des $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ -Gehaltes mit abnehmender Temperatur und zusätzlich bei abnehmendem XH_2O in den Restschmelzen der Experimente zu erkennen. Der Unterschied in den Alkali-Gehalten in Abhängigkeit von der Sauerstoff fugazität ist in den Experimenten mit 35R2 bei weitem nicht so groß wie für den Alkali-Basalt (OB93-190) und beläuft sich bei 1080 °C und einem XH_2O von 0.4 auf ca. 0.5 Gew% (s. Abbildung 25).

6.4. CO₂ Löslichkeitsexperimente

Neben der Bestimmung von Phasengleichgewichten in den beiden Basalten OB93-190 und 35R2 wurden zusätzlich auch Löslichkeiten von H₂O und CO₂ in diesen Schmelzen untersucht. Hierzu wurden KFT- und IR-Messungen an Gläsern durchgeführt, die von Kristallisationsexperimenten mit einem sehr geringen Kristallanteil (< 1 Vol% Magnetit) oder von Versuchen, die über dem Liquidus des jeweiligen Systems gelaufen waren, stammen. Zudem wurden noch zusätzlich zwei H₂O-Löslichkeitsexperimente mit dem tholeiitischen Basalt (35R2) zur Überprüfung der IR-Messungen durchgeführt (s. Kapitel 5.4.)

Zur Bestimmung der CO₂- und H₂O-Gehalte in den Schmelzen beider Proben (OB93-190 und 35R2) wurden IR-Messungen sowohl im nahen (NIR) als auch im mittleren Infrarot (MIR) durchgeführt (s. Kapitel 5.3.). Die Auswertung der Messungen erfolgte durch die Bestimmung der Peakhöhen in den untergrundkorrigierten IR-Spektren. Die Ergebnisse der Messungen sind in Tabelle 9 zusammengefasst. Innerhalb der untersuchten Proben konnten während der Messungen keinerlei Inhomogenitäten zwischen Randbereich und Mitte beobachtet werden. Bei den Messungen gab es immer wieder Probleme mit der Transparenz der Proben, so dass bei einigen Messungen die Intensitäten des IR-Strahls für eine qualitative Analyse nicht mehr ausreichte. Bei einigen Proben verschaffte eine Verringerung der Schlifffdicke Abhilfe.

Tabelle 9: Auswertung der CO₂- und H₂O-Löslichkeitsexperimente.

Probe	T [°C]	ΔQFM ^a [bar]	X _{H₂O in} ^b	A _{CO₃²⁻} ^c	A _{H₂O} ^d	A _{OH} ^e	c _{CO₂} ^f	c _{H₂O} ^g	Methode ^h
90	1080	-0.70	0.64	0.430	---	---	0.44	4.82	BD
92	1120	+0.17	1.00	---	---	---	---	9.40	BD
93	1120	-0.23	0.81	0.315	0.127	0.059	0.33	6.36	IR
94	1120	-0.31	0.62	0.386	0.084	0.057	0.40	4.79	IR
95	1120	-0.60	0.43	0.175	0.036	0.030	0.18	2.21	IR
148	1150	+4.12	1.00	---	---	---	---	9.54	BD
149	1150	+3.76	0.80	0.630	---	---	0.65	6.47	BD
150	1150	+3.39	0.60	0.656	0.037	0.030	0.66	3.34	IR
151	1150	+2.99	0.40	0.711	0.020	0.028	0.71	2.36	IR

^a ΔQFM entspricht $\log f_{O_2}(\text{Experiment}) - \log f_{O_2}(\text{QFM Puffer})$ nach Schwab und Küstner, 1981

^b $X_{H_2O in} = H_2O / (H_2O + CO_2)$ Einwaage in der Kapsel (in Mol)

^c Absorption der CO₃²⁻-Spezies [dimensionslose Absorptionseinheit]; der verwendete Extinktionskoeffizient ist in Tabelle 4 (Kapitel 5.3) aufgelistet

^d Absorption der H₂O- Spezies [dimensionslose Absorptionseinheit]; der verwendete Extinktionskoeffizient ist in Tabelle 4 (Kapitel 5.3) aufgelistet

^e Absorption der OH-Spezies [dimensionslose Absorptionseinheit]; der verwendete Extinktionskoeffizient ist in Tabelle 4 (Kapitel 5.3) aufgelistet

^f Gesamtgehalt an CO₂ [Gew%]

^g Gesamtgehalt an H₂O [Gew%]

^h Analysenmethode, mit der die H₂O-Gehalte in den Gläsern bestimmt wurden. BD = „by-difference“; IR = IR-Messung

Anhand der IR-Messungen kann für den Alkali Basalt (OB93-190) die Abhängigkeit der CO₂-Löslichkeiten in den Schmelzen von der vorherrschenden Sauerstoff fugazität untersucht werden.

Hierzu sind in Abbildung 26 die CO_2 - und H_2O -Löslichkeiten unter oxidierenden ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}+4$) und reduzierenden Bedingungen ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}-4$) dargestellt.

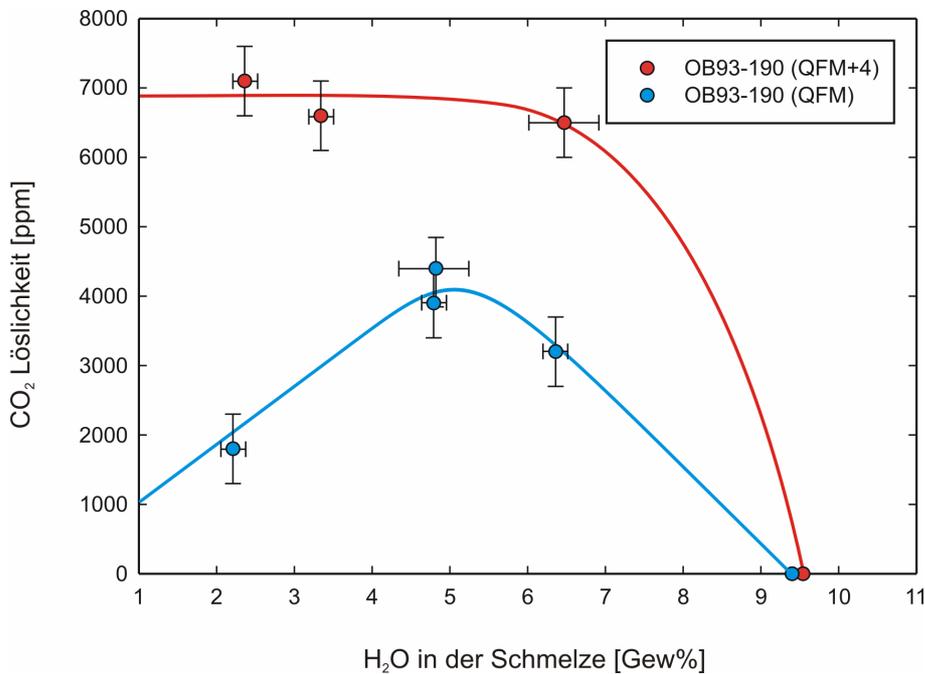


Abbildung 26: H_2O - und CO_2 -Löslichkeiten bei verschiedenen Sauerstoffugazitäten. Die CO_2 -Gehalte wurden mittels IR-Messungen bestimmt. H_2O -Gehalte wurden durch IR-Messungen und „by-difference“ Methode bestimmt (s. Tabelle 9). Die Fehlerbalken entsprechen dem relativen Fehler der IR- bzw. „by-difference“ Messungen.

In Abbildung 26 sieht man recht deutlich die Unterschiede im Gehalt an gelöstem CO_2 sowie in der Form der Löslichkeitskurven die Abhängigkeit von der Sauerstoffugazität. Unter oxidierenden Bedingungen ist die maximale Löslichkeit an CO_2 bei 1150 °C 6900 ± 500 ppm. Der Verlauf der Löslichkeitskurve zeigt einen nahezu konstanten CO_2 -Gehalt über einen weiten Bereich an gelöstem Wasser in der Schmelze an (bis zu 6 Gew% H_2O). Bei hohen Wassergehalten bis hin zu wasser-gesättigten Bedingungen erniedrigt sich die CO_2 -Löslichkeit dann sprunghaft. Die Gehalte an gelöstem CO_2 in den Schmelzen bei reduzierenden Bedingungen hingegen liegen deutlich unter denen bei oxidierenden Bedingungen und sind mit maximal 3800 ± 500 ppm bei 1120 °C nur knapp halb so hoch. Ebenso unterscheidet sich der Verlauf der Löslichkeitskurve deutlich von dem unter oxidierenden Bedingungen. Bei niedrigen Wassergehalten in der Schmelze, d.h. im deutlich CO_2 -dominierten Fluidgemisch steigt zunächst die CO_2 Löslichkeit an. Ab einem Scheitelpunkt bei ca. 5.0 Gew% H_2O in der Schmelze fällt die Kurve dann wieder steil ab, wie es auch unter oxidierenden Bedingungen zu beobachten ist.

7.0 Diskussion

7.1. Prä-eruptive Bedingungen

Ein Ziel der experimentellen Untersuchungen war es die im natürlichen Gestein vorkommenden Mineralphasen durch Kristallisationsexperimente zu reproduzieren, um so Aussagen über die Bildungsbedingungen in Bezug auf Temperatur, Sauerstoffugazität und Wasseraktivität der beiden Basalte zu erlangen. Die natürlichen Proben (OB93-190 und 35R2) sollen im Folgenden Kapitel mit den experimentellen Produkten verglichen und diskutiert werden.

7.1.1. Alkali Basalt (OB93-190)

In zwei verschiedenen Versuchsreihen wurde anhand von Kristallisationsexperimenten der Einfluss von Temperatur, Wasseraktivität und Sauerstoffugazität auf die Stabilität der einzelnen Mineralphasen untersucht. Es zeigte sich, dass lediglich unter oxidierenden Versuchsbedingungen ($\log f_{O_2} \sim \Delta QFM+4$) alle im natürlichen Gestein vorkommenden Phänokristen (Olivin, Plagioklas, Klinopyroxen, Magnetit und Ilmenit) reproduziert werden konnten (siehe blau markierter Bereich in Abbildung 27). Hieraus lassen sich nun eindeutige Aussagen über die möglichen Temperaturen und Wassergehalte in der Magmenkammer des Alkali Basaltes treffen.

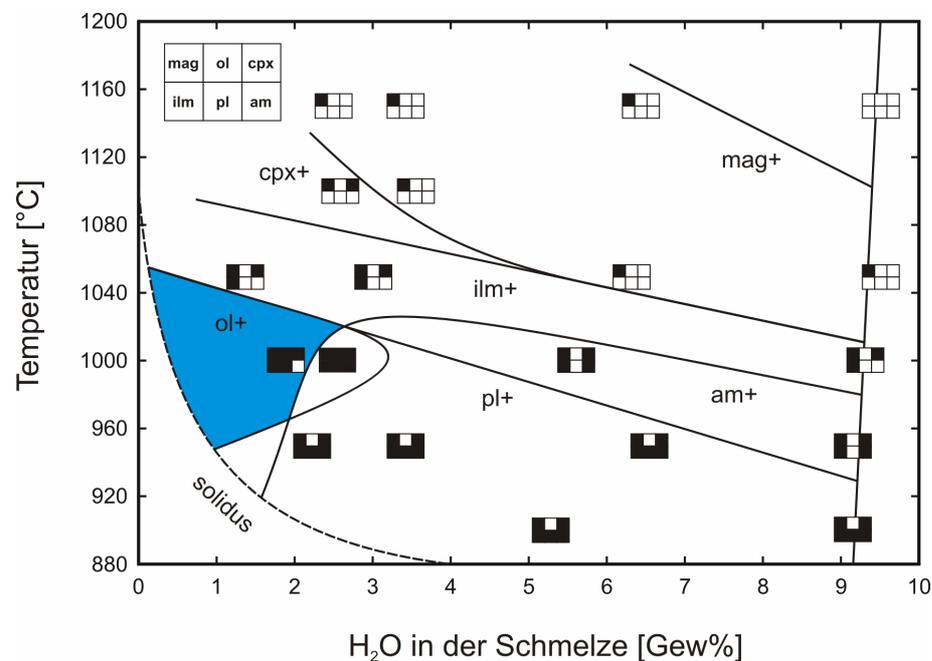


Abbildung 27: Phasenbeziehungen des Alkali Basaltes (OB93-190) als Funktion des H₂O-Gehaltes in der Schmelze gegen die Temperatur bei 500 MPa bei oxidierenden Bedingungen ($\log f_{O_2} \sim \Delta QFM+4$). Abkürzungen und Erklärungen: s. Abbildung 14a in Kapitel 6.2.1. Das blau gefärbte Feld markiert den Bereich im Phasendiagramm, in dem die natürlichen Phänokristen experimentell reproduziert wurden.

Temperatur

Eine Abschätzung der Temperatur innerhalb der Magmenkammer des Alkali Basaltes (OB93-190) kann mit Hilfe des Phasendiagrammes in Abbildung 27 vorgenommen werden. Die im natürlichen Gestein vorkommenden Phänokristen des Basaltes konnten lediglich in einem Temperaturintervall zwischen 950 °C und 1050 °C reproduziert werden (siehe blau markiertes Feld in Abbildung 27). Wie in Kapitel 6.2.2. gezeigt, ist der An-Gehalt der Plagioklase neben dem Wassergehalt in den Schmelzen auch von der vorherrschenden Temperatur abhängig. Der An-Gehalt der im Temperaturintervall zwischen 950 °C und 1050 °C synthetisierten Plagioklase (An_{77}) stimmt mit den natürlichen Plagioklasen (An_{76}) gut überein.

Wassergehalt in der Schmelze

Anhand der Kristallisationsexperimente lassen sich ebenfalls die möglichen Wassergehalte in den Schmelzen des Alkali Basaltes (OB93-190) abschätzen. Die natürlichen Phänokristen des Basaltes kristallisieren bis zu einem maximalen Wassergehalt von 2.5 Gew% H_2O in den Schmelzen als stabile Phasen (siehe blau markiertes Feld in Abbildung 27). Zusätzlich zu den Informationen aus den Phasendiagrammen kann eine Abschätzung des Wassergehaltes anhand des An-Gehaltes in den Plagioklasen durchgeführt werden (Martel et al., 1999; Klimm et al., 2003). Wie in Kapitel 6.2.2. gezeigt wurde, hängt der An-Gehalt in den Plagioklasen stark von der Wasseraktivität und der Temperatur ab. Die An-Gehalte der Plagioklase, die bei den o.g. möglichen prä-eruptiven Bedingungen (950 °C - 1050 °C, 500 MPa und $\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$) auskristallisieren (An_{77}) stimmen sehr gut mit dem An-Gehalt der natürlichen Plagioklase (An_{76}) überein und bestätigen die möglichen Wassergehalte in der Schmelze von 0.5 bis 2.5 Gew% H_2O . Aus geochemischen und petrologischen Studien liegen keine genauen Angaben über den Wassergehalt in den natürlichen Schmelzen von OB93-190 vor. In der Arbeit von Wallace (2002) wurden jedoch anhand von basaltischen Gläsern von der ODP Site 1140 am nördlichen Kerguelen Plateau Wassergehalte von ~ 0.7 Gew% für die alkali-reichsten basaltischen Proben ermittelt. Dieser Wert steht in guter Übereinstimmung mit den experimentellen Ergebnissen dieser Studie. Dennoch zeigen die Versuche, dass der Wassergehalt in den Schmelzen des Alkali Basaltes höher sein kann als von Wallace (2002) angegeben (bis zu 2.5 Gew% H_2O).

Sauerstoff fugazität

Anhand der in Kapitel 6.2.1. gezeigten Phasendiagramme lässt sich der gravierende Einfluss der Sauerstoff fugazität auf die Phasenstabilität der einzelnen Minerale aufzeigen. Hierzu sind im Phasendiagramm in Abbildung 28 die Stabilitätsfelder von Magnetit, Klinopyroxen und Olivin

unter 1) oxidierenden (rote Linien) und 2) reduzierenden Versuchsbedingungen (blaue Linien) dargestellt. Die Stabilität von Magnetit ist in den Versuchen stark von der Sauerstoff fugazität abhängig. So trat lediglich unter oxidierenden Bedingungen Magnetit in den Experimenten als stabile Phase auf. Auch die Stabilitätsfelder von Olivin werden von der vorherrschenden Sauerstoff fugazität beeinflusst. So vergrößert sich das Olivinfeld mit abnehmender Sauerstoff fugazität von $\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}+4$ nach $\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}$ (s. Abbildung 25). Dies resultiert vor allem aus der Tatsache, dass in Olivin vornehmlich Fe^{2+} in die Kristallstruktur eingebaut wird. Durch eine Abnahme der Sauerstoff fugazität von $\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}+4$ nach $\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}$ erhöht sich gleichzeitig auch das $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnis in den Schmelzen, wodurch die Kristallisation von Olivin begünstigt wird. Klinopyroxen verhält sich im Hinblick auf die Stabilität in Abhängigkeit von der Sauerstoff fugazität genau umgekehrt zum Olivin. Durch eine Erniedrigung der Sauerstoff fugazität von $\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}+4$ nach $\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}$ wird das Stabilitätsfeld von Olivin verkleinert, was sich durch ein verändertes $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnis in den Schmelzen erklären lässt.

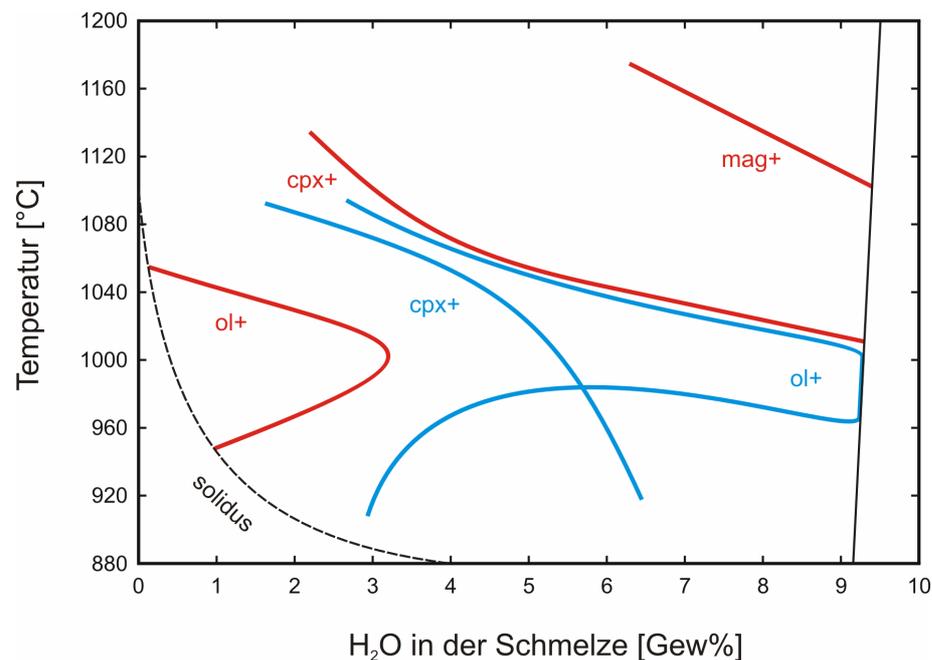


Abbildung 28: Vergleich der Phasenbeziehungen des Alkali Basaltes (OB93-190) bei 500 MPa und unterschiedlichen Sauerstoff fugazitäten. Abkürzungen und Erklärungen: s. Abbildung 14a in Kapitel 6.2.1. Rote Linien entsprechen oxidierenden Bedingungen ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}+4$); blaue Linien entsprechen reduzierenden Bedingungen ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}$). Es sind nur einige ausgewählte Stabilitätsfelder in das Diagramm eingetragen.

Eine ungefähre Abschätzung der Sauerstoff fugazität für die Magmenkammer des Alkali Basaltes (OB93-190) kann anhand der Phasenchemie der Fe/Mg-haltigen Minerale getroffen werden. In

Abbildung 29 ist der Einfluss der fO_2 auf die Mg-Zahl der Klinopyroxene dargestellt. Zusätzlich zu den Mineralanalysen ist die durchschnittliche Mg# von 75.6 für die natürlichen Klinopyroxen Phänokristen im Alkali Basalt in die Abbildung mit eingezeichnet. Bei einem Vergleich der experimentellen Ergebnisse mit der natürlichen Zusammensetzung der Klinopyroxene erkennt man, dass die exakte Mg-Zahl experimentell nicht reproduziert werden konnte. Jedoch liegen die Zusammensetzungen der Klinopyroxene, die unter oxidierenden Bedingungen synthetisiert wurden, wesentlich näher an der Mg-Zahl der natürlichen Phänokristen (s. Abbildung 29) als bei reduzierenden Bedingungen. Die durchschnittliche Sauerstoff fugazität der Experimente die am nächsten an der natürlichen Mg-Zahl liegen (Experiment 53, 59 und 61 in Tabelle 7a in Kapitel 6.2.) beläuft sich zwischen $\log fO_2 \sim \Delta QFM+2.7$ und $\log fO_2 \sim \Delta QFM+3.0$, wobei diese Angaben sicherlich mit einem Fehler von ± 0.3 log Einheiten zu betrachten sind.

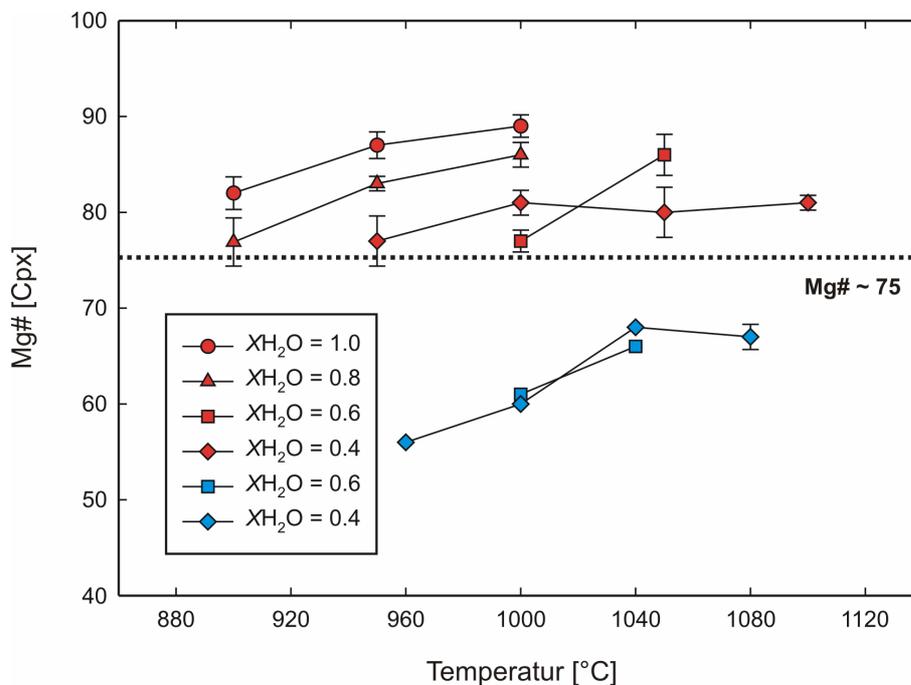


Abbildung 29: Zusammensetzung der Pyroxene des Alkali Basaltes OB93-190 als Funktion der Temperatur bei verschiedenen Sauerstoff fugazitäten und X_{H_2O} . Die Fehlerbalken entsprechen der Standardabweichung der durchschnittlichen Pyroxenanalysen. Wenn kein Fehlerbalken vorhanden ist entspricht der Fehler der Höhe der Symbole. Die gepunktete Linie stellt die durchschnittliche Mg-Zahl der natürlichen Klinopyroxen Phänokristen dar.

Zusammen mit der Tatsache, dass die im natürlichen Gestein vorkommenden Phänokristen lediglich bei oxidierenden Bedingungen reproduziert werden konnten, kann für die Magmenkammer des Alkali Basaltes (OB93-190) eine ungefähre Sauerstoff fugazität von $\log fO_2 \sim \Delta QFM+2.5$ (± 0.3) angenommen werden.

7.1.2. Tholeiitischer Basalt (35R2)

Auch für den tholeiitischen Basalt (35R2) wurde der Einfluss von Temperatur, Wasseraktivität und Sauerstoff fugazität auf die Stabilität der einzelnen Minerale in zwei Versuchsreihen untersucht. Ebenso wie im Fall des Alkali Basaltes konnten ausschließlich unter oxidierenden Bedingungen ($\log f_{O_2} \sim \Delta QFM+4$) alle im natürlichen Gestein vorkommenden Phänokristen (Plagioklas, Klinopyroxen und Magnetit) experimentell reproduziert werden (siehe blau markierte Bereiche 1 und 2 in Abbildung 30).

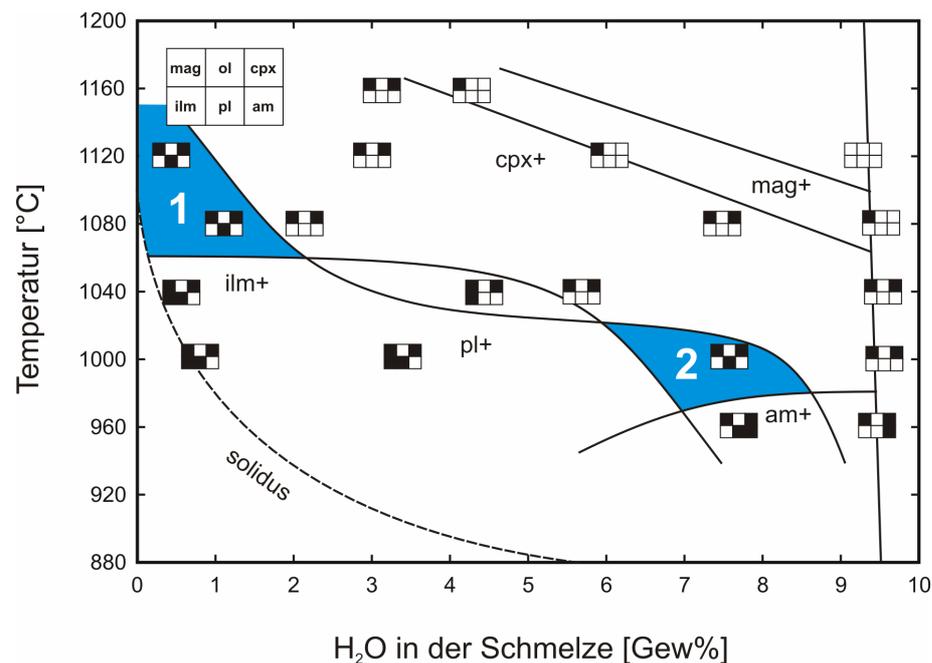


Abbildung 30: Phasenbeziehungen des tholeiitischen Basaltes (35R2) als Funktion des H₂O-Gehaltes in der Schmelze gegen die Temperatur bei 500 MPa und oxidierenden Bedingungen ($\log f_{O_2} \sim \Delta QFM+4$). Abkürzungen und Erklärungen: s. Abbildung 14a in Kapitel 6.2.1. Die blau gefärbten Felder markieren die Bereiche im Phasendiagramm, in denen die natürlichen Phänokristen experimentell reproduziert wurden.

Temperatur

Die vorherrschende Temperatur innerhalb der Magmenkammer des tholeiitischen Basaltes (35R2) kann mit Hilfe von Abbildung 30 sowie anhand des An-Gehaltes der synthetisierten Plagioklase abgeschätzt werden (s. Kapitel 7.1.1.). Die natürlichen Phänokristen konnten in den Experimenten unter 2 verschiedenen Temperatur/H₂O-Gehalt Bedingungen reproduziert werden (s. blaue Felder 1 und 2 in Abbildung 30). Für die weitere Diskussion kann jedoch der Bereich 2 im Phasendiagramm als mögliche prä-eruptive Bedingung ausgeschlossen werden, da Wassergehalte von 6.0 bis 8.5 Gew% in den Magmen des tholeiitischen Basaltes nicht die natürlichen Bedingungen dieser Gesteine widerspiegeln (Wallace (2002) gibt Wassergehalte um

0.5 Gew% für tholeiitische Basalte des Kerguelen Plateaus an). Somit ergeben sich aus der Betrachtung des Phasendiagrammes (s. Bereich 1 in Abbildung 30) innerhalb der Magmenkammer des tholeiitischen Basaltes mögliche Temperaturen von ≥ 1060 °C. Auch die An-Gehalte der Plagioklase, die in diesem Temperaturbereich auskristallisieren entsprechen mit An_{67-62} annähernd den natürlichen Zusammensetzungen (An_{70}).

Wassergehalt in der Schmelze

Anhand des Phasendiagrammes für den tholeiitischen Basalt unter oxidierenden Bedingungen (s. Abbildung 30) kann durch den Vergleich der An-Gehalte der Plagioklase eine Abschätzung des maximal möglichen Wassergehaltes in den Schmelzen des tholeiitischen Basaltes durchgeführt werden. Wie schon in Kapitel 3.2. gezeigt, weisen die natürlichen Plagioklas Phänokristen des tholeiitischen Basaltes eine deutliche Zonierung auf. Während die Kerne der Plagioklase einen An-Gehalt von An_{85} aufweisen, sind die Ränder generell An-ärmer (An_{67}). Die natürlichen Phänokristen konnten in den Experimenten in zwei Bereichen innerhalb des Phasendiagrammes reproduziert werden (s. blaue Felder in Abbildung 30). Wie schon weiter oben erklärt, kann der Bereich 2 im Phasendiagramm (s. Abbildung 30) für die weitere Diskussion ausgeschlossen werden. Bei einem Vergleich der An-Gehalte der natürlichen Phänokristen mit den in den Experimenten synthetisierten Plagioklasen im Bereich 1 kann nun der maximale Wassergehalt in den Schmelzen abgeschätzt werden. Die An-Gehalte der experimentellen Plagioklase stimmen mit An_{67-62} gut mit den An-Gehalten der natürlichen Plagioklasränder überein (An_{70}). Somit ergibt sich ein maximaler Wassergehalt von 2.0 Gew% H_2O in den Schmelzen des tholeiitischen Basaltes. Die hohen An-Gehalte von An_{81} der natürlichen Plagioklas Kerne konnten jedoch in den Versuchen nur bei sehr hohen Wassergehalten reproduziert werden (s. Bereich 2 in Abbildung 30). Daraus ergibt sich, dass die Plagioklaskerne innerhalb der Probe 35R2 wahrscheinlich in einer tieferen Magmenkammer (bei höheren Temperaturen oder eventuell auch höheren Wassergehalten) auskristallisiert sind und anschließend in höhere Krustenniveaus mitgeschleppt wurden, um sich hier neu mit der Schmelze des tholeiitischen Basaltes zu equilibrieren.

Sauerstoff fugazität

Ebenso wie für den Alkali Basalt (s. Kapitel 7.1.1.) konnten auch in den Experimenten mit dem tholeiitischen Basalt gravierende Einflüsse der Sauerstoff fugazität auf die Phasenstabilität beobachtet werden. Hierfür sind in Abbildung 31 einige ausgewählte Stabilitätskurven unter oxidierenden (rote Linien) und reduzierenden (blaue Linien) Bedingungen dargestellt. Man

erkennt eine deutliche Vergrößerung des Klinopyroxen Stabilitätsfeldes mit zunehmender Sauerstoffugazität von $\log fO_2 \sim \Delta QFM$ nach $\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$, was durch eine Veränderung des Fe^{2+}/Fe^{3+} -Verhältnisses in den Schmelzen erklärt werden kann. Olivin konnte lediglich in den Versuchen unter reduzierenden Bedingungen synthetisiert werden, da unter diesen Bedingungen vermehrt Fe^{2+} in den Schmelzen vorhanden ist und sich somit Olivin in den Schmelzen stabilisieren kann. Ebenso vergrößert sich das Stabilitätsfeld von Amphibol in den Versuchen mit abnehmender fO_2 von $\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$ nach $\log fO_2 \sim \Delta QFM$. Mögliche Erklärungen hierfür sind wiederum das veränderte Fe^{2+}/Fe^{3+} -Verhältnis in den Schmelzen, aber auch die geringe Anzahl an Experimenten unter oxidierenden Bedingungen bei niedrigen Temperaturen (s. Abbildung 21a in Kapitel 6.3.1.).

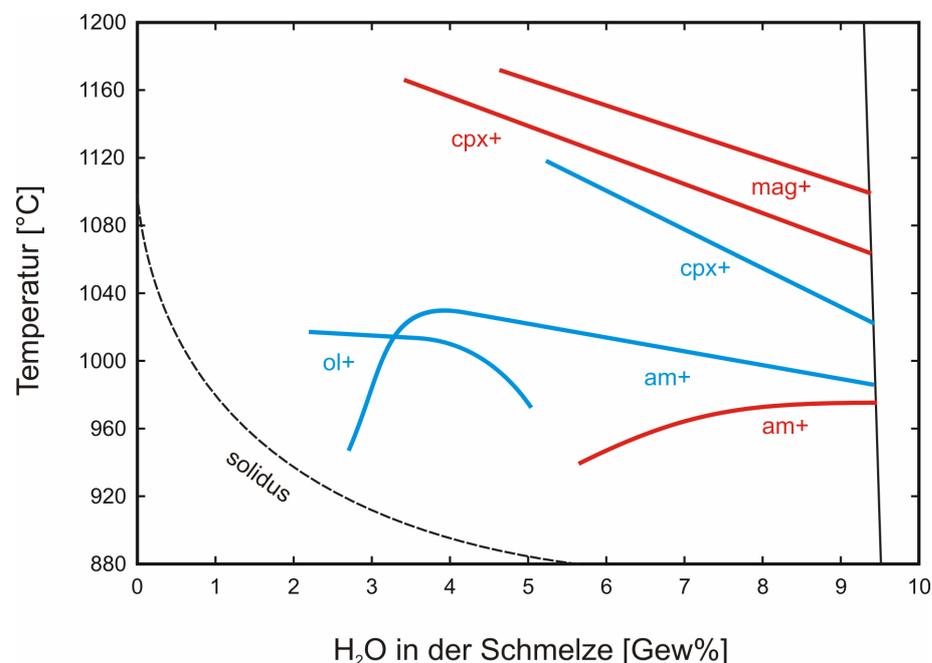


Abbildung 31: Vergleich der Phasenbeziehungen des tholeiitischen Basaltes (35R2) bei 500 MPa und unterschiedlichen Sauerstoffugazitäten. Abkürzungen und Erklärungen: s. Abbildung 14a in Kapitel 6.2.1. Rote Linien entsprechen oxidierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$); blaue Linien entsprechen reduzierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM$). Es sind nur einige ausgewählte Stabilitätsfelder in das Diagramm eingetragen.

Eine Abschätzung der fO_2 innerhalb der Magmenkammer des tholeiitischen Basaltes kann mit Hilfe der Mg-Zahl der synthetisierten Klinopyroxene durchgeführt werden. Hierzu ist in Abbildung 32 zusätzlich neben den Analysen der experimentellen Klinopyroxene die durchschnittliche Mg-Zahl der natürlichen Klinopyroxene eingezeichnet ($Mg\# = 85$). Man erkennt, dass lediglich in den Versuchen unter oxidierenden Bedingungen mit niedrigem X_{H_2O} (≤ 0.6) die natürliche Mg-Zahl reproduziert werden konnte. Unter reduzierenden Bedingungen wurde hingegen die Mg-Zahl der Klinopyroxene nur in einem Versuch bei wasser-gesättigten

Bedingungen synthetisiert. Da somit eine Unterscheidung der Mg-Zahl in den Versuchen unter oxidierenden und reduzierenden Bedingungen nicht so eindeutig ist wie im Fall des Alkali Basaltes (s. Abbildung 29), kann für den tholeiitischen Basalt nur eine ungefähre Abschätzung der fO_2 vorgenommen werden.

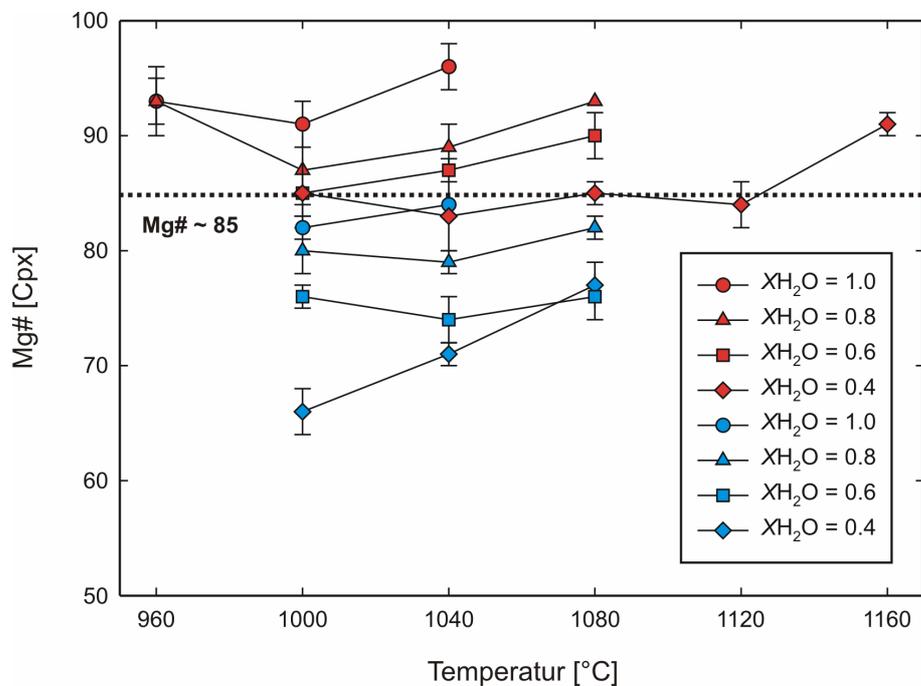


Abbildung 32: Zusammensetzung der Pyroxene des tholeiitischen Basaltes 35R2 als Funktion der Temperatur bei verschiedenen Sauerstoffugazitäten und X_{H_2O} . Die Fehlerbalken entsprechen der Standardabweichung der durchschnittlichen Pyroxenanalysen. Wenn kein Fehlerbalken vorhanden ist entspricht der Fehler der Höhe der Symbole. Die gepunktete Linie stellt die durchschnittliche Mg-Zahl der natürlichen Klinopyroxen Phänokristen dar.

Die errechnete Sauerstoffugazität der Experimente, in denen die Mg-Zahl der natürlichen Klinopyroxene reproduziert werden konnte, beläuft sich zwischen $\log fO_2 \sim \Delta QFM+2.5$ (Versuch 111) bzw. $\log fO_2 \sim \Delta QFM+2.1$ (Versuche 115, 119 und 123) und $\log fO_2 \sim \Delta QFM$ (Versuch 132), woraus sich eine Sauerstoffugazität von $\log fO_2 \sim \Delta QFM+1$ (± 1) für die Magmenkammer des tholeiitischen Basaltes (35R2) ableiten lässt.

7.2. Differenzierungstrends

In den Kapiteln 6.2. und 6.3. wurde anhand von vielen Beispielen gezeigt, dass die Sauerstoff fugazität einen sehr großen Einfluss auf die Phasenstabilität und Phasenchemie in den Experimenten hat. Im Folgenden soll nun gezeigt werden, dass die fO_2 zudem noch den Differenzierungstrend der untersuchten basaltischen Magmen steuert.

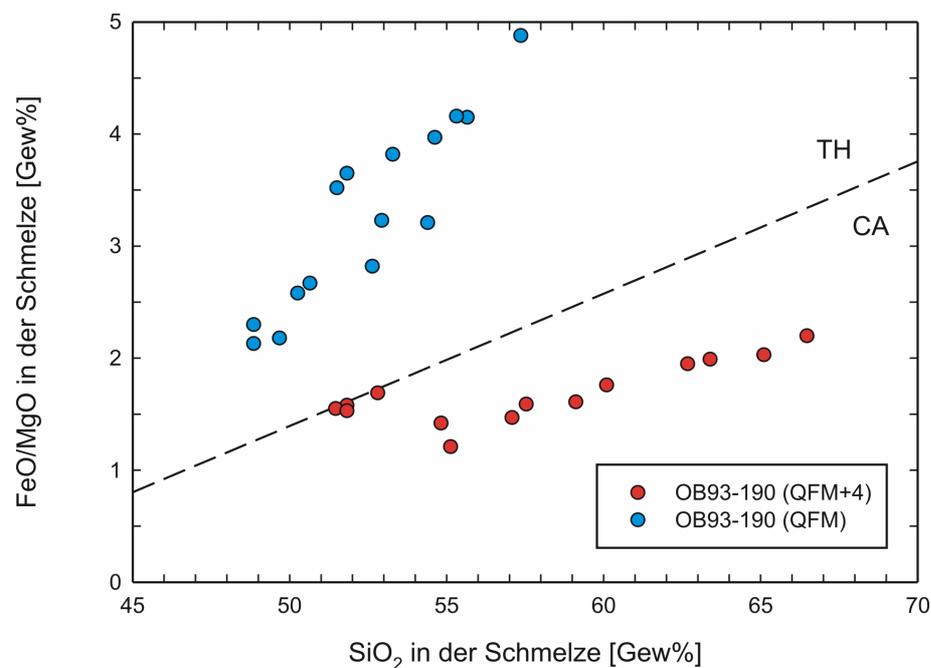


Abbildung 33: FeO*/MgO-Verhältnis als eine Funktion des SiO₂-Gehaltes der Restschmelzen des Alkali Basaltes (OB93-190) in Abhängigkeit von der Sauerstoff fugazität. In das Diagramm ist die Trennlinie zwischen dem tholeiitischen (TH) und dem kalk-alkalischen (CA) Differenzierungstrend nach Miyashiro (1974) mit eingezeichnet.

In den Abbildungen 33 und 34 sind hierzu die FeO*/MgO-Verhältnisse der experimentellen Restschmelzen der Versuche mit dem Alkali Basalt (s. Abbildung 33) und dem tholeiitischen Basalt (s. Abbildung 34) als eine Funktion des SiO₂-Gehaltes geplottet. In den Versuchen unter reduzierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM$) erkennt man unabhängig von der Ausgangszusammensetzung einen generellen Anstieg im FeO*/MgO-Verhältnis mit zunehmendem SiO₂-Gehalt in den Restschmelzen (s. Abbildung 33 und 34). Diese Schmelzen folgen nach Miyashiro (1974) und Irvine und Baragar (1971) einem tholeiitischen Differenzierungstrend. Die unter oxidierenden Versuchsbedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$) erzeugten Restschmelzen sind hingegen generell Fe-ärmer, wodurch sie einem kalk-alkalischen Differenzierungstrend folgen (s. Abbildung 33 und 34). In den Kapiteln 6.2.1. und 6.3.1. konnte gezeigt werden, dass Magnetit als stabile Phase lediglich unter oxidierenden Bedingungen auskristallisiert und sich hierdurch der FeO*-Gehalt in den Restschmelzen abreichert (s. Kapitel

Basalte (OB93-190 und 35R2) unter verschiedenen Sauerstoff fugazitäten bei sowohl wasser-gesättigten ($X_{H_2O} = 1.0$) als auch stark wasser-untersättigten Bedingungen ($X_{H_2O} = 0.4$) in ein $Na_2O + K_2O$ - FeO^* - MgO -Diagramm projiziert worden.

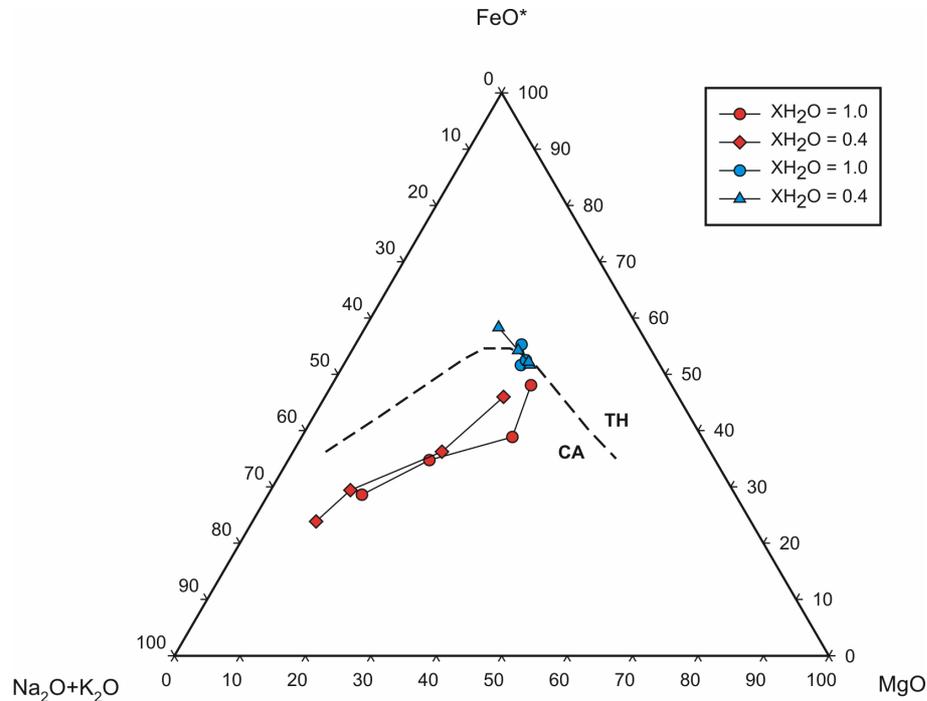


Abbildung 35: Projektion der experimentellen Restschmelzen des Alkali Basaltes (OB93-190) in ein $Na_2O + K_2O$ - FeO^* - MgO -Diagramm unter 1) oxidierenden Bedingungen (rote Punkte) und 2) reduzierenden Bedingungen (blaue Punkte) bei verschiedenen X_{H_2O} . In das Diagramm ist die Trennlinie zwischen dem tholeiitischen (TH) und dem kalk-alkalischen (CA) Differenzierungstrend nach Irvine und Baragar (1971) mit eingezeichnet.

Man erkennt in den Abbildungen 35 und 36 sehr deutlich, dass eine Veränderung im Wassergehalt in den Schmelzen von $X_{H_2O} = 0.4$ nach $X_{H_2O} = 1.0$ beim Alkali Basalt keinen und beim tholeiitischen Basalt einen leichten Einfluss auf den Differenzierungstrend unter oxidierenden Bedingungen hat. Außerdem sieht man, dass hauptsächlich die fO_2 die Richtung des Differenzierungstrends - tholeiitisch oder kalk-alkalisch - steuert. Die Annahme von Sisson und Grove (1993), dass nur durch eine Zugabe von Wasser eine Stabilisierung von Magnetit in den Schmelzen bewirkt wird und sich somit der Differenzierungstrend von tholeiitisch zu kalk-alkalisch verändert, kann somit nicht exakt nachgewiesen werden. Dennoch sieht man in Abbildung 36 eine leichte Veränderung im Differenzierungstrend bei niedrigen Wasseraktivitäten ($X_{H_2O} = 0.4$) und oxidierenden Bedingungen, woraus sich ein leichter Einfluss des Wassergehaltes in der Schmelze auf den Differenzierungstrend ergibt. Diese Beobachtungen stehen auch in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Berndt (2002) an MOR-Basalten.

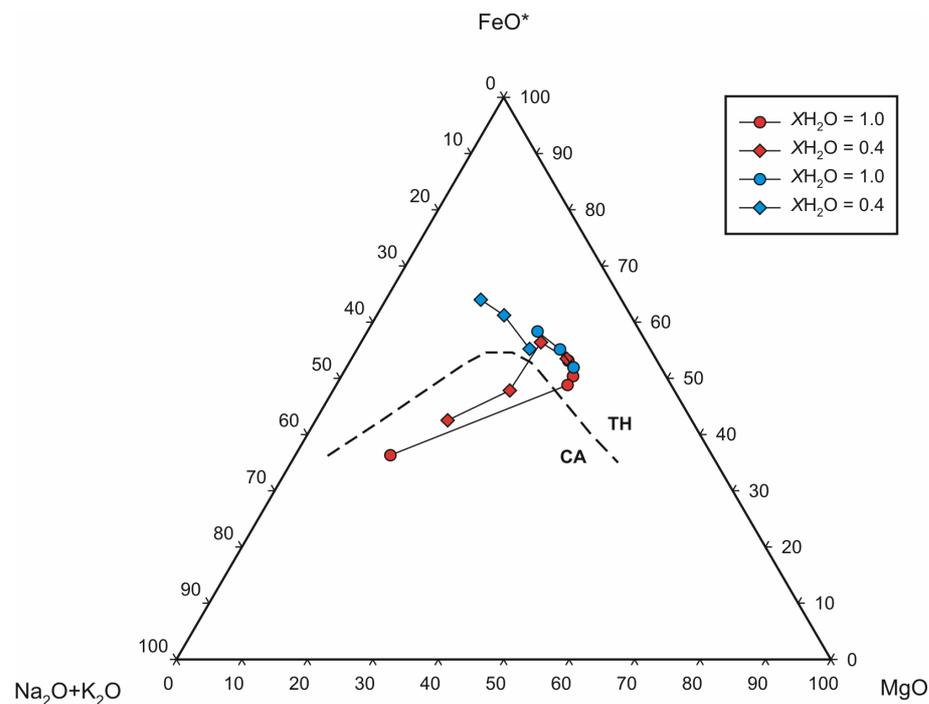


Abbildung 36: Projektion der experimentellen Restschmelzen des tholeiitischen Basaltes (35R2) in ein $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - FeO^* - MgO -Diagramm unter 1) oxidierenden Bedingungen (rote Punkte) und 2) reduzierenden Bedingungen (blaue Punkte) bei verschiedenen $X_{\text{H}_2\text{O}}$. In das Diagramm ist die Trennlinie zwischen dem tholeiitischen (TH) und dem kalkalkalischen (CA) Differenzierungstrend nach Irvine und Baragar (1971) mit eingezeichnet.

7.3. Genese von LIP-Basalten

Neben der Fragestellung der prä-eruptiven Bedingungen des Alkali- bzw. tholeiitischen Basaltes war es ebenso ein Ziel dieser Arbeit, den Einfluss der f_{O_2} auf die Genese und Differenzierung von LIP-Basalten zu untersuchen.

In der Arbeit von Damasceno et al. (2002) wird die Bildung der Mont Crozier Magmen und somit auch die Genese des Alkali Basalts (OB93-190) durch eine Augit Fraktionierung in größeren Tiefen erklärt. Die Anreicherung an Alkalien in den Magmen des Mont Crozier wird hingegen mit einer Krustenverdickung begründet, die durch eine veränderte Lage von einer rückenzentrierten- hin zu einer intraplatten Position (s. Abbildung 2 in Kapitel 2.3.) ausgelöst wurde. Hingegen zeigt Naumann und Geist (1999) am Beispiel des Cerru Azul Vulkanes (Galapagos) in einem Modell, dass die Genese von Alkali Basalten auf ozeanischen Inseln durch die Fraktionierung von cpx + pl + ol aus tholeiitischen Magmen erklärt werden kann. Wichtig ist hierbei, dass lediglich die Augit Fraktionierung unter hohen Drücken (ca. 500 MPa) eine Abreicherung im SiO_2 -Gehalt mit einer gleichzeitigen Zunahme im K_2O - und Na_2O -Gehalt in den Magmen hervorruft. Die Kristallisation der Phasen Olivin und Plagioklas spielt bei diesem Prozess eher eine untergeordnete Rolle.

Zur Veranschaulichung der Fraktionierungsprozesse der in dieser Studie untersuchten Basalte sind in Abbildung 37 die Sc/Y- bzw. die CaO/Al₂O₃-Verhältnisse als Funktion des Mg-Gehaltes dieser Magmen geplottet. Aus den beiden Abbildungen ist eindeutig zu sehen, dass lediglich eine Klinopyroxen Fraktionierung das steuernde Element während der Differenzierung von 35R2 nach OB93-190 gewesen sein kann, da eine Olivin und Plagioklas Fraktionierung nicht die beobachteten Trends zufolge hat (Naumann and Geist, 1999).

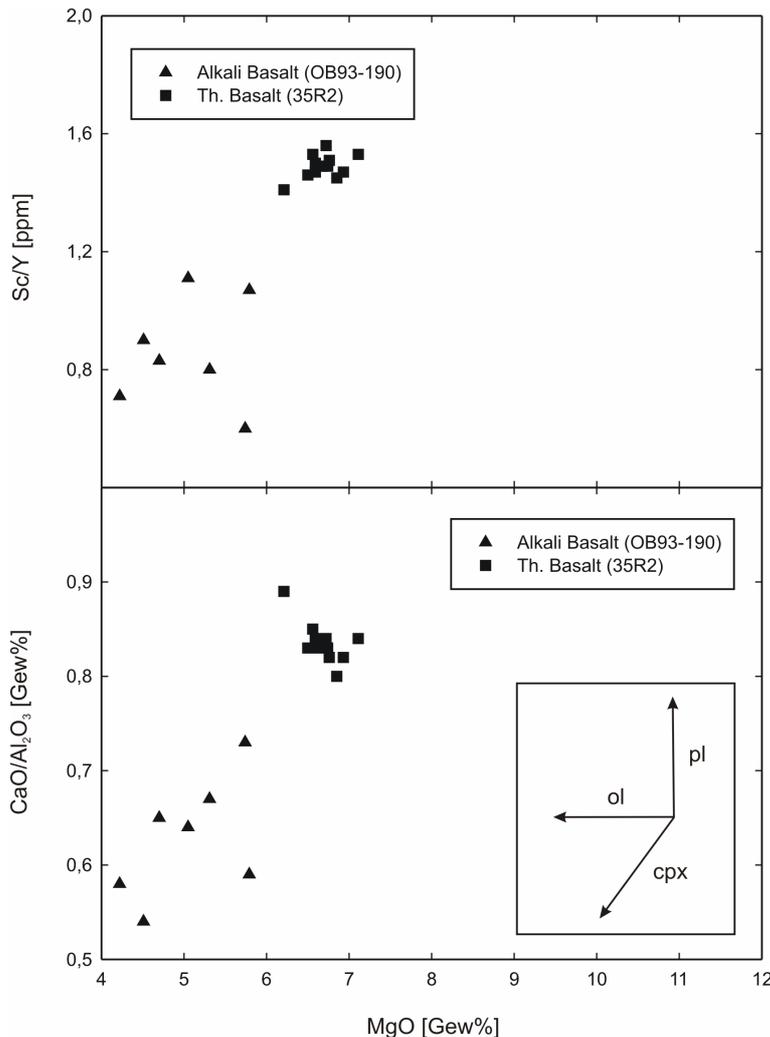


Abbildung 37: Geochemische Analysen des Alkali Basaltes (OB93-190) und des tholeiitischen Basaltes (35R2) von (Damasceno et al., 2002) und (Weis and Frey, 2002). Obere Abbildung: für eine positive Korrelation des Sc/Y-Verhältnisses ist eine Fraktionierung von Augit-reichen Proben nötig. Untere Abbildung: die Fraktionierung einer Augit-reichen Probe führt in einem CaO/Al₂O₃-Diagramm zu einer positiven Korrelation, wohingegen Olivin (ol) Fraktionierung eine horizontale und Plagioklas (pl) Fraktionierung eine eher negative Korrelation bewirken würde (s. Vektoren in der unteren Abbildung).

Wie aus Abbildung 37 ersichtlich, ist die Fraktionierung von Klinopyroxen bei der Differenzierung vom tholeiitischen Basalt (35R2) zum Alkali Basalt (OB93-190) einer der wichtigsten Prozesse gewesen. Die Ergebnisse dieser Studie haben gezeigt, dass unter oxidierenden Bedingungen ($\log f_{O_2} > \Delta QFM$) die Kristallisation von Klinopyroxen begünstigt wird (s. Abbildung 28 und 31 in Kapitel 7.1.1. bzw. 7.1.2.). Des weiteren führen lediglich oxidierende Bedingungen zu einem kalk-alkalinen Differenzierungstrend (s. Abbildung 33 und 34 in Kapitel 7.2.). Somit ist die Sauerstofffugazität bei der Differenzierung von LIP-Basalten ein

wichtiger Faktor, wobei oxidierende Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+2$) bei der Differenzierung der Kerguelen Basalte wegen des kalk-alkalinen Differenzierungstrends und der Phasenchemie wahrscheinlich sind. Diese oxidierenden Bedingungen (ca. 1 bis 2 log Einheiten über dem QFM Puffer) stehen in Übereinstimmung mit anderen geochemischen Studien an Intraplatten- bzw. Plateau Basalten. Anhand von fO_2 Messungen an Chromspinellen gibt (Ballhaus, 1993) z.B. ein fO_2 Intervall von ΔQFM und $\Delta QFM+2$ für Ozeanische Inselbasalte (OIB) an. Ryabchikov et al. (2001) untersuchte in Plateau Basalten der Siberischen „Large Igneous Province“ ebenfalls Spinelle und kam auf ähnliche Ergebnisse für die Sauerstoffugazität von $\log fO_2 \sim \Delta QFM$ und $\sim \Delta QFM+1.5$. Im Gegensatz zu MOR-Basalten, die unter relativ reduzierenden Bedingungen (um den QFM Puffer) gebildet werden, erklärt Amundsen und Neumann (1992) diese oxidierenden Bedingungen mit einem oxidierten Mantel im Bereich von Ozeanischen Inseln auf Intraplatten-Positionen.

7.4. Vergleich der Ergebnisse mit Damasceno et al. (2002)

In der Arbeit von Damasceno et al. (2002) werden die Petrologie der Gesteine des Mont Crozier sowie mögliche prä-eruptive Bedingungen der basaltischen Magmen in denen die Phänokristen auskristallisiert sind diskutiert. Wie in vielen petrologischen und geochemischen Studien basieren diese Annahmen auf verschiedenen Modellen, die Angaben über Kristallisationstemperatur, -druck und Sauerstoffugazitäten liefern. Im Folgenden sollen nun Unterschiede aufgezeigt werden, die zwischen der Arbeit von Damasceno et al. (2002) und dieser Studie auftreten.

Druck und Temperatur Berechnungen

Die in Damasceno et al. (2002) durchgeführten Druck und Temperatur Berechnungen basieren auf zwei verschiedenen Modellen von Putirka et al. (1996) und Nimis (1995), wobei nach beiden Modellen die Drücke der Crozier Magmen in einem Bereich von 100 bis 1140 MPa und die Temperaturen zwischen 1110 °C und 1225 °C variieren. Trotz der groben Einteilung von Damasceno et al. (2002) sind keine einheitlichen Kristallisationsdrücke und -temperaturen in den einzelnen Gesteinssuiten zu erkennen. Im Folgenden sollen nun die gravierenden Unterschiede zwischen den experimentellen Ergebnissen und den Berechnungen von Putirka et al. (1996) aufgezeigt werden. Das Modell von Putirka et al. (1996), welches anhand von Klinopyroxen - Schmelze - Gleichgewichtskonstanten Druck- und Temperaturbedingungen für mafische, magmatische Gesteine berechnen soll, basiert auf einer Reihe von Experimenten mit einer Piston Zylinder Apparatur. In den Versuchen wurden anhand von Kristallisationsexperimenten Gleichgewichtskonstanten zwischen Klinopyroxenen und koexistierender Schmelze bei

trockenen Versuchsbedingungen und Drücken > 800 MPa untersucht. Der Fehler in den Berechnungen des Modells von Putirka et al. (1996) wird mit ± 30 °C und ± 140 MPa angegeben.

Die experimentellen Ergebnisse der Kristallisationsexperimente dieser Studie wurden zur Überprüfung nun in das Modell von Putirka et al. (1996) eingegeben. In Tabelle 10 sind die Ergebnisse dieser Berechnungen exemplarisch für jeweils beide untersuchte Basalte (OB93-190 und 35R2) bei zwei verschiedenen Sauerstoff fugazitäten aufgelistet. Man sieht anhand der Berechnungen recht deutlich, dass sowohl die Druck- als auch die Temperaturberechnungen nur unzureichend mit den experimentellen Bedingungen der Versuche übereinstimmen. Trotz des von Putirka et al. (1996) angegebenen Fehlers von ± 30 °C und ± 140 MPa liegen die berechneten Daten meist weit über diesen Werten.

Tabelle 10: Vergleich der Druck und Temperaturberechnungen.

Probe	ΔQFM [bar] ^a	Druck [MPa] ^b	Druck [MPa] ^c	Temperatur [°C] ^b	Temperatur [°C] ^c
63	+2.97	500	840	1100	1199
103	-1.39	500	620	1040	1136
108	+4.06	500	600	1040	1188
137	-0.50	500	310	1080	1158

^a ΔQFM entspricht $\log fO_2$ (Experiment) - $\log fO_2$ (QFM Puffer) nach Schwab und Küstner (1981)

^b während des Experimentes gemessen

^c nach Putirka et al. (1996) berechnet

Abschließend kann man sagen, dass das Modell von Putirka et al. (1996) zur Berechnung von Druck- und Temperaturbedingungen für die Magmen des Mont Crozier nur unzureichende Ergebnisse liefert, da das Modell für Drücke < 500 MPa nicht mehr mit den experimentellen Ergebnissen übereinstimmt. Mögliche Gründe hierfür sind sicherlich die fehlende Einbeziehung der Volatile (z.B. H_2O) in das Modell von Putirka et al. (1996).

Klinopyroxen-Schmelze-Gleichgewicht

Die Fe/Mg-Verteilung zwischen Klinopyroxen und Schmelze wurde schon in der Vergangenheit experimentell untersucht (Grove und Bryan, 1983; Toplis und Carroll, 1995). In der Arbeit von Damasceno et al. (2002) wird für die Diskussion der Klinopyroxen Phänokristen ein Verteilungskoeffizient (K_D) von 0.23 ± 0.05 benutzt, obwohl es sichtbare Abweichungen in den Pauschalzusammensetzungen zwischen (Grove und Bryan, 1983; Toplis und Carroll, 1995) und den Mont Crozier Magmen gibt. Zudem haben Hoover und Irvine (1977) hinsichtlich eines Einflusses der Pauschalzusammensetzung auf die Klinopyroxen-Gleichgewichtskonstanten leichte Abweichungen prognostiziert.

In Abbildung 38 ist die $Mg\text{-Zahl}_{\text{Schmelze}}\text{-}Mg\text{-Zahl}_{\text{Klinopyroxen}}$ für die experimentellen Klinopyroxene vom Alkali Basalt (OB93-190) und vom tholeiitischen Basalt (35R2) dargestellt. Hierbei wurde das Fe^{2+} in den Klinopyroxenen stöchiometrisch und in der Schmelze nach Kress und Carmichael (1991) berechnet. Für beide Basalte (OB93-190 und 35R2) ist in den Experimenten in Bezug auf das Fe/Mg-Verhältnis zwischen Klinopyroxen und Schmelze ein genereller Trend sichtbar, in dem mit abnehmender Mg-Zahl der Schmelze die Mg-Zahl in den Klinopyroxenen ebenfalls sinkt. Im Gegensatz zu den Ergebnissen von Toplis und Carroll (1995) ist in den Experimenten dieser Studie ein deutlicher Einfluss der Sauerstoffugazität auf das Fe/Mg-Verhältnis von Klinopyroxen und Schmelze zu beobachten (s. Abbildung 38). Unter oxidierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+4$) ist die Mg-Zahl von Klinopyroxen und Schmelze generell höher als unter reduzierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM$).

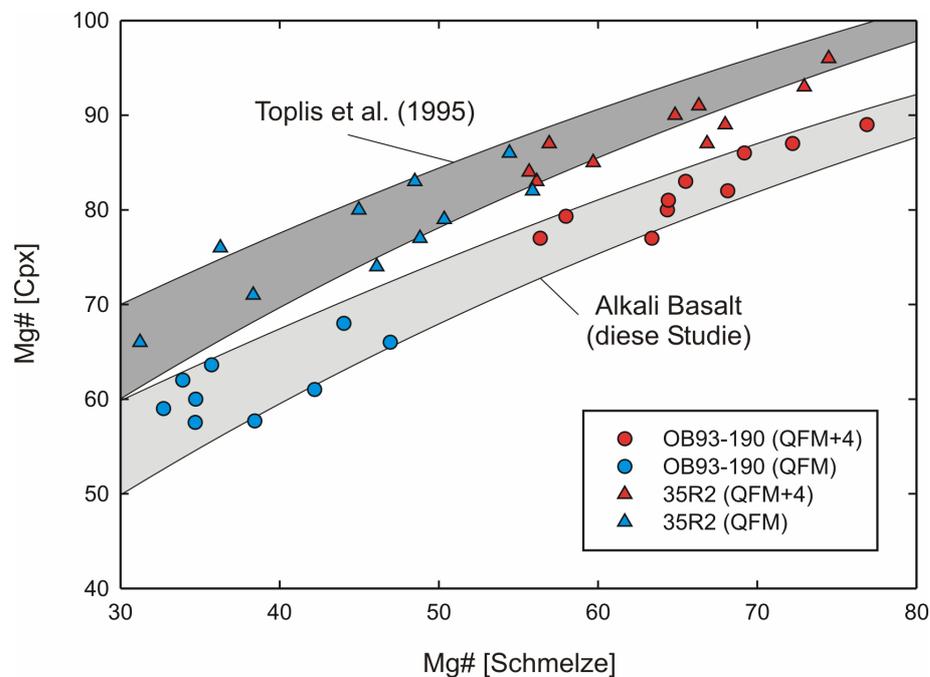


Abbildung 38: Mineral-Schmelze Fe/Mg-Gleichgewichtsdiagramm für die experimentellen Klinopyroxene von OB93-190 und 35R2 bei unterschiedlichen Sauerstoffugazitäten. In dunkelgrau ist das Gleichgewichtsfeld für den Fe/Mg-Austausch zwischen Klinopyroxen und einer basaltischen Schmelze (0.23 ± 0.05) nach Toplis und Carroll (1995) eingezeichnet. Zusätzlich ist in hellgrau ein in dieser Studie experimentell bestimmtes Gleichgewichtsfeld für den Fe/Mg-Austausch zwischen Klinopyroxen und einer alkali-reichen basaltischen Schmelze (OB93-190) eingetragen. Die Berechnung des Fe^{2+} -Gehaltes in den Schmelzen wurde nach Kress und Carmichael (1991) durchgeführt. In den Klinopyroxenen wurde der Fe^{2+} -Gehalt stöchiometrisch bestimmt.

Zudem ist aus Abbildung 38 eine Abhängigkeit des Fe/Mg-Verhältnisses der Pyroxene von der Pauschalzusammensetzung zu erkennen. Während die Klinopyroxene des tholeiitischen Basaltes (35R2) in den Bereich der Gleichgewichtskonstanten von Toplis und Carroll (1995) plotten, ist das Fe/Mg-Verhältnis der Pyroxene und Schmelzen des Alkali Basaltes (OB93-190) generell

niedriger. Eine Übereinstimmung der Ergebnisse des tholeiitischen Basaltes (35R2) mit den Ergebnissen von Toplis und Carroll (1995) kann durch ähnliche Pauschalzusammensetzungen erklärt werden.

Die Ergebnisse dieser Studie zeigen, dass die Diskussion der Klinopyroxen Phänokristen von Damasceno et al. (2002) in alkali-reichen Schmelzen (wie sie im Falle des Mont Crozier vorliegen) anhand der Gleichgewichtskonstanten von Toplis und Carroll (1995) nicht ratsam ist, da in den Versuchen dieser Studie ein deutlicher Einfluss der Pauschalzusammensetzung auf die Gleichgewichtskonstante der Klinopyroxene zu beobachten ist.

7.5. Experiment kontra MELTS

Die Software „MELTS“ von Ghiorso und Sack (1995) gilt in den Geowissenschaften als anerkanntes Programm zur Berechnung und Simulation von verschiedenen magmatischen Prozessen. Dennoch fehlen „MELTS“ gerade im Bereich der basaltischen Systeme viele grundlegende experimentelle Datenpunkte, auf denen die Berechnung des Programmes basiert (s. Kapitel 2.1.). Mit Hilfe von „MELTS“ wurde nun für den Alkali Basalt (OB93-190) ein Phasendiagramm für das untersuchte Temperatur- und Wasseraktivitätsintervall unter oxidierenden Bedingungen ($\log f_{O_2} \sim \Delta QFM+4$) berechnet, um dies dann mit den experimentellen Ergebnissen dieser Studie zu vergleichen (s. Abbildung 39).

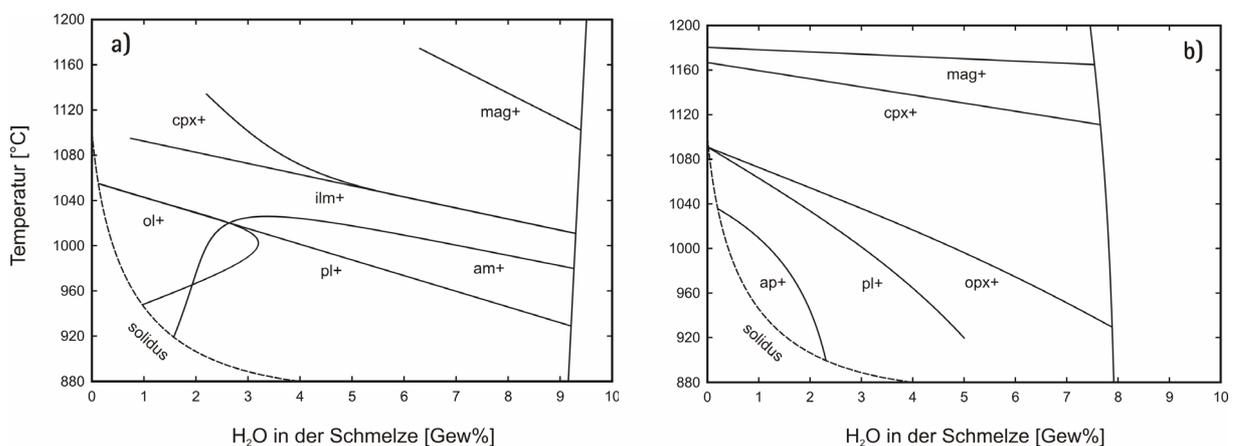


Abbildung 39: Vergleich der experimentellen Phasenbeziehungen des Alkali Basaltes (OB93-190) mit den Berechnungen von „MELTS“ nach Ghiorso und Sack (1995). a) experimentelles Phasendiagramm , b) Berechnungen mit „MELTS“. Beide Diagramme sind als Funktion des H₂O-Gehaltes in der Schmelze gegen die Temperatur bei 500 MPa und oxidierenden Bedingungen ($\log f_{O_2} \sim \Delta QFM+4$) geplottet. Abkürzungen und Erklärungen: s. Abbildung 14a in Kapitel 6.2.1.

MELTS berechnet für den Alkali Basalt unter wasser-gesättigten Bedingungen eine Liquidustemperatur, welche etwa 60 °C über der experimentell bestimmten Liquidustemperatur

liegt (s. Abbildung 39). Magnetit stimmt als berechnete Liquidusphase mit den Versuchsbeobachtungen überein. Während die Phase Klinopyroxen mit fast 80 °C höheren Kristallisationstemperaturen angegeben wird, stimmt die Berechnung von Plagioklas mit lediglich geringfügigen Abweichungen mit den Beobachtungen in den Versuchen überein. Dennoch zeigen die Berechnungen sehr starke Abweichungen von den experimentellen Ergebnissen. Ilmenit, eine wichtige oxidische Phase, die in den Experimenten auftritt, wird von „MELTS“ nicht vorgeschlagen. Ebenso fehlt Kearsutit in allen Berechnungen, wogegen diese Phase ebenfalls in den Experimenten auftritt. Anstelle von Olivin, welcher in den Experimenten auftritt, berechnet „MELTS“ Orthopyroxen. Als zusätzliche Phase, die in keinem der Experimente beobachtet wurde, schlägt „MELTS“ Apatit bei sehr niedrigen Temperaturen und Wassergehalten vor. Da Apatit generell in Versuchen meist nur in sehr geringen Mengen auskristallisiert, kann diese Phase während der Analysen möglicherweise auch übersehen worden sein. Ebenso wie bei den auftretenden Phasen bestehen große Diskrepanzen in Bezug auf die maximale Wasserlöslichkeit im Alkali Basalt. Die durch Löslichkeitsexperimente bestimmte maximale H₂O-Löslichkeit in basaltischen Systemen ist bei 500 MPa mit 9.38 Gew% H₂O von Berndt et al. (2002) experimentell bestimmt worden. Dieser Wert steht in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Kristallisationsexperimente dieser Studie. „MELTS“ berechnete hingegen eine um fast 1.5 Gew% niedrigere H₂O Löslichkeit, was in einem großen Widerspruch mit den experimentellen Ergebnissen steht.

Schon Toplis und Carroll (1996) zeigten in ihrer Arbeit die großen Unterschiede und Fehler der Berechnungen von „MELTS“ speziell für ferro-basaltische Systeme auf. Der Vergleich dieser Arbeit zeigt nun, dass auch für alkali-reiche Basalte die Berechnungen von „MELTS“ nicht exakt durchgeführt werden. Weitere Experimente in basaltischen Systemen sowie die Implementierung dieser Ergebnisse in das bestehende Programm würden sicherlich zu genaueren Berechnungen führen.

7.6. CO₂-Löslichkeiten

Wie in Kapitel 6.4. gezeigt wurde, unterscheiden sich die Löslichkeiten von CO₂ in basaltischen Schmelzen bei unterschiedlichen Sauerstoff fugazitäten deutlich voneinander. In dem Alkali Basalt (OB93-190) wird im Vergleich zu reduzierenden Bedingungen ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}$) bei 1150 °C und 500 MPa unter oxidierenden Bedingungen ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}+4$) fast doppelt soviel CO₂ in den Schmelzen gelöst. Der Vergleich dieser experimentellen Ergebnisse mit den Literaturdaten ist problematisch, da nur sehr wenig CO₂-Löslichkeitsdaten im untersuchten Druck- und Temperatur-Intervall veröffentlicht wurden. Diese Daten sind entweder im Bereich der Basalte

auf sehr niedrige Drücke ($P = 100 \text{ MPa}$) (Dixon et al., 1995; Pan et al., 1991) oder für Andesite bzw. Islandite (Zusammensetzung ähnlich dem eines Andesites) auf höhere Drücke von 1000 MPa beschränkt (Jakobsson, 1997; King and Holloway, 2002).

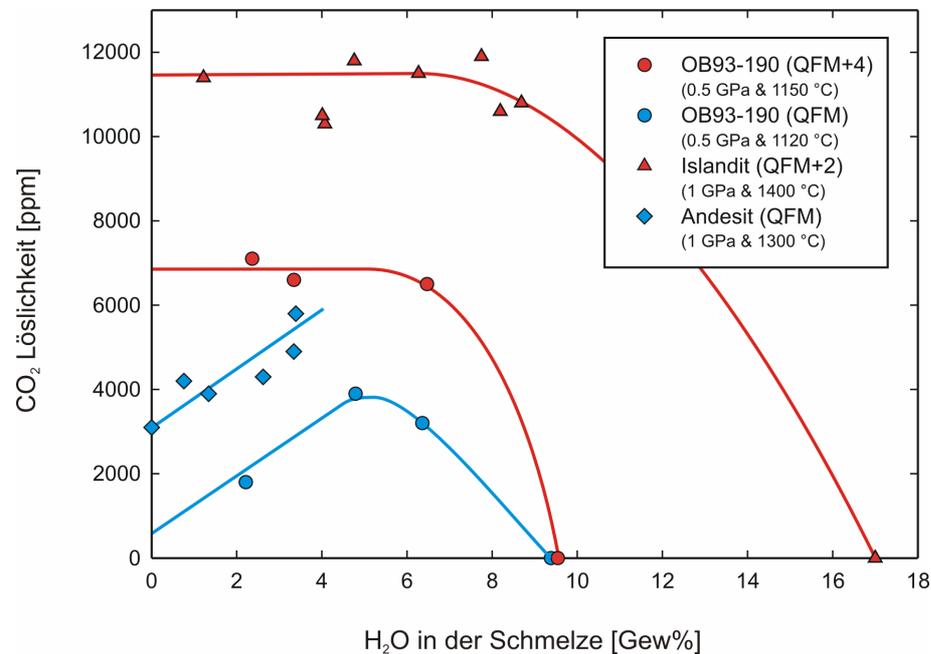


Abbildung 40: Die Löslichkeit von H_2O und CO_2 in Schmelzen verschiedener Zusammensetzungen bei 500 MPa . Rote Punkte und Linien entsprechen oxidierenden Sauerstoff fugazitäten ($\log f_{\text{O}_2} \geq \Delta\text{QFM}+2$). Blaue Linien entsprechen reduzierenden Bedingungen ($\log f_{\text{O}_2} \sim \Delta\text{QFM}$). In den Experimenten wurde das XH_2O durch ein definiertes Gemisch aus H_2O und CO_2 (CO_2 Quelle: $\text{Ag}_2\text{C}_2\text{O}_4$) variiert. Die H_2O - und CO_2 -Konzentrationen wurden IR-Spektroskopisch bestimmt. Bei den Messungen der H_2O -Konzentration wurden die Kombinationsbanden im NIR bei 4500 cm^{-1} und 5200 cm^{-1} (OH^- und H_2O) mit dem linearen Extinktionskoeffizienten $\epsilon = 0.66 \text{ l}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$ für OH^- und $\epsilon = 0.65 \text{ l}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$ für H_2O aus Ohlhorst et al. (2001) benutzt. CO_2 ist in den Gläsern ausschließlich als Karbonat gelöst. Die CO_3^{2-} -Konzentration wurde mit der MIR-Bande bei 1522 cm^{-1} bestimmt. Hierfür wurde der Extinktionskoeffizient $\epsilon = 398 \text{ l}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$ nach Jendrzejewski et al. (1997) benutzt. Bei der untersuchten Probe (OB93-190) sind deutliche Unterschiede an gelöstem CO_2 sowie im Verlauf der Löslichkeitskurven in Abhängigkeit von der Sauerstoff fugazität zu beobachten.

In Abbildung 40 sind die H_2O - CO_2 -Löslichkeiten des in dieser Studie untersuchten Alkali Basaltes (OB93-190) und die Ergebnisse aus experimentellen Arbeiten an einem Andesit (King und Holloway, 2002) bzw. Islandit (Jakobsson, 1997) dargestellt. Trotz gleicher Drücke und ähnlicher Temperaturen in den Experimenten von King und Holloway (2002) und Jakobsson (1997) sind die CO_2 -Gehalte im Islandit höher als im Andesit. Da ein Einfluss der Versuchstemperatur auf die CO_2 -Löslichkeit in den Schmelzen nach Pan et al. (1991) zu vernachlässigen ist, erklärt King und Holloway (2002) diese Unterschiede im CO_2 -Gehalt anhand von nicht-brückenbindenden Sauerstoffen pro Tetraeder (NBO/T) in beiden Schmelzen. Der Islandit weist mit $54.50 \text{ Gew}\% \text{ SiO}_2$ ($\text{NBO}/\text{T} = 0.4$) einen höheren NBO/T-Gehalt auf, als der Andesit mit $60.00 \text{ Gew}\% \text{ SiO}_2$ ($\text{NBO}/\text{T} = 0.3$). Nach Brooker et al. (2001) können Unterschiede

in der CO_2 -Löslichkeit auch durch unterschiedliche Gehalte an M^{n+} Kationen mit einer großen freien Gibbs Energie in den Schmelzen verursacht werden. Hier führen vor allem höhere Gehalte an Ca und K zu höheren CO_2 -Löslichkeiten.

Neben den aufgezeigten Abhängigkeiten der CO_2 -Löslichkeit von der Pauschalzusammensetzung hat auch die Sauerstoff fugazität einen großen Einfluss auf die fluide Phase, wie z.B. das CO_2/CO -Verhältnis und das $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnis in der Schmelze (z.B. Pawley et al., 1992). Wie in Abbildung 40 zu sehen, verläuft die $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -Löslichkeitskurve des Islandites und des Alkali Basaltes bei oxidierenden Bedingungen über einen großen Bereich mit konstanten CO_2 -Gehalten bis zu 8 Gew% H_2O in der Schmelze und sinkt dann ab. Dagegen gleicht die $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -Löslichkeitskurve des Andesites der des Alkali Basaltes bei reduzierenden Bedingungen, wobei zunächst ein Anstieg der CO_2 -Löslichkeit mit zunehmendem H_2O -Gehalt in den Schmelzen zu beobachten ist. Wie im Falle des Islandites und Alkali Basaltes bei oxidierenden Bedingungen fällt ab einem Scheitelpunkt bei ca. 5 Gew% H_2O die $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -Löslichkeitskurve steil ab. Zum einen können die höheren CO_2 -Gehalte in den Schmelzen bei oxidierenden Bedingungen durch eine Veränderung der fluiden Phase erklärt werden. Bei hohen Sauerstoff fugazitäten liegt fast ausschließlich CO_2 als Spezies im Fluid vor. Eine zunehmende Reduktion verschiebt das Gleichgewicht $\text{CO}_2 = \text{CO} + \frac{1}{2} \text{O}_2$ in Richtung CO. Daher kann sich bei oxidierenden Bedingungen mehr CO_2 in den Schmelzen lösen als unter reduzierenden Sauerstoff fugazitäten. Darüber hinaus könnte zudem eine Veränderung des $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnisses in den Schmelzen für die Unterschiede in den CO_2 -Löslichkeiten verantwortlich sein. Somit würde eine Erniedrigung des $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnisses zu einer Erhöhung der CO_2 -Löslichkeit führen. Diese These müsste allerdings noch durch weitere Versuchsreihen untersucht werden.

Abbildung 40 zeigt in den $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -Löslichkeitskurven des Alkali Basaltes unter reduzierenden Bedingungen ein Maximum auf. Diese Unterschiede in der Form der $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -Löslichkeitskurven sind das Resultat der Kombination von $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -Gleichgewichtsreaktionen und Einflüssen der Sauerstoff fugazität. Holloway (1976) und Papale (1999) zeigen in ihren Modellen, dass sich im Verlauf der $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -Löslichkeitskurven mit zunehmendem Druck (ab ca. 700 MPa) ein Maximum in der CO_2 -Löslichkeit ausbildet. Abbildung 13 in Papale (1999) zeigt recht deutlich eine Zunahme an gelöstem CO_2 von 13 % bis 25 % relativ bei einer gleichzeitigen Erhöhung des $X_{\text{H}_2\text{O}}$ von 0 bis 0.5. In dem Mischsystem $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ bildet sich bei einem idealen Mischungsverhalten zwangsläufig ein Maximum in der CO_2 -Löslichkeit aus (z.B. Holloway, 1976). Nach Gleichung 13 von Holloway (1976) geht der H_2O Partialdruck als Wurzelfunktion in die $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -Löslichkeitsreaktionen mit ein. Bei niedrigen Drücken (< 700 MPa) ist dieses

Löslichkeitsmaximum kaum oder gar nicht ausgebildet, da dieser Effekt erst bei höheren Partial- bzw. Gesamtdrücken auftritt.

$$(13) \quad X_{CO_2}^m = (0.004 + 0.001\sqrt{P_{H_2O}})P_{CO_2}$$

$X_{CO_2}^m$	=	Mol Fraktion der CO_2 Spezies in einer Silikatischen Schmelze
P_{H_2O}	=	H_2O Partialdruck [kbar]
P_{CO_2}	=	CO_2 Partialdruck [kbar]

Unter reduzierenden Bedingungen ist hingegen das CO_2 -Löslichkeitsmaximum schon bei niedrigeren Drücken ausgebildet, da durch die reduzierenden Bedingungen nicht nur CO_2 sondern auch CO in der fluiden Phase stabil ist. Hierdurch verringert sich der Anteil von CO_2 am Gesamtdruck, was 1) zu einer Verschiebung des Maximums in Richtung höherer H_2O -Gehalte in der Schmelze und 2) zu einer Erniedrigung der CO_2 -Löslichkeit im reinen CO_2 -System führen kann. Zudem nimmt die Sauerstoff fugazität mit sinkenden H_2O -Gehalten in der Schmelze um fast 1.5 log Einheiten ab (s. Tabelle 7a in Kapitel 6.2.), wodurch sich der o.g. Einfluss noch verstärkt. In Papale (1999) wird das Fehlen des CO_2 -Löslichkeitsmaximums von Jakobsson (1997) durch ein stark nicht-ideales Verhalten der fluiden Phase unter hohen Drücken erklärt, was durch Änderungen in der Schmelzstruktur und Zusammensetzung dieser Schmelzen aufgrund der großen Mengen an gelöstem H_2O hervorgerufen wird. Dies könnte ebenso eine mögliche Erklärung für den Verlauf der Löslichkeitskurve in dieser Studie unter oxidierenden Bedingungen sein.

8.0 Schlussfolgerungen

In der vorliegenden Arbeit wurde ein deutlicher Einfluss der Sauerstoff fugazität auf die Phasenstabilität, Phasenchemie, Restschmelzen und Löslichkeit von volatilen Phasen für einen Alkali Basalt und einen tholeiitischen Basalt der „Large Igneous Province“ Kerguelen Plateau aufgezeigt. Anhand der Kristallisationsexperimente konnten als mögliche prä-eruptive Bedingungen für die untersuchten Basalte relativ oxidierende Sauerstoff fugazitäten ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+2$) ermittelt werden. Diese Ergebnisse stehen in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen von Ballhaus (1993) und Ryabchikov et al. (2001), die für Ozeanische Inselbasalte (OIB) und Plateau Basalte der Siberischen „Large Igneous Province“ ebenfalls oxidierende Sauerstoff fugazitäten von bis zu 2 log-Einheiten über dem QFM Puffer prognostizieren. Ebenso zeigen die Experimente dieser Studie, dass in den Restschmelzen der untersuchten Basalte eine größere Anreicherung an Alkalien ($Na_2O + K_2O$) unter oxidierenden Bedingungen und niedrigen Wasseraktivitäten stattfindet, wodurch die Genese von alkali-reichen Gesteinen im Zuge der weiteren Differenzierung bevorzugt wird. Die Ergebnisse der Untersuchungen an Tephriten und Phonolithen der „Southeast Province“ (Kerguelen Insel), welche Differenzierungsprodukte der Basalte des Kerguelen Plateaus darstellen, zeigen ebenfalls, dass eine Alkali-Anreicherung lediglich bei oxidierenden Bedingungen ($\log fO_2 \sim \Delta QFM+2$) und reduzierten Wasseraktivitäten möglich ist (Freise et al., 2003). Bei einer Betrachtung der experimentellen Restschmelzen wurde der Einfluss der Magnetit Kristallisation auf das FeO^*/MgO -Verhältnis deutlich. So variieren die „liquid lines of descent“ beider Proben mit unterschiedlichen Sauerstoff fugazitäten, wobei ausschließlich unter oxidierenden Bedingungen ($\log fO_2 > QFM$) ein kalk-alkalischer Differenzierungstrend reproduziert werden konnte. Dies stimmt mit den Erkenntnissen von Berndt (2002) überein.

In den Experimenten konnte der vollständige Differenzierungspfad von einem tholeiitischen Magma zu alkali-reichen Basalten experimentell nicht exakt reproduziert werden. Jedoch führen relativ hohe Sauerstoff fugazitäten und niedrige Wasseraktivitäten zu einem Trend der Alkali-Anreicherung, der die Genese von Alkali Basalten aus der Differenzierung eines tholeiitischen Magmas bevorzugt. Hierbei spielt vor allem die Fraktionierung von Klinopyroxen, und eher untergeordnet Olivin und Plagioklas, eine sehr wichtige Rolle. Insgesamt sind allerdings sicherlich noch weitere Differenzierungsschritte nötig, um von einer tholeiitischen Probe durch fraktionierte Kristallisation bis hin zu alkali-reichen Zusammensetzungen, wie z.B. Tephriten und Phonolithen der „Southeast Province“ (Kerguelen Insel) zu gelangen. Trotzdem unterstützen die experimentellen Ergebnisse dieser Studie die Berechnungen von Naumann und Geist (1999), der in seinem Modell für magmatische Provinzen, welche in Kontakt zu einem Hot-

Spot stehen, die Genese von Alkali Basalten mit Hilfe von fraktionierter Kristallisation eines tholeiitischen Magmas erklärt.

In einem Vergleich der experimentellen Ergebnisse mit den Berechnungen von „METLS“ konnten gravierende Unterschiede, besonders für die Mineralphasen Olivin, Ilmenit und Amphibol in Anwesenheit einer fluiden Phase, aufgezeigt werden. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit leisten nun einen weiteren Beitrag zur Erweiterung der wenigen experimentelle Datensätze für wasserhaltige, basaltische Systeme bei verschiedenen Wasseraktivitäten bzw. Sauerstoff fugazitäten und geben den verschiedenen petrologischen Modellen, wie z.B. „MELTS“, die Möglichkeit zur Einbindung dieser neuen Daten, um die derzeitigen Fehler in den Berechnungen zu vermindern.

Schließlich konnte anhand der CO₂-Löslichkeitsexperimente gezeigt werden, dass unter oxidierenden Bedingungen fast doppelt soviel CO₂ (6900 ± 500 ppm) in den Schmelzen des Alkali Basaltes (OB93-190) gelöst werden kann, als es bei reduzierenden Sauerstoff fugazitäten (3800 ± 500 ppm) der Fall ist. Dies bedeutet für die basaltischen Schmelzen des Kerguelen Plateaus, dass bei einem gegebenen Druck unter oxidierenden Bedingungen, im Gegensatz zu MOR-Basalten, wesentlich größere Mengen an Volatilen (z.B. CO₂) in diesen Magmen transportiert werden können.

9.0 Literaturverzeichnis

- Ablay, G.J., Carroll, M.R., Palmer, M.R., Marti, J., and Sparks, R.S.J. (1998) Basanite-phonolite lineages of the Teide-Pico Veijo volcanic complex, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 39, p. 905-936.
- Albarède, F. (1995) *Introduction to Geochemical Modeling*. 543 p. Cambridge University Press, Cambridge.
- Amundsen, H.E.F., and Neumann, E.R. (1992) Redox control during mantle / melt interaction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, p. 2405-2416.
- Ariskin, A.A. (1999) Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 90, p. 115-162.
- Ballhaus, C. (1993) Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, p. 331-348.
- Behrens, H. (1995) Determination of water solubilities in high-viscosity melts: An experimental study on $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ and KAlSi_3O_8 melts. *European Journal of Mineralogy*, 7, p. 905-920.
- Behrens, H., Romano, C., Nowak, M., Holtz, F., and Dingwell, D.B. (1996) Near-infrared spectroscopic determination of water species in glasses of the system MAlSi_3O_8 (M=Li, Na, K): an interlaboratory study. *Chemical Geology*, 128, p. 41-63.
- Benne, D. (2000) Wasserlöslichkeit haplobasaltischer Schmelzen und Phasenbeziehungen bei $p_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ kbar im Haplobasaltsystem. Diplomarbeit, Institut für Mineralogie, Universität Hannover.
- Berndt, J. (2002) Differentiation of MOR Basalt at 200 MPa: Experimental Techniques and Influence of H_2O and $f\text{O}_2$ on Phase Relations and Liquid Line of Descent. Doktorarbeit, Universität Hannover.
- Berndt, J., Liebske, C., Holtz, F., Freise, M., Nowak, M., Ziegenbein, D., Hurkuck, W., and Koepke, J. (2002) A combined rapid-quench and Shaw membrane setup for internally heated pressure vessels: Description and application for water solubility in basaltic melts. *American Mineralogist*, 87, p. 1717-1726.
- Berndt, J., Holtz, F., and Koepke, J. (2001) Experimental constraints on storage conditions in the chemically zoned phonolitic magma chamber of the Laacher See volcano. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, p. 469-486.
- Berndt, J., Koepke, J., and Holtz, F. (1999) Phase relationships and differentiation of MORB up to 0.2 GPa: Experimental outline and first results. *Beih. J. Mineral.*, 11, p. 32.

- Berndt, J., Holtz, F., and Koepke, J. (2001) Experimental constraints on storage conditions in the chemically zoned phonolitic magma chamber of the Laacher See volcano. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, p. 469-486.
- Bohlen, S.R., Boettcher, A.L., and Wall, V.J. (1982) The system albite-H₂O-CO₂: a model for melting and activities of water at high pressures. *American Mineralogist*, 67, p. 451-462.
- Borisova, A.Y., Nikogosian, I.K., Scoates, J.S., Weis, D., Damasceno, D., Shimizu, N., and Touret, J.L.R. (2002) Melt, fluid and crystal inclusions in olivine phenocrysts from Kerguelen plume-derived picritic basalts: evidence for interaction with the Kerguelen Plateau lithosphere. *Chemical Geology*, 183, p. 195-220.
- Brooker, R.A., Kohn, S.C., Holloway, J.R., and McMillian, P.F. (2001) Structural controls on the solubility of CO₂ in silicate melts. Part 1: bulk solubility data. *Chemical Geology*, 174, p. 241-254.
- Burnham, W.C. (1979) The importance of volatile constituents. 439-482 p. Princeton University Press.
- Carmichael, S.E., Turner, F.J., and Verhoogen, J. (1974) *Igneous Petrology*. McGraw-Hill Book Company.
- Class, C., Goldstein, S.L., and Galer, S.G. (1996) Discussion of temporal evolution of the Kerguelen plume: geochemical evidence from ~38 to 82 Ma lavas forming the Ninetyeast Ridge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124, p. 98-103.
- Class, C., Goldstein, S.L., Galer, S.G., and Weis, D. (1993) Young formation age of a mantle plume source. *Nature*, 362, p. 715-721.
- Coffin, M.F., and Eldholm, O. (1993) Scratching the surface: estimating dimensions of large igneous provinces. *Geology*, 21, p. 515-518.
- Damasceno, D., Scoates, J.S., Weis, D., Frey, F.A., and Giret, A. (2002) Mineral Chemistry of Mildly Alkalic Basalts from the 25 Ma Mont Crozier Section, Kerguelen Archipelago: Constraints on Phenocryst Crystallisation Environments. *Journal of Petrology*, 43, p. 1389-1413.
- Damasceno, D., Scoates, J.S., Weis, D., Nicolaysen, K., Frey, F.A., and Giret, A. (1999) Plagioclase-clinopyroxene phenocryst compositions and magma conduit evolution in the plume-derived alkali basalts from Mont Crozier, Kerguelen Archipelago. *EUG* 10, 4, p. 342.
- Danyushevsky, L.V., and Sobolev, A.V. (1996) Ferric-ferrous ratio and oxygen fugacity calculations for primitive mantle-derived melts: calibration of an empirical technique. *Mineralogy and Petrology*, 57, p. 229-241.

- Devine, J.D., Gardener, J.E., Brack, H.P., Layne, G.D., and Rutherford, M.J. (1995) Comparison of microanalytical methods for estimating H₂O contents of silicic volcanic glasses. *American Mineralogist*, 80, 319-328.
- De Paolo, D.J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planetary Sciences Letters*, 53, p. 189-202.
- Dixon, J.E., Stolper, E., and Holloway, J.R. (1995) An experimental study of water and carbon dioxide solubilities in Mid-Ocean ridge basaltic liquids. Part 1: Calibration and solubility models. *Journal of Petrology*, 36, p. 1607-1631.
- Dixon, J.E., Clague, D.A., and Stolper, E.M. (1991) Degassing history of water, sulfur, and carbon in submarine lavas from Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geology*, 99(3), 371-394.
- Dixon-Spulber, S., and Rutherford, M.J. (1983) The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: an experimental study. *Journal of Petrology*, 24, p. 1-25.
- Dosso, L., Vidal, P., Cantagrel, J.M., Lameyre, L., Marot, A., and Zimine, S. (1979) Kerguelen: continental fragment or oceanic island?: petrology and isotopic geochemistry evidence. *Earth Planetary Sciences Letters*, 43, p. 46-60.
- Ellis, D.J., and Thompson, A.B. (1986) Subsolvus and partial melting reactions in the quartz-excess CaO+MgO+Al₂O₃+SiO₂+H₂O system under Water-excess and Water-deficient conditions to 10 kbar: some implications for the origin of peraluminous melts from mafic rocks. *Journal of Petrology*, 27, p. 91-121.
- Fine, G., and Stolper, E. (1985) The speciation of carbon dioxide in sodium aluminosilicate glasses. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, p. 105-121.
- . (1986) Dissolved carbon dioxide in basaltic glasses: concentrations and speciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 76, p. 263-278.
- Ford, C.E. (1978) Platinum-iron alloy sample containers for melting experiments on iron bearing rocks, minerals, and related systems. *Mineralogical Magazine*, 42, p. 271-275.
- Freise, M., Holtz, F., Koepke, J., Scoates, J.S., and Leyrit, H. (2003) Experimental constraints on the storage conditions of phonolites from the Kerguelen Archipelago. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, p. 659-672.
- Freundt, A., and Schmincke, H.-U. (1995) Petrogenesis of rhyolite-trachyte-basalt composite ignimbrite P1, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 100, p. 455-474.

- Frey, F.A., Coffin, M.F., Wallace, P.J., Weis, D., Zhao, X., Wise Jr., S.W., Wähnert, V., Teagle, D.A.H., Saccocia, P.J., Reusch, D.N., Pringle, M.S., Nicolaysen, K., Neal, C.R., Müller, R.D., Moore, C.L., Mahoney, J.J., Keszthelyi, L., Inokuchi, H., Duncan, R.A., Delius, H., Damuth, J.E., Damasceno, D., Coxall, H.K., Borre, M.K., Boehm, F., Barling, J., Arndt, N.T., and Antretter, M. (2000a) Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 176, p. 73-89.
- Frey, F.A., Weis, D., Yang, H.J., Nicolaysen, K., Leyrit, H., and Giret, A. (2000b) Temporal geochemical trends in Kerguelen Archipelago basalts: evidence for decreasing magma supply from the Kerguelen Plume. *Chemical Geology*, 164, p. 61-80.
- Gaetani, G.A., Grove, T.L., and Bryan, W.B. (1993) The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks. *Nature*, 365, p. 332-335.
- Gardien, V., Thompson, A.B., Grujic, G., and Ulmer, P. (1995) Experimental melting of biotite+plagioclase+quartz+muscovite assemblages and implications for crustal melting. *Journal of Geophysical Research*, 100, p. 15581-15591.
- Gautier, I. (1987) *Les basaltes des Iles Kerguelen*. Académie de Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Gautier, I., Weis, D., Mennessier, J.P., Vidal, P., Giret, A., and Loubet, M. (1990) Petrology and geochemistry of the Kerguelen Archipelago basalts: evolution of the mantle sources from ridge to intraplate position. *Earth and Planetary Science Letters*, 100, p. 59-76.
- Ghiorso, M.S., and Sack, R.O. (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Earth and Planetary Science Letters*, 100, p. 59-76.
- Giret, A., Cantagrel, M., and Nougier, J. (1981) Nouvelles données sur les complexes volcanoplutonique des îles Kerguelen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 293, p. 191-194.
- Grégoire, M., Cottin, J.Y., Giret, A., Mattielli, N., and Weis, D. (1998) The meta-igneous granulite xenoliths from Kerguelen Archipelago: evidence of a continent nucleation in an oceanic setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133, p. 259-283.
- Grove, T.L., and Bryan, W.B. (1983) Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84, p. 293-309.
- Grove, T.L., Elkins-Tanton, L.T., Parman, S.W., Chatterjee, N., Müntener, O., and Gaetani, G.A. (2003) Fractional crystallisation and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, p. 515-533.

- Hall, A. (1987) *Igneous Petrology*. Longman Scientific and Technical, Essex.
- Harvie, C., Weare, J.H., and O'Keefe, M. (1980) Permeation of hydrogen through platinum: a re-evaluation of the data of Chou et al. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 899-900.
- Helz, R.T. (1973) Phase relations of basalt in their melting ranges at $P_{H_2O} = 5\text{kb}$ as a function of oxygen fugacity. *Journal of Petrology*, 14, p. 249-302.
- . (1976) Phase relations of basalt in their melting ranges at $P_{H_2O} = 5\text{kb}$. Part II: melt compositions. *Journal of Petrology*, 17, p. 139-193.
- Holloway, J.R., Dixon, J.E., and Pawley, A.R. (1992) An internally heated, rapid-quench, high-pressure vessel. *American Mineralogist*, 77, 643-646.
- Holloway, J.R. (1976) Fluids in the evolution of granitic magmas: consequences of finite CO_2 solubility. *Geological Society of America Bulletin*, 87, p. 1513-1518.
- Holloway, J.R., and Burnham, C.W. (1972) Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *Journal of Petrology*, 13, p. 1-30.
- Holtz, F., Behrens, H., Dingwell, D.B., and Johannes, W. (1995) Water solubility in haplogranitic melts. Compositional, pressure and temperature dependence. *American Mineralogist*, 80, p. 94-108.
- Hoover, J.D., and Irvine, T.N. (1977) Liquidus relations and Mg-Fe partitioning on part of the system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4\text{-CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-CaFeSi}_2\text{O}_6\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$. *Carnegie Institute of Washington Yearbook*, 77, p. 774-784.
- Huebner, J.S., and Sato, M. (1970) The oxygen fugacity-temperature relationships of manganese and nickel oxide buffers. *American Mineralogist*, 55, p. 934-952.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971) A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Jakobsson, S. (1997) Solubility of water and carbon dioxide in an icelandite at 1400 °C and 10 kilobars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127, p. 129-135.
- Jendrzejewski, N., Trull, T.W., Pineau, F., and Javoy, M. (1997) Carbon solubility in mid-ocean ridge basaltic melt at low pressures (250-1950 bar). *Chemical Geology*, 138, p. 81-92.
- Johnson, M.C., Anderson Jr., A.T., and Rutherford, M.J. (1994) Pre-eruptive volatile contents of magmas. In M.R. Carroll, and J.R. Holloway, Eds. *Volatiles in magmas*, 30, p. 281-330. Mineralogical Society of America, Washington, DC, United States.
- King, P.L., and Holloway, J.R. (2002) CO_2 solubility and speciation in intermediate (andesitic) melts: The role of H_2O and composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, p. 1627-1640.

- Klimm, K., Holtz, F., Johannes, W., and King, P.L. (2003) Fractionation of metaluminous A-type granites: an experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Precambrian Research*, 124, p. 327-341.
- Koepke, J., Botcharnikov, R., and Holtz, F. (2002) An experimental study on the influence of water and oxygen fugacity on the differentiation of a ferrobasaltic system (Skaergaard parental liquid): experimental outline and first results. *Journal of Conference Abstracts*, 7, p. 57.
- Koepke, J. (1997) Analyse von wasserhaltigen silikatischen Gläsern mit der Mikrosonde: Wassergehalte und Alkaliverluste. *Beih. J. Mineral.*, 9, p. 200.
- Koepke, J., Johannes, W., and Becker, A. (1996) Determination of crystal/melt fractions with the help of BSE-pictures and image analysis. *Terra Nova, Abstract Supplement*, 8, p. 36.
- Kress, V.C., and Carmichael, S.E. (1991) The compressibility of silicate liquidus containing Fe_2O_3 and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108, p. 82-92.
- Le Maitre, R.W. (1979) A new generalised petrological mixing model. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, p. 133-137.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.S., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9, p. 623-651.
- Martel, C., Pichavant, M., Bourdier, J.L., Traineau, H., Holtz, F., and Scaillet, B. (1998) Magma storage conditions and control of eruption regime in silicic volcanoes; experimental evidence from Mt. Pelee. *Earth and Planetary Science Letters*, 156(1-2), 89-99.
- Martel, C., Pichavant, M., Holtz, F., and Scaillet, B. (1999) Effects of $f\text{O}_2$ and H_2O on andesite phase relations between 2 and 4 kbar. *Journal of Geophysical Research*, 104, p. 29,453-29,470.
- Mirwald, P.W., and Kennedy, G.C. (1979) The melting curve of gold, silver and copper to 60-kbar pressure: a reinvestigation. *Journal of Geophysical Research*, 84, p. 6750-6756.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274, p. 321-355.

- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of Pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, p. 1123-1133.
- Naumann, T.R., and Geist, D.J. (1999) Generation of alkalic basalt by crystal fractionation of tholeiitic magma. *Geology*, 27(5), 423-426.
- Nicolaysen, K., Frey, F.A., Hodges, K.V., Weis, D., and Giret, A. (2000) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of flood basalts from the Kerguelen Archipelago, southern Indian Ocean: implications for Cenozoic eruption rates of the Kerguelen plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 174, p. 313-328.
- Nimis, P. (1995) A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121, p. 115-125.
- Nowak, M. (1991) Untersuchung der Diffusion von Wasser in $\text{Ab}_{38}\text{Or}_{34}\text{Qz}_{28}$ - und Albit-Schmelzen. Diplomarbeit (Universität Hannover).
- Ohlhorst, S., Behrens, H., and Holtz, F. (2001) Compositional effect of molar absorptivities of near-infrared OH- and H_2O bands in rhyolitic to basaltic glasses. *Chemical Geology*, 174, p. 5-20.
- Pan, V., Holloway, J.R., and Hervig, R.L. (1991) The pressure and temperature dependence of carbon dioxide solubility in tholeiitic basalt melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, p. 1587-1595.
- Papale, P. (1999) Modeling of the solubility of a two-component $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ fluid in silicate liquids. *American Mineralogist*, 84, p. 477-492.
- Pawley, A.R., Holloway, J.R., and McMillian, P.F. (1992) The effect of oxygen fugacity on the solubility of carbon-oxygen fluids in basaltic melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 110, p. 213-225.
- Pitzer, K.S., and Sterner, S.M. (1994) Equation of state valid continuously from zero to extreme pressures for H_2O and CO_2 . *Journal of Chemical Physics*, 102, 3111-3116.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J., and Walker, D. (1996) Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, p. 92-108.
- Ratajeski, K., and Sisson, T.W. (1999) Loss of iron to gold capsules in rock-melting experiments. *American Mineralogist*, 84, p. 1521-1527.
- Robie, R.A., Hemingway, B.S., and Fischer, J.R. (1978) Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (105 Pascals) pressure and at higher temperature. *Geological Survey Bulletin*, 1452, 456.

- Roux, J., and Lefèvre, A. (1992) A fast-quench device for internally heated pressure vessels. *European Journal of Mineralogy*, 4, 279-281.
- Royer, J.Y., and Sandwell, D.T. (1989) Evolution of the eastern Indian Ocean since the Late Cretaceous: constraints from Geosat altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 94, p. 13755-13782.
- Ryabchikov, I.D., Solovova, I.P., Kogarko, L.N., Bray, G.P., Ntaflos, T., and Simakin, S.G. (2002) Thermodynamik parameters of generation of Meymechites and alkaline Picrites in the Maimecha-Kotui Province: Evidence from melt inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, p. 1031-1041.
- Ryabchikov, I.D., Ntaflos, T., Büchl, A., and Solovova, I.P. (2001) Subalkaline Picrobasalts and Plateau Basalts from the Putorana Plateau (Siberian Continental Flood Basalt Province): 1. Mineral compositions and geochemistry of major and trace elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, p. 415-431.
- Scaillet, B., and McDonald, R. (2003) Experimental constraints on the relationships between peralkaline Rhyolites of the Kenya Rift Valley. *Journal of Petrology*, 44, p. 1867-1894.
- Scaillet, B., Pichavant, M., and Roux, J. (1995) Experimental Crystallisation of Leucogranite Magmas. *Journal of Petrology*, 36, 663-705.
- Scaillet, B., Pichavant, M., Roux, J., Humbert, G., and Lefèvre, A. (1992) Improvements of the Shaw membrane technique for measurement and control of f_{H_2} at high temperatures and pressures. *American Mineralogist*, 77, p. 647-655.
- Schmidt, B., Holtz, F., and Scaillet, B. (1995) Accurate control of f_{H_2} in cold-seal pressure vessels with the Shaw membrane technique. *European Journal of Mineralogy*, 7, p. 893-903.
- Scholz, E. (1984) Karl-Fischer-Titration: Methoden zur Wasserbestimmung. Springer Verlag.
- Schwab, R.G., and Küstner, D. (1981) The equilibrium fugacities of important oxygen buffers in technology and petrology. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 140, p. 111-142.
- Shaw, H.R., and Wones, D.R. (1964) Fugacity coefficients for hydrogen gas between 0 °C and 1000 °C for pressures to 3000 atm. *American Journal of Science*, 262, p. 918-929.
- Sisson, T.W., and Grove, T.L. (1993) Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, p. 143-166.
- Tamic, N., Behrens, H., and Holtz, F. (2001) The solubility of H₂O and CO₂ in rhyolitic melts in equilibrium with a mixed CO₂-H₂O fluid phase. *Chemical Geology*, 174, p. 333-347.
- Thy, P., Leshner, C.E., and Fram, M.S. (1998) Low pressure experimental constraints on the evolution of basaltic lavas from Site 917, Southeast Greenland continental margin. *Proceedings of the Oceans Drilling Program (Scientific results)*, 121, p. 359-372.

- Toplis, M.J., and Carroll, M.R. (1995) An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems. *Journal of Petrology*, 36, p. 1137-1170.
- . (1996) Differentiation of Ferro-Basaltic Magmas under Conditions Open and Closed to Oxygen: Implications for the Skaergaard Intrusion and Other Natural Systems. *Journal of Petrology*, 37, p. 837-858.
- Turek, A., Riddle, C., Cozenz, B., and Tetley, N.W. (1976) Determination of chemical water in rock analyzed by Karl-Fischer-titration. *Chemical Geology*, 17, p. 261-267.
- Wallace, P.J. (2002) Volatiles in submarine basaltic glasses from the northern Kerguelen Plateau (ODP Site 1140): Implications for source region compositions, magmatic processes, and Plateau subsidence. *Journal of Petrology*, 43, p. 1311-1326.
- Weis, D., Bassias, Y., Gautier, I., and Mennessier, J.P. (1989) Dupal anomaly in existence 115 Ma ago: evidence from isotopic study of the Kerguelen Plateau (South Indian Ocean). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, p. 2125-2131.
- Weis, D., and Frey, F.A. (2002) Submarine basalts of the northern Kerguelen Plateau: Interaction between the Kerguelen Plume and the Southeast Indian ridge revealed at ODP Site 1140. *Journal of Petrology*, 43, p. 1287-1309.
- Weis, D., Frey, F.A., Schlich, R., Schaming, M., Montigny, R., Damasceno, D., Mattielli, N., Nicolaysen, K., and Scoates, J.S. (2002) Trace of the Kerguelen mantle plume: Evidence from seamounts between the Kerguelen Archipelago and Heard Island, Indian Ocean. *G3*, 3.
- Weis, D., Frey, F.A., Giret, A., and Cantagrel, J.M. (1998) Geochemical characteristics of the youngest volcano (Mount Ross) in the Kerguelen Archipelago: Interferences for magma flux, lithosphere assimilation and composition of the Kerguelen plume. *Journal of Petrology*, 39, p. 973-994.
- Weis, D., Frey, F.A., Leyrit, H., and Gautier, I. (1993) Kerguelen Archipelago revisited: geochemical and isotopic study of the Southeast Province lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 118, p. 101-119.
- Yang, H.J., Frey, F.A., Weis, D., Giret, A., Pyle, D., and Michon, G. (1998) Petrogenesis of the flood basalts forming the northern Kerguelen archipelago: implications for the Kerguelen plume. *Journal of Petrology*, 39, p. 711-748.
- Yang, H.J., Kinzler, R.J., and Grove, T.L. (1996) Experiments and models of anhydrous, basaltic olivine-plagioclase-augite saturated melts from 0.001 to 10 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124, p. 1-18.

10.0 Anhang

Tabelle 11a: Zusammensetzungen der experimentellen Phasen von OB93-190 bei $\Delta QFM+4$.

Phase	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Summe	
48 1050 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+4.09$, $X_{H_2O} = 1.00$, 9.52 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	51.82 (21)	2.42 (16)	16.57 (18)	9.12 (22)	0.18 (4)	5.78 (6)	10.03 (19)	2.87 (14)	1.21 (8)	100.00	Mg#= 71.34
mag (3)	0.29 (28)	4.25 (11)	4.63 (22)	75.89 (87)	0.26 (6)	6.64 (12)	0.22 (7)	0.02 (3)	0.00 (0)	92.22	
49 1050 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+3.67$, $X_{H_2O} = 0.82$, 6.24 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (4)	51.46 (8)	2.49 (9)	16.52 (11)	9.09 (20)	0.18 (5)	5.86 (7)	10.17 (24)	3.07 (7)	1.15 (6)	100.00	Mg#= 69.80
mag (3)	0.19 (3)	5.68 (9)	5.75 (7)	72.93 (40)	0.31 (5)	6.72 (16)	0.24 (6)	0.02 (3)	0.01 (2)	91.86	
50 1050 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+3.07$, $X_{H_2O} = 0.62$, 3.05 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (7)	54.82 (17)	1.89 (4)	18.93 (19)	6.02 (22)	0.19 (5)	4.23 (8)	8.39 (6)	3.93 (14)	1.61 (5)	100.00	Mg#= 69.18
mag (4)	0.47 (23)	4.27 (11)	9.11 (7)	70.51 (49)	0.35 (9)	7.31 (7)	0.38 (10)	0.03 (5)	0.02 (1)	92.44	
ilm (4)	0.12 (4)	22.85 (25)	1.91 (8)	62.53 (50)	0.10 (5)	3.74 (9)	0.29 (6)	0.01 (0)	0.04 (2)	91.59	
cpx (6)	45.20 (48)	1.78 (14)	8.57 (28)	8.81 (38)	0.12 (6)	12.29 (29)	21.30 (63)	0.56 (8)	0.05 (6)	98.69	X _{Mg} = 0.86
51 1000 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+4.06$, $X_{H_2O} = 1.00$, 9.31 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	55.12 (21)	1.56 (5)	19.06 (13)	5.73 (10)	0.18 (5)	4.75 (16)	9.34 (19)	2.94 (8)	1.33 (10)	100.00	Mg#= 76.89
mag (3)	0.42 (21)	2.74 (5)	5.82 (11)	74.40 (80)	0.46 (6)	8.02 (9)	0.31 (10)	0.02 (2)	0.03 (3)	92.21	
ilm (5)	0.12 (4)	18.27 (16)	1.40 (3)	66.17 (63)	0.16 (5)	3.80 (5)	0.27 (2)	0.01 (0)	0.02 (2)	90.23	
cpx (4)	47.88 (87)	1.35 (12)	5.70 (63)	6.93 (40)	0.11 (5)	13.56 (48)	23.01 (21)	0.38 (7)	0.03 (2)	98.95	X _{Mg} = 0.89
52 1000 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+3.47$, $X_{H_2O} = 0.81$, 5.76 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	57.08 (41)	1.23 (7)	19.35 (10)	5.03 (26)	0.12 (7)	3.43 (9)	8.30 (7)	4.01 (17)	1.45 (5)	100.00	Mg#= 70.85
mag (5)	0.17 (7)	3.03 (4)	6.97 (14)	74.32 (64)	0.45 (3)	6.36 (12)	0.25 (8)	0.02 (2)	0.02 (3)	91.60	
ilm (5)	0.09 (7)	19.16 (24)	1.66 (7)	65.56 (74)	0.15 (5)	3.00 (11)	0.31 (4)	0.06 (5)	0.07 (4)	90.06	
cpx (4)	44.60 (48)	1.43 (19)	8.76 (18)	9.10 (61)	0.12 (3)	11.19 (20)	20.72 (46)	0.56 (3)	0.06 (2)	96.53	X _{Mg} = 0.78
amph (6)	40.07 (57)	2.37 (12)	13.66 (42)	9.63 (42)	0.11 (4)	14.73 (16)	11.42 (14)	2.44 (8)	0.62 (7)	95.04	
53 1000 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+2.78$, $X_{H_2O} = 0.62$, 2.52 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (2)	60.09 (9)	1.04 (5)	19.07 (35)	4.57 (6)	0.17 (0)	2.59 (6)	6.36 (21)	4.16 (13)	1.96 (12)	100.00	Mg#= 63.37
mag (2)	0.37 (4)	3.62 (17)	6.54 (9)	74.87 (54)	0.38 (6)	5.40 (17)	0.28 (1)	0.14 (4)	0.05 (1)	91.63	
ilm (3)	0.62 (44)	20.82 (39)	1.63 (5)	65.24 (48)	0.15 (5)	2.93 (6)	0.41 (4)	0.03 (4)	0.04 (4)	91.87	
cpx (4)	47.01 (87)	1.56 (44)	7.50 (41)	9.34 (79)	0.24 (7)	12.64 (33)	19.41 (80)	0.66 (7)	0.06 (5)	98.41	X _{Mg} = 0.77
amph (2)	41.93 (92)	2.58 (14)	13.20 (88)	10.17 (89)	0.14 (4)	14.41 (34)	11.02 (43)	2.43 (10)	0.73 (3)	96.61	
pl (3)	49.05 (73)	0.16 (2)	31.05 (73)	2.04 (11)	0.02 (3)	0.36 (7)	14.77 (69)	2.21 (15)	0.25 (5)	99.90	An ₇₇ Ab ₂₁ Or ₂
ol (2)	43.96 (73)	0.10 (7)	0.34 (42)	10.85 (41)	0.33 (5)	43.68 (96)	0.36 (16)	0.03 (3)	0.01 (1)	99.64	X _{Fe} = 0.88
54 950 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+4.04$, $X_{H_2O} = 1.00$, 9.19 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	59.11(41)	0.86 (4)	19.77 (25)	4.09 (10)	0.17 (6)	2.54 (9)	8.31 (17)	3.61 (24)	1.53 (7)	100.00	Mg#= 72.21
ilm (4)	0.12 (2)	16.91 (18)	1.35 (7)	68.43 (88)	0.17 (3)	2.25 (7)	0.29 (2)	0.04 (3)	0.02 (2)	89.59	
cpx (4)	45.37 (38)	1.53 (4)	8.15 (21)	8.70 (41)	0.16 (3)	11.76 (12)	22.90 (30)	0.41 (5)	0.04 (2)	99.03	X _{Mg} = 0.87
amph (6)	41.08 (59)	2.15 (14)	13.28 (74)	9.96 (45)	0.12 (6)	14.84 (47)	12.31 (16)	2.22 (9)	0.66 (10)	96.62	
55 950 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+3.55$, $X_{H_2O} = 0.81$, 6.56 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl ()	62.67 (17)	0.71 (8)	18.64 (14)	3.65 (10)	0.16 (4)	1.87 (11)	6.06 (13)	4.22 (9)	2.02 (3)	100.00	Mg#= 65.50
ilm (4)	0.16 (12)	17.82 (31)	1.30 (4)	68.88 (27)	0.21 (7)	1.85 (6)	0.26 (6)	0.03 (2)	0.02 (2)	90.54	
cpx (4)	47.37 (52)	1.14 (13)	7.28 (73)	8.71 (38)	0.32 (7)	12.00 (21)	22.50 (29)	0.56 (10)	0.05 (3)	99.97	X _{Mg} = 0.83
amph (4)	41.46 (59)	2.25 (8)	13.57 (13)	10.36 (47)	0.18 (5)	14.69 (8)	12.12 (9)	2.35 (10)	0.65 (3)	97.63	
pl (4)	50.09 (42)	0.11 (4)	31.11 (50)	1.16 (8)	0.06 (4)	0.13 (6)	14.64 (41)	2.75 (19)	0.14 (3)	100.20	An ₇₄ Ab ₂₅ Or ₁
56 950 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+3.12$, $X_{H_2O} = 0.62$, 3.42 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (4)	65.10 (54)	0.64 (3)	17.19 (32)	3.96 (29)	0.13 (6)	1.95 (44)	4.56 (36)	3.56 (23)	2.91 (3)	100.00	Mg#= 61.90
mag (4)	0.67 (45)	2.63 (12)	4.88 (6)	78.55 (79)	0.54 (1)	4.04 (1)	0.37 (13)	0.01 (1)	0.01 (1)	91.69	
amph (4)	42.97 (33)	2.08 (7)	12.30 (37)	10.17 (51)	0.32 (3)	15.09 (19)	11.85 (66)	2.13 (8)	0.70 (4)	97.61	
pl (2)	57.61 (4)	-	25.51 (47)	1.66 (4)	-	-	10.12 (56)	4.03 (34)	0.85 (1)	99.80	An ₅₅ Ab ₄₀ Or ₆
57 1050 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+2.50$, $X_{H_2O} = 0.42$, 1.32 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	57.53 (45)	1.62 (8)	18.16 (72)	5.78 (16)	0.15 (5)	3.63 (29)	6.61 (47)	4.33 (6)	2.21 (20)	100.00	Mg#= 64.35
mag (2)	0.37 (9)	5.38 (10)	7.85 (18)	71.36 (63)	0.34 (4)	6.56 (6)	0.38 (3)	0.08 (1)	0.03 (1)	92.35	
ilm (3)	0.30 (34)	25.35 (42)	1.71 (14)	60.01 (56)	0.14 (3)	3.87 (14)	0.38 (10)	0.03 (2)	0.03 (3)	91.82	
cpx (3)	48.73 (54)	1.65 (30)	6.81 (16)	8.94 (55)	0.33 (12)	14.24 (33)	19.15 (13)	0.62 (9)	0.10 (1)	100.56	X _{Mg} = 0.80

Abkürzungen s. Tabelle 7a in Kapitel 6.2.; die Zahlen in Klammern in der ersten Spalte entsprechen der Anzahl an Analysen; Zahlen in Klammern in den Oxidspalten entsprechen der Standardabweichung * 100. Mg# der Glasanalysen ist definiert als $(X_{MgO}/X_{MgO}+X_{FeO}) \cdot 100$ wobei der Fe₂O₃- und FeO-Gehalt nach Kress und Carmichael (1991) berechnet wurde.

Tabelle 11a: Fortsetzung.

Phase	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Summe	
58 1000 °C, 500 MPa, ΔQFM+2.70, X _{H₂O} = 0.44, 1.96 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (2)	58.68 (87)	0.88 (10)	21.78 (76)	3.35 (36)	0.06 (1)	1.39 (68)	7.21 (51)	4.28 (19)	2.37 (62)	100.00	Mg#= 55.94
mag (1)	0.16	4.43	6.32	76.12	0.38	5.57	0.26	0.00	0.04	93.29	
ilm (1)	0.69	23.20	1.62	62.72	0.15	3.29	0.52	0.07	0.08	92.35	
cpx (2)	49.43 (49)	1.12 (7)	6.33 (79)	8.24 (1)	0.32 (8)	14.05 (33)	19.48 (82)	0.71 (11)	0.15 (8)	99.84	X _{Mg} = 0.81
pl (2)	49.34 (35)	0.13 (6)	30.34 (48)	2.13 (4)	0.00 (1)	0.43 (2)	14.21 (12)	2.34 (9)	0.29 (2)	99.21	An ₇₆ Ab ₂₃ Or ₁
59 950 °C, 500 MPa, ΔQFM+2.72, X _{H₂O} = 0.44, 2.20 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (4)	54.96 (39)	0.53 (10)	26.27 (83)	1.94 (35)	0.03 (5)	0.79 (26)	10.08 (53)	4.67 (38)	0.73 (6)	100.00	Mg#= 56.36
mag (2)	2.12 (52)	4.59 (7)	5.38 (59)	76.93 (78)	0.45 (6)	4.23 (86)	0.53 (4)	0.11 (18)	0.05 (1)	94.39	
cpx (1)	49.76	1.42	5.23	9.77	0.30	14.23	18.83	0.70	0.10	100.35	X _{Mg} = 0.77
amph (3)	42.93 (44)	3.18 (13)	12.37 (49)	10.58 (49)	0.26 (4)	13.80 (57)	11.10 (10)	2.21 (6)	1.14 (3)	97.57	
pl (1)	55.09	0.96	25.60	2.62	0.00	0.06	8.72	4.48	1.34	98.86	An ₄₇ Ab ₄₄ Or ₉
60 900 °C, 500 MPa, ΔQFM+4.01, X _{H₂O} = 1.00, 9.19 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (3)	63.39 (19)	0.59 (3)	19.43 (32)	2.79 (24)	0.22 (4)	1.40 (8)	6.60 (31)	3.74 (14)	1.83 (6)	100.00	Mg#= 68.14
ilm (4)	0.13 (14)	16.61 (14)	1.14 (4)	70.82 (39)	0.23 (6)	1.74 (7)	0.36 (19)	0.03 (3)	0.01 (2)	91.07	
cpx (1)	46.43	1.30	8.40	8.90	0.24	11.22	23.38	0.42	0.02	100.30	X _{Mg} = 0.82
amph (3)	41.41 (19)	2.02 (4)	14.57 (4)	10.81 (41)	0.17 (2)	13.75 (10)	12.35 (20)	2.26 (6)	0.69 (1)	98.04	
pl (3)	48.15 (29)	-	33.30 (88)	1.06 (7)	-	-	16.66 (62)	1.68 (23)	0.15 (5)	100.99	An ₈₄ Ab ₁₅ Or ₁
61 900 °C, 500 MPa, ΔQFM+3.32, X _{H₂O} = 0.82, 5.36 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	66.47 (27)	0.61 (12)	17.70 (38)	2.95 (54)	0.08 (6)	1.34 (31)	4.89 (26)	3.45 (38)	2.51 (22)	100.00	Mg#= 61.68
ilm (3)	0.47 (40)	16.73 (22)	1.16 (11)	69.35 (65)	0.22 (2)	1.64 (15)	0.52 (15)	0.02 (2)	0.03 (1)	90.14	
cpx (4)	46.83 (87)	1.02 (22)	8.52 (85)	9.21 (34)	0.29 (4)	10.86 (45)	21.68 (34)	0.71 (15)	0.10 (3)	99.22	X _{Mg} = 0.77
amph (4)	42.65 (49)	1.81 (13)	12.96 (22)	10.80 (44)	0.20 (11)	14.13 (36)	12.06 (22)	2.17 (5)	0.74 (4)	97.53	
pl (1)	52.97	-	27.57	1.92	-	-	12.35	4.08	0.37	99.26	An ₆₁ Ab ₃₇ Or ₂
62 1100 °C, 500 MPa, ΔQFM+3.35, X _{H₂O} = 0.63, 3.51 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	51.82 (21)	2.63 (5)	16.62 (18)	8.56 (22)	0.20 (6)	5.61 (13)	10.23 (22)	3.12 (8)	1.20 (5)	100.00	Mg#= 68.47
mag (4)	0.15 (3)	3.90 (8)	6.93 (6)	71.94 (60)	0.34 (7)	7.59 (9)	0.25 (3)	0.01 (0)	0.02 (1)	91.12	
63 1100 °C, 500 MPa, ΔQFM+2.97, X _{H₂O} = 0.44, 2.61 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (4)	52.80 (31)	2.64 (8)	17.56 (20)	8.09 (22)	0.13 (7)	4.80 (10)	9.27 (20)	3.41 (12)	1.29 (8)	100.00	Mg#= 64.41
mag (4)	0.24 (14)	5.36 (9)	9.33 (7)	68.77 (45)	0.30 (1)	7.29 (9)	0.30 (6)	0.01 (2)	0.02 (1)	91.64	
cpx (3)	47.73 (12)	1.65 (12)	7.93 (26)	8.44 (3)	0.16 (8)	12.94 (22)	21.18 (26)	0.57 (4)	0.07 (4)	100.68	X _{Mg} = 0.81
148 1150 °C, 500 MPa, ΔQFM+4.12, X _{H₂O} = 1.00, 9.54 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (6)	49.68 (27)	2.83 (7)	16.33 (14)	11.03 (21)	0.17 (4)	5.67 (10)	9.98 (7)	3.11 (2)	1.19 (4)	100.00	Mg#= 66.12
149 1150 °C, 500 MPa, ΔQFM+3.76, X _{H₂O} = 0.80, 6.47 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (7)	49.45 (37)	2.85 (8)	16.21 (29)	11.58 (20)	0.14 (6)	5.73 (15)	9.82 (7)	3.04 (20)	1.17 (12)	100.00	Mg#= 63.15
mag (3)	0.13 (5)	2.94 (1)	5.97 (6)	74.55 (12)	0.25 (6)	6.78 (5)	0.27 (1)	0.03 (7)	0.02 (1)	90.95	
150 1150 °C, 500 MPa, ΔQFM+3.39, X _{H₂O} = 0.60, 3.39 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (7)	48.84 (33)	2.86 (11)	16.11 (20)	11.90 (17)	0.18 (4)	5.64 (13)	10.08 (10)	3.23 (31)	1.17 (10)	100.00	Mg#= 60.49
mag (2)	0.17 (3)	3.65 (2)	7.33 (3)	73.09 (20)	0.22 (5)	6.80 (5)	0.29 (1)	0.01 (2)	0.02 (1)	91.58	
151 1150 °C, 500 MPa, ΔQFM+2.99, X _{H₂O} = 0.40, 2.51 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (7)	49.47 (30)	2.76 (8)	16.22 (36)	11.69 (27)	0.17 (7)	5.66 (18)	9.87 (27)	2.99 (16)	1.16 (6)	100.00	Mg#= 58.95
mag (3)	0.26 (6)	4.52 (2)	9.52 (5)	67.83 (36)	0.24 (6)	6.95 (24)	0.30 (2)	0.02 (3)	0.02 (1)	89.67	

Abkürzungen s. Tabelle 11a.

Tabelle 11b: Zusammensetzungen der experimentellen Phasen von OB93-190 bei ΔQFM .

Phase	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Summe	
80 1040 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+0.08$, $X_{H_2O} = 1.00$, 9.28 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	49.12 (25)	3.28 (8)	16.25 (12)	11.31 (52)	0.18 (2)	5.73 (10)	9.94 (29)	2.99 (16)	1.20 (4)	100.00	Mg# = 50.24
81 1040 °C, 500 MPa, $\Delta QFM-0.22$, $X_{H_2O} = 0.82$, 7.30 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (4)	48.85 (23)	3.26 (4)	16.57 (6)	11.55 (63)	0.19 (7)	5.41 (11)	9.83 (41)	3.14 (29)	1.19 (9)	100.00	Mg# = 49.40
ol (1)	38.36	0.16	0.02	23.25	0.23	37.53	0.36	0.04	0.01	99.94	X _{Fo} = 0.74
82 1040 °C, 500 MPa, $\Delta QFM-0.53$, $X_{H_2O} = 0.63$, 4.32 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (4)	48.85 (70)	3.14 (10)	17.26 (39)	11.79 (48)	0.20 (6)	5.12 (14)	9.17 (31)	3.24 (21)	1.23 (4)	100.00	Mg# = 46.94
ol (1)	37.61	0.09	0.02	25.88	0.26	35.66	0.32	0.05	0.01	99.89	X _{Fo} = 0.71
cpx(1)	47.84	2.03	7.33	11.58	0.18	12.14	18.28	0.54	0.12	100.03	X _{Mg} = 0.66
83 1040 °C, 500 MPa, $\Delta QFM-0.63$, $X_{H_2O} = 0.42$, 2.84 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (3)	50.25 (56)	2.88 (12)	17.79 (25)	11.29 (45)	0.14 (8)	4.38 (11)	7.77 (44)	3.90 (18)	1.60 (15)	100.00	Mg# = 44.03
ol (1)	36.74	0.17	0.10	30.95	0.27	30.79	0.37	0.08	0.02	99.50	X _{Fo} = 0.64
cpx(1)	47.25	2.61	7.65	12.48	0.31	13.47	15.53	0.59	0.14	100.02	X _{Mg} = 0.68
amph (3)	39.24 (25)	5.96 (68)	13.87 (61)	12.74 (68)	0.10 (2)	12.04 (11)	10.95 (12)	2.31 (2)	0.78 (11)	97.99	
pl (3)	51.49 (88)	0.65 (32)	26.58 (83)	3.32 (54)	0.00 (4)	1.07 (89)	12.38 (1)	3.79 (29)	0.40 (2)	99.67	An ₆₃ Ab ₃₅ Or ₂
85 1000 °C, 500 MPa, $\Delta QFM\pm 0.00$, $X_{H_2O} = 0.82$, 6.75 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (3)	50.64 (19)	2.60 (12)	17.68 (25)	11.17 (45)	0.30 (8)	4.19 (11)	9.02 (44)	3.03 (18)	1.35 (15)	100.00	Mg# = 44.25
amph (4)	40.62 (99)	4.14 (60)	13.64 (33)	12.82 (14)	0.15 (7)	12.00 (46)	11.40 (38)	2.39 (7)	0.76 (1)	97.93	
ilm (1)	0.22	55.84	0.40	39.53	0.37	6.08	0.43	0.02	0.03	102.92	
86 1000 °C, 500 MPa, $\Delta QFM-0.47$, $X_{H_2O} = 0.62$, 5.03 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (4)	52.63 (30)	2.37 (16)	18.62 (37)	9.56 (66)	0.09 (9)	3.39 (27)	8.40 (11)	3.37 (25)	1.57 (5)	100.00	Mg# = 42.19
cpx (3)	49.31 (9)	1.97 (19)	9.85 (51)	11.22 (53)	0.22 (3)	9.66 (71)	16.38 (53)	1.01 (6)	0.40 (5)	100.03	X _{Mg} = 0.61
amph (4)	41.22 (52)	4.52 (17)	13.59 (33)	13.87 (40)	0.16 (5)	10.68 (91)	11.19 (59)	2.37 (15)	0.76 (6)	98.36	
pl (4)	50.74 (91)	0.28 (14)	29.92 (95)	1.31 (59)	0.02 (3)	0.44 (12)	13.70 (61)	3.46 (28)	0.29 (8)	100.16	An ₆₇ Ab ₃₁ Or ₂
87 1000 °C, 500 MPa, $\Delta QFM-0.64$, $X_{H_2O} = 0.44$, 4.10 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (4)	53.28 (47)	1.98 (9)	18.10 (19)	10.78 (29)	0.17 (8)	2.82 (15)	7.24 (20)	3.73 (18)	1.90 (12)	100.00	Mg# = 34.72
ol (4)	35.18 (7)	0.83 (23)	0.22 (7)	37.43 (23)	0.42 (2)	24.96 (29)	0.58 (18)	0.04 (3)	0.02 (1)	99.67	X _{Fo} = 0.54
cpx (2)	48.41 (15)	2.69 (31)	8.75 (60)	12.62 (52)	0.23 (1)	10.72 (3)	15.42 (63)	0.87 (30)	0.37 (6)	100.08	X _{Mg} = 0.60
amph (4)	40.04 (60)	5.31 (50)	13.42 (59)	14.62 (36)	0.13 (3)	11.09 (24)	10.60 (22)	2.43 (7)	0.86 (3)	98.51	
pl (3)	53.02 (14)	0.73 (53)	27.14 (44)	2.08 (49)	0.02 (3)	0.68 (19)	11.22 (53)	4.52 (45)	0.52 (5)	99.92	An ₅₆ Ab ₄₁ Or ₃
88 1080 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+0.15$, $X_{H_2O} = 1.00$, 9.27 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (15)	49.47 (51)	2.84 (9)	16.30 (17)	11.28 (35)	0.13 (11)	5.90 (17)	9.76 (33)	3.18 (28)	1.13 (8)	100.00	Mg# = 52.70
89 1080 °C, 500 MPa, $\Delta QFM-0.32$, $X_{H_2O} = 0.81$, 7.75 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (15)	49.78 (30)	2.91 (8)	16.24 (21)	10.99 (47)	0.16 (9)	5.90 (16)	9.85 (20)	3.03 (23)	1.13 (7)	100.00	Mg# = 52.79
90 1080 °C, 500 MPa, $\Delta QFM-0.70$, $X_{H_2O} = 0.64$, 4.82 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (15)	50.45 (43)	2.92 (7)	16.54 (31)	10.00 (61)	0.17 (11)	6.00 (16)	9.71 (30)	3.07 (20)	1.13 (6)	100.00	Mg# = 55.01
91 1080 °C, 500 MPa, $\Delta QFM-0.88$, $X_{H_2O} = 0.40$, 2.91 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (8)	50.81 (37)	3.02 (3)	17.17 (23)	9.36 (53)	0.14 (15)	5.54 (23)	9.52 (19)	3.30 (17)	1.16 (7)	100.00	Mg# = 54.46
ol (4)	38.98 (24)	0.12 (2)	0.10 (4)	23.74 (52)	0.26 (3)	37.85 (48)	0.47 (10)	0.02 (1)	0.02 (1)	101.57	X _{Fo} = 0.74
cpx (3)	49.76 (52)	2.09 (12)	8.45 (89)	12.68 (82)	0.17 (2)	9.27 (52)	16.97 (66)	0.71 (5)	0.28 (8)	100.38	X _{Mg} = 0.57
92 1120 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+0.17$, $X_{H_2O} = 1.00$, 9.40 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (15)	49.57 (38)	2.84 (7)	16.00 (22)	11.15 (42)	0.13 (10)	5.86 (21)	9.85 (21)	3.45 (21)	1.14 (9)	100.00	Mg# = 52.83
93 1120 °C, 500 MPa, $\Delta QFM-0.23$, $X_{H_2O} = 0.81$, 6.36 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (15)	49.87 (33)	2.93 (8)	16.36 (28)	10.74 (32)	0.19 (11)	5.91 (16)	9.87 (26)	3.02 (16)	1.11 (6)	100.00	Mg# = 53.48
94 1120 °C, 500 MPa, $\Delta QFM-0.31$, $X_{H_2O} = 0.62$, 4.79 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (13)	50.61 (38)	2.95 (12)	16.27 (35)	10.29 (44)	0.18 (11)	5.94 (25)	9.67 (17)	2.91 (22)	1.18 (8)	100.00	Mg# = 54.53
95 1120 °C, 500 MPa, $\Delta QFM-0.60$, $X_{H_2O} = 0.43$, 2.21 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (15)	51.13 (29)	2.96 (10)	16.72 (20)	8.85 (30)	0.19 (11)	6.09 (18)	9.91 (30)	3.01 (29)	1.13 (10)	100.00	Mg# = 58.50
96 1000 °C, 500 MPa, $\Delta QFM\pm 0.00$, $X_{H_2O} = 1.00$, 9.18 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (10)	49.67 (39)	2.91 (5)	16.73 (32)	11.39 (29)	0.13 (11)	5.23 (15)	9.96 (30)	2.87 (22)	1.11 (6)	100.00	Mg# = 49.38
ol (2)	39.05 (2)	0.07 (1)	0.03 (2)	24.73 (15)	0.35 (1)	37.37 (47)	0.29 (4)	0.00 (4)	0.01 (1)	101.89	X _{Fo} = 0.73

Abkürzungen s. Tabelle 7a in Kapitel 6.2.; die Zahlen in Klammern in der ersten Spalte entsprechen der Anzahl an Analysen; Zahlen in Klammern in den Oxidspalten entsprechen der Standardabweichung * 100. Mg# der Glasanalysen ist definiert als $(X_{MgO}/X_{MgO}+X_{FeO}) \cdot 100$ wobei der Fe₂O₃- und FeO-Gehalt nach Kress und Carmichael (1991) berechnet wurde.

Tabelle 11b: Fortsetzung.

Phase	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	
97 960 °C, 500 MPa, ΔQFM±0.00, X _{H₂O} = 1.00, 9.32 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (10)	52.93 (47)	1.91 (8)	17.79 (28)	10.78 (46)	0.17 (12)	3.34 (16)	9.03 (23)	2.89 (21)	1.16 (9)	100.00	Mg#= 39.69
amph (5)	40.76 (44)	3.47 (8)	13.35 (30)	12.80 (63)	0.16 (4)	12.55 (68)	11.56 (18)	2.31 (3)	2.31 (4)	97.73	
ilm (3)	0.66 (60)	49.99 (51)	0.55 (17)	42.27 (74)	0.40 (6)	4.54 (8)	0.49 (14)	0.03 (7)	0.05 (1)	98.98	
98 960 °C, 500 MPa, ΔQFM-0.62, X _{H₂O} = 0.81, 6.93 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	55.65 (62)	1.48 (10)	18.11 (19)	9.88 (62)	0.20 (13)	2.38 (13)	8.67 (27)	2.40 (37)	1.22 (17)	100.00	Mg#= 32.87
amph (4)	40.13 (11)	4.00 (14)	13.61 (7)	13.89 (21)	0.14 (5)	11.13 (9)	11.60 (13)	2.46 (2)	0.71 (4)	97.66	
ilm (3)	2.16 (2)	48.31 (64)	1.12 (2)	42.28 (13)	0.45 (6)	3.85 (22)	0.74 (9)	0.18 (5)	0.08 (1)	99.17	
99 960 °C, 500 MPa, ΔQFM-0.73, X _{H₂O} = 0.62, 3.82 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (6)	57.36 (31)	1.19 (5)	17.65 (23)	9.72 (49)	0.15 (10)	1.99 (6)	7.07 (22)	3.10 (43)	1.76 (10)	100.00	Mg#= 29.31
amph (4)	40.12 (89)	5.32 (23)	12.87 (76)	16.01 (93)	0.19 (1)	10.40 (20)	10.57 (25)	2.28 (13)	0.70 (4)	98.45	
ilm (2)	7.80 (10)	44.89 (76)	3.40 (13)	39.40 (48)	0.50 (2)	3.20 (24)	1.33 (8)	0.74 (9)	0.16 (2)	101.42	
pl (2)	53.48 (14)	0.78 (12)	25.76 (47)	2.80 (24)	0.03 (0)	0.99 (42)	11.83 (3)	3.87 (16)	0.42 (3)	99.95	An ₆₁ Ab ₃₆ Or ₃
100 960 °C, 500 MPa, ΔQFM-1.17, X _{H₂O} = 0.44, 2.40 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (3)	54.39 (26)	1.48 (43)	22.78 (92)	5.39 (21)	0.10 (11)	1.68 (54)	8.95 (57)	3.84 (16)	1.38 (48)	100.00	Mg#= 38.43
ol (1)	34.15	0.88	0.59	41.99	0.54	19.42	1.71	0.13	0.06	99.47	X _{Fo} = 0.45
amph (4)	40.53 (56)	4.49 (16)	12.80 (40)	16.92 (15)	0.16 (4)	9.71 (32)	10.36 (18)	2.27 (4)	0.94 (5)	98.19	
cpx (4)	48.81 (8)	1.78 (66)	5.06 (49)	16.77 (69)	0.40 (2)	12.02 (61)	14.75 (14)	0.47 (2)	0.12 (3)	100.17	X _{Mg} = 0.56
101 1000 °C, 500 MPa, ΔQFM-0.64, X _{H₂O} = 0.32, 3.92 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	54.62 (15)	1.78(10)	17.58 (36)	10.36 (49)	0.18 (4)	2.61 (8)	6.72 (24)	3.92 (39)	2.24 (3)	100.00	Mg#= 33.91
ol (5)	35.83 (33)	0.18 (9)	0.19 (24)	38.49 (77)	0.45 (2)	24.42 (27)	0.48 (25)	0.04 (2)	0.02 (2)	100.10	X _{Fo} = 0.53
cpx (4)	48.94 (25)	2.01 (32)	5.76 (41)	13.06 (21)	0.26 (6)	11.89 (49)	17.19 (67)	0.51 (6)	0.12 (7)	99.74	X _{Mg} = 0.62
amph (5)	40.78 (85)	5.22 (22)	13.38 (36)	14.95 (84)	0.18 (4)	10.40 (65)	10.30 (30)	2.40 (17)	0.88 (11)	98.48	
ilm (1)	0.95	52.66	0.73	41.59	0.45	4.19	0.66	0.06	0.05	101.35	
pl (4)	53.48 (25)	0.36 (32)	27.80 (85)	1.47 (57)	0.04 (2)	0.29 (13)	11.77 (54)	4.16 (14)	0.43 (14)	99.82	An ₅₉ Ab ₃₈ Or ₃
102 1000 °C, 500 MPa, ΔQFM-0.73, X _{H₂O} = 0.22, 2.04 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (4)	55.31 (26)	1.66 (4)	17.73 (17)	10.16 (25)	0.19 (6)	2.44 (9)	6.00 (15)	3.74 (32)	2.75 (17)	100.00	Mg#= 32.70
ol (5)	35.66 (23)	0.23 (11)	0.20 (12)	38.91 (33)	0.51 (5)	23.95 (23)	0.47 (11)	0.04 (3)	0.03 (3)	100.00	X _{Fo} = 0.52
cpx (4)	48.97 (60)	1.91 (26)	7.69 (22)	12.98 (76)	0.23 (5)	10.53 (33)	17.03 (28)	0.90 (36)	0.19 (13)	100.44	X _{Mg} = 0.59
amph (5)	40.68 (57)	5.34 (19)	12.73 (38)	15.12 (38)	0.15 (3)	10.19 (10)	11.01 (54)	2.23 (13)	1.03 (5)	98.48	
pl (3)	54.14 (67)	0.47 (14)	25.93 (69)	2.09 (41)	0.03 (1)	0.60 (11)	10.65 (75)	4.50 (10)	0.71 (13)	99.11	An ₅₄ Ab ₄₁ Or ₅
103 1040 °C, 500 MPa, ΔQFM-1.39, X _{H₂O} = 0.31, 1.65 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	51.50 (57)	2.66 (4)	17.46 (22)	11.45 (71)	0.08 (5)	3.25 (10)	8.26 (26)	3.59 (33)	1.75 (16)	100.00	Mg#= 35.72
ol (4)	36.45 (13)	0.15 (2)	0.11 (7)	32.32 (48)	0.37 (6)	29.82 (50)	0.39 (6)	0.01 (2)	0.03 (1)	99.65	X _{Fo} = 0.62
cpx (5)	47.62 (57)	2.12 (7)	7.47 (37)	11.70 (36)	0.22 (3)	12.44 (79)	17.17 (34)	0.59 (14)	0.12 (3)	99.46	X _{Mg} = 0.67
ilm (3)	0.59 (28)	51.54 (32)	0.61 (5)	39.75 (40)	0.37 (6)	5.70 (11)	0.60 (17)	0.03 (2)	0.05 (3)	99.24	
pl (5)	54.38 (51)	0.36 (2)	26.48 (44)	1.11 (87)	0.05 (3)	0.74 (31)	12.07 (13)	3.96 (61)	0.46 (3)	99.60	An ₆₁ Ab ₃₆ Or ₃
104 1040 °C, 500 MPa, ΔQFM-1.70, X _{H₂O} = 0.22, 0.92 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (4)	51.82 (52)	2.55 (15)	17.09 (23)	11.35 (46)	0.15 (13)	3.11 (5)	8.12 (33)	3.71 (21)	2.09 (4)	100.00	Mg#= 34.69
ol (4)	36.33 (11)	0.13 (0)	0.06 (2)	34.27 (35)	0.35 (3)	28.47 (38)	0.40 (3)	0.01 (1)	0.02 (1)	100.02	X _{Fo} = 0.60
cpx (3)	47.83 (11)	2.17 (31)	6.99 (19)	11.72 (16)	0.17 (9)	12.42 (6)	17.23 (7)	0.59 (3)	0.15 (2)	99.25	X _{Mg} = 0.66
ilm (3)	0.44 (28)	50.80 (28)	1.02 (48)	39.03 (38)	0.41 (1)	5.26 (37)	1.09 (10)	0.05 (3)	0.09 (8)	98.18	
pl (5)	52.13 (32)	0.68 (12)	26.94 (77)	1.98 (41)	0.03 (1)	0.87 (57)	11.49 (36)	4.05 (22)	0.57 (11)	98.73	An ₅₉ Ab ₃₈ Or ₃

Abkürzungen s. Tabelle 11a.

Tabelle 12a: Zusammensetzungen der experimentellen Phasen von 35R2 bei $\Delta QFM+4$.

Phase	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	
108 1000 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+4.06$, $X_{H_2O} = 1.00$, 9.59 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (7)	63.68 (25)	0.60 (9)	22.73 (32)	1.08 (19)	0.11 (9)	0.34 (5)	7.40 (20)	3.88 (51)	0.18 (1)	100.00	Mg#= 55.36
mag (6)	0.22 (12)	2.66 (5)	4.82 (9)	77.43 (51)	0.44 (5)	6.71 (20)	0.35 (5)	0.02 (1)	0.01 (0)	92.66	
cpx (5)	46.96 (67)	1.35 (16)	6.75 (48)	8.29 (33)	0.14 (4)	13.32 (39)	22.89 (21)	0.40 (3)	0.01 (0)	100.11	$X_{Mg} = 0.91$
109 1000 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+3.75$, $X_{H_2O} = 0.81$, 7.74 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	64.86 (86)	0.67 (16)	22.26 (28)	1.30 (25)	0.04 (6)	0.48 (15)	6.51 (15)	3.68 (52)	0.20 (2)	100.00	Mg#= 56.93
mag (4)	0.34 (32)	3.48 (3)	6.93 (14)	75.15 (29)	0.39 (3)	6.21 (16)	0.39 (15)	0.03 (3)	0.00 (1)	92.92	
cpx (7)	46.49 (71)	1.35 (9)	8.15 (40)	8.62 (59)	0.16 (6)	12.70 (23)	22.00 (29)	0.53 (6)	0.01 (0)	100.01	$X_{Mg} = 0.87$
pl (3)	47.69 (9)	0.04 (1)	32.78 (26)	1.13 (16)	0.01 (6)	0.10 (2)	16.85 (12)	2.12 (7)	0.00 (1)	100.73	An ₈₁ Ab ₁₉ Or ₀
110 1000 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+3.22$, $X_{H_2O} = 0.61$, 3.52 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (4)	65.18 (73)	0.65 (12)	17.46 (21)	6.38 (29)	0.08 (3)	0.43 (11)	6.30 (12)	3.29 (34)	0.24 (3)	100.00	Mg#= 72.33
mag (4)	0.72 (30)	4.03 (14)	6.19 (24)	75.67 (87)	0.36 (3)	5.23 (9)	0.47 (7)	0.04 (3)	0.00 (1)	92.72	
cpx (7)	48.67 (50)	0.98 (5)	5.89 (53)	8.47 (37)	0.22 (5)	14.18 (34)	20.71 (30)	0.57 (7)	0.01 (1)	99.71	$X_{Mg} = 0.85$
pl (6)	52.33 (69)	0.18 (18)	28.33 (94)	1.46 (42)	0.04 (2)	0.73 (65)	13.22 (82)	4.12 (23)	0.03 (1)	100.46	An ₆₄ Ab ₃₆ Or ₀
ilm (4)	0.17 (12)	22.66 (24)	1.48 (8)	65.41 (87)	0.11 (3)	2.85 (5)	0.40 (4)	0.01 (3)	0.00 (1)	93.07	
111 1000 °C, 500 MPa, $X_{H_2O} = 0.41$											
mag (3)	1.85 (35)	4.46 (7)	4.45 (1)	77.53 (3)	0.33 (2)	3.30 (4)	0.83 (7)	0.27 (12)	0.02 (1)	93.05	
cpx (5)	48.48 (39)	1.00 (3)	6.08 (36)	8.63 (18)	0.22 (5)	14.02 (10)	20.61 (29)	0.58 (8)	0.01 (1)	99.62	$X_{Mg} = 0.85$
pl (4)	51.83 (45)	0.09 (3)	29.40 (9)	0.97 (7)	0.01 (5)	0.14 (10)	13.47 (31)	3.70 (36)	0.02 (1)	99.63	An ₆₇ Ab ₃₃ Or ₀
ilm (1)	1.06	21.50	2.26	66.57	0.15	2.74	1.58	0.29	0.02	96.17	
112 1040 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+4.09$, $X_{H_2O} = 1.00$, 9.67 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	52.63 (29)	1.63 (5)	16.03 (27)	8.38 (33)	0.18 (7)	6.07 (15)	12.35 (37)	2.59 (25)	0.13 (1)	100.00	Mg#= 74.49
mag (7)	0.26 (28)	1.58 (3)	4.08 (6)	78.13 (85)	0.34 (4)	8.26 (12)	0.38 (12)	0.03 (4)	0.00 (1)	93.05	
cpx (5)	49.01 (24)	0.70 (2)	4.44 (6)	7.22 (25)	0.08 (3)	14.59 (16)	23.68 (18)	0.35 (3)	0.01 (1)	100.09	$X_{Mg} = 0.96$
113 1040 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+3.58$, $X_{H_2O} = 0.80$, 5.83 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (6)	54.44 (36)	1.58 (5)	17.80 (9)	7.66 (53)	0.15 (4)	4.67 (13)	10.52 (21)	3.05 (9)	0.13 (1)	100.00	Mg#= 67.99
mag (5)	0.15 (8)	2.68 (2)	5.68 (8)	76.81 (57)	0.31 (6)	6.38 (5)	0.37 (3)	0.05 (6)	0.01 (1)	92.43	
cpx (5)	47.66 (74)	1.05 (16)	6.44 (53)	8.56 (70)	0.17 (6)	13.22 (54)	22.62 (15)	0.50 (4)	0.02 (1)	100.24	$X_{Mg} = 0.89$
114 1040 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+3.27$, $X_{H_2O} = 0.60$, 4.44 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (6)	57.47 (52)	1.63 (6)	17.74 (48)	6.55 (22)	0.12 (9)	4.07 (10)	8.48 (21)	3.74 (23)	0.19 (2)	100.00	Mg#= 66.85
mag (5)	0.57 (35)	3.50 (4)	6.61 (11)	76.19 (40)	0.36 (5)	6.40 (15)	0.44 (6)	0.04 (2)	0.00 (1)	94.11	
cpx (6)	47.77 (24)	1.21 (7)	6.84 (27)	8.78 (26)	0.23 (5)	13.49 (23)	21.44 (24)	0.61 (6)	0.01 (1)	100.37	$X_{Mg} = 0.87$
ilm (3)	0.32 (35)	20.45 (95)	1.83 (23)	67.23 (48)	0.14 (2)	3.24 (7)	0.39 (4)	0.00 (1)	0.01 (1)	93.59	
115 1040 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+2.17$, $X_{H_2O} = 0.42$, 0.62 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (3)	57.89 (37)	1.17 (8)	20.57 (22)	4.78 (20)	0.17 (12)	2.27 (62)	8.96 (18)	3.97 (15)	0.22 (2)	100.00	Mg#= 56.15
mag (3)	0.37 (29)	4.03 (4)	5.33 (5)	77.91 (65)	0.34 (5)	5.27 (7)	0.39 (15)	0.00 (3)	0.01 (1)	93.65	
cpx (6)	49.98 (28)	0.87 (9)	4.90 (41)	9.00 (13)	0.26 (7)	14.96 (44)	19.76 (18)	0.59 (3)	0.01 (1)	100.33	$X_{Mg} = 0.83$
ilm (5)	0.20 (11)	22.10 (18)	1.49 (6)	66.02 (33)	0.14 (3)	2.84 (2)	0.44 (8)	0.01 (5)	0.00 (1)	93.24	
116 1080 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+4.10$, $X_{H_2O} = 1.00$, 9.55 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (6)	51.51 (46)	1.53 (6)	14.90 (24)	9.64 (41)	0.14 (10)	6.78 (11)	12.78 (19)	2.59 (13)	0.13 (3)	100.00	Mg#= 73.73
mag (7)	0.08 (2)	1.14 (1)	3.88 (10)	77.52 (59)	0.29 (3)	8.89 (10)	0.25 (6)	0.01 (2)	0.00 (1)	92.06	
117 1080 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+3.90$, $X_{H_2O} = 0.78$, 7.58 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	52.30 (44)	1.62 (12)	16.19 (22)	8.62 (41)	0.09 (4)	6.14 (11)	12.17 (27)	2.77 (31)	0.11 (4)	100.00	Mg#= 72.95
mag (7)	0.20 (23)	1.62 (2)	5.16 (14)	77.02 (47)	0.25 (4)	7.92 (13)	0.31 (7)	0.00 (3)	0.01 (1)	92.50	
cpx (6)	47.53 (51)	0.84 (10)	6.02 (45)	8.72 (40)	0.12 (3)	13.64 (26)	22.74 (31)	0.45 (5)	0.01 (1)	100.07	$X_{Mg} = 0.93$
118 1080 °C, 500 MPa, $\Delta QFM+2.89$, $X_{H_2O} = 0.58$, 2.11 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (6)	54.29 (37)	1.66 (5)	17.62 (17)	7.85 (24)	0.14 (9)	4.83 (17)	10.20 (34)	3.27 (12)	0.13 (3)	100.00	Mg#= 64.84
mag (5)	0.13 (3)	2.45 (6)	7.31 (8)	75.77 (63)	0.29 (5)	6.87 (5)	0.30 (9)	0.03 (2)	0.00 (0)	93.13	
cpx (5)	46.30 (44)	1.14 (19)	7.70 (27)	9.56 (51)	0.18 (2)	12.82 (15)	21.94 (46)	0.56 (4)	0.01 (1)	100.20	$X_{Mg} = 0.90$

Abkürzungen s. Tabelle 7a in Kapitel 6.2.; die Zahlen in Klammern in der ersten Spalte entsprechen der Anzahl an Analysen; Zahlen in Klammern in den Oxidspalten entsprechen der Standardabweichung * 100. Mg# der Glasanalysen ist definiert als $(X_{MgO}/X_{MgO}+X_{FeO}) \cdot 100$ wobei der Fe₂O₃- und FeO-Gehalt nach Kress und Carmichael (1991) berechnet wurde.

Tabelle 12a: Fortsetzung.

Phase	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	
119 1080 °C, 500 MPa, ΔQFM+2.09, X _{H₂O} = 0.39, 1.17 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	56.66 (37)	2.05 (6)	16.59 (34)	7.65 (33)	0.22 (14)	4.32 (17)	8.50 (12)	3.82 (14)	0.20 (2)	100.00	Mg#= 59.69
mag (6)	0.14 (2)	4.10 (5)	6.23 (9)	76.04 (67)	0.30 (3)	5.97 (12)	0.30 (4)	0.02 (3)	0.00 (0)	93.09	
cpx (7)	48.46 (54)	1.09 (4)	5.90 (25)	8.85 (25)	0.23 (5)	14.06 (17)	20.69 (23)	0.59 (3)	0.01 (1)	99.89	X _{Mg} = 0.85
pl (6)	52.58 (64)	0.09 (3)	29.07 (33)	1.32 (11)	0.03 (2)	0.15 (3)	12.79 (44)	4.31 (23)	0.03 (1)	100.39	An ₆₂ Ab ₃₈ Or ₀
120 1120 °C, 500 MPa, ΔQFM+4.11, X _{H₂O} = 1.00, 9.27 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (7)	50.35 (24)	1.51 (5)	14.72 (14)	10.86 (48)	0.17 (3)	6.81 (18)	12.80 (64)	2.59 (4)	0.18 (1)	100.00	Mg#= 71.10
121 1120 °C, 500 MPa, ΔQFM+3.56, X _{H₂O} = 0.78, 6.01 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (4)	50.58 (22)	1.55 (7)	14.76 (41)	10.08 (27)	0.17 (4)	7.02 (25)	13.21 (25)	2.52 (15)	0.12 (1)	100.00	Mg#= 70.82
mag (5)	0.13 (3)	1.28 (2)	5.36 (7)	73.49 (23)	0.27 (3)	8.33 (10)	0.37 (2)	0.00 (2)	0.00 (0)	89.24	
122 1120 °C, 500 MPa, ΔQFM+3.20, X _{H₂O} = 0.60, 2.95 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (6)	50.29 (64)	1.48 (7)	14.75 (22)	11.20 (33)	0.18 (7)	6.58 (19)	12.79 (40)	2.62 (26)	0.10 (3)	100.00	Mg#= 67.49
123 1120 °C, 500 MPa, ΔQFM+2.09, X _{H₂O} = 0.36, 0.46 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (4)	51.38 (61)	1.79 (4)	16.09 (13)	11.35 (54)	0.16 (6)	5.53 (11)	10.45 (17)	3.12 (22)	0.12 (1)	100.00	Mg#= 55.67
mag (6)	0.14 (2)	3.16 (3)	8.15 (11)	76.44 (41)	0.21 (4)	6.07 (4)	0.15 (6)	0.01 (5)	0.00 (1)	94.32	
cpx (6)	47.80 (45)	0.95 (9)	6.53 (42)	9.58 (47)	0.16 (3)	13.54 (22)	20.79 (42)	0.56 (3)	0.00 (1)	99.92	X _{Mg} = 0.84
pl (8)	51.58 (48)	0.08 (2)	29.71 (51)	1.31 (13)	0.02 (2)	0.26 (22)	13.83 (54)	3.78 (28)	0.03 (1)	100.60	An ₆₇ Ab ₃₃ Or ₀
124 1160 °C, 500 MPa, ΔQFM+3.62, X _{H₂O} = 0.58, 4.22 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (7)	50.23 (27)	1.50 (4)	14.99 (14)	11.00 (12)	0.14 (6)	6.80 (13)	12.51 (21)	2.70 (17)	0.12 (2)	100.00	Mg#= 68.02
mag (1)	0.22	1.01	6.67	76.88	0.29	9.05	0.33	0.03	0.01	94.49	
125 1160 °C, 500 MPa, ΔQFM+3.29, X _{H₂O} = 0.41, 3.12 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (7)	50.13 (29)	1.51 (2)	15.12 (15)	11.04 (22)	0.18 (6)	6.79 (11)	12.42 (23)	2.71 (14)	0.10 (2)	100.00	Mg#= 66.33
mag (3)	0.12 (1)	1.30 (1)	8.20 (5)	76.37 (9)	0.26 (4)	8.96 (6)	0.37 (2)	0.02 (1)	0.00 (0)	95.59	
cpx (5)	46.76 (92)	0.66 (5)	6.79 (62)	9.49 (61)	0.11 (2)	13.21 (52)	21.86 (14)	0.54 (3)	0.01 (0)	99.41	X _{Mg} = 0.91
126 960 °C, 500 MPa, ΔQFM+4.04, X _{H₂O} = 1.00, 9.48 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (4)	63.30 (25)	0.62 (9)	15.61 (32)	4.52 (19)	0.10 (9)	5.20 (5)	7.80 (20)	2.69 (51)	0.16 (1)	100.00	Mg#= 81.89
mag (4)	0.16 (7)	10.20 (7)	1.74 (8)	74.42 (10)	0.09 (2)	2.14 (7)	0.39 (2)	0.01 (1)	0.02 (0)	89.17	
cpx (4)	45.22 (71)	1.06 (12)	8.37 (23)	8.82 (66)	0.23 (12)	12.29 (17)	22.87 (9)	0.43 (2)	0.01 (1)	99.30	X _{Mg} = 0.93
amph (5)	42.37 (20)	1.15 (4)	13.35 (8)	8.24 (43)	0.17 (3)	17.06 (29)	12.53 (8)	2.53 (4)	0.08 (1)	97.29	
127 960 °C, 500 MPa, ΔQFM+3.86, X _{H₂O} = 0.79, 7.82 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	64.87 (86)	0.57 (16)	16.02 (28)	3.82 (25)	0.04 (6)	2.54 (15)	7.89 (15)	3.71 (52)	0.56 (2)	100.00	Mg#= 76.77
mag (5)	0.83 (52)	10.36 (18)	1.86 (12)	73.75 (67)	0.11 (2)	1.95 (15)	0.64 (27)	0.01 (3)	0.00 (1)	89.51	
cpx (6)	46.16 (43)	1.02 (14)	8.24 (57)	8.72 (47)	0.25 (3)	12.79 (44)	22.12 (89)	0.63 (9)	0.02 (1)	99.95	X _{Mg} = 0.93
amph (5)	43.39 (61)	1.22 (5)	12.51 (39)	8.90 (35)	0.22 (4)	16.98 (43)	12.17 (26)	2.41 (7)	0.07 (2)	97.85	
pl (5)	50.81 (52)	0.06 (1)	29.83 (47)	1.18 (12)	0.04 (1)	0.23 (13)	14.24 (53)	3.42 (20)	0.02 (1)	99.82	An ₇₀ Ab ₃₀ Or ₀

Abkürzungen s. Tabelle 12a.

Tabelle 12b: Zusammensetzungen der experimentellen Phasen von 35R2 bei Δ QFM.

Phase	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	
128 1000 °C, 500 MPa, Δ QFM \pm 0.00, $X_{H_2O} = 1.00$, 8.83 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (8)	50.37 (33)	1.65 (4)	17.57 (9)	11.47 (24)	0.21 (6)	5.11 (8)	10.55 (28)	2.94 (18)	0.14 (3)	100.00	Mg#= 48.49
cpx (6)	51.79 (37)	0.55 (5)	2.38 (33)	7.22 (22)	0.17 (4)	15.82 (18)	22.12 (34)	0.20 (5)	0.01 (1)	100.26	X _{Mg} = 0.86
129 1000 °C, 500 MPa, Δ QFM-0.41, $X_{H_2O} = 0.79$, 6.40 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (7)	51.51 (20)	1.59 (4)	18.41 (15)	10.96 (28)	0.16 (4)	4.36 (10)	9.39 (23)	3.49 (14)	0.13 (2)	100.00	Mg#= 44.97
cpx (4)	47.81 (73)	1.12 (9)	6.51 (56)	9.70 (5)	0.19 (9)	12.68 (36)	21.58 (46)	0.44 (11)	0.01 (0)	100.05	X _{Mg} = 0.80
amph (4)	41.38 (48)	2.60 (13)	13.41 (30)	12.39 (21)	0.14 (8)	13.38 (3)	11.98 (7)	2.65 (1)	0.08 (1)	98.01	
130 1000 °C, 500 MPa, Δ QFM-0.64, $X_{H_2O} = 0.61$, 5.08 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (6)	53.33 (55)	1.63 (9)	17.83 (33)	11.34 (37)	0.20 (13)	3.19 (15)	8.77 (38)	3.51 (26)	0.18 (5)	100.00	Mg#= 36.27
cpx (5)	46.91 (86)	1.31 (5)	7.06 (78)	11.35 (54)	0.18 (2)	12.47 (21)	20.05 (14)	0.48 (4)	0.01 (1)	99.82	X _{Mg} = 0.76
amph (5)	40.63 (46)	3.71 (24)	13.64 (57)	12.89 (34)	0.11 (4)	12.50 (27)	11.05 (27)	2.65 (3)	0.07 (1)	97.25	
pl (4)	52.11 (57)	0.23 (12)	28.18 (63)	1.46 (55)	0.03 (3)	0.41 (15)	12.80 (68)	4.28 (52)	0.05 (0)	99.55	An ₆₂ Ab ₃₈ Or ₀
131 1000 °C, 500 MPa, Δ QFM-0.82, $X_{H_2O} = 0.44$, 3.45 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (5)	54.11 (45)	1.90 (8)	16.91 (39)	12.17 (32)	0.26 (13)	2.76 (6)	7.81 (16)	3.80 (29)	0.29 (3)	100.00	Mg#= 31.22
cpx (5)	48.94 (36)	1.23 (12)	5.54 (61)	13.30 (58)	0.27 (5)	12.74 (63)	17.45 (35)	0.48 (8)	0.02 (2)	99.96	X _{Mg} = 0.66
amph (4)	40.36 (23)	4.47 (27)	13.06 (23)	14.86 (30)	0.17 (7)	11.43 (4)	10.67 (30)	2.71 (6)	0.10 (2)	97.83	
pl (3)	52.40 (11)	0.56 (21)	28.28 (87)	2.04 (28)	0.10 (9)	0.81 (48)	11.47 (11)	4.20 (10)	0.08 (2)	99.93	An ₆₀ Ab ₄₀ Or ₀
ol (6)	35.56 (12)	0.09 (2)	0.14 (7)	37.75 (22)	0.41 (5)	25.22 (18)	0.51 (13)	0.02 (1)	0.01 (1)	99.71	X _{Fe} = 0.54
ilm (3)	1.17 (60)	48.63 (21)	0.61 (11)	41.67 (3)	0.37 (7)	4.26 (31)	0.89 (16)	0.06 (2)	0.01 (1)	97.67	
132 1040 °C, 500 MPa, Δ QFM \pm 0.00, $X_{H_2O} = 1.00$, 9.18 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (7)	51.03 (36)	1.62 (4)	15.67 (8)	10.77 (19)	0.08 (5)	6.06 (17)	12.07 (20)	2.58 (16)	0.12 (3)	100.00	Mg#= 54.43
cpx (6)	52.53 (38)	0.53 (5)	2.52 (25)	6.07 (25)	0.14 (5)	15.68 (4)	23.25 (34)	0.20 (8)	0.01 (1)	100.93	X _{Mg} = 0.86
133 1040 °C, 500 MPa, Δ QFM-0.45, $X_{H_2O} = 0.81$, 6.01 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (7)	50.69 (33)	1.64 (3)	17.09 (14)	10.96 (14)	0.21 (4)	5.42 (15)	10.81 (15)	3.05 (10)	0.15 (2)	100.00	Mg#= 50.34
cpx (4)	50.97 (87)	0.70 (14)	3.59 (23)	7.76 (34)	0.12 (3)	14.51 (45)	21.33 (32)	0.26 (3)	0.01 (1)	99.26	X _{Mg} = 0.79
134 1040 °C, 500 MPa, Δ QFM-0.69, $X_{H_2O} = 0.60$, 4.80 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (8)	51.15 (24)	1.64 (4)	18.01 (9)	10.77 (17)	0.14 (4)	4.56 (8)	10.19 (13)	3.40 (14)	0.14 (1)	100.00	Mg#= 46.10
cpx (5)	51.43 (50)	0.84 (26)	3.79 (76)	8.78 (28)	0.14 (2)	13.94 (87)	19.95 (15)	0.29 (5)	0.01 (1)	99.15	X _{Mg} = 0.74
135 1040 °C, 500 MPa, Δ QFM-1.31, $X_{H_2O} = 0.43$, 2.28 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (7)	51.96 (22)	2.02 (13)	17.58 (62)	11.70 (15)	0.16 (7)	3.72 (19)	9.17 (35)	3.51 (45)	0.18 (3)	100.00	Mg#= 38.34
cpx (5)	49.50 (56)	1.12 (19)	4.70 (81)	10.30 (54)	0.22 (3)	13.29 (35)	18.97 (53)	0.38 (6)	0.01 (1)	98.50	X _{Mg} = 0.71
pl (5)	52.46 (61)	0.22 (10)	28.09 (57)	1.26 (42)	0.05 (3)	0.49 (20)	12.21 (69)	4.20 (44)	0.04 (1)	99.02	An ₆₁ Ab ₃₈ Or ₀
136 1080 °C, 500 MPa, Δ QFM \pm 0.00, $X_{H_2O} = 1.00$, 9.29 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (8)	50.75 (30)	1.52 (2)	15.02 (8)	10.30 (25)	0.19 (8)	6.89 (9)	12.68 (17)	2.54 (14)	0.11 (3)	100.00	Mg#= 58.67
137 1080 °C, 500 MPa, Δ QFM-0.50, $X_{H_2O} = 0.79$, 5.63 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (8)	50.77 (26)	1.60 (3)	15.90 (15)	10.23 (30)	0.19 (5)	6.32 (11)	12.06 (27)	2.80 (20)	0.13 (2)	100.00	Mg#= 55.88
cpx (5)	51.80 (52)	0.54 (10)	2.81 (57)	6.06 (46)	0.13 (4)	14.98 (32)	22.22 (31)	0.24 (3)	0.00 (0)	98.78	X _{Mg} = 0.82
138 1080 °C, 500 MPa, Δ QFM-0.77, $X_{H_2O} = 0.60$, 4.32 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (7)	51.28 (27)	1.67 (4)	17.14 (15)	9.83 (35)	0.17 (7)	5.45 (10)	11.17 (15)	3.14 (20)	0.16 (3)	100.00	Mg#= 52.76
cpx (4)	49.63 (54)	1.03 (19)	5.21 (51)	7.67 (69)	0.13 (7)	13.66 (13)	20.66 (51)	0.36 (7)	0.01 (1)	98.35	X _{Mg} = 0.76
139 1080 °C, 500 MPa, Δ QFM-0.89, $X_{H_2O} = 0.42$, 3.16 Gew% H ₂ O in der Schmelze											
gl (7)	51.06 (29)	1.71 (3)	17.65 (14)	10.31 (29)	0.18 (6)	4.92 (8)	10.75 (19)	3.27 (12)	0.17 (2)	100.00	Mg#= 48.81
cpx (5)	50.41 (21)	0.77 (6)	4.55 (34)	7.46 (40)	0.15 (2)	13.86 (20)	21.27 (31)	0.32 (2)	0.01 (1)	98.79	X _{Mg} = 0.77

Abkürzungen s. Tabelle 7a in Kapitel 6.2.; die Zahlen in Klammern in der ersten Spalte entsprechen der Anzahl an Analysen; Zahlen in Klammern in den Oxidspalten entsprechen der Standardabweichung * 100. Mg# der Glasanalysen ist definiert als $(X_{MgO}/X_{MgO}+X_{FeO}) \cdot 100$ wobei der Fe₂O₃- und FeO-Gehalt nach Kress und Carmichael (1991) berechnet wurde.

Lebenslauf

Personalien

Name	Marcus Freise
Anschrift	Schaufelder Str. 10, 30167 Hannover
Telefon	0511 / 169 60 60 0511 / 762 48 18 (dienstlich)
e-mail	M.Freise@mineralogie.uni-hannover.de
Geburtsdatum	30.01.1975
Geburtsort	Hannover
Familienstand	ledig

Schulischer und akademischer Werdegang

1981 - 1985	Friedrich-Ebert-Grundschule, Langenhagen
1985 - 1987	Orientierungsstufe Hindenburgstrasse, Langenhagen
1987 - 1994	Gymnasium Langenhagen Abschluss: Abitur
10/1994 - 11/1999	Studium der Mineralogie an der Universität Hannover Abschluss: Diplom-Mineraloge Thema der Diplomarbeit: „Phasenbeziehungen in Phonolithen aus „Large Igneous Provinces“ am Beispiel des Kerguelen Plateaus (eine experimentelle Untersuchung)
seit 12/1999	Durchführung der Promotion und Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Mineralogie der Universität Hannover