



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

Geochemische Untersuchungen an südpatagonischen
Plateaubasalten der Santa-Cruz-Region

verfasst von

Harald Pimminger

angestrebter akademischer Grad

Magister der Naturwissenschaften (Mag.rer.nat.)

Wien, 2013

Studienkennzahl lt. Studienblatt:

A 057 426

Studienrichtung lt. Studienblatt:

Individuelles Diplomstudium UniStG Erdwissenschaften

Betreut von:

Ao.Univ.-Prof. Dr. Theodoros Ntaflos

Inhaltsverzeichnis

1	Danksagung	5
2	Abstract.....	6
3	Kurzzusammenfassung.....	7
4	Einleitung.....	8
4.1	Basaltmuttergestein	8
4.2	Basaltentstehung	9
4.2.1	nach dem p,T-Aufschmelzregime	9
4.3	Basaltentstehung nach dem tektonischen setting.....	10
4.4	Mineralogische Charakteristik von Basalttypen.....	11
5	Geographie.....	12
5.1	Allgemeine Geographie Patagoniens.....	12
5.2	Satellitenansicht von Santa Cruz, Patagonien	13
5.3	Probenlokalitäten.....	15
6	Geologie.....	16
6.1	Geologische Geschichte von Patagonien.....	16
6.2	Magmatische Geschichte von Patagonien	19
6.3	Geologisch-tektonisches setting.....	21
7	Analytische Methoden.....	24
7.1	Probenvorbereitung	24
7.1.1	Herstellung von Gesteinspulver	24
7.1.2	Trocknen und Glühen der Proben	24
7.1.3	Probenvorbereitung für die RFA: Preß- und Schmelzpillen.....	26
7.1.4	Probenvorbereitung für ICP-MS	27
7.2	Analyseninstrumente.....	29
7.2.1	Optische Durchlichtmikroskopie.....	29
7.2.2	Röntgen Fluoreszenz Spectroskopie (RFA).....	29
7.2.3	Elektronenstrahlmikrosonde.....	29
7.2.4	ICP-MS (Inductively coupled Plasma - Massspectrometer).....	30
8	Petrographie	31
8.1	Makroskopische Beschreibung nach Gruppen	31
8.1.1	Gruppe 2, makroskopische Beschreibung.....	31
8.1.2	Gruppe 4, makroskopische Beschreibung.....	32
8.1.3	Gruppe 6, makroskopische Beschreibung.....	33
8.1.4	Gruppe 8, makroskopische Beschreibung.....	34
8.1.5	Gruppe 13, makroskopische Beschreibung.....	35
8.1.6	Gruppe 14, makroskopische Beschreibung.....	36
8.1.7	Gruppe 16, makroskopische Beschreibung.....	37

8.1.8	Gruppe 18, makroskopische Beschreibung	38
8.2	Durchlichtmikroskopie von Dünnschliffen	38
8.2.1	GG-1, Gruppe 2, Basaltischer Andesit	39
8.2.2	GG-2, Gruppe 2, Basaltischer Andesit	41
8.2.3	GG-6, Gruppe 4, Basaltischer Andesit	42
8.2.4	GG-7, Gruppe 13, Trachybasalt	43
8.2.5	GG-14, Gruppe 8, Trachybasalt	44
8.2.6	GG-19, Gruppe 14, Trachybasalt	45
8.2.7	GG-25, Gruppe 14, Trachybasalt	46
8.2.8	GG-29, Gruppe 13, Trachybasalt	47
8.2.9	GG-31, Gruppe 13, Trachybasalt	48
8.2.10	GG-33, Gruppe 13, Trachybasalt	49
8.2.11	GG-38, Basalt	50
8.2.12	GG-42, Gruppe 18, Basanit	51
8.2.13	GG-47, Gruppe 18, Basanit	53
8.2.14	GG-49, Gruppe 2, Basaltischer Andesit	54
8.2.15	GG-50, Gruppe 13, Trachybasalt	55
8.2.16	GG-51, Gruppe 2, basaltischer Andesit	56
9	Mineralchemie	57
9.1	Olivin	58
9.1.1	Olivin in GG-2, Gruppe 2, Basaltischer Andesit	60
9.1.2	Olivin in GG-28, GG-35 und GG-39	62
9.1.3	Olivin in GG-45 und GG-48	64
9.1.4	Olivin in GG-42, Gruppe 18, Basanit	65
9.2	Klinopyroxen	87
9.2.1	Klinopyroxen, Punktanalysen	87
9.2.2	Klinopyroxen in GG-42, Basanit, Linienanalyse	93
9.3	Orthopyroxen	97
9.4	Spinell	98
9.5	Titanomagnetit	101
9.6	Ilmenit	104
9.7	Plagioklas, Kalifeldspat und Foid	106
10	Gesamtgesteinschemie	109
10.1	Hauptelemente	109
10.2	Spurenelemente	118
10.2.1	Kompatible Spurenelemente	118
10.2.2	Inkompatible Spurenelemente	119
11	Isotope	125
11.1	Das Rb-Sr-Isotopensystem	126
11.2	Das Sm-Nd-Isotopensystem	126
12	Diskussion	130
13	Conclusio	142

14	Abbildungsverzeichnis	143
15	Tabellenverzeichnis	147
16	Literaturverzeichnis	149
17	Lebenslauf	154

1 Danksagung

*The wilderness has a mysterious tongue,
which teaches awful doubt."*

Zitat von Charles Darwin am Abend des 23. Dez. 1833 in Port Desire, Patagonien
auf die Frage nach der Zeitdauer der Existenz der patagonischen Ebene
aus Shelley (*Lines on Mt. Blanc*)

Am meisten zu Dank verpflichtet bin ich meinem „workaholischen“ Betreuer Prof. Theo Ntaflos, der alle erdenklichen Probleme irgendwie zu lösen vermag und unermüdlich für seine Studenten da ist, und das bis zu 25 Stunden am Tag und sogar mit meiner „Abundanz an Absenz“ klargekommen ist.

Grosser Dank gebührt auf jeden Fall Petra Körner, die sich so schnell, sauber und gründlich mit den Aufschlüssen meiner Proben befasst hat und immer gute Laune verbreitet hat.

Nicht vergessen wird auch Mag. Peter Nagl, der mir die RFA-Pillenherstellung nahegebracht hat und diese zerbrechlichen Artefakte dann behutsam mit Röntgenstrahlen bombardiert hat.

Danken möchte ich auch den Laboranten, die in meist endlichen Zeiträumen Dünnschliffe für mich hergestellt haben.

Zu grossem Dank verpflichtet bin ich auch meiner Partnerin, die mich bei der Probenaufbereitung so tatkräftig unterstützt hat.

Letztlich schulde ich auch meinen Eltern grossen Dank für die Unterstützung in finanziellen sowie bürokratischen Angelegenheiten.

*Wer sich Steine zurechtlegen kann, über die er stolpert, hat Erfolg in den Naturwissenschaften
(Erwin Chargaff)*

2 Abstract

The **sampling area** is situated near Gobernador Gregores, a village in the Meseta de la Muerte in the patagonian Province of Santa Cruz (approx. S 48°, E 71,5°). Nearly 50 samples were collected along a 100 km-profile from SW (Lago Cardiel) to NE.

North of Gobernador Gregores extends the mainly tholeiitic main-plateau, a lava-plateau of huge dimension, whereas outcrops of smaller volumes are characterized by alkalibasaltic composition.

The **rocktypes** found in this suite are basanites, basalts, hawaiites (trachybasalts), mugearites (basaltic trachyandesites) and basaltic andesites.

The **main mineralogical** components are plagioclase, olivine and clinopyroxene, partly orthopyroxene. Accessorial minerals are magnetite, titanomagnetite, ilmenite, quartz, calcite as cavity-fillings (maybe even zeolithe). Small phosphor-contents (<1%) indicate the presence of apatite. In olivine crystals we found spinel inclusions as well as two-phase-inclusions..

The olivines are often zoned and the forsterite-content ranges from 46%wt.(rim) to 68%wt.(core) in trachybasalt, from 51%wt.(rim) to 82%wt.(core) in basalt and from 67%wt.(rim) to 83%wt.(core) in basanite.

In basanite we also found reversely zoned olivines with forsterite from 80%wt.(rim) to 74%wt.(core).

The prevailing **textures** can be called intersertal-intergranular, (sub)trachytic, serialgrained to porphyric and (sub)ophitic.

Main element-compositions (in %wt of the average compositions and relations of them):

SiO₂ ranges between 44 and 55%, MgO between 3 and 12%, the FeO/MgO-relation between 0,8 and 3,2, CaO between 5,7 and 9,7% and Al₂O₃ between 14,4 and 17,7%.

From basalt to trachybasalt to basaltic trachyandesite the MgO values decrease from 11,2% to 3,3% and CaO from 8,6% to 6,1% (with a small increase at trachybasalt to 8,9%), whereas the FeO/MgO-relation increases from 0,8 up to 3,2. The same holds for Al₂O₃ from 14,9 to 17,5%.

The indicated fractionation-trend is also confirmed by

trace element patterns: the La/Yb-relation remains more or less constant over the wide span from basanite to trachyandesite (La/Yb ≈ 22), the incompatible REE increase in this trend (La from 35 ppm in basalt to 58 ppm in basaltic trachyandesite), the same is true for the other incompatible trace elements like the LIL-elements (Ba, Sr).

In the field of basaltic andesite the alkalies are low as well as the contents of all incompatible trace elements (for example La 11-17 ppm and LIL-elements), which is coincident with higher melting rates..

The partly highly enriched incompatible trace elements can be explained in the whole by a small degree of partial melting of the source rock. On Basalt and the subalcalic samples we recorded a slightly negative Nb-anomaly as well as a positive Sr-anomaly.

The pattern of the compatible and incompatible trace elements shows clearly an **OIB** (ocean island basalt) signature which is quite typical for intraplate volcanics and is attributed to plume-activity by some authors.

3 Kurzzusammenfassung

Das **Probengebiet** befindet sich in der Nähe von Gobernador Gregores, einer Stadt in der Meseta de la Muerte in der patagonischen Provinz Santa Cruz (ca. S 48°, E 71,5°). Die ca. 50 Proben wurden entlang eines ca. 100 km langen, von SW (Lago Cardiel) bis NO verlaufenden Profils gesammelt.

Nördlich von Gobernador Gregores befindet sich das vorwiegend tholeiitische main-plateau mit großer Mächtigkeit, Vorkommen mit geringeren Volumina sind von eher alkalibasaltischer Zusammensetzung. Bei den vorgefundenen **Gesteinstypen** handelt es sich um Basanite, Basalte, Hawaiiite (Trachybasalte), Mugearite (basaltische Trachyandesite) und basaltische Andesite.

Die **mineralogischen** Hauptkomponenten sind Plagioklas, Olivin und Klinopyroxen, teilweise Orthopyroxen. An Akzessorien gibt es Magnetit, Titanomagnetit, Ilmenit, Quarz, Calcit in Hohlraumfüllungen (ev. auch Zeolith). Geringe P-Gehalte (<1%) sprechen auch für die Anwesenheit von Apatit. In Olivinkristallen wurden Spinelleinschlüsse sowie Zweiphaseneinschlüsse gefunden. Die Olivine sind häufig zoniert mit Forsteritgehalten von 46%wt.(rim) bis 68%wt.(core) in Trachybasalt, 51%wt.(rim) bis 82%wt.(core) in Basalt, 67%wt.(rim) bis 83%wt.(core) in Basanit. In Basanit wurden auch umgekehrt zonierte Olivine mit Forsteritgehalten von 80%wt.(rim) bis 74%wt.(core) gefunden.

Die **Texturen** sind intersertal-intergranular, (sub)trachytisch, serialkörnig bis porphyrisch sowie (sub)ophitisch.

Hauptelement-Zusammensetzungen (alle Angaben in Gew.% der Mittelwerte und Verhältnissen davon): SiO₂ bewegt sich zwischen 44 und 55%, MgO zwischen 3 und 12%, das Verhältnis FeO/MgO rangiert von 0,8 bis 3,2, CaO von 5,7 bis 9,7% und Al₂O₃ von 14,4-17,7%.

Von Basalt über Trachybasalt bis hin zu basaltischem Trachyandesit sinken MgO von 11,2% bis 3,3% und CaO von 8,6% bis 6,1% (mit leichtem Anstieg bei Trachybasalt auf 8,9%), während das Verhältnis FeO/MgO von 0,8 bis 3,2 steigt. Ebenso steigt auch der Al₂O₃-Gehalt von 14,9 auf 17,5.

Der dadurch angedeutete zunehmende Fraktionierungstrend wird auch durch die

Spurenelemente bestätigt: Das La/Yb-Verhältnis bleibt von Basanit bis Trachyandesit weitgehend gleich (La/Yb ≈ 22), was für Fraktionierung spricht, während der Gehalt der inkompatiblen REE ansteigt (La von 35 ppm in Basalt bis 58 ppm in basaltischem Trachyandesit) ebenso wie der Gehalt der LIL-Elemente (Ba, Sr).

Im Feld der basaltischen Andesite hingegen ist nicht nur der Alkaligehalt gering, sondern auch der Gehalt sämtlicher inkompatibler Spurenelemente (z.B. La 11-17 ppm und LIL-Elemente), was auf höhere Aufschmelzraten hinweist.

Die teilweise sehr hohen Gehalte an inkompatiblen Spurenelementen sprechen für sehr geringe Aufschmelzraten. An Basalt und den subalkalischen Proben sind eine leicht negative Nb-Anomalie sowie eine positive Sr-Anomalie festzustellen.

Das Muster der kompatiblen und inkompatiblen Spurenelemente zeigt deutlich, daß es sich bei den Proben um **OIB** (ocean island basalt) handelt, was für Intraplattenbasalte typisch ist und von manchen Autoren als plume-Aktivität charakterisiert wird.

4 Einleitung

4.1 Basaltmuttergestein

Alle Basalte entstehen durch teilweise Aufschmelzung von Mantelperidotit.

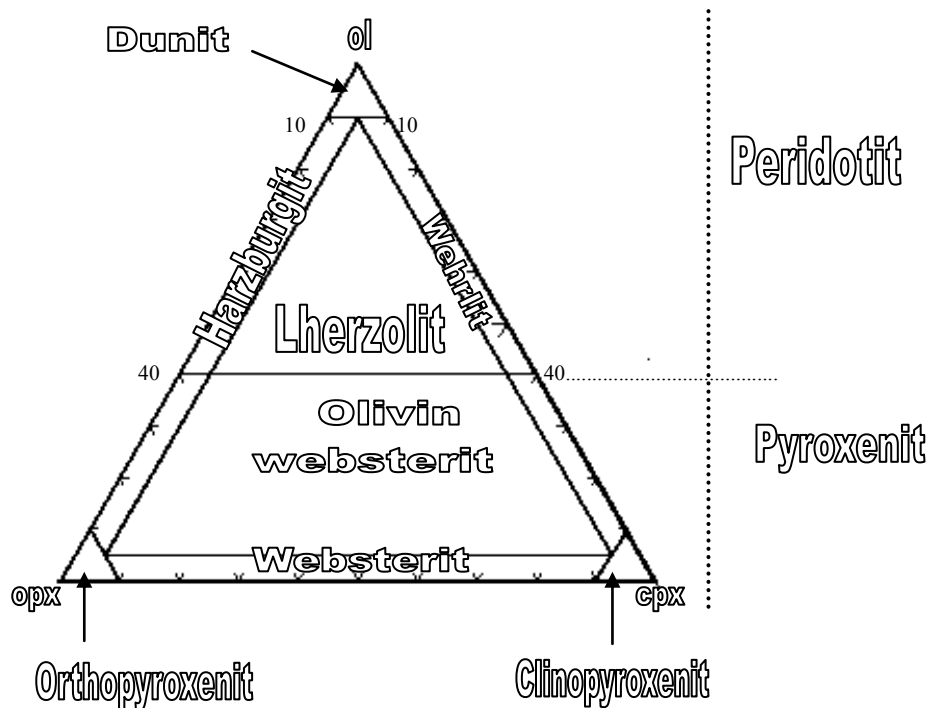


Abb.4.1 Benennung der Ultramafitite nach IUGS, Streckeisen, 1976

Durch partielle Aufschmelzung von Peridotit im oberen Erdmantel entstehen basaltische Schmelzen. Als Gründe der Aufschmelzung kommen prinzipiell Temperaturerhöhung (plumeinduziert), Druckentlastung (Frakturen, Extension, Aufstieg) oder Zufuhr von Volatilen (hauptsächlich H_2O , typischerweise aus subduzierten ozeanischen Platten) in Frage. Wie das Nomenklatur-Dreieck zeigt, enthält Peridotit mehr als 40 Vol% Olivin. Lherzolit enthält 40-90% Olivin (ol), 5-55 Vol% Klinopyroxen (cpx) sowie 5-55 Vol% Orthopyroxen (opx). Peridotit enthält aber auch **Al**-reiche Minerale. Deren Stabilität ist druckabhängig:

Plagioklas-Lherzolit: bis **50km** Tiefe

Spinell-Lherzolit: **50 - 80 km** Tiefe

Granat-Lherzolit: **80 - 400 km** Tiefe

4.2 Basaltentstehung

4.2.1 nach dem p,T-Aufschmelzregime

Die nebenstehende Abbildung (Abb.4.2.1) zeigt die Zusammensetzung von Schmelzen, die durch partielle Aufschmelzung von Pyrolit (Modellhafter Peridotit) entstehen (nach Jaques & Green, 1980). Die geraden gestrichelten Linien geben die prozentual gebildete Schmelze wieder, die parabelförmigen gestrichelten Linien den prozentualen Olivinegehalt der Schmelze. **Alkalibasalt** entsteht durch weniger als 20%ige Aufschmelzung von Lherzolit bei Temperaturen zwischen 1200 und 1450 °C und Drücken, die ca. zwischen 1 und 2,5 Gpa liegen, was einem Tiefenbereich von 30 bis 75 km entspricht. Die Schmelze enthält mehr als ca. 17 Gew.% normativen Olivin.

Tholeiit wird im Allgemeinen bei eher höheren Aufschmelzgraden und unter geringeren Drücken produziert.

Quarztholeiit entsteht bei Drücken unter 0,5 Gpa (ca.15 km) und Temperaturen bis 1300°C bei Aufschmelzgraden bis 35%. Der Gehalt an normativem Olivin beträgt bis zu 10 Gew.%.

Olivintholeiit wird bei Drücken von 1 - 1,5 Gpa (ca.30-45 km) und Temperaturen von 1300 - 1500 °C bei Aufschmelzgraden bis 40% gebildet. Olivintholeiit enthält 15-20 Gew.% normativen Olivin.

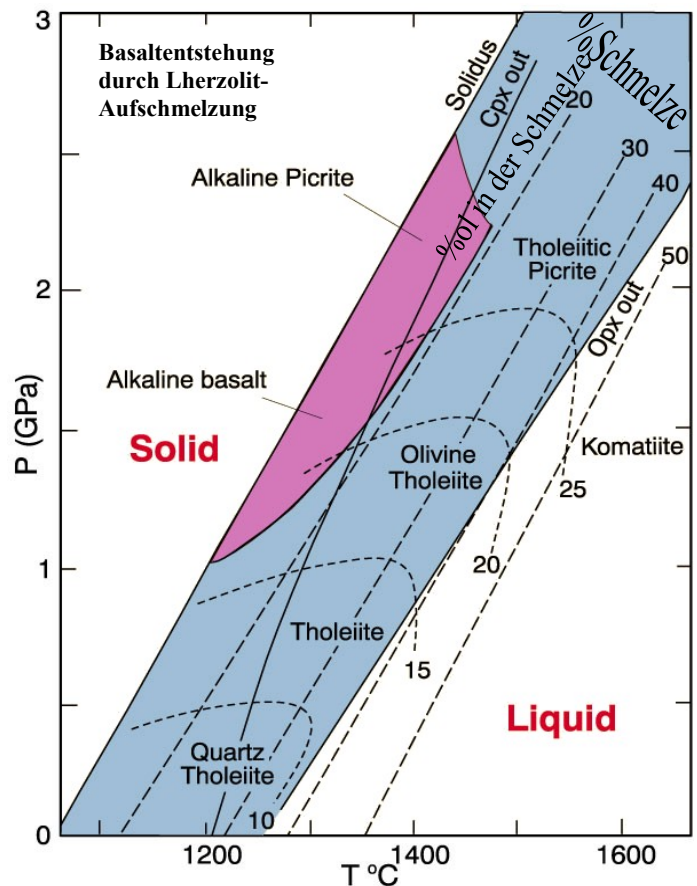


Abb. 4.2.1 Basaltbildung aus fertilem Lherzolit
(nach Jaques & Green, 1980)

Steigt Magma zur Erdoberfläche auf, so ändert sich seine Zusammensetzung infolge von Differenzierungsprozessen (z.B. fraktionierte Kristallisation, *filterpressing* oder Assimilation von Umgebungsgestein).

4.3 Basaltentstehung nach dem tektonischen setting

Basalte werden nach den unterschiedlichen Orten ihrer Entstehung eingeteilt:

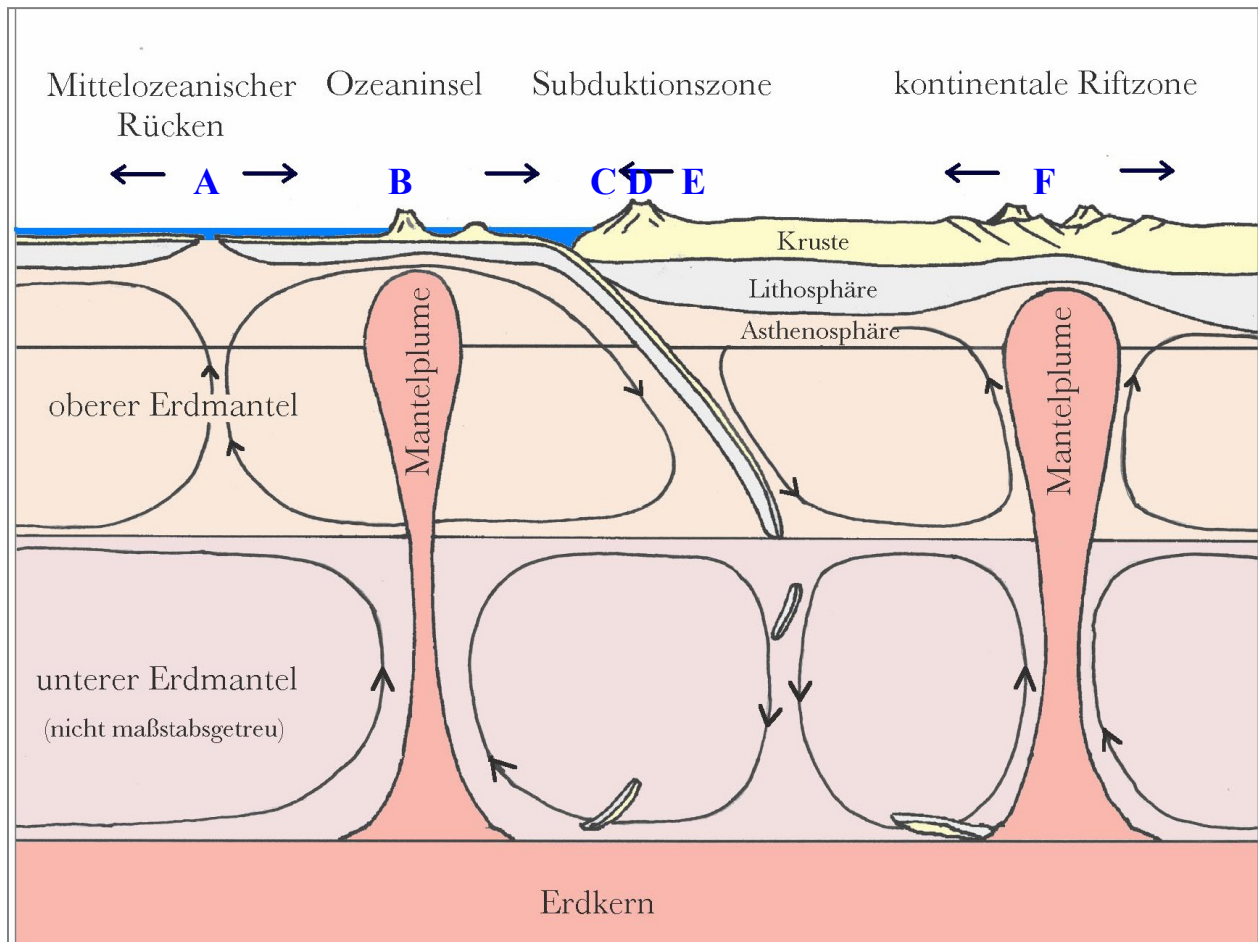


Abb. 4.2.2. Entstehungsbereiche der unterschiedlichen Basalte (nach C.Jung, 2003)

A: MORB (mid ocean ridge basalt): Basalt der mittelozeanischen Rücken, der zwischen divergierenden Plattenrändern aufsteigt. Entammt dem oberen Mantel und ist gegenüber OIB-Vulkaniten stark verarmt an inkompatiblen Elementen, die infolge der Krustensegregation in hohem Maß aus dem oberen Mantel entfernt wurden.

B: OIB (ocean island basalt): Häufig plumeinduziert. An Hotspots in ozeanischen Platten („within plate“-Basalte). Angereichert an inkompatiblen Elementen.

C: fore-arc Basalt: Am Beginn der Subduktion, MORB-Signatur.

D: arc-Basalte: An konvergierenden Plattenrändern (Subduktionszonen). Typischerweise andesitisch.

E: back-arc-Basalte: noch subduktionsbeeinflusst.

F: Intraplatten-Basalte und Riftbasalte: Plumeinduzierte Basalte innerhalb von kontinentalen Platten. Haben ebenfalls OIB-Charakteristik.

Weiters sind noch Plateaubasalte und Flutbasalte zu nennen. Plateaubasalte können OIB- oder tholeiitische Zusammensetzung haben. Flutbasalte sind aufgrund ihrer großen Volumina von gleichförmiger tholeiitischer Zusammensetzung. Plumes sind aus großen Tiefen (Kern-Mantelgrenze oder aus der 660km-Diskontinuität) aufsteigende Magmagebilde.

4.4 Mineralogische Charakteristik von Basalttypen

Mineralogische Charakteristik von Basalttypen:

♦ **Tholeiit** ist ein subalkalischer Basalt, der in der Matrix hauptsächlich Pyroxen (opx und cpx) sowie Ca-reichen Plagioklas (mit $an > 50$) enthält. Tholeiitische Basalte bilden den größten Teil der ozeanischen Kruste und des MORB und sind die häufigsten Gesteine der Erdkruste.

Quarz-Tholeiit: Einsprenglinge: Plagioklas (Labradorit bis Bytownit), Augit, Hypersthen, Pigeonit, kein Olivin (außer im Ungleichgewicht, dann mit Reaktionsrändern von Hypersthen). Eventuell interstitieller Quarz.
Differentiation Richtung Rhyolit.

Olivin-Tholeiit (Transitional basalt):

Einsprenglinge: Plagioklas (Labradorit bis Anorthit), Ti-Augit, Hypersthen (in de Norm), Olivin (mit Reaktion zwischen Olivin und Schmelze), interstitiellen Alkalifeldspat. Differentiation Richtung Trachyt.

♦ Alkalibasalt:

Einsprenglinge: Plagioklas (Andesin bis Bytownit), Ti-Augit, kein Hypersthen od. Pigeonit, zonierter GGW-Olivin, interstitieller Alkalifeldspat, Nephelin od. Titanomagnetit
Ist ein Basalt, der einen erhöhten Alkaligehalt aufweist. Auch der Gehalt an Spurenelementen ist erhöht, was auf eine angereicherte Quelle und geringe Schmelzraten hinweist. Alkalibasalte treten in geringeren Mengen auf und bilden entweder Prä- oder Postplateau-Basalte. Differentiation entweder Richtung Trachyt oder Phonolith (Hochalkalibasalt).

♦ **Basanit:** Ein Vulkanit mit hohem Magnesium- und Alkaligehalt.

Die Vorsilbe Trachy- charakterisiert Vulkanite, die in der Hauptchemie ihren subalkalischen Pendanten entsprechen, jedoch einen erhöhten Alkalienggehalt (und allgemein einen höheren Gehalt an inkompatiblen Elementen) aufweisen:

♦ Trachybasalt (Hawaiiit)

♦ Basaltischer Trachyandesit (Mugearit)

Die Zusammensetzung der primär erzeugten Schmelze hängt vom Druck ab
(nach O'Hara, 1965; Elthon & Scarfe, 1984)
(1 kbar = 0,1 GPa):

Sehr geringer Druck	< 5 kbar	Quarztholeiit
Geringer Druck	5 - 8 kbar	Feldspat-Olivin-Tholeiit
Moderater Druck	> 8 kbar	Alkali(olivin)basalt
Mittlerer Druck	< 20 kbar	Olivinreicher Alkalibasalt
Hochdruck	> 20 kbar	Olivinreicher tholeiitischer Basalt

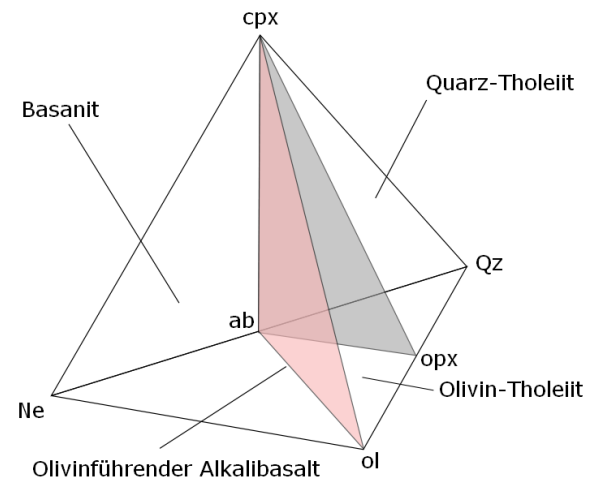


Abb.4.2.3. Basalttetraeder nach Yoder & Tilley, 1962

5 Geographie

5.1 Allgemeine Geographie Patagoniens

Einteilung und Lage

Patagonien, wo sich das Probengebiet von Gobernador Gregores befindet, erstreckt sich im Süden Südamerikas von der Atlantik-Küste im Osten bis zur chilenischen Pazifik-Küste und wird im Norden von den Flüssen Río Colorado in Argentinien und Bío-Bío in Chile sowie südlich von der Magellanstraße begrenzt. Durch die Anden wird Patagonien in Ost- und Westpatagonien geteilt.

Westpatagonien gehört überwiegend zu **Chile**, und **Ostpatagonien** größtenteils zu **Argentinien**. Oft wird auch das südlich der Magellanstraße gelegene Feuerland zu Patagonien gerechnet. Der **argentinische** Teil Patagoniens mit einer Fläche von **765.720 km²** besteht aus vier Provinzen:

- Neuquén
- Río Negro
- Chubut
- **Santa Cruz**

In der Mitte von Santa Cruz liegt das Probengebiet der Basalte von Gobernador Gregores.



Abb. 5.1 Karte von Patagonien

Quelle: patagonia.comuf.com

5.2 Satellitenansicht von Santa Cruz, Patagonien



Abb. 5.2.1: Satellitenbild der Provinz Santa Cruz, Patagonien , Quelle: Google™ Earth

Etwa im Zentrum der Provinz Santa Cruz befindet sich der Ort Gobernador Gregores. Unser Probengebiet reicht vom Lago Cardiel westlich von Gobernador Gregores bis zur Estancia 1°d'Abril östlich davon. Die großen Gletscherseen werden vom andinen Inlandseisgebiet *Hielo continental de Patagonia* gespeist.

Der Rio Santa Cruz, vom Lago Argentino im Westen kommend, mündet in den gleichen Golf, in den auch der aus Norden kommende Rio Chico mündet, an dem Gobernador Gregores liegt. Das Schwemmland ist in das Basaltplateau der Meseta de la Muerte eingebettet.



Abb.5.2.2: Satellitenbild von Gobernador Gregores ,Quelle: Google™ Earth

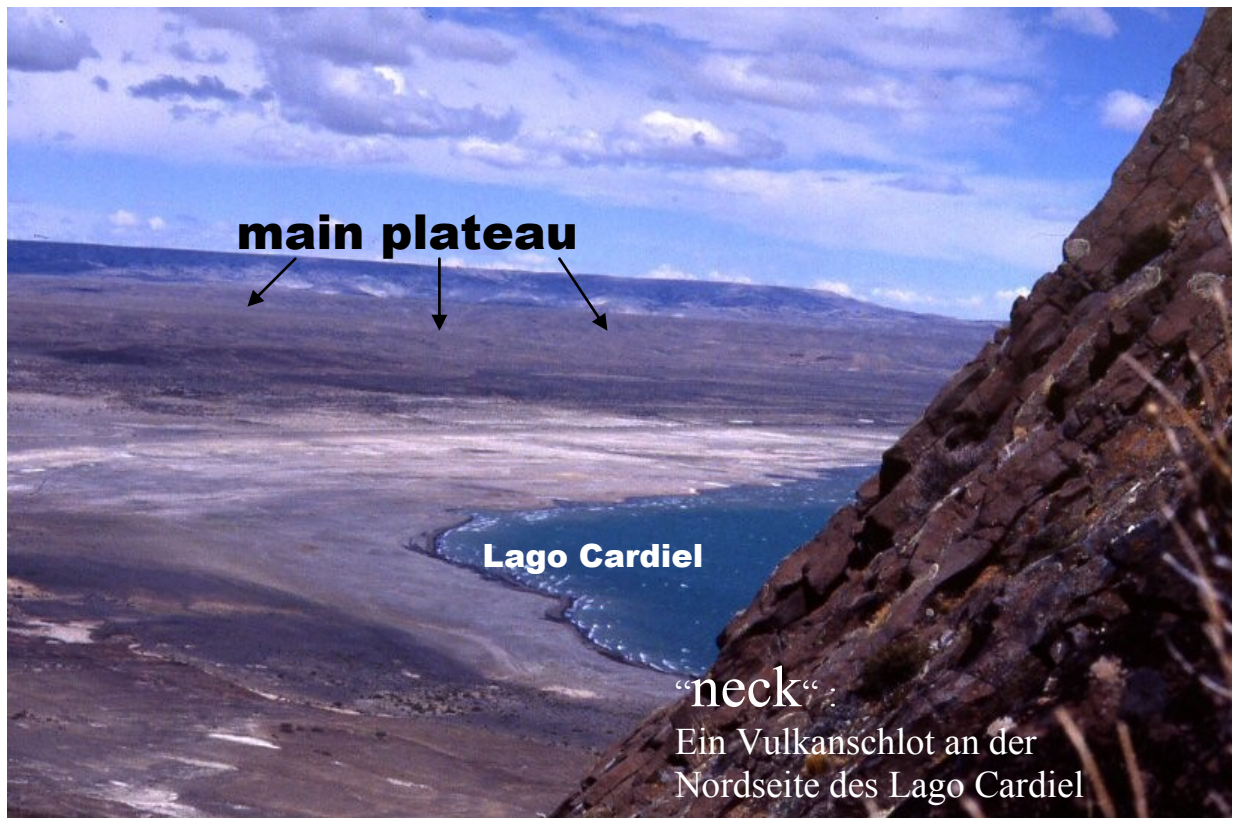


Abb. 5.2.3: Lago Cardiel und „neck“, Foto von Prof. Ntaflos

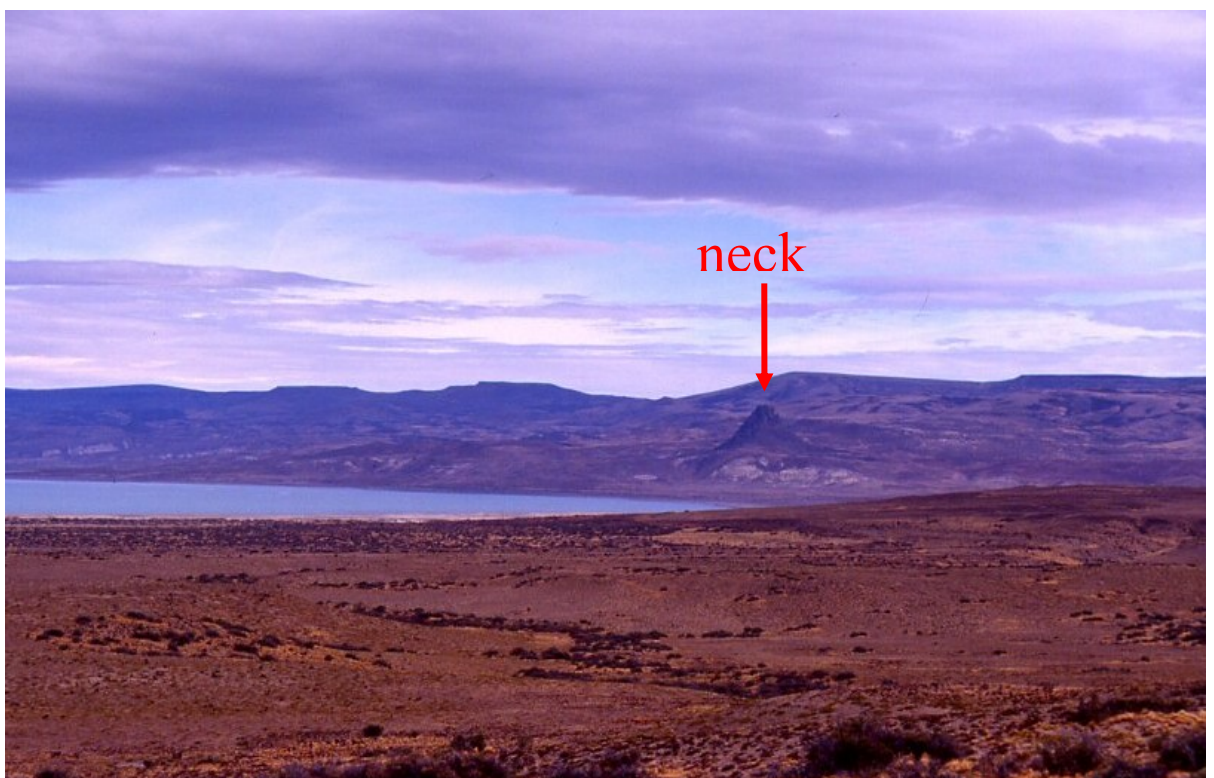


Abb. 5.2.4: Lago Cardiel und „neck“, Foto von Prof. Ntaflos

5.3 Probenlokalitäten

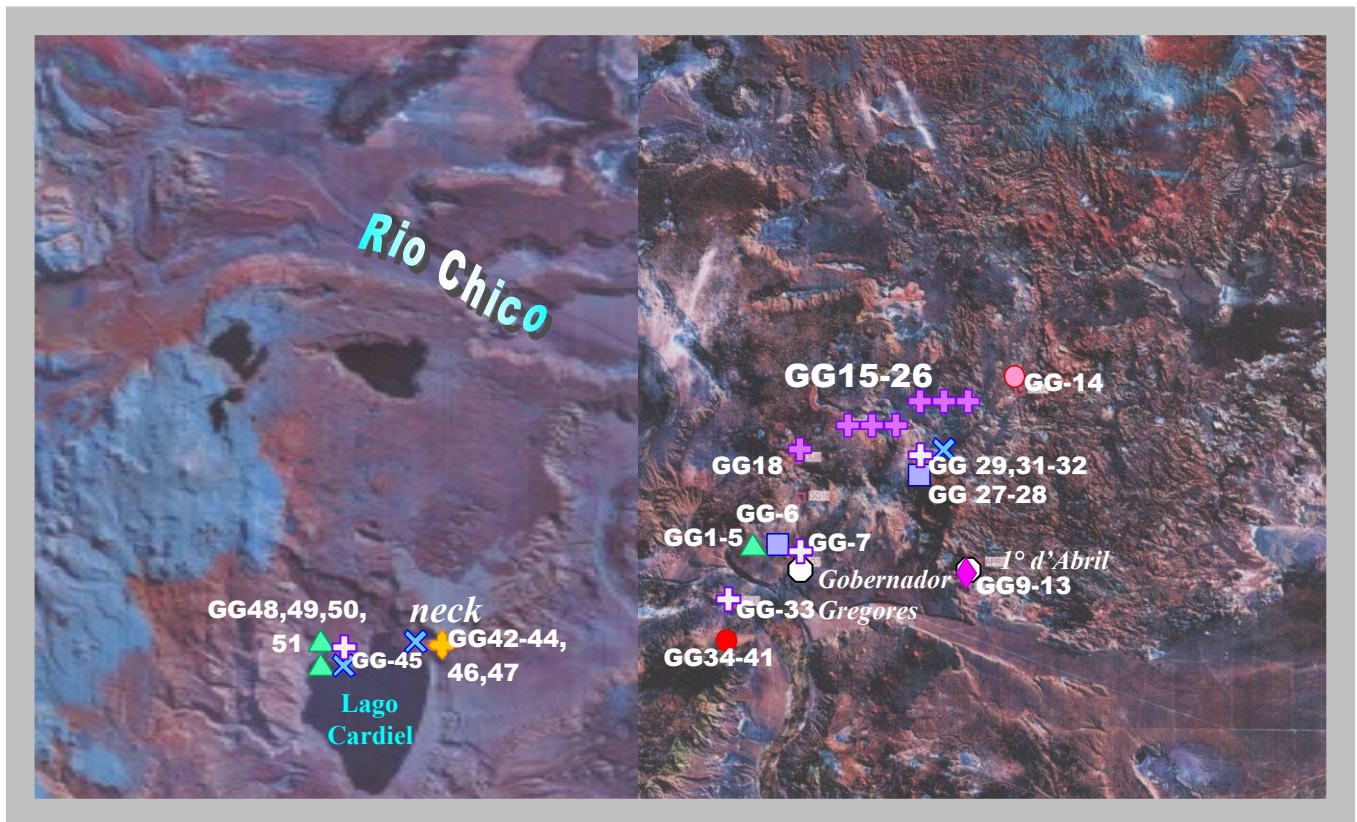


Abb. 5.3 Satellitenbild und Probenlokalitäten der GG-Proben

Geographische Verteilung der Proben:

▲	Gruppe 2	GG-1-5, 49,51	Basaltischer Andesit
■	Gruppe 4	GG-6, 27-28	Basaltischer Andesit
◆	Gruppe 6	GG-9-13	Basaltischer Trachy-Andesit
●	Gruppe 8	GG-34-41, ● GG-14	Basalt
+	Gruppe 13	GG-7, 29,31,33,50	Trachy-Basalt
+	Gruppe 14	GG-15-26	Trachy-Basalt
×	Gruppe 16	GG-32,45,48	Trachy-Basalt
◆	Gruppe 18	GG-42-44, 46,47	Trachy-Basalt

Gruppen mit geochemischer Ähnlichkeit (REE-Verteilung) erstrecken sich eher in Profilrichtung (SW-NE) als quer dazu. GG-14 befindet sich geografisch weit nordöstlich vom Rest der Gruppe 8, was sich in deutlich unterschiedlicher Hauptchemie ausdrückt.

Auch die Gruppe 16 ist sehr weit in SW-NE-Richtung verteilt und bezüglich der Hauptchemie sehr uneinheitlich. Basanite treten nur am neck im Nordosten des Lago Cardiel auf. Nach Labudia, Ntaflos und Bjerg, 2002 treten tholeiitische Basalte aus dem Paläozän-Eozän ebenfalls nur am Lago Cardiel auf. In Gobernador Gregores treten basaltische Andesite zu Tage. Bei der Estancia 1° de Abril findet man pliozäne bis pleistozäne Trachybasalte und basaltische Trachyandesite.

6 Geologie

6.1 Geologische Geschichte von Patagonien

(nach Ramos, 2008 und Pankhurst et al., 2006)

Durch große Unterschiede zwischen Patagonien und dem restlichen Südamerika hinsichtlich Topografie, Flora, Fauna und Fossilfunden wurde Patagonien schon früh Objekt geologischer Entstehungs- bzw. Herkunftshypothesen. Perito Francisco P. Moreno (nach dem der Moreno-Gletscher benannt ist) hat bereits 1882 eine Ähnlichkeit patagonischer Landschaften und Gesteine mit der antarktischen Halbinsel, Australien und Neuseeland und Verschiedenheit zum Rest von Südamerika festgestellt (Moreno, 1882). Burckhardt (1902) hat die Hypothese eines Kontinents „Pazifika“ ins Leben gerufen. Inspiriert von der Kontinentaldrift-Theorie haben Keidel (1925) und Windhausen (1931) Patagonien als eigenen Kontinent postuliert, der sich zur Kreidezeit oder später an den Rest von Gondwana angelagert habe; Annahmen, die freilich zu dieser Zeit noch einer wissenschaftlich fundierten Basis entbehrten. In den 1980er Jahren erhielt die These von der Eigenständigkeit Patagoniens neue Nahrung durch sedimentologische und paläomagnetische Studien (Martínez, 1980; Valencio & Vilas, 1985)

Von Ramos (Ramos, 1984 und 1986) wurde vorgeschlagen, dass im Karbon entlang der Río Colorado-Zone die **Akkretion** eines allochthonen **patagonischen Terrans** an den südamerikanischen Kraton des Gondwana-Superkontinents stattgefunden habe. Eine nach Südwesten gerichtete **Subduktion** unter das nordpatagonische Massiv soll dabei den vorher dazwischen liegenden Ozean geschlossen haben. Diese Idee wurde vom gleichen Autor (Ramos, 2002 und 2004) später noch dahingehend modifiziert, dass eine **frühpaläozoische Kollision mit dem Deseado-Massiv** aufgrund einer südwärtsgerichteten Subduktion dem Akkretionsereignis mit dem südamerikanischen Kraton vorausgegangen ist. Durchdringende Deformationen aus dem Devon-Karbon, nach Süden ziehende Faltungen sowie südwärts gerichtete Verschiebungen von suprakrustalen Gesteinen unterstützen diese Ansicht (Chernicoff & Zapettini, 2004). Geophysikalische Daten dieser Autoren sowie von Kostadinoff et al. (2005) konnten unter dem Río Colorado Becken keine Krustendiskontinuität feststellen, sodaß die eigentliche **geographische Grenze** Patagoniens an der **Huincul-Störung** liegt, die im Osten dem Río Negro folgt. Ein möglicherweise frühpaläozoisches Basement könnte sich noch weiter nach Süden erstrecken, wie gravimetrische Untersuchungen gezeigt haben.

Die plattentektonische Geschichte Patagoniens im Paläozoikum enthüllt verschiedene Ereignisse von Aufbruch, Drift, Konvergenz und Anlagerung sowie erneuter Abwanderung und Wiederanlagerung an den Gondwana-Rand.

Harrington (1962) hat Patagonien als aus 2 Massiven („Nesokratonen“) bestehend dargestellt. Frutos und Tobar waren die ersten, die die These aufstellten, dass das Deseado-Massiv durch eine **frühpaläozoische Subduktionszone** vom Somuncura-Massiv getrennt gewesen sei (Frutos & Tobar, 1975); eine Annahme, die durch die Entdeckung NW-tendierender Durchdringungsstrukturen metamorpher Gesteine des Deseado-Massivs gestützt wurde, die sich vom Trend der nordwärts gerichteten Strukturen der Anden-Basis abhoben. Gallagher (1990) und Pankhurst et al. (2006) schlugen vor, dass die Angliederung des **Deseado-Massivs an Gondwana im Karbon** stattgefunden habe.

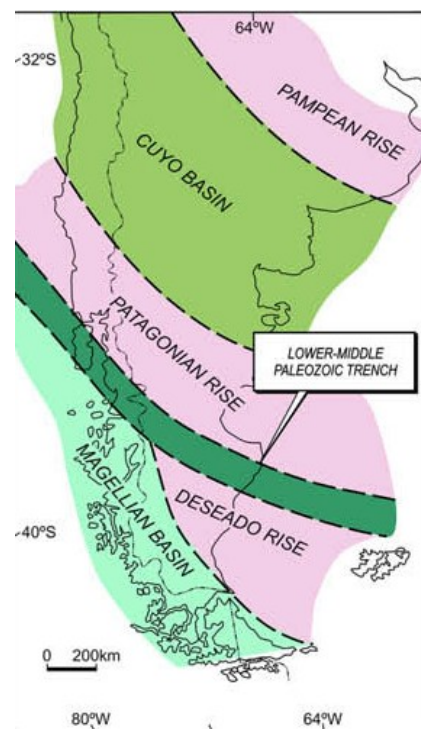


Abb. 6.1.1 Subduktionstheorie und Trennung des Deseado- u. Somuncura-Massivs nach Frutos & Tobar (1975), Pankhurst (2006)

Nach der Entwicklung des Terran-Konzepts von Monger et al. (1982) haben sich zwei Ansichtsweisen herausgebildet:

- a) **mobilitische** bzw. **allochthone** Hypothese: Patagonien ist ein **angelagertes Terran** (Ramos 1984 und 1986)
- b) **fixistische** bzw. **autochthone** Hypothese: Patagonien ist eine **autochthone** Masse (Forsythe, 1982)

Veranschaulichung dieser beiden Herkunftsvorstellungen von Patagonien

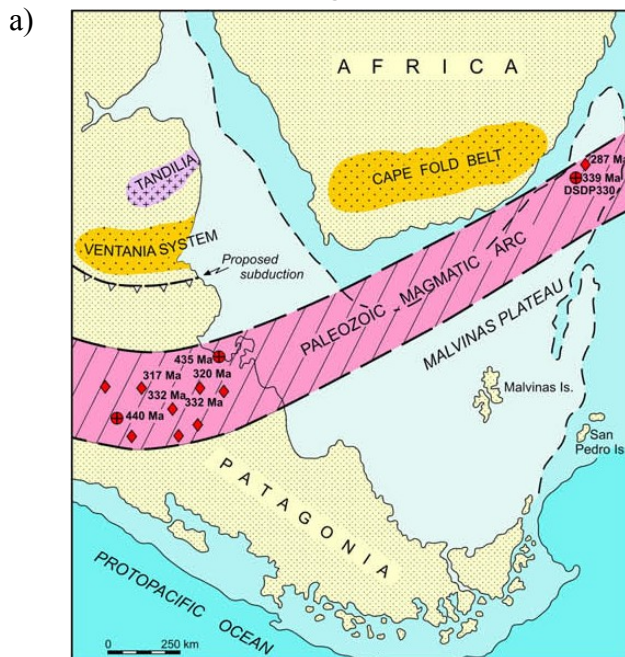


Abb. 6.1.2 Allochthone Hypothese nach Ramos (1984 und 1986)

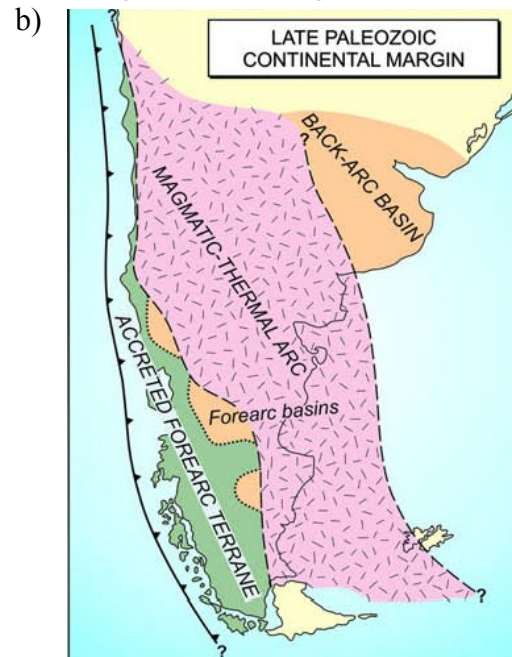


Abb. 6.1.3 Autochthone Hypothese nach Forsythe (1982), Caminos & Llambias (1984), Rapela et al. (1989), Dalla Salda et al. (1990).

Seit 1927 (Du Toit) hat sich auch die Ansicht etabliert, dass das Ventania-System (ein Verschiebungs- und Faltungssystem) nördlich des Colorado-Beckens und an die patagonische Suturzone angrenzend, einst mit dem Cape-Fold-Belt in Südafrika zusammenhing, ebenso wie die östlich des Ventania-Systems in den Atlantik reichende Claromecó-Vortiefe die westliche Fortsetzung der Karroo-Vortiefe vor dem Kontinentalrand des südlichen Afrika darstellt. Auch die Krustendicke zeigt in Südafrika einen ähnlichen Verlauf wie an der Nahtstelle von Gondwana mit Patagonien: von 38 km unterhalb des Karroo-Beckens bis auf 43 km ansteigend am Cape-Fold-Belt und von dort wieder abfallend auf 30 km an der südafrikanischen Südküste. Auf südamerikanischer Seite steigt die Krustenstärke vom Claromecó-Bassin bis zum Ventania-System, um von dort bis unter das Colorado-Becken abzunehmen (Milani and De Wit, 2008; De Wit et al., 2007 ; Introcaso, 2003).

Nach Leanza (1958) und Harrington (1962) sind Überreste des ursprünglichen Basements in zwei großen Massiven vorhanden:

- **Somún Cura Massiv**
- **Deseado Massiv**

Das nördliche Somún Cura Massiv wird im Norden vom Neuquén-Becken (NW) und dem Colorado-Becken (NO) sowie im Süden vom Cañadon-Asfalto-Becken eingerahmt. Letzteres entstand durch eine Ausdehnung im Zuge der Öffnung der Weddell-See, vor mehr als 160 Ma (Ghidella et al., 2002; Ramos, 2004a). Durch das Neuquén- und das Colorado-Becken verläuft auch der Huincul-Rücken, der den nördlichen Rand Patagoniens markiert. Dieser Rücken entstand durch Inversion einer Reihe von Halbgräben entlang einer Störungszone im Zuge der Andenauffaltung (nach Silvestro und Zubiri, 2008).

Dieses System bildete auch die Nahtstelle zwischen Patagonien und Gondwana.

Das Deseado-Massiv wird nördlich vom San-Jorge-Becken und im Süden vom

Austral-(oder Magallanes-)Becken begrenzt. Der Kontinentalrand von Gondwana stößt unterhalb des heutigen Coloradobeckens an die patagonische Masse. Gravimetrische Untersuchungen ergaben auch, dass Gondwana eine höhere Krustendicke aufweist als Patagonien (Ramos, 1996).



Abb. 6.1.4 Geologische Bereiche in Patagonien (nach Ramos, 2008)

6.2 Magmatische Geschichte von Patagonien

Das neue Modell (nach Ramos, 2008 und Pankhurst et al., 2006) geht von zwei magmatischen Gürteln aus:

einem **westlichen Gürtel**, der seine Aktivität vom Devon bis zum mittleren Karbon entfaltete, sowie einem **nördlichen Gürtel**, der teilweise gleichzeitig mit dem westlichen aktiv und im unteren Perm den **Anschluss Patagoniens** an den südwestlichen Rand von Gondwana zur Folge hatte.

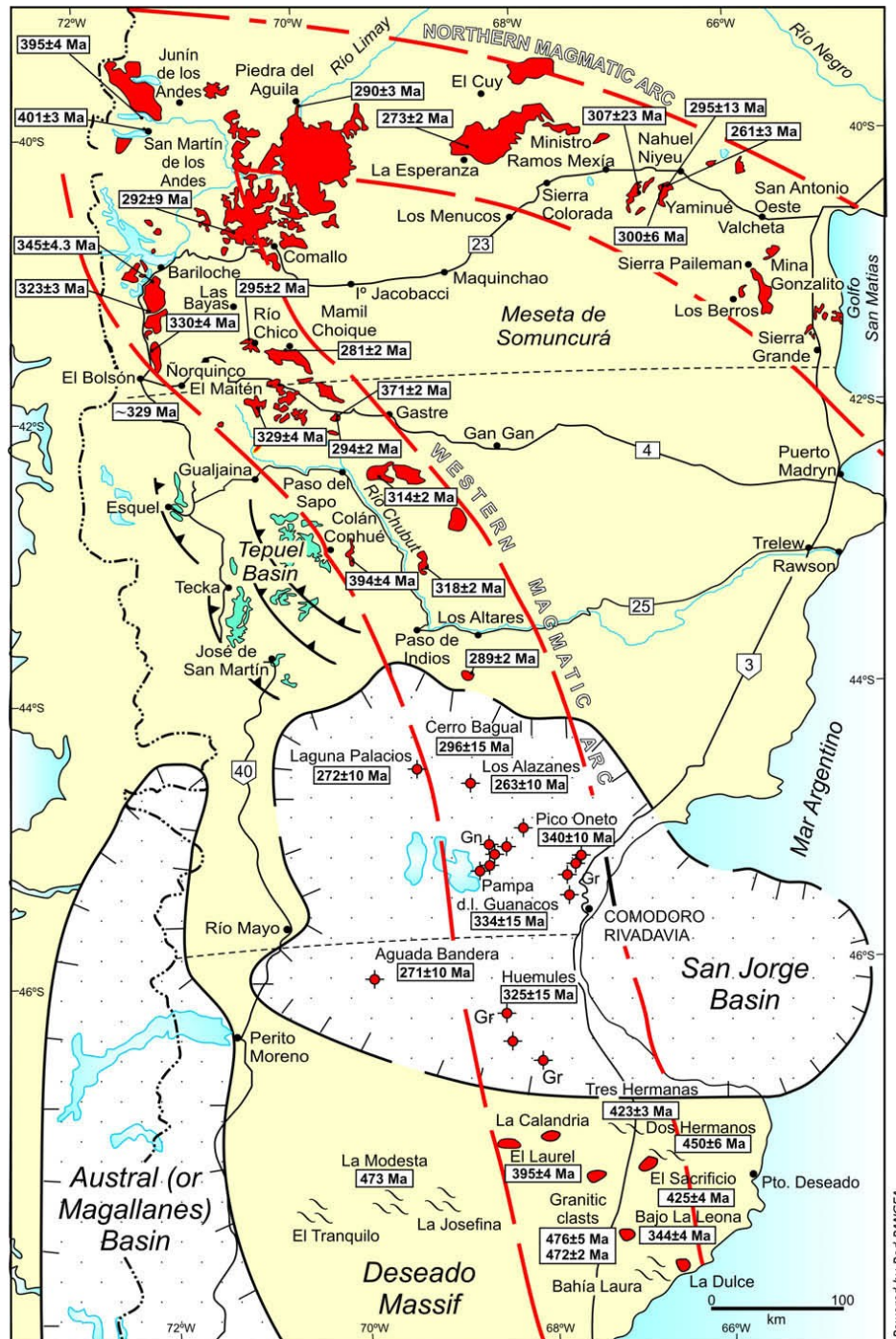


Abb. 6.2 Die beiden magmatischen Gürtel nach Ramos (2008)

Der **nördliche Gürtel** verläuft parallel zu den südlichen Rändern des Neuquén- und des Colorado-Massivs, vom Sierra-Grande-Gebiet am Atlantik bis zur Gegend von San-Martín de los Andes nördlich von Bariloche (Varela et al., 1998a; Basei et al., 1999). Bei San-Martín de los Andes befinden sich auch

Gesteine mit den hohen Zirkon-Altern von ca. 400 Ma (Basei et al., 1999, 2005 und Varela et al. 1998a,b, 1999, 2005, 2007). Granitische Gesteine im östlichen Bereich dieses Gürtels weisen Kristallisationsalter von ca. 475 Ma auf (U-Pb- und SHRIMP-Analysen von Varela et al., 1998a, 2005, 2007; Pankhurst et al., 2006). Die Wirtsgesteine dieser Plutonite sind niedriggradige Metamorphite einer Amphibolitfazies. Geochemische Untersuchungen von Cagnoni et al. (1993) haben eine marine Abkunft ergeben in Zusammenhang mit einem magmatischem Bogen über einer geschwächten kontinentalen Kruste. Die eingeschlossenen Zirkone haben eine neoproterozoische Signatur, die eine Brasilianisch-Panafrikanische Abkunft von Gondwana mit dem Somún Cura-Massiv nahe legt. Das Alter der Metamorphite des nördlichen Gürtels wurde als präkambrisch angesehen.

Kristallisationsalter der Protolithen der metamorphen Gesteine:

Amphibolit südl. von Bariloche: U-Pb-Alter ca. 340-350 Ma, Basei et al. (1999)

Tonalitischer Gneis von Paso Flores: 292 ± 9 Ma, Varela et al. (1999)

Aus Abb.5 ist ersichtlich, daß der nördliche magmatisch-metamorphe Gürtel keine Entsprechung in Südafrika hat, aber in der M. Ewing-Bank im Südatlantik eine Fortsetzung findet, wie im Zuge eines ozeanischen Tiefbohrprogramms nachgewiesen werden konnte (Ramos, 1986)

Der **westliche magmatisch-metamorphe Bogen** verläuft von San Martín de los Andes über Bariloche entlang des Río Chubut bis Paso de Indios und weiter nach Südosten durch das San Jorge-Becken und den Nordost-Teil des Deseado-Massivs bis zum Atlantik.

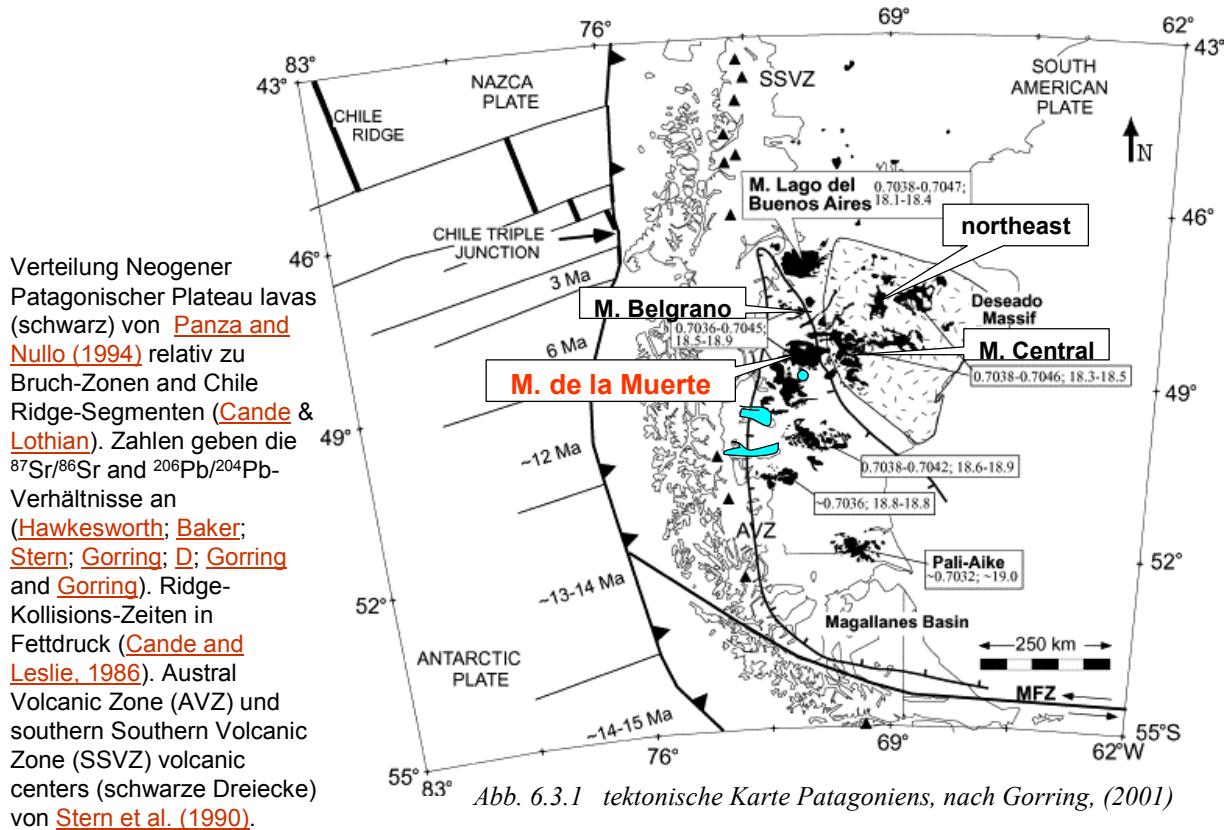
K-Ar-Datierungen (Toubes & Spikerman, 1974; Lizuaín, 1981; Ramos, 1983; Dalla Salda et al., 1992a) ergaben Alter vom Devon bis Karbon für die Gesteine, die als Produkt jüngerer tectonothermalere Ereignisse eines ursprünglich aus dem Frühpaläozoikum stammenden magmatischen Bogens gedeutet wurden. Auch Zirkon-Datierungen aus Gesteinen der Bariloche-Region ergaben spätpaläozoische Metamorphose-Alter (Basei et al., 1999). Studien von Pankhurst et al. (2006) ergaben für den nördlichen Teil des westlichen Bogens zwei unterschiedliche Episoden, deren vulkanische Geschichte und Höhepunkt der Metamorphose datiert wurden. Ausserdem wird eine Kollision des Basements im mittleren Karbon angenommen. Dalla Salda et al. (1994) beschrieben den magmatisch-metamorphen Komplex des zentralen Bereichs des westlichen Bogens, wo Grünschiefer- bis Amphibolitfazies, Tonalite, Granodiorite bis zu Myloniten und Kataclasiten aus einem kollisionalen Umfeld entstammen.

Der Grad der Metamorphose nimmt nach Osten hin zu und die Protolithen sind Schiefertone und Grauwacken. Der westliche Gürtel ist teilweise von Sedimenten des San Jorge-Basins überlagert. Bohrerndatierungen (K-Ar) des Basements ergaben ein Alter zwischen dem Mittelkarbon und dem frühen Perm (Linares & González, 1990). Der strukturelle Trend ist entlang des ganzen Gürtel-Basements nordwestlich gerichtet und setzt sich auch bis in das Deseado-Massiv fort, wo ebenfalls granitische und metamorphe Gesteine des Basements zutage treten. Westlich des Zentralbereichs des Gürtels liegt das Tepuel-Becken, welches eine Vortiefe des San Jorge-Beckens darstellt, wo sich im Mittelkarbon bis zum frühen Perm Fächerablagerungen auf dem Meeresgrund ausbildeten, die von Flusssedimenten gespeist wurden und Mächtigkeiten bis 5000m erreichten (López Gamundi und Breitkreuz, 1997).

Das La Golondrina-Becken, am besten sichtbar bei Dos Hermanos, Bajo La Leona und La Dulce repräsentiert die Geologie des Perm im Deseado Massiv. Nach Bellosi and Jalfin (1989) wurden kontinentale Konglomerate, Sand- und Siltsteine in einer Mächtigkeit bis 2500m in einem Halb-Grabensystem abgelagert und zwar in einem Zeitraum, der das gesamte Perm umspannt. Ramos und Palma (1996) erkannten in diesem Becken ebenfalls eine Spalte und dies wurde auch von Homoc and Constantini (2001) aufgrund seismischer Daten bestätigt. Letztere Autoren beschreiben im La Golondrina-Becken eine Spaltenbildung im Perm, eine Senkung in der Trias sowie eine erneute Ausdehnung im Jura.

6.3 Geologisch-tektonisches setting

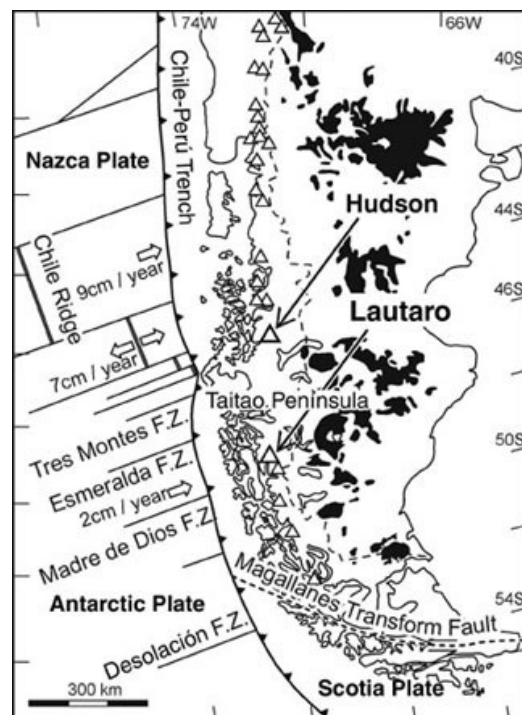
Die Karte vergegenwärtigt, wie der Chile-Rücken (Chile-Ridge) und damit auch die Chile-Triple-Junction seit dem Miozän von der Südspitze Südamerikas bis zur jetzigen Position gewandert ist. Die Chile-Triple-Junction ist der Ort des Zusammentreffens dreier Platten: der südamerikanischen Platte, der Nazca-Platte und der antarktischen Platte.



Die Vorschubgeschwindigkeit am Ozeanboden beträgt vom **Chile-Rücken** weg ca. **9 cm/Jahr** (Yuji Orihashi, 2004)

Schwarz: känozoische Plateaubasalte

Südlich von 39°S unterscheidet man die südliche Vulkanzone **SVZ bis 46°30'S** und die **AVZ (Austral volcanic zone) von 49°S bis 53°S** (Stern & Kilian, 1996). Zwischen diesen beiden Zonen, auf Höhe der Chile Triple-Junction erstreckt sich das **VAG (Volcanic activity gap)**, eine Lücke (Ramos, 1999) in der vulkanischen Aktivität. Diese Bezeichnungen beziehen sich allerdings auf die Aktivität der Andenkette, der tertiäre Plateauvulkanismus war östlich des VAG jedoch sehr ausgeprägt



Karte der känozoischen patagonischen Plateau-Basalte

Die Karte in Abb. 6.3.3 basiert auf der geologischen Karte von Argentinien im Maßstab von 1: 2,500,000 von 1997 (Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires) und auf der geologischen Karte von Chile im Maßstab von 1: 1,000,000 von 1980 (SERNAGEOMIN, Santiago).

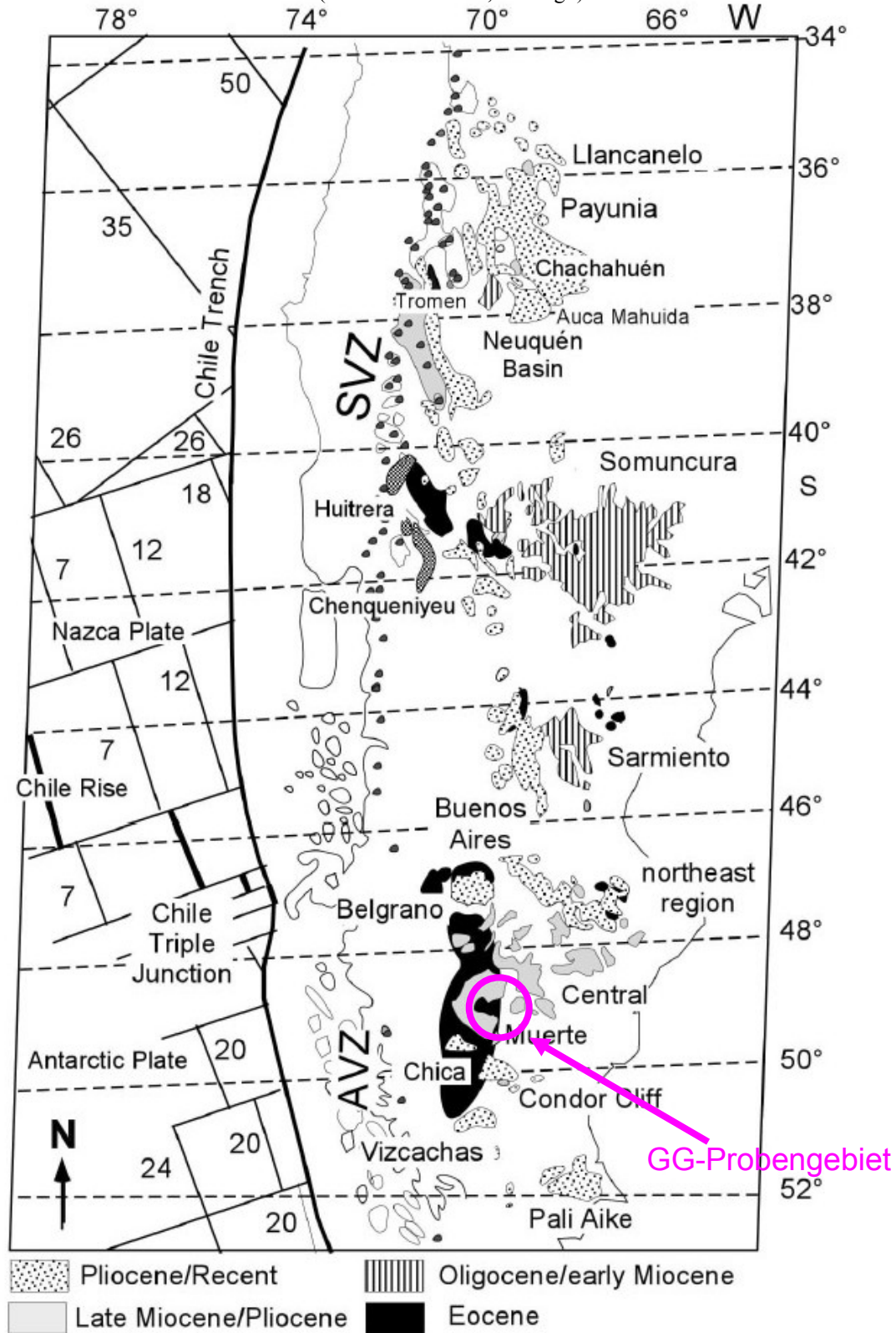


Abb. 6.3.3 Känozoische Plateaubasalte (nach Kay 2002)

AVZ= Austral Volcanic Zone, SVZ=Southern Volcanic Zone.

Die miozänen und pliozänen Plateaubasalte sind in große „Mesetas“ unterteilt. Das Probengebiet um Gobernador Gregores (GG) befindet sich östlich des Lago Cardiel und wird von der „Meseta de la Muerte y de Strobel“ umschlossen.

Verteilung der post-u. main-plateau-Basalte in der Santa-Cruz-Region

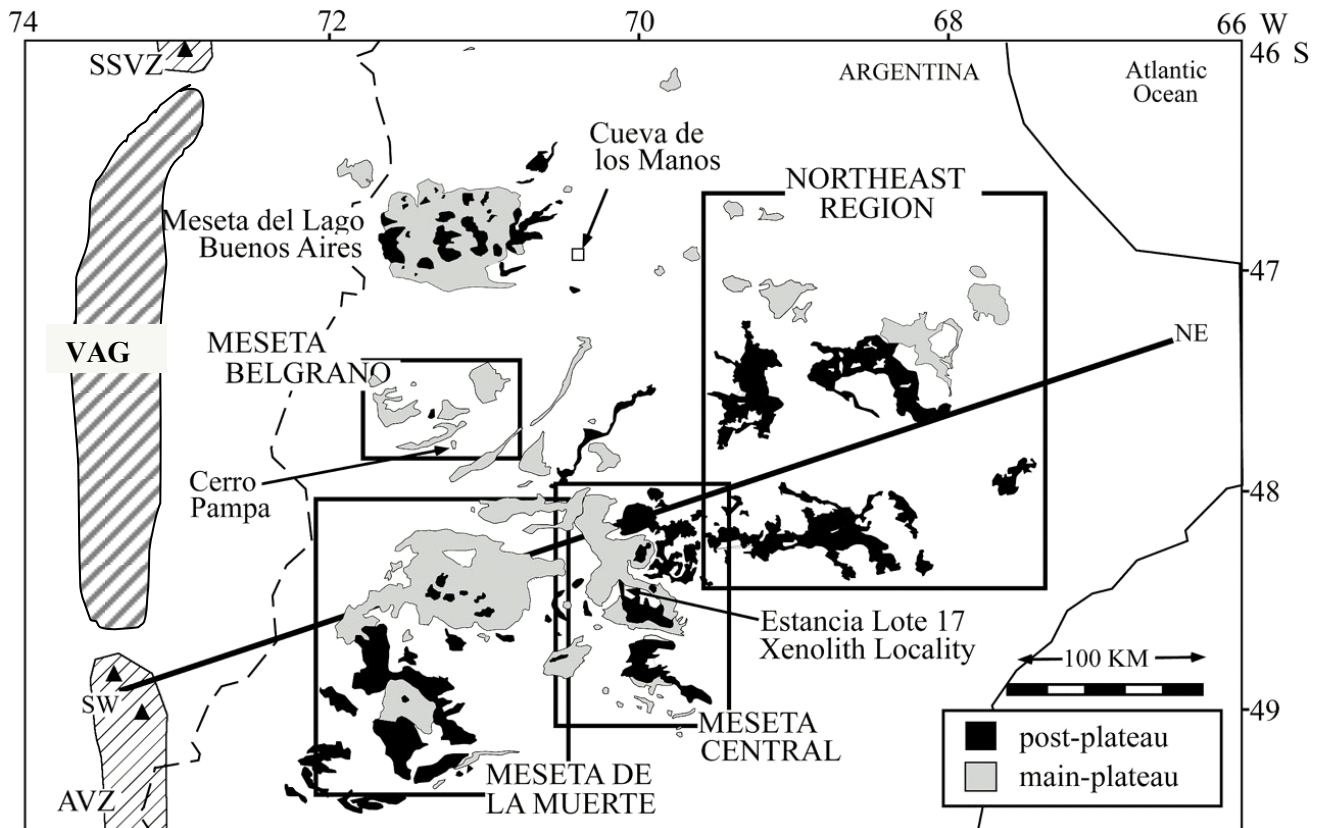


Abb. 6.3.4 Verteilung des main- und post-plateau-Vulkanismus im Mittelteil der Provinz Santa Cruz.

SSVZ = southern volcanic zone, AVZ = Austral volcanic zone, dazwischen das VAG (volcanic activity gap). Ergänzt nach Gorrington & M. Kay, 2001

Das **Probengebiet** befindet sich in der **Meseta de la Muerte**, ca. S 49°, E 71,5°

Wie die Abbildung 6.3.4 zeigt, durchdringen die post-plateau-Basalte häufig die main-plateau-Basalte. In Patagonien befindet sich eine der weltweit größten känozoischen kontinentalen Retroarc-Basaltprovinzen. Im Bereich des mittleren Santa Cruz gibt es allerdings eine Lücke im Andenvulkanismus (VAG, volcanic activity gap). Mafischer Plateau-Vulkanismus ist in zahlreichen Ereignissen seit dem Paläozän, d.h. seit dem Beginn des Tertiärs in Erscheinung getreten. Die Zeitspanne erstreckt sich de facto bis heute. Als Ursache wird oft die Ausbildung eines *slabwindows* angesehen, das heißt eines Fensters in der subduzierten ozeanischen Platte, welche durch Kollision eines ozeanischen Rückens mit einem Graben oder Plattenrand entstanden ist. Im Fall der neogenen Plateau-Laven in der Lücke im Andenvulkanismus (VAG) zwischen der SVZ und der AVZ kam es zur Kollision eines Teils des Chile-Rückens mit dem Chile-Graben vor 12 Ma (Ramos und M. Kay 1992, Gorrington et al. 1997, D'Orazio et al. 2001). Die Lücke erstreckt sich zwischen 46,5° und 49,5° südlicher Breite. Hunderte Kilometer östlich der unterbrochenen Andenkette kam es zur Bildung grosser magmatischer Plateaus. Hier befindet sich das Probengebiet von Gobernador Gregores. Eine Frühphase des Magmatismus bildete bereits ein sehr großes sich in Nord-Südrichtung erstreckendes Plateau im Eozän. Neogene Laven, die mit der Öffnung eines *slabwindows* (Ramos und M. Kay 1992, Gorrington et al. 1997) in Beziehung stehen, sollen durch eine Serie von Chile-Rücken-Graben-Kollisionen südöstlich der Chile Triple Junction im Mittel- bis Spätmiozän entstanden sein (Forsythe & Nelson, 1985; Cande & Leslie, 1986; Forsythe et al., 1986). Weitere Plateaubildungen fanden im Miozän/Pliozän sowie im Pliozän/ Holozän statt.

7 Analytische Methoden

7.1 Probenvorbereitung

7.1.1 Herstellung von Gesteinspulver

Die Gesteinsproben wurden zuerst mit einem Hammer auf einem Amboß vorzerkleinert. Die so gewonnenen Gesteinsstücke wurden dann in einem WIDIA-Backenbrecher weiter zerkleinert: zuerst auf Stufe 5, dann auf Stufe 3, dann zweimal auf Stufe 1. Das Gestein liegt dann als Granulat im mm- bis sub-mm-Bereich vor. Bei Vorhandensein von viel Gestein führte ich eine Probenteilung nach der Sektorenmethode durch. Die so zerkleinerten Proben wurden anschließend in der Achat-Schwingmühle 10 Minuten lang bis auf Analysenfeinheit gemahlen ($<40\mu\text{m}$).

7.1.2 Trocknen und Glühen der Proben

Bestimmung des Glühverlustes:

Ein Porzellantiegel wird mit ca. 5 Gramm Probe beschickt (Einwaage) und dann 12 Stunden lang in einem Trockenschrank bei 110°C getrocknet. Dadurch wird das in der Probe vorhandene Wasser (H_2O -) und eventuell vorhandenes CO_2 entfernt. Die Basaltproben haben erwartungsgemäß einen sehr geringen Trocknungsverlust, der sich bei fast allen Proben im Bereich einiger Zehntelprozent bewegt. Den größten Trocknungsverlust weist GG-38 mit über 5% auf:

GG-38 ist stark alteriert, und per Röntgendiffraktometrie konnten sogar smektitische Anteile nachgewiesen werden. In solchen durch Verwitterung der im Basalt vorhandenen Feldspäte gebildeten Tonminerale kann Wasser leicht akkumuliert werden.

Nach dem Trocknen werden die Tiegel mit dem Gesteinspulver zum Auskühlen in einen Exsiccator gestellt. Dann erfolgt eine Zwischenwägung, die in der nachfolgenden Tabelle protokolliert ist. Im nächsten Schritt werden die Tiegel mit den Gesteinspulvern im Glühofen bei 950°C 3 Stunden lang geglüht, anschließend im Exsiccator abgekühlt und erneut gewogen, um den GOI (bzw. LOI) zu bestimmen (Tab. 7.1.2).

GOI: gain on ignition, dh Gewichtszunahme beim Glühen, ausgedrückt in g oder %

LOI: loss on ignition, dh Gewichtsabnahme beim Glühen, ausgedrückt in g oder %

(Positives Vorzeichen: GOI negatives Vorzeichen: LOI)

Der Glühgewinn/-verlust ergibt sich als Gesamt-Gewichtsänderung zwischen dem Gewicht der Probe bei 950°C und dem Ausgangsgewicht der Probe (Einwaage).

Tabelle 7.1.2 : Trocknungsverlust und Glühgewinn/-verlust der GG-Proben

Probe	leerer Tiegel [g]	Tiegel+ Probe [g]	Einwaage [g]	Farbe	Tiegel+Pr. nach 110° [g]	Trocknungsverlust H ₂ O - [g] %	Tiegel+Pr. nach 950° [g]	GOI (LOI) [g] %
GG- 1	15,7901	21,0509	5,26		21,042	-0,009 -0,17	21,0619	0,01 0,21
GG- 2	15,5894	20,9558	5,37		20,9442	-0,012 -0,22	20,9478	-0,01 -0,15
GG- 3	14,7392	19,7754	5,04		19,7643	-0,011 -0,22	19,7723	0 -0,06
GG- 4	15,7004	20,7451	5,04		20,7369	-0,008 -0,16	20,7522	0,01 0,14
GG- 5	15,7168	20,8069	5,09		20,7993	-0,008 -0,15	20,8184	0,01 0,23
GG- 6	15,8092	21,0527	5,24		21,0434	-0,009 -0,18	21,0421	-0,01 -0,20
GG- 7	15,8072	20,9039	5,1		20,8973	-0,007 -0,13	20,9178	0,01 0,27
GG- 9	15,5038	20,6787	5,17		20,6615	-0,017 -0,33	20,6185	-0,06 -1,16
GG- 10	15,0084	20,1185	5,11		20,1023	-0,016 -0,32	20,0792	-0,04 -0,77
GG- 11	15,1144	20,2383	5,12		20,1948	-0,043 -0,85	20,109	-0,13 -2,52
GG- 12	14,6446	19,8596	5,22		19,8473	-0,012 -0,24	19,837	-0,02 -0,43
GG- 13	15,2045	20,3034	5,1		20,2913	-0,012 -0,24	20,2772	-0,03 -0,51
GG- 14	15,7896	20,9176	5,13		20,9078	-0,01 -0,19	20,918	0 0,01
GG- 15	15,857	22,0138	6,16		21,9861	-0,028 -0,45	21,8836	-0,13 -2,11
GG- 16	14,7389	19,931	5,19		19,9195	-0,011 -0,22	19,9032	-0,03 -0,54
GG- 17	15,7	20,8557	5,16		20,8514	-0,004 -0,08	20,8764	0,02 0,40
GG- 18	15,7167	20,9919	5,28		20,9804	-0,011 -0,22	20,9827	-0,01 -0,17
GG- 19	15,8095	21,4544	5,64		21,4485	-0,006 -0,1	21,4715	0,02 0,30
GG- 20	15,808	20,9137	5,11		20,9056	-0,008 -0,16	20,913	0 -0,01
GG- 21	15,5044	20,5508	5,05		20,5406	-0,01 -0,2	20,5527	0 0,04
GG- 22	15,0083	20,2781	5,27		20,2596	-0,018 -0,35	20,2376	-0,04 -0,77
GG- 23	15,1155	20,1495	5,03		20,1439	-0,006 -0,11	20,1574	0,01 0,16
GG- 24	14,6447	19,7317	5,09		19,7103	-0,021 -0,42	19,7073	-0,02 -0,48
GG- 25	15,2047	20,2231	5,02		20,2075	-0,016 -0,31	20,159	-0,06 -1,28
GG- 26	15,7896	20,9843	5,19		20,9782	-0,006 -0,12	21,0126	0,03 0,54
GG- 27	15,8566	20,9434	5,09		20,9359	-0,008 -0,15	20,9484	0 0,10
GG- 28	14,7392	19,8029	5,06		19,7967	-0,006 -0,12	19,8073	0 0,09
GG- 29	15,7	20,7486	5,05		20,7394	-0,009 -0,18	20,7518	0 0,06
GG- 31	15,7166	21,7271	6,01		21,7207	-0,006 -0,11	21,7514	0,02 0,40
GG- 32	15,8099	21,6916	5,88		21,6732	-0,018 -0,31	21,6297	-0,06 -1,05
GG- 33	15,808	21,699	5,89		21,6842	-0,015 -0,25	21,6308	-0,07 -1,16
GG- 34	15,5051	20,4167	4,91		20,3928	-0,024 -0,49	20,335	-0,08 -1,66
GG- 35	15,0084	21,2123	6,2		21,172	-0,04 -0,65	21,0758	-0,14 -2,20
GG- 36	15,1152	20,5804	5,47		20,5535	-0,027 -0,49	20,4928	-0,09 -1,60
GG- 37	14,6448	19,608	4,96		19,5864	-0,022 -0,44	19,5429	-0,07 -1,31
GG- 38	15,2048	20,4394	5,23		20,3135	-0,126 -2,41	20,1662	-0,27 -5,22
GG- 38	14,9939	19,917	4,92		19,7985	-0,119 -2,41	19,6579	-0,26 -5,26
GG- 39	13,6878	19,3747	5,69		19,3457	-0,029 -0,51	19,2904	-0,08 -1,48
GG- 40	15,8564	20,9471	5,09		20,9249	-0,022 -0,44	20,8702	-0,08 -1,51
GG- 41	14,7392	20,5393	5,8		20,5084	-0,031 -0,53	20,4423	-0,1 -1,67
GG- 42	15,6999	20,7734	5,07		20,7575	-0,016 -0,31	20,6994	-0,07 -1,46
GG- 43	15,7168	20,6733	4,96		20,6462	-0,027 -0,55	20,6428	-0,03 -0,62
GG- 44	15,8099	20,9508	5,14		20,9292	-0,022 -0,42	20,9038	-0,05 -0,91
GG- 45	15,8082	22,1045	6,3		22,0726	-0,032 -0,51	21,9831	-0,12 -1,93
GG- 46	15,5044	21,2431	5,74		21,2254	-0,018 -0,31	21,2121	-0,03 -0,54
GG- 47	15,0084	21,0156	6,01		20,9928	-0,023 -0,38	20,9713	-0,04 -0,74
GG- 48	15,1146	20,8002	5,69		20,757	-0,043 -0,76	20,6056	-0,19 -3,42
GG- 49	14,6448	19,3849	4,74		19,3799	-0,005 -0,11	19,3936	0,01 0,18
GG- 50	15,2046	20,5777	5,37		20,5719	-0,006 -0,11	20,5985	0,02 0,39
GG- 51	15,3995	20,3991	5		20,3922	-0,007 -0,14	20,4082	0,01 0,18

Eine Gewichtszunahme erfolgt aufgrund einer Oxidation von FeO zu Fe₂O₃.

Von Probe GG-38 wurde eine zweite Bestimmung des Glühverlustes durchgeführt, um den hohen Wert zu bestätigen.

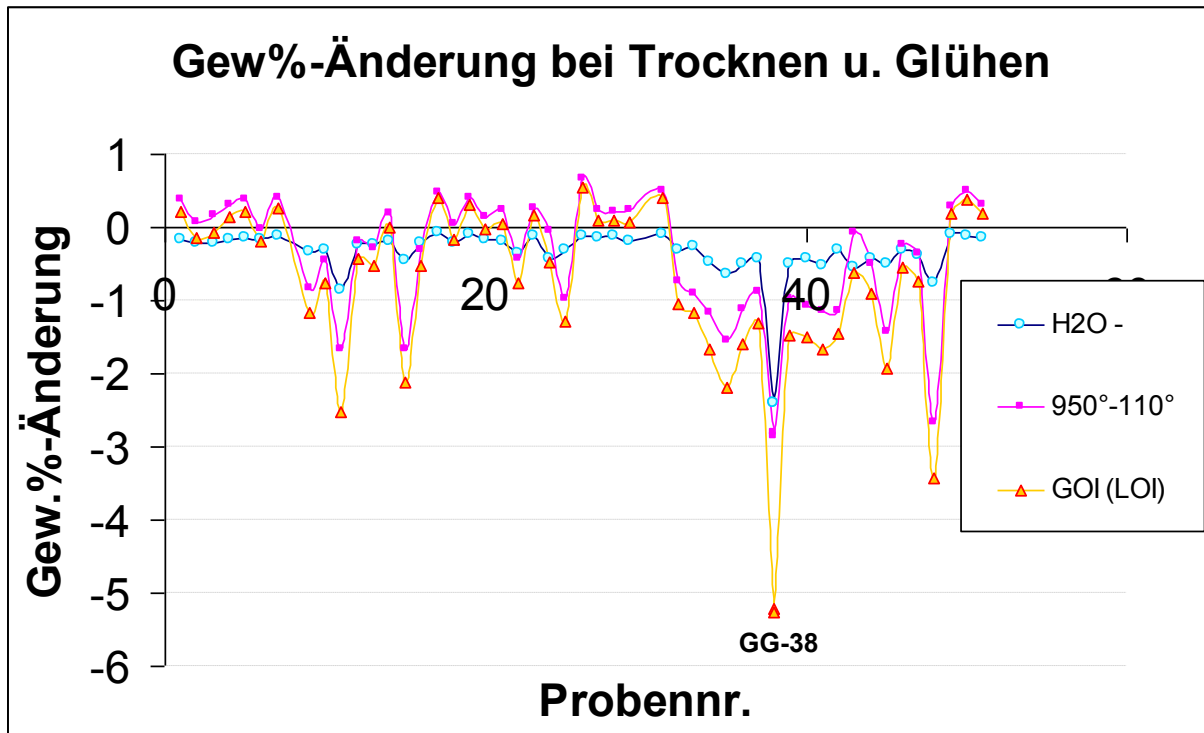


Abb. 7.1.2 Gewichtsänderung der GG-Proben nach Trocknen und Glühen

7.1.3 Probenvorbereitung für die RFA: Preß- und Schmelzpillen

Für die RFA (Röntgenfluoreszenzanalyse) werden Pillen von ca. 3 cm Durchmesser benötigt. Für die Spurenelementanalyse werden **Preßpillen** (pressed pellets) hergestellt (ohne Flußmittel, was die Probe zu stark verdünnen würde), für die Hauptelement-Analyse **Schmelzpillen** (fused beads).

Herstellung von **Presspillen**:

ca. 10 g Probenpulver werden in ein Becherglas eingewogen und mit 0,5 ml Mowiol-Lsg. (MERCK Mowiol = ca. 2%ige Polyvinylalkohol-Lösung, dient zur Stabilisierung der Pille) versetzt. Diese Mischung wird 10 Minuten lang mit einem Glasstab gut gerührt und dann in die Matritze (Unterteil) des Preßwerkzeugs eingefüllt. Mit einem Glasstempel wird die Masse vorsichtig angedrückt. Das Werkzeug wird nun auf die Presse gesetzt, der Stahlstempel wird heruntergedreht, bis er auf die Probe drückt. Dann wird das Entlastungsventil geschlossen und 30 Sekunden lang mit 16 Tonnen Pressdruck hydraulisch gepresst. Vorsichtig entlasten und die Presspille auf Löschpapier legen und bei 70°C über Nacht im Trockenschrank trocknen.

Herstellung von **Schmelzpillen**:

ca. 1,2 g geglühte Probe (von der Glühverlust-Bestimmung) werden in ein Porzellanschälchen genau eingewogen. Dazu wird die exakt 5-fache Menge Flußmittel „MERCK Spektromelt A100“ (Di-Lithium-Tetraborat, $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) eingewogen, welches über Nacht bei 110°C im Trockenschrank getrocknet und im Exsiccator ausgekühlt wurde. Spektromelt, welches in Form winziger Kügelchen vorliegt und leicht zu portionieren ist, ist hygroskopisch. Mit einem Glasstab wird die Mischung im Porzellanschälchen vorsichtig verrührt. Werden mehrere Schälchen gleichzeitig vorbereitet, so sind sie im Exsiccator für die Weiterverwendung aufzubewahren.

Der Schmelzprozess wird mittels der Maschine Perl'X3 (Firma Philips) durchgeführt.

Die Probenmischung wird nun in einen Platintiegel (95%Pt, 5%Au) umgefüllt und mit 3 Tropfen LiBr-Lösung (25g LiBr auf 100 ml dest. Wasser) als Benetzungshemmer, *non-wetting-agent*, versetzt. Zum Ausgießen der Schmelze wird ein Platinschälchen (95%Pt, 5%Au) in die Maschine eingesetzt, welches auch erhitzt wird. Der Platintiegel wird in den Keramiktiegel der Maschine gesetzt, welcher die Induktionsspule zur Beheizung enthält. Wasserkühlung und Druckluft müssen eingeschaltet sein. Nach dem Ausgießen der Schmelze wird das Platinschälchen mit Druckluft gekühlt. Für Basalte wird das Programm 34 verwendet (Tabelle 7.1.3):

Tabelle 7.1.3.: Schmelzprozess, Programm 34 mit Perl'X3

Minuten		T [°C]	Schwenker	
			pro Min.	Winkel
8	bei	1200	45	27°
8	bei	1250	7,5	50°
1	bei	1350	Pause	
0,1	bei	1400	Ausgießen (casting) in Pt-Tellerchen	
0,05			Erstarren	
0,1			natürl. Abkühlen	
4,3			Abkühlen mit Druckluft	

22 Minuten Arbeitszeit pro Pille

Nach dem Abkühlen wird die Pille aus dem Pt-Schälchen geklopft und kann für die Hauptelement-Analytik verwendet werden. Der Pt-Tiegel und das Pt-Tellerchen werden durch Einlegen in verdünnte heiße HNO₃ gereinigt (HNO₃ : dest. Wasser = 1:1).

7.1.4 Probenvorbereitung für ICP-MS

Für die ICP (*Inductively coupled plasma*)-Analytik müssen die Proben in flüssiger Form vorliegen. Die Probelösung wird kontinuierlich mittels Peristaltik-Pumpe in den Plasmaraum gesogen. Es muss eine große Flüssigkeitsmenge mit geringem Probegehalt erzeugt werden:

Meine Proben werden per Mikrowellen-Aufschluss mittels des Gerätes *Multiwave3000* der Anton Paar GmbH aufgeschlossen. Dieses Gerät erlaubt es, Aufschlüsse unter Drücken bis 60 bar und Temperaturen bis 260°C durchzuführen.

Für Basalt genügt ein Aufschluss unter Atmosphärendruck. Es werden jeweils ca. 100 mg Probenpulver in die Aufschluss-Rohre aus Teflon genau eingewogen. Es werden dann 4 ml HNO₃ conc. p.a. (pro analysi) und 4 ml HF p.a. zugegeben.

Das Programm durchläuft folgende Stufen (Tabelle 7.1.4.1):

Tabelle 7.1.4.1: Mikrowellen-Aufschlußprogramm für Basalt-Proben für ICP-MS-Analytik

Leistung [Watt]	Rampe [min.]	Temperatur halten [min.]
800	10	90
200	5	20
800	20	90
0		30

Nachdem die Probe auf diese Weise aufgeschlossen wurde, wird sie im Messkolben auf 100 ml verdünnt und in ein 100-ml-Fläschen gefüllt. Die Konzentration dieser Proben-Lösung beträgt also

1g Gestein/1000ml Lösung (=1‰). Bei den Spurengehalten kann man von 0,1 – 1000 ppm im Gestein ausgehen, dies entspricht 0,1-1000ppb in Lösung.

Es werden nun Standards aus einem Multielement-Standard unter Ansäuerung mit HNO_3 hergestellt, sowie Rh als interner Standard zugegeben.

Folgende Reagenzien werden benötigt:

- **Multielement-Standard:** jeweils 10µg/ml (=10ppm, bezogen auf 1g Gestein/l Lösung) von den REE: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb und Lu sowie der Spuren Pb, Zr, Hf, Nb, Ta, U, Sc, Y, Th und 100 µg/ml (=100ppm) von Ba und Sr.
- **65% HNO_3 p.a.**
- **10 mg/l Rh-Standard-Lösung ($\text{Rh}(\text{NO}_3)_3$ in 2-3% HNO_3)**

Tabelle 7.1.4.: Herstellung von Standards für ICP-MS

Standard	Konzentration	Konzentration	Gesamt- Volumen	HERSTELLUNG aus		
	REE $\mu\text{g/ml}$ (=ppm)	Ba, Sr $\mu\text{g/ml}$ (=ppm)		Multielement- Standard	HNO_3	Rh-Lösung
			ml	ml	ml	ml
STD 3	50	500	100	0,5	2	0,1
STD 2	10	100	100	0,1	2	0,1
STD 1	1	10	1000	0,1	20	1
Blank	-	-	200	-	4	0,2

Die Proben-Lsg. wird sowohl unverdünnt verwendet, als auch 1:10 und 1:5 verdünnt. Es werden ebenfalls 0,1 ml der Rh-Lsg. auf 100 ml Gesamtvolumen als interner Standard zugefügt.

7.2 Analyseninstrumente

7.2.1 Optische Durchlichtmikroskopie

Von einem Drittel der Proben wurden Dünnschliffe hergestellt und unter dem Leica DM4500 P Polarisationsmikroskop untersucht und mit Leica Application Suite V 3.2.0 fotografiert, um Gesteins-Merkmale wie Glasanteil, Mikroporosität und ganz allgemein die Texturen zu erfassen und zu dokumentieren. Auch Minerale, deren Reaktionen und Zonierungen wurden beobachtet.

7.2.2 Röntgen Fluoreszenz Spectroskopie (RFA)

Wir verwenden ein Philips PW 2400 Röntgenfluoreszenzspektrometer

Die Probe, Schmelz-, oder Preßpillen (s. Probenvorbereitung), wird mit polychromatischer Röntgenstrahlung angeregt. Dabei werden k-und/oder l-Elektronen herausgeschlagen und die Lücken durch Elektronen von höheren Schalen nachbesetzt, wobei die Energiedifferenz als element-charakteristische Röntgenstrahlung emittiert wird. Durch Kollimatoren (Strahlenbündler) gelangt diese in einen Analysatorkristall, in dessen Kristallgitter sie gemäß der Bragg'schen Gleichung gebeugt wird.. Bragg'sche Gleichung:

$$n \cdot \lambda = 2 d \cdot \sin \theta$$

$n = 1, 2, \dots, n$ ganzzahliges Vielfaches von λ (Beugungsordnung)

d = Netzebenenabstand im Kristallgitter

λ = Wellenlänge der Röntgenstrahlung

θ = Winkel zwischen Netzebene und einfallendem Strahl

Die Intensität der Röntgenstrahlung wird mit **Gasproportionalzählrohren** (90% Ar, 10% CH₄) bestimmt gemessen, wo die Strahlung in ein elektrisches Signal umgewandelt wird.

Wir haben mit RFA die Hauptelemente (>0,1 Gew%) Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K und P gemessen, sowie die Spurenelemente Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Ga, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, Sc, V, Ce, Ba, La.

7.2.3 Elektronenstrahlmikrosonde

Bei der Elektronenstrahlmikrosonde handelt es sich um ein Röntgenspektrometer. Gemessen wird die charakteristische Röntgenstrahlung, die entsteht, wenn die Probe mit einem Elektronenstrahl angeregt wird. In dem vom fokussierten Elektronenstrahl getroffenen Punkt auf dem Mineralkorn wird ein Teil des charakteristischen Röntgenspektrums der in dem Mineral vorhandenen Elemente angeregt. Die Strahlung wird wellenlängendispersiv (WDX) nach Reflexion an den Gitterebenen von Kristallen oder energiedispersiv (EDX) mittels Halbleiterdetektoren analysiert.

Mit dem energiedispersiven System (10-50 mal schlechtere Auflösung als WDX) kann man schnelle semiquantitative Übersichtsanalysen von interessierenden Probepunkten durchführen. Die rückgestreuten Elektronen (*backscattered electrons*, BSE) werden als elektronenmikroskopisches Bild sichtbar gemacht. Der Auftreffpunkt des Strahls leuchtet durch Kathodenlumineszenz auf. Der Analysepunkt hat einen Durchmesser von ca. 1 - 3 μm . Das Reaktionsvolumen ist birnenförmig und umfasst bei 15 kV einige μm^3 . Eine Punktanalyse dauert etwa zwei Minuten, qualitatives scannen über 50mm² (Elementverteilung) ca. 5 Stunden.

Im Idealfall lassen sich alle Elemente ab Bor (Ordnungszahl 5) analysieren.

Wir betreiben die Mikrosonde normalerweise mit einer Betriebsspannung von **15 kV** bei **20 nA**

Die quantitative Analyse der Hauptelemente kann mit ca. 1%-iger Genauigkeit durchgeführt werden. Die Nachweisgrenzen liegen bei 0,01 bis 0,02 Gew.% und können durch verlängerte Messzeiten auf

einige Zehner-ppm verbessert werden. Um Mineralzonerungen zu quantifizieren, wurden Punkt- und Linienmessungen vorgenommen.

Die Analyse der charakteristischen Röntgenstrahlung erfolgt in 4 Kristallspektrometern:

Tab. 7.2.3. Mikrosonden-Spektrometer-Setup für Silikate

	Spektrometer 1	Spektrometer 2	Spektrometer 3	Spektrometer 4
Analysatorkristall:	TAP	LIF	TAP	PET
Name:	Thalliumphthalat	Lithiumfluorid	Thalliumphthalat	Pentaerythrol
Wellenlängenbereich [Å]:	22 - 5,2	3,42 - 0,81	22 - 5,2	7,35 - 1,75
K-Linien Elemente:	F – P	Sc – Br	F – P	Si - Cr
<u>Standard</u>				
Jadeit			Na K _α	
Orthoklas				K K _α
Almandin	Al K _α	Fe K _α		
Titanit				Ti K _α
Wollastonit	Si K _α			Ca K _α
Olivin	Mg K _α			
Spessartin		Mn K _α		
Mg-Chromit		Cr K _α		

7.2.4 ICP-MS (Inductively coupled Plasma - Massspectrometer)

Die Gesteinsproben müssen als Probelösungen mit weniger als 4% gelösten Inhaltsstoffen vorliegen. Die Proben werden kontinuierlich in die Ionisierungskammer geleitet, die Probenionisierung erfolgt durch Plasmaanregung bei 5000 – 10000 °C. Typischerweise entstehen positive Ionen. Diese werden durch Hochspannung in den evakuierten Quadrupol-Massefilter fokussiert, wo sie elektrostatisch abgelenkt oder durchgelassen werden, je nachdem, wie sich die Relation Ladung zu Masse verhält. Die Massen werden mit einer Geschwindigkeit von bis 4000 amu /sec. sequentiell durchgescannt. Die Massenauflösung beträgt 0,7-1 amu. Die Detektion erfolgt durch einen SEV (Sekundärelektronenvervielfacher, Photomultiplier). Auftreffende Ionen lösen eine Elektronenkaskade aus, der Stromfluß wird gemessen.

Wir messen die Proben mit Rh als internem Standard (siehe Probenvorbereitung).

Jede Probe wird je nach Sitzung 3 oder 5 mal gemessen (replicates), Gesamtdauer ca. 7-8 min pro Probe.

Totzeit 50 ns

Bevor wir messen, stellen wir die Geräteperformance fest:

Ba²⁺/Ba = ca. 2% (Ideal < 3%)

CeO/Ce < ca. 3% (Ideal < 2%)

8 Petrographie

8.1 Makroskopische Beschreibung nach Gruppen

Es werden allgemeine petrographische Merkmale der Handstücke wie Kompaktheit, Korngrößen, Porosität, Einsprenglinge und Hohlraumfüllungen, Farbe und eventuelle Alteration beschrieben.

8.1.1 Gruppe 2, makroskopische Beschreibung

Zu dieser Gruppe gehören die basaltischen Andesite GG-1-5, GG-49 und GG-51.

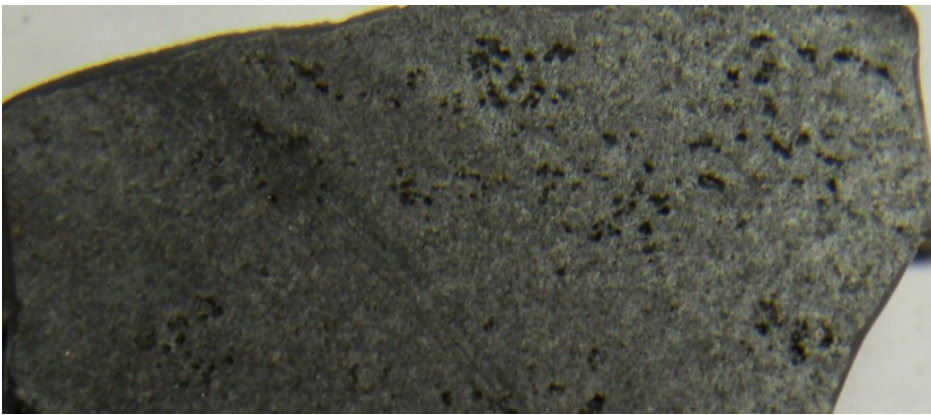


Abb. 8.1.1.1 GG-2, Handstück-Anschnitt , ca. doppelte Originalgröße

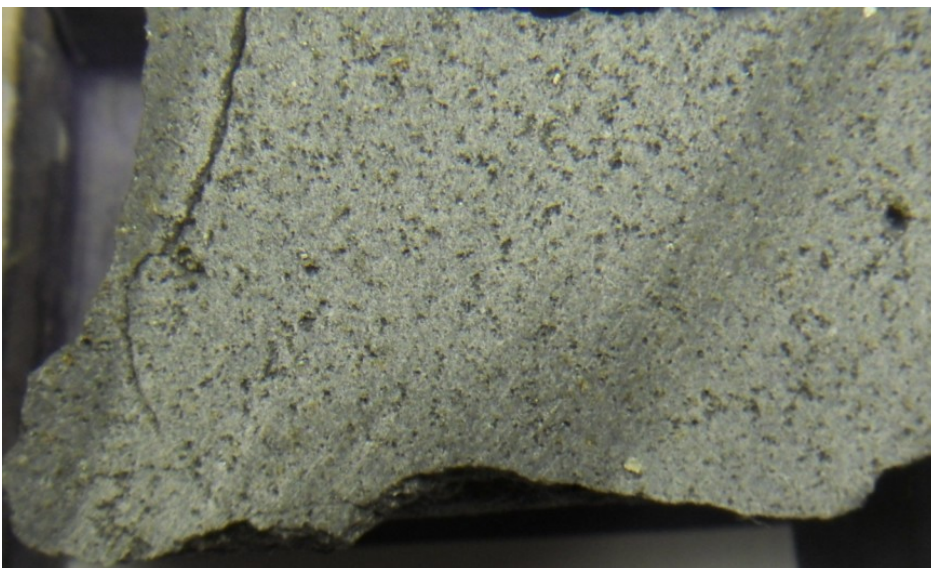


Abb. 8.1.1.2 GG-49, Handstück-Anschnitt , ca. doppelte Originalgröße



Abb. 8.1.1.3. GG-51, Handstück-Anschnitt , ca. doppelte Originalgröße

Es handelt sich um massige, feinkörnige Gesteine von hellgrauer Farbe mit teilweise dunkelgrauen Zonierungen und deutlichen subsphärischen Makroporen, mittlerer Porosität, wobei die Poren sehr unterschiedliche Porengrößen und kaum Permeation aufweisen. Einsprenglinge sind mit freiem Auge erkennbar und liegen häufiger im sub-mm-Bereich als im mm-Bereich.

8.1.2 Gruppe 4, makroskopische Beschreibung

Zu dieser Gruppe gehören die basaltischen Andesite GG-6 und GG-27-28

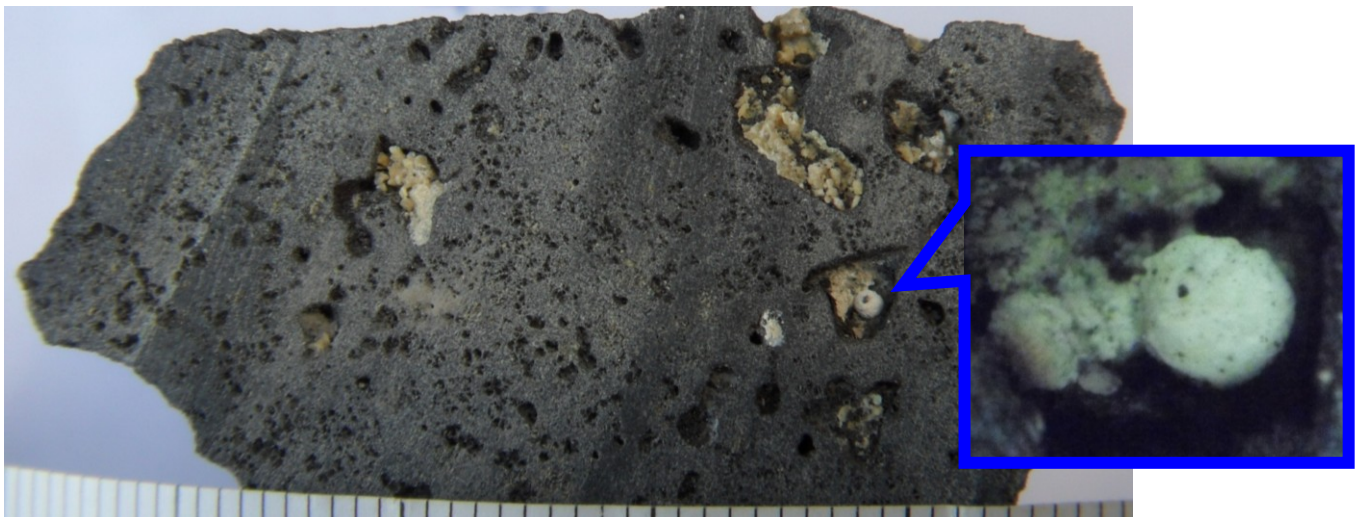
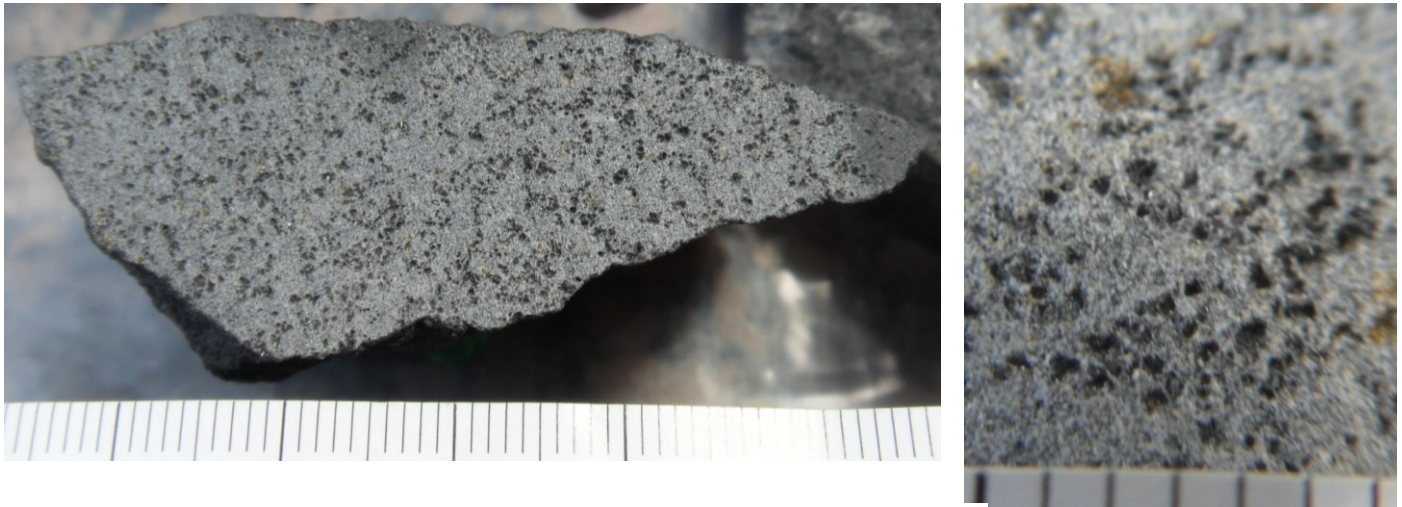


Abb. 8.1.2.1 GG-27, Handstück-Anschnitt
, ca. 4,3 x 2 cm, kugeliger Kristall im Bildausschnitt ca. 1mm Durchmesser.

Es handelt sich um massige, feinkörnige Gesteine von dunkelgrauer Farbe, teilweise zoniert, mit vermikularen Makro- und Mikroporen, mittlerer Porosität mit Poren von sehr unterschiedlicher Größe. In GG-27 sind große kristalline Einschlüsse mit weissen Kristallen im mm-Bereich als häufige Porenfüllung vorhanden.



*Abb. 8.1.2.2 GG-28, Handstück-Anschnitt
, ca. 5,5 x 2 cm. Rechts: vergrößerter Bildausschnitt.*

GG-28 ist ein massiges, feinkörnige Gesteine von hellgrauer Farbe, unzoniert, mit schwarzen Einsprenglingen im sub-mm-Bereich, ohne erkennbare Porosität. Häufige rostbraune Höfe sind über die gesamte Oberfläche verteilt (s. Abb. 8.1.2.2, vergrößerter Bildausschnitt rechts).

8.1.3 Gruppe 6, makroskopische Beschreibung

Zu dieser Gruppe gehören die basaltischen Trachy-Andesite GG-9-13

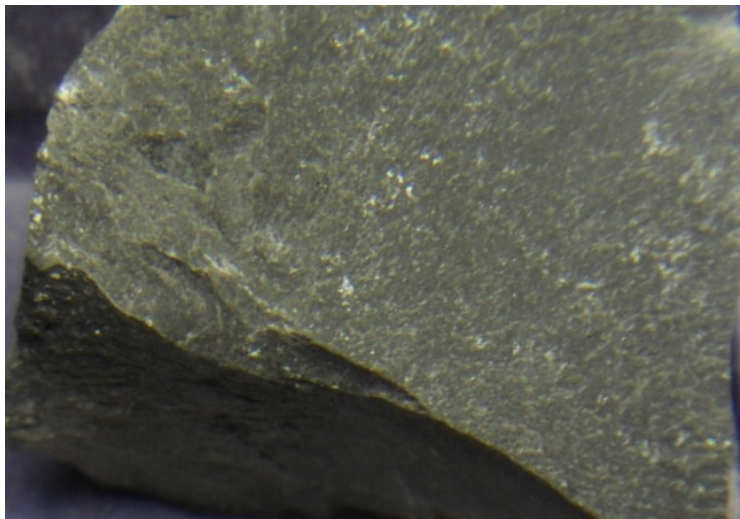


Abb. 8.1.3. GG-9, Handstück-Anschnitt ,ca. doppelte Originalgröße

Bei der einzigen aus dieser Gruppe als Handstück vorliegenden Probe GG-9 handelt sich um ein massiges, sehr feinkörniges Gestein von mittelgrauer Farbe, ohne erkennbare Zonierung und Poren.. Mit freiem Auge sind keine Einsprenglinge erkennbar.

8.1.4 Gruppe 8, makroskopische Beschreibung

Zu dieser Gruppe gehören der Trachy-Basalt GG-14 und die Basalte GG-34 bis GG-41

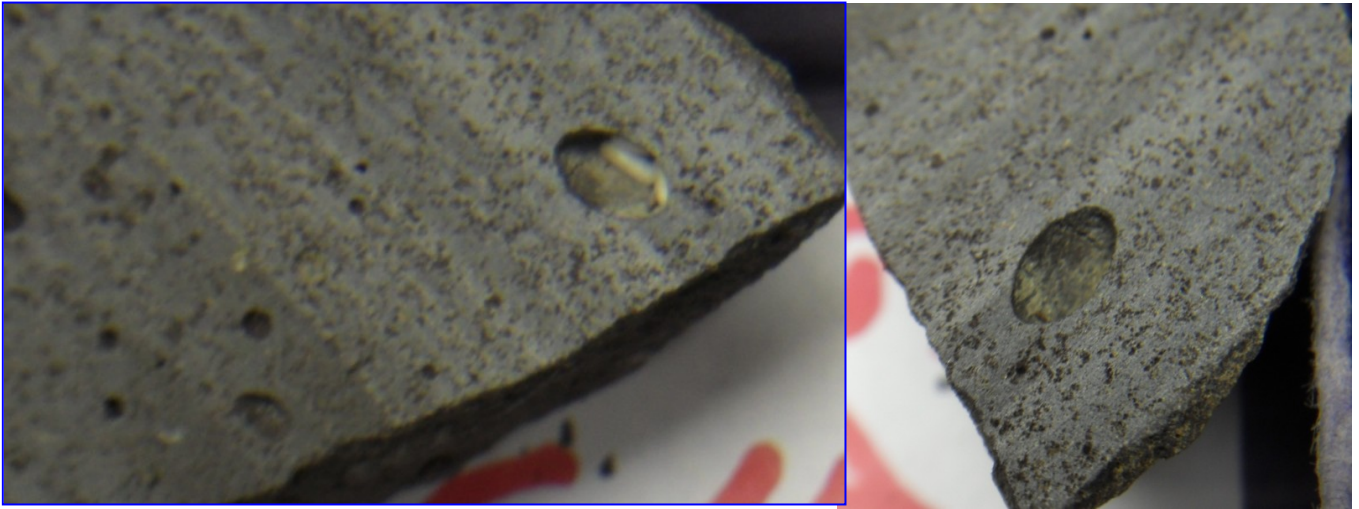


Abb. 8.1.4.1 GG-14, Handstück-Anschnitt in 2 Lagen , ca. doppelte Originalgröße

GG-14 (Abb. 8.1.4.1) ist ein massiger feinkörniger hellgrau-dunkelgrau zonierter Trachy-Basalt mit subsphärischen bis elliptischen Makroporen, geringer Porosität, wobei die Poren sehr unterschiedliche Porengrößen aufweisen und teilweise mit kristallinem Material verfüllt sind. Es gibt wenige mit freiem Auge erkennbare Einsprenglinge.

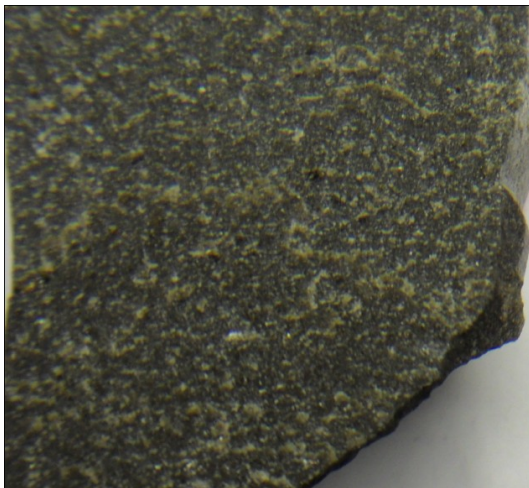


Abb. 8.1.4.2 GG-35, Handstück-Anschnitt
ca. doppelte Originalgröße

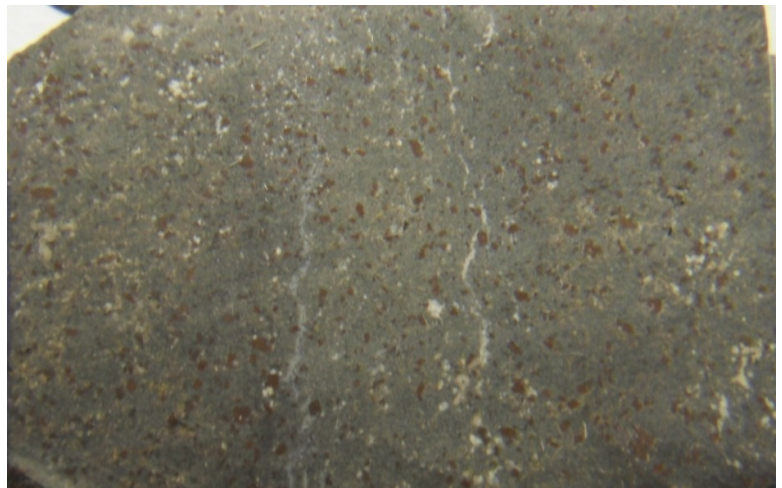


Abb. 8.1.4.3 GG-38, Handstück-Anschnitt
ca. doppelte Originalgröße

GG-35 (Abb. 8.1.4.2) ist ein massiger feinkörniger dunkelgrauer Basalt von geringer Porosität mit streifig angeordneten Einschlüssen.

GG-38 (Abb. 8.1.4.3) ist ein massiger feinkörniger hellgrauer Basalt von geringer Porosität mit zahlreichen durch Alteration rot gefärbten Einschlüssen und weißer mit kristallinem Material verfüllter Aderung.

8.1.5 Gruppe 13, makroskopische Beschreibung

Zu dieser Gruppe gehören die Trachy-Basalte GG-7, GG-29, GG-31, GG-33 und GG-50

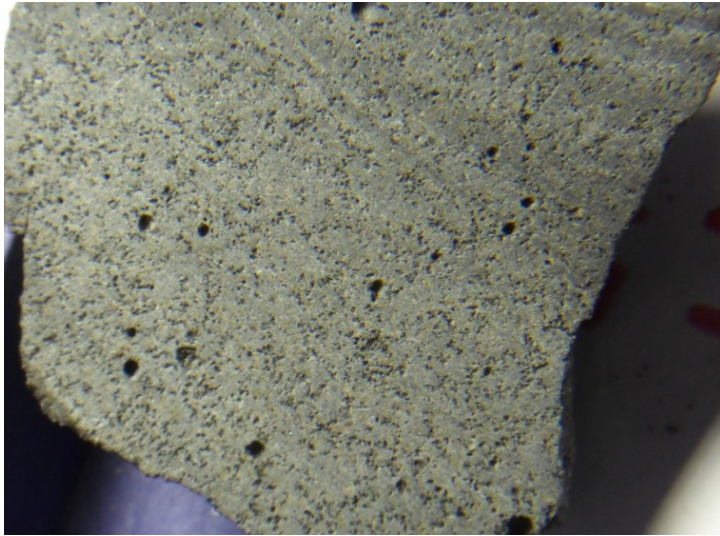


Abb. 8.1.5 GG-31, Handstück-Anschnitt , ca. doppelte Originalgröße

Vertreter dieser Gruppe sind massige feinkörnige hellgraue, teilweise dunkelgrau zonierte Trachy-Basalte mit subsphärischen Makroporen im mm-Bereich und geringer Porosität. Es gibt sehr wenige mit freiem Auge erkennbare Einsprenglinge.

8.1.6 Gruppe 14, makroskopische Beschreibung

Zu dieser Gruppe gehören die Trachy-Basalte GG-15 bis GG-26



Abb. 8.1.6.1 GG-16, Handstück-Anschnitt
ca. 5 x 2 cm

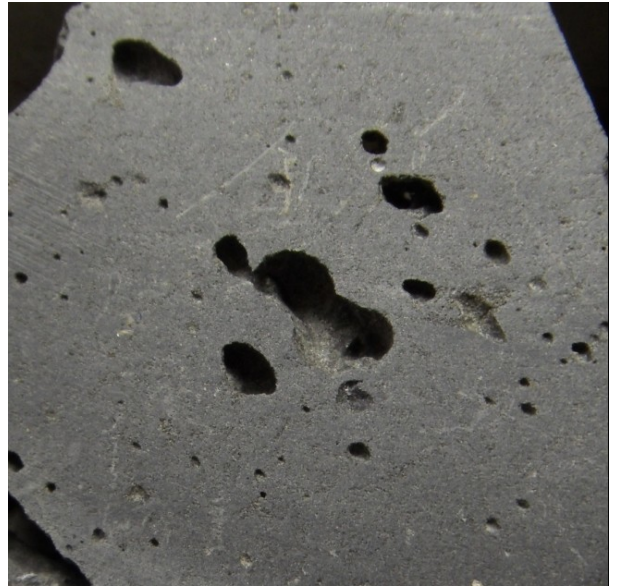


Abb. 8.1.6.2 GG-17, Handstück-Anschnitt
ca. doppelte Originalgröße



Abb. 8.1.6.3 GG-19, Handstück-Anschnitt
ca. doppelte Originalgröße



Abb. 8.1.6.4 GG-20, Handstück-Anschnitt
ca. 2,5 x 5,5 cm

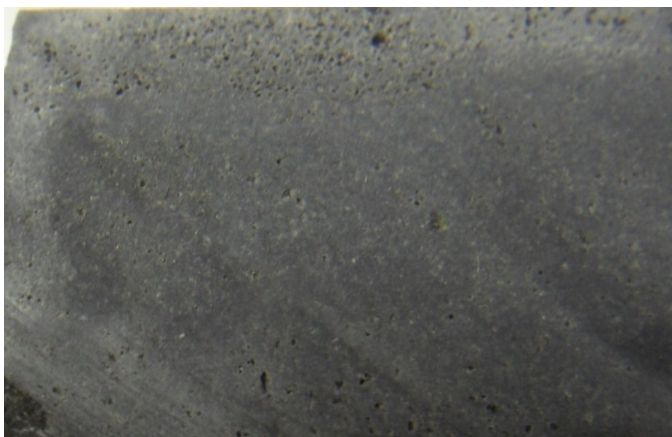


Abb. 8.1.6.5 GG-22, Handstück-Anschnitt
ca. doppelte Originalgröße

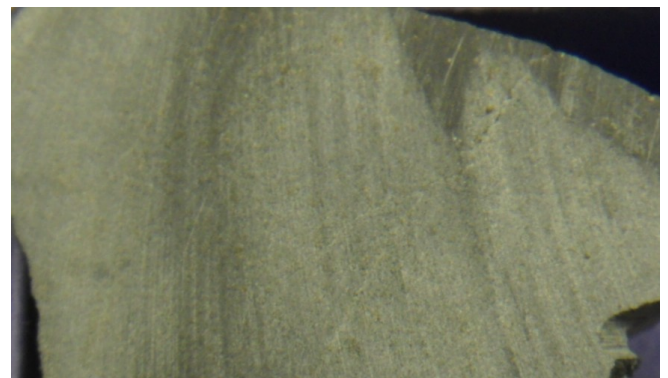


Abb. 8.1.6.6 GG-23, Handstück-Anschnitt
ca. doppelte Originalgröße

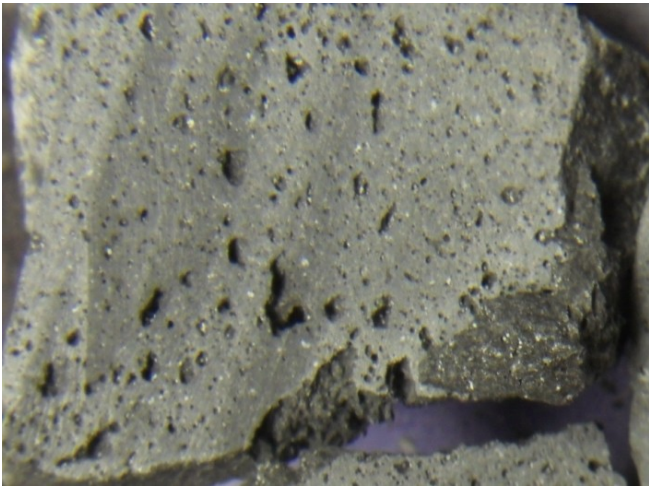


Abb. 8.1.6.7 GG-25, Handstück-Anschnitt
ca. doppelte Originalgröße

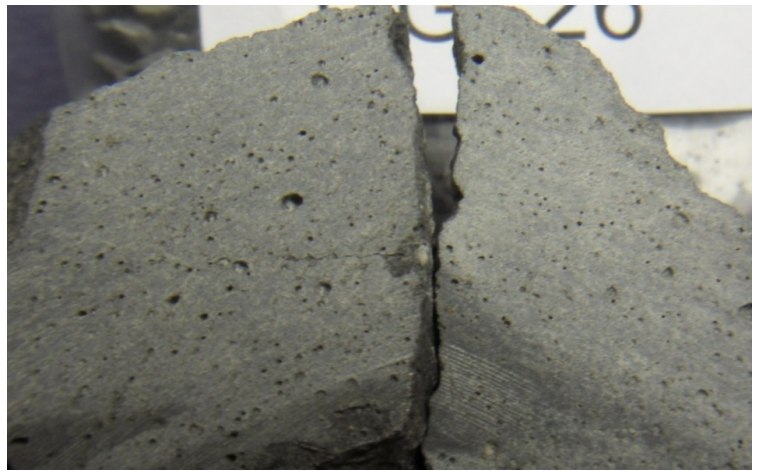


Abb. 8.1.6.8 GG-26, Handstück-Anschnitt
ca. Originalgröße

Diese Gruppe umfasst massige, feinkörnige Gesteine von hellgrauer Farbe.

GG-22 und GG-23 sind sehr dicht, und zoniert, GG-17, GG-22 und GG-25 sind kaum zoniert, mit vermikularen Makro- und Mikroporen, mittlerer Porosität mit Poren von sehr unterschiedlicher Größe. Mit freiem Auge sind kaum Einsprenglinge zu erkennen.

GG-19 hingegen enthält sehr große Porphyroklasten (Olivine) im sub-cm-Bereich, fleckige Zonierung und fleckige rostrote Bereiche, die auf Alteration hindeuten.

GG-20 zeigt bereits seine Fließstruktur deutlich entlang der Porenverläufe.

8.1.7 Gruppe 16, makroskopische Beschreibung

Zu dieser Gruppe gehören die Trachy-Basalte GG-32 und GG-48 und der Basalt GG-45

GG-48, die einzige als Gestein vorliegende Probe ist kaum zoniert, von geringer Porosität, und weist Poren sowie braunrote equigranulare Körner im mm-bis sub-mm-Bereich auf.

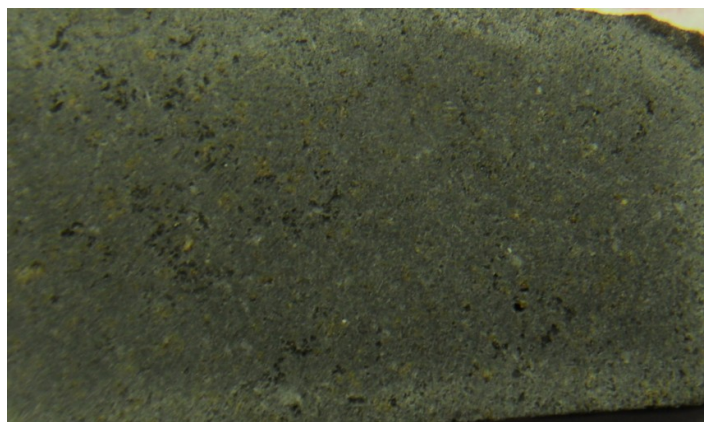


Abb. 8.1.7 GG-48, Handstück-Anschnitt
ca. doppelte Originalgröße

8.1.8 Gruppe 18, makroskopische Beschreibung

Zu dieser Gruppe gehören die Basanite GG-42 bis GG-44 und GG-46 und GG-47



Abb. 8.1.8.1 GG-46, Handstück-Anschnitt
ca. 3,3 x 1,4 cm



Abb. 8.1.8.2 GG-47, Handstück-Anschnitt
ca. doppelte Originalgröße

Die Basanit-Gruppe umfasst massige, feinkörnige Gesteine von hell-bis dunkelgrauer Farbe und geringer Porosität mit subsphärischen Poren von eher gleicher Größe. Mit freiem Auge sind große Einsprenglinge und unklare Bereiche zu erkennen.

8.2 Durchlichtmikroskopie von Dünnschliffen

Die als Dünnschliffe vorliegenden Proben wurden mit dem Leica DM4500 P Polarisationsmikroskop untersucht und mit der Software Leica Application Suite V 3.2.0 bearbeitet

Die im allgemeinen sehr feinkörnigen bis feinkörnigen Proben sind überwiegend holokristallin, teilweise kryptokristallin. Die Korngrößenverteilung reicht von equigranular über serialkörnig bis porphyrisch. In den meisten Proben sind große Einsprenglinge von Olivin und Klinopyroxen vorhanden. Das Grundgerüst wird von Plagioklas-Leisten gebildet, die polysynthetische Verzwilligung aufweisen und ineinander verzahnt sind oder trachytische Fluidalstrukturen bilden. Die großen Porphyroklasten sind häufig glomerophyrisch verwachsen und xenomorph, seltener hypidiomorph, vereinzelt auch idiomorph. Olivin-Porphyroklasten sind fast immer iddingsitisiert, vor allem entlang der Ränder und an Frakturen im Kristall, die ebenfalls sehr häufig vorkommen. An Einschlüssen in Kristallen treten Spinell, Magnetit und Zweiphaseneinschlüsse auf, auch Reaktionssäume sind häufig.

Xenomorphe Klinopyroxene treten intergranular oder intersertal als interstitielle Zwickelfüllung zwischen den Plagioklasleisten auf und bilden subophitische bis ophitische Texturen.

Viele Porphyroklasten weisen Skelettwachstum auf, welches Wachstumsstörungen indiziert, auch Auflösungserscheinungen sind häufig.

Das Symbol # in den Abbildungstexten kennzeichnet gekreuzte Polarisatoren.

8.2.1 GG-1, Gruppe 2, Basaltischer Andesit



Abb. 8.2.1.1: Dünnschliff GG-1 Übersicht
subophitischer basaltischer Andesit, #

Die Probe weist holokristallines Gefüge auf, die subophitische Textur ist intersertal verfüllt, das Grundgerüst wird von einer dichten und regellosen Verwachsung verzwillingter Plagioklas-Leisten mit typischer polysynthetischer Verzwilligung gebildet.

Es liegen viele große hypidiomorphe Olivinkristalle vor, diese sind praktisch immer iddingsitisiert (rotbraune Alteration) und in deren nicht alterierten Kernbereichen befinden sich häufig idiomorphe equigranulare Spinell- oder Magnetiteinschlüsse.

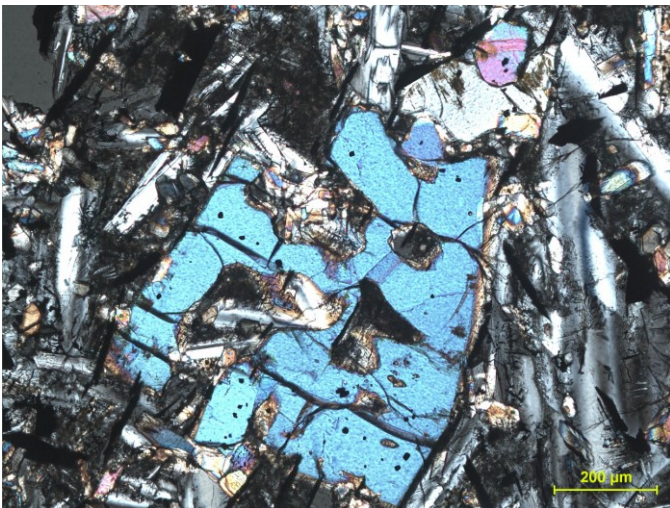


Abb. 8.2.1.2: Dünnschliff GG-1 Olivin-Phänokristall
,magmatisch korrodiert, #

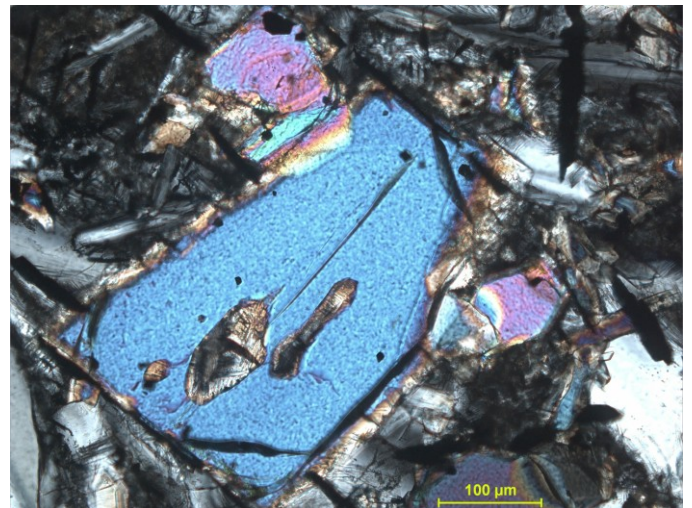


Abb. 8.2.1.3: Dünnschliff GG-1 Olivin-Phänokristall
,magmatisch korrodiert, #

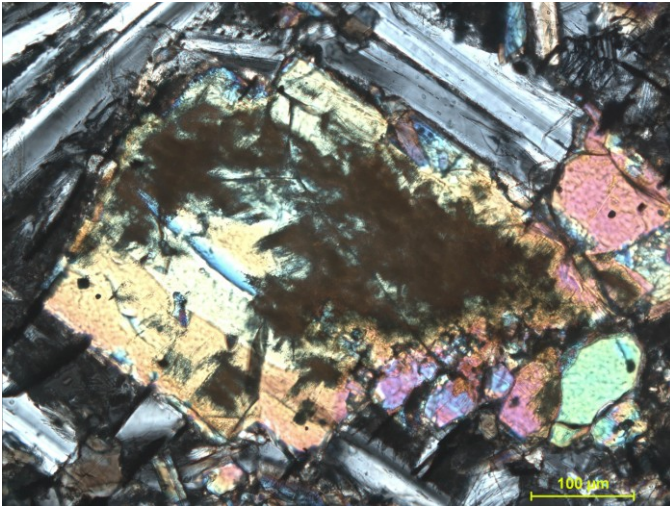


Abb. 8.2.1.4: GG-1 Subidiomorphe Olivine mit ausgeprägter Iddingsitisierung, #

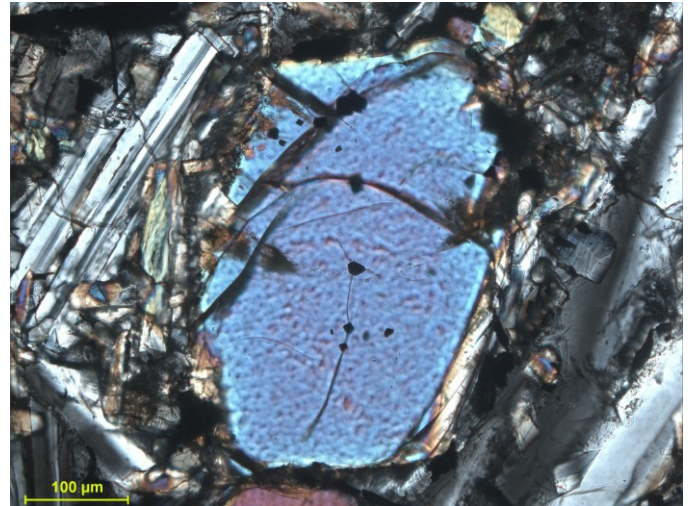


Abb. 8.2.1.5: GG-1 Subidiomorpher Olivin mit Einschlüssen (Spinelle) und gebogenen Frakturen, #

Abb. 8.2.1.6: GG-1, idiomorpher mit anderen Olivinen verwachsener Olivin mit etwas randlicher Iddingsitisierung (stärker ausgeprägt beim kleineren Olivin rechts davon), sowie isometrischen Spinelleinschlüssen und gebogenen Frakturen.

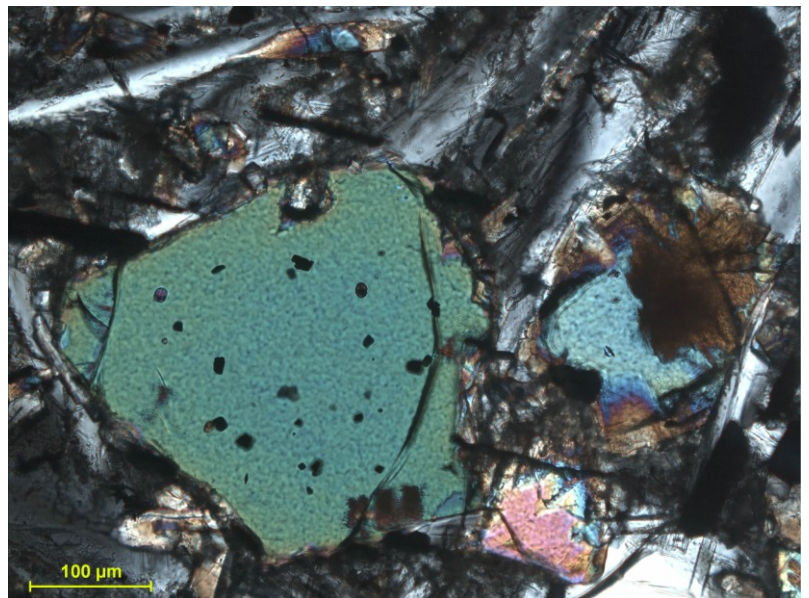


Abb. 8.2.1.6: GG-1, Olivin, #

8.2.2 GG-2, Gruppe 2, Basaltischer Andesit



Abb. 8.2.2.1: GG-2 Übersicht , subophitischer basaltischer Andesit mit zentralem mm-großen iddingsitisiertem Olivinkristall mit Auflösungserscheinungen , #

Holokristallines Gefüge, die Textur ist subophitisch, die regellos angeordneten verzwilligten Plagioklas-Leisten sind intergranular verfüllt. Es liegen viele große xenomorphe stark korrodierte Porphyroklasten vor, diese sind praktisch immer entlang der Ränder (meist nicht direkt am Rand sondern in annähernd äquidistantem Abstand davon) und entlang von Korrosions-und Bruchstellen iddingsitisiert .



Abb. 8.2.2.2: GG-2, Olivin, stark magmatisch korrodiert ,zerbrochen und iddingsitisiert, #.

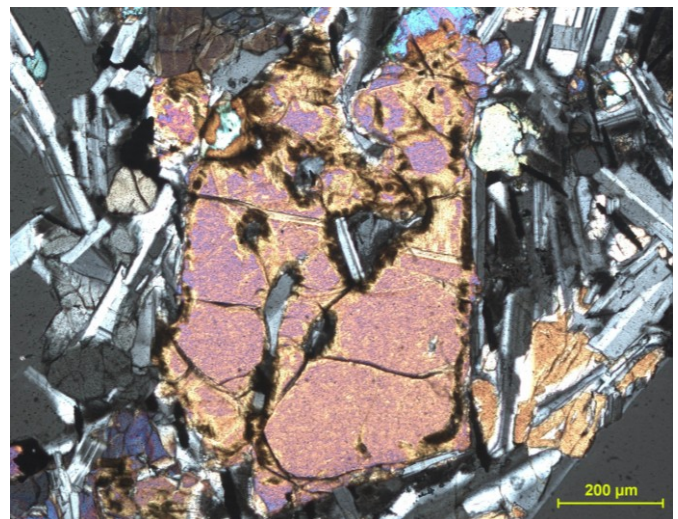


Abb. 8.2.2.3: GG-2, Olivin, stark korrodiert und iddingsitisiert, #

8.2.3 GG-6, Gruppe 4, Basaltischer Andesit

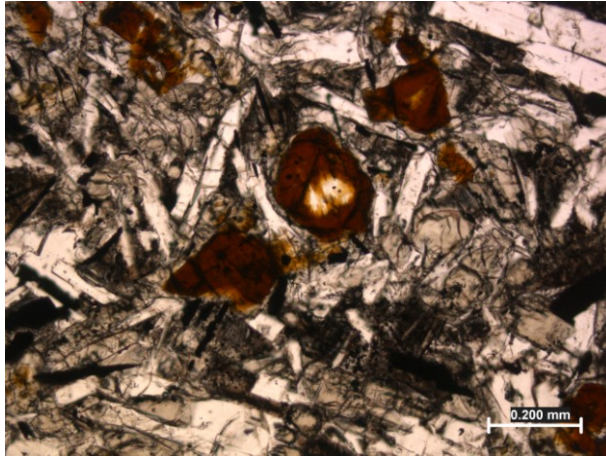


Abb. 8.2.3.1: GG-6, subophitische Textur, Durchlicht

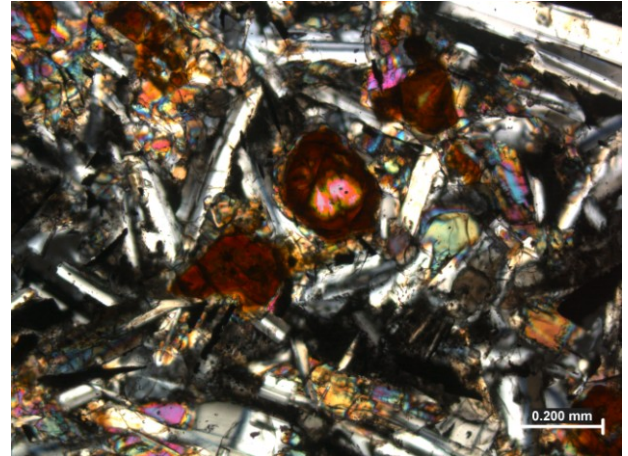


Abb. 8.2.3.2 GG-6, subophitische Textur, Durchlicht, #

Holokristallines Gefüge, tholeiitisch. Textur intersertal-intergranular. Viele und große cpx. Die poröse Matrix enthält wenig Glas, dichte Verwachsung verzwilligter Plagioklas-Leisten. Wenige, aber große iddingsitisierte (rotbraune Alteration) Olivine. Der Olivin (Abb. 8.2.3.1) in der Bildmitte hat einen nicht alterierten Kernbereich mit 2 Spinelleinschlüssen. Als akzessorische opake Mineralphasen treten Ilmenit oder (Titano-)Magnetit auf.

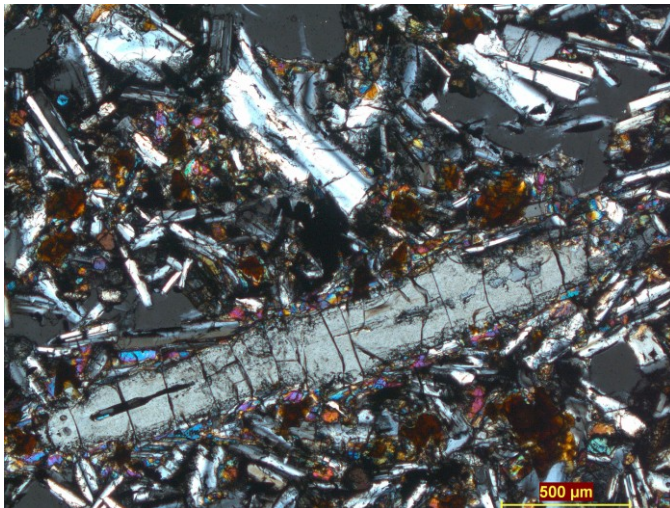


Abb. 8.2.3.3: GG-6, gestreckter Klinopyroxen mit Korrosionshöhlräumen und randlichem Kristallsaum, #

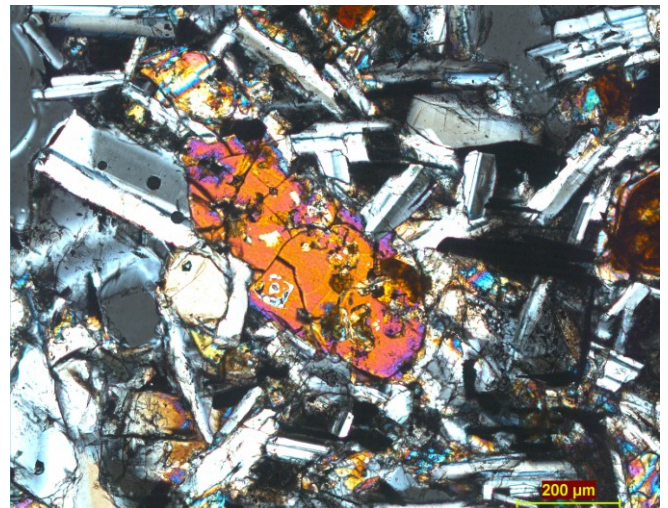


Abb. 8.2.3.4: GG-6, subidiomorpher Porphyroklast, #

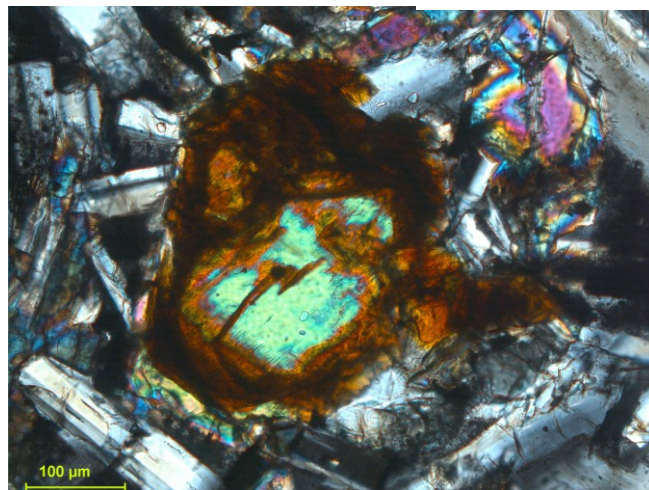


Abb. 8.2.3.5: GG-6, xenomorpher iddingsitisierter Olivin, #

8.2.4 GG-7, Gruppe 13, Trachybasalt

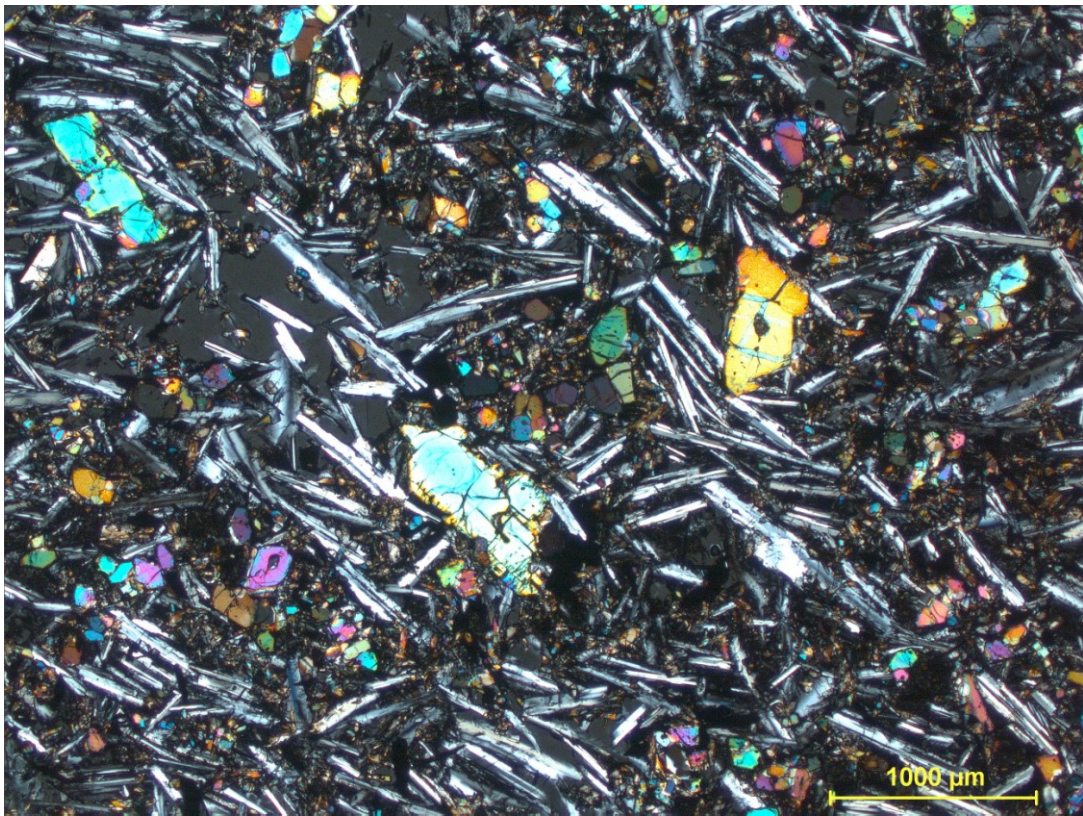


Abb. 8.2.4.1: GG-7 Übersicht, trachytische Textur, #

Holokristallines Gefüge auf, die subophitische Textur ist trachytisch aus verzwillingten Plagioklas-Leisten aufgebaut, die intersertal-intergranular verfüllt sind. Es liegen viele große hypidiomorphe Olivin- und Klinopyroxenkristalle vor. Die Porphyroklasten sind häufig glomerophyrisch verwachsen, enthalten Korrosionshohlräume, die auch verfüllt sein können sowie idiomorphe equigranulare Spinell- oder Magnetiteinschlüsse.

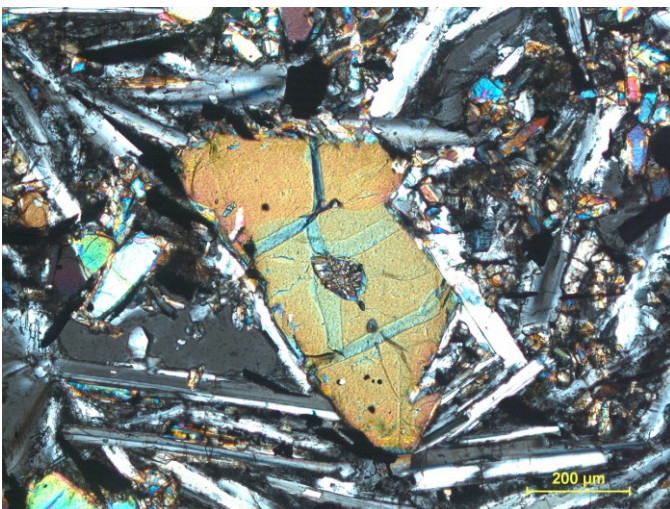


Abb. 8.2.4.2: GG-7, ol-Phänokristall mit verfülltem Korrosionshohlraum und Einschlüssen (auch 2-Phaseneinschlüsse), #

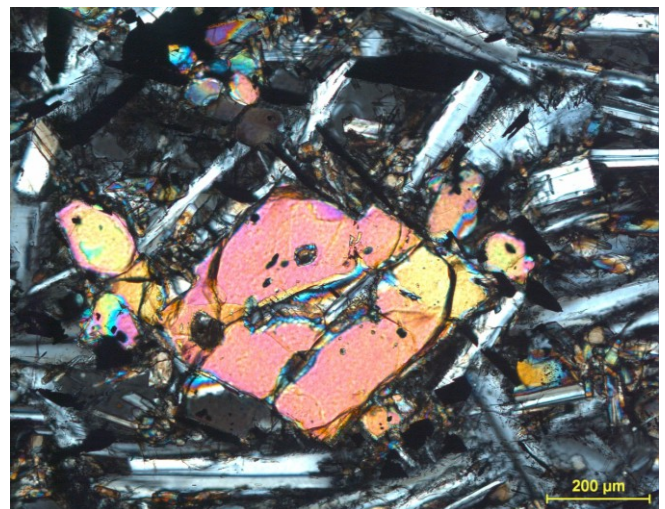


Abb. 8.2.4.3: GG-7, ol-Phänokristall mit Korrosionshohlraum und Einschlüssen, #

8.2.5 GG-14, Gruppe 8, Trachybasalt

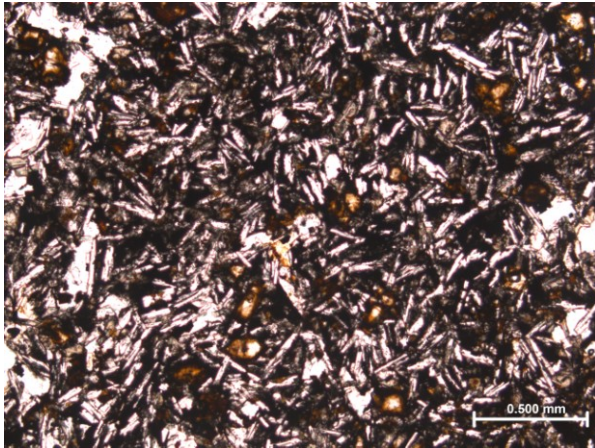


Abb. 8.2.5.1: GG-14, (Sub)trachytische Textur mit Olivinen



Abb. 8.2.5.2: GG-14, wie Abb. 8.2.5.1, #

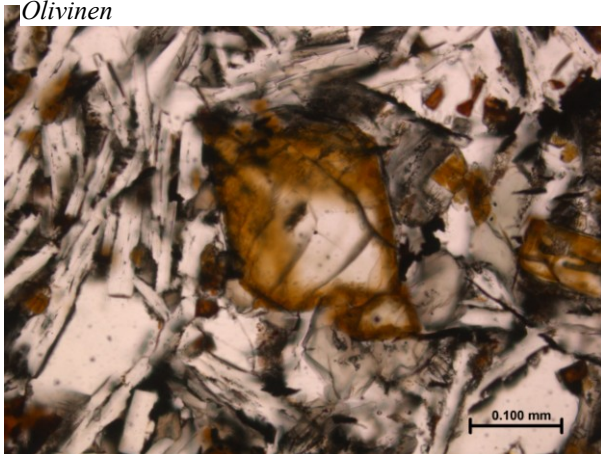


Abb. 8.2.5.3: GG-14, Olivin, GG-14, Durchlicht

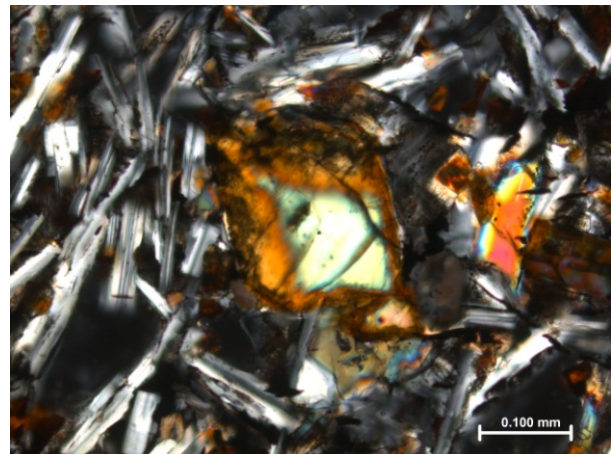


Abb. 8.2.5.4: GG-14, Olivin, GG-14, #

(Sub)trachytische Textur, holokristallin. Verzwillingte Plagioklasleisten mit unscharfer Kontur. Subidiomorphe Olivinphänokristalle, randlich und an Bruchstellen, nicht aber entlang von gebogenen intrakristallinen Frakturen iddingsitisiert. Cpx nicht umgewandelt, in Matrix selten Mischkristalle von Augit. Iddingsitisierung vermutlich nicht tiefmagmatisch sondern oberflächennah.

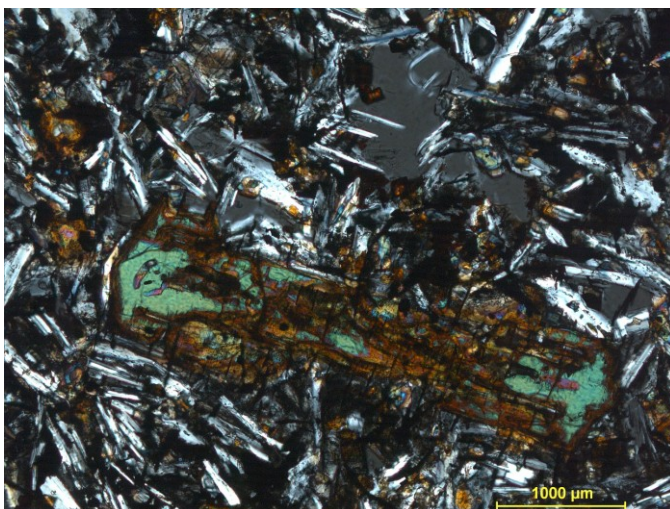


Abb. 8.2.5.5: GG-14, großer hypidiomorpher Olivin (>3mm) mit randlicher und Bruchstelleniddingsitisierung, #

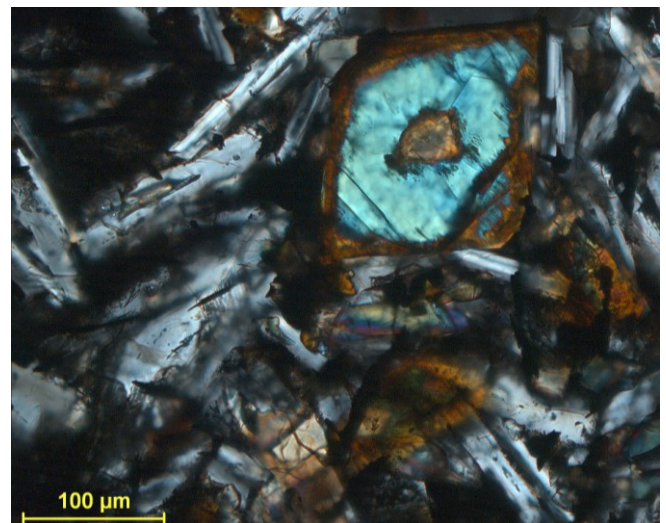


Abb. 8.2.5.6: GG-14, (hyp)idiomorpher Olivin mit randlicher und Augeniddingsitisierung, #.

8.2.6 GG-19, Gruppe 14, Trachybasalt

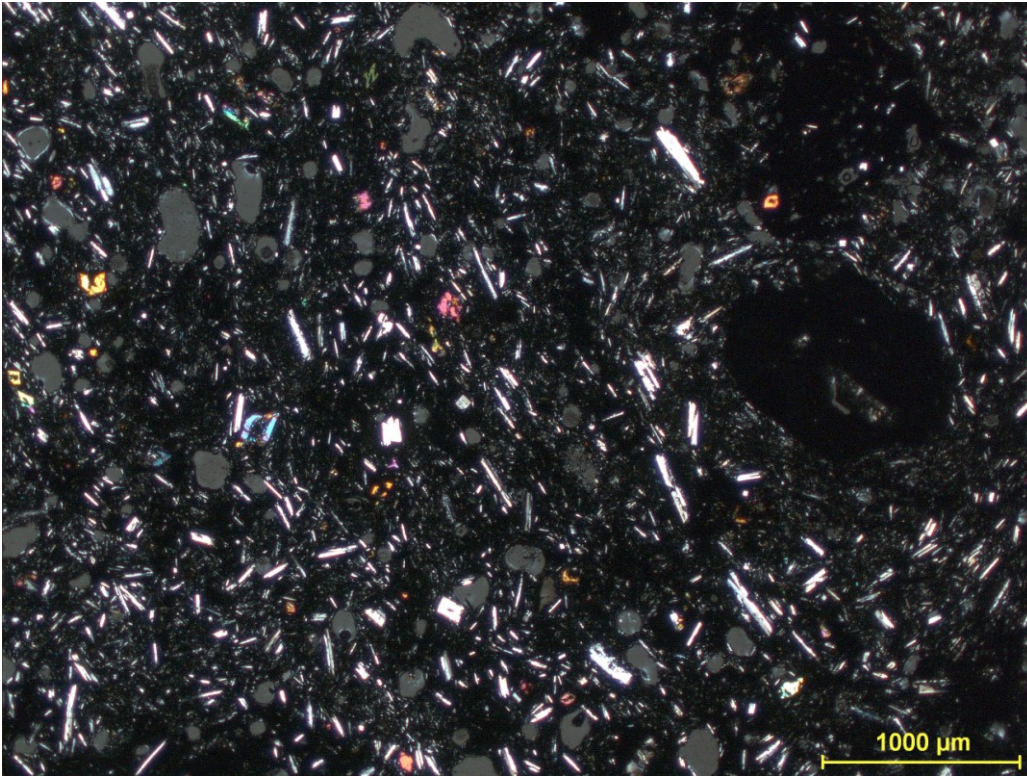


Abb. 8.2.6.1: GG-19 Übersicht, trachytische Textur mit großen Poren, #

Hyalokristallines sehr poröses Gefüge mit trachytischer Textur und verschwommenen Plagioklas oder K-Plagioklas-Leisten. Es liegen einige große xenomorphe Olivin- und Klinopyroxenkristalle mit Auflösungserscheinungen vor. Reaktionssäume treten auf, Iddingsitiserung ist jedoch kaum zu beobachten.

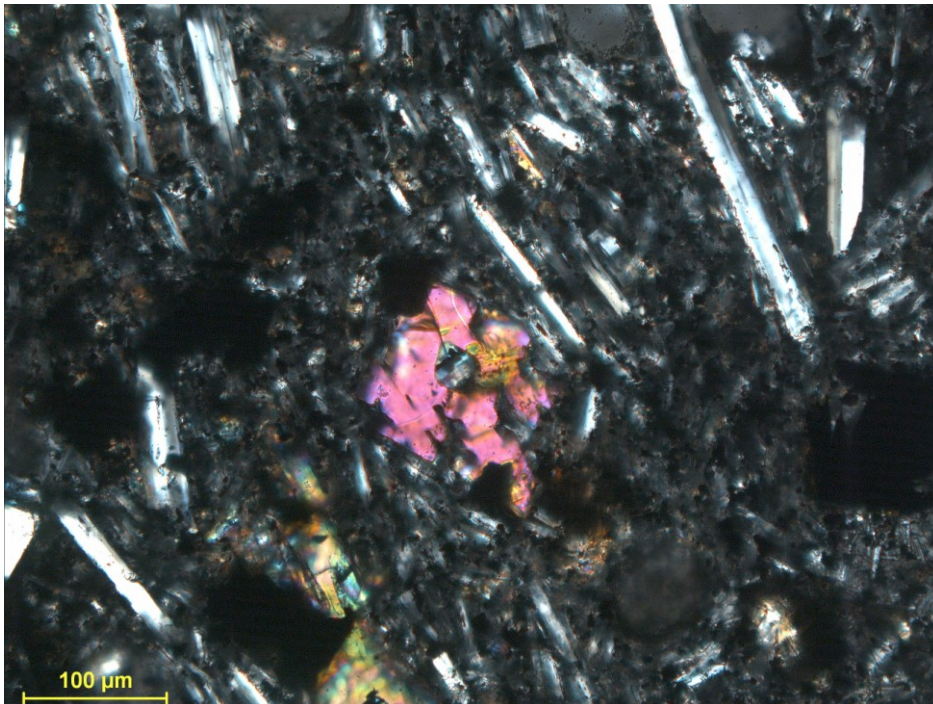


Abb. 8.2.6.2: GG-19 Olivin mit Korrosionshöhlräumen, #

8.2.7 GG-25, Gruppe 14, Trachybasalt

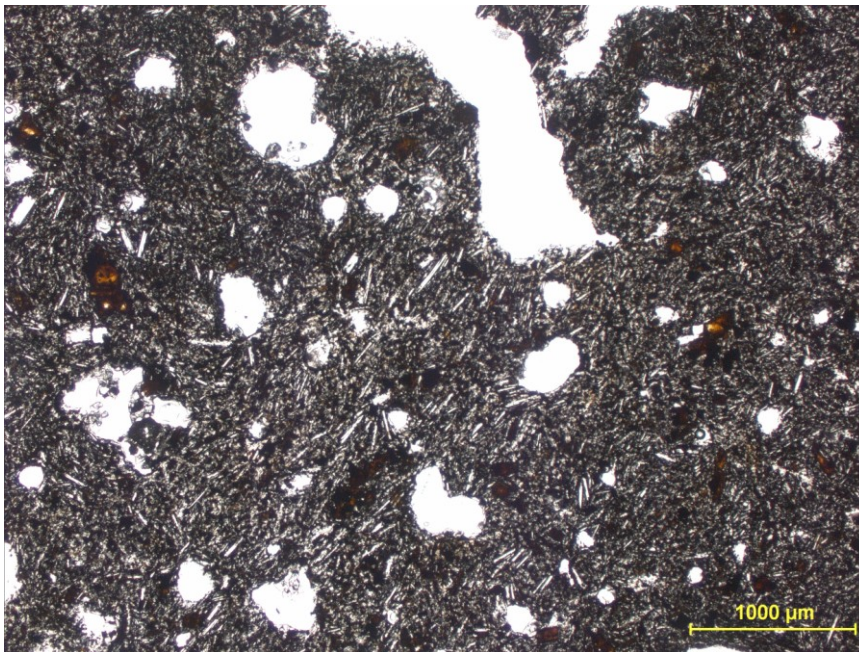


Abb. 8.2.7.1: GG-25, Übersicht, Durchlicht

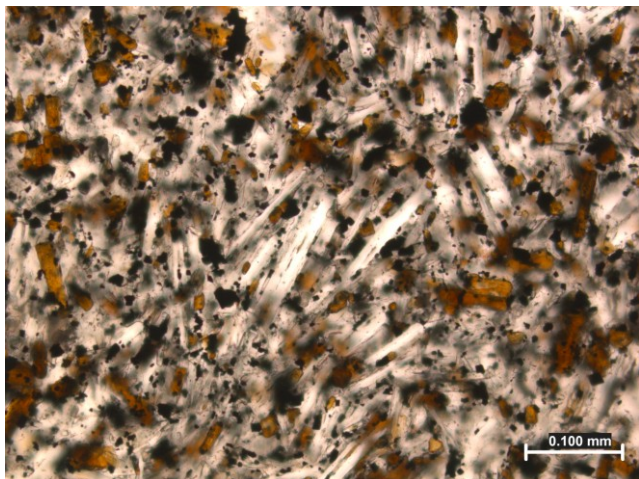


Abb. 8.2.7.2: GG-25, Durchlicht

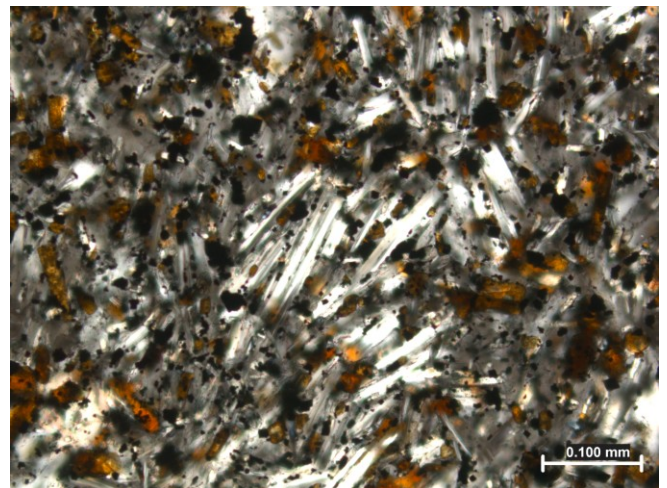


Abb. 8.2.7.3: GG-25, #

Probe mit ca. 10% Porosität, wobei die Poren im sub-mm- bis mm-Bereich liegen. Serialkörnige trachytische Textur, holokristallin. Verzwillingte Plagioklasleisten mit K-Plagioklas verwachsen. Ol und cpx sind iddingsitisierte Phänokristalle, idiomorph-hypidiomorph. Als Opakphase viel Titanomagnetit.

Abb. 8.2.7.4: Sekundäre Kristallisation von Calcit in den Hohlräumen.

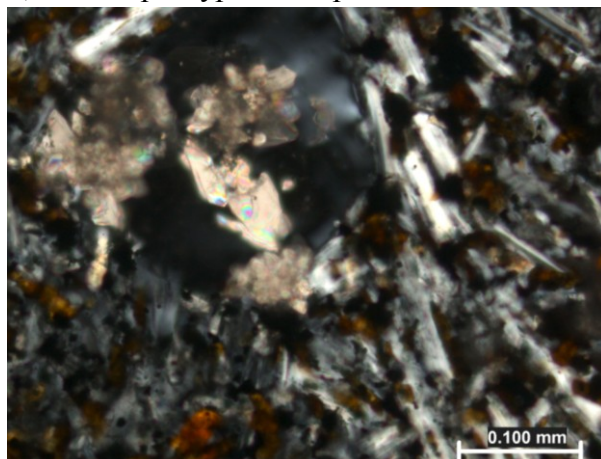


Abb. 8.2.7.4: GG-25, Hohlraum- Kristallisation von Calcit, #

8.2.8 GG-29, Gruppe 13, Trachybasalt

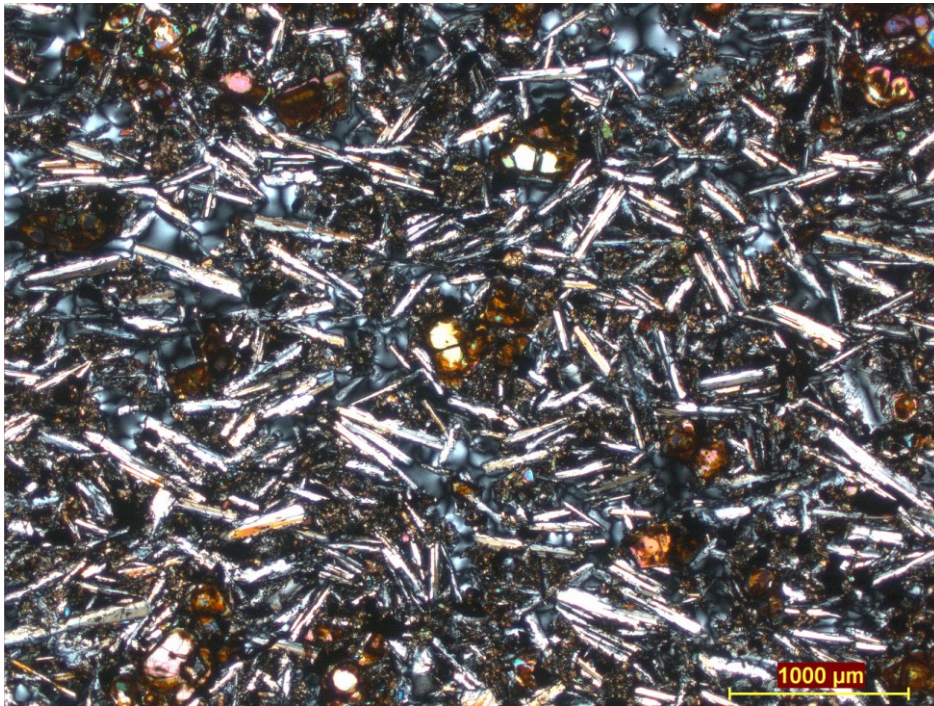


Abb. 8.2.8.1: GG-29, Übersicht, #

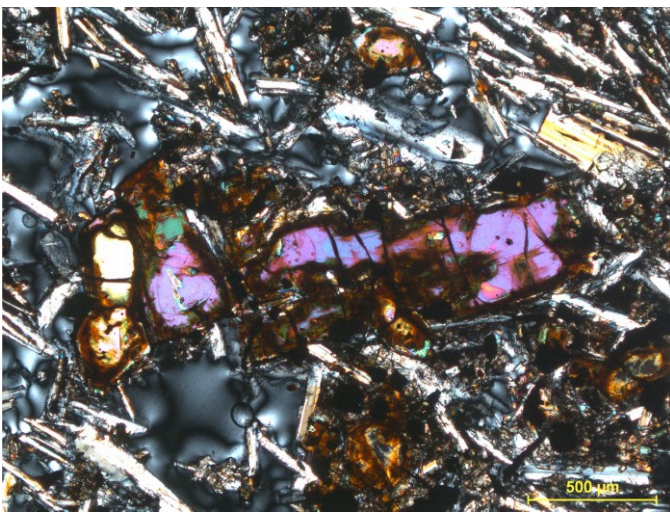


Abb. 8.2.8.2: GG-29, iddingsitisierter Olivin, #

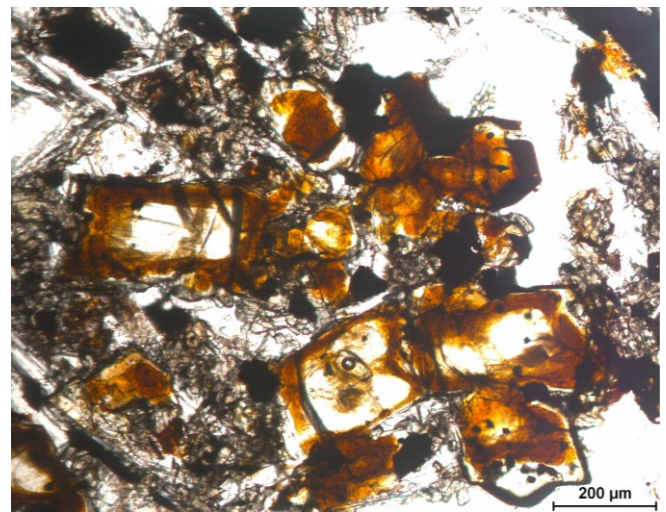


Abb. 8.2.8.3 GG-29, Olivine mit Zweiphaseneinschluß
,iddingsitisiert, Durchlicht.

Serialkörnige holokristalline trachytische Textur,. Plagioklasleisten mit K-Plagioklas verwachsen, kaum Verzwillingung beobachtbar.

Ol und cpx sind hypidiomorphe iddingsitisierte glomerophyrisch verwachsene Phänokristalle mit opaken isometrischen teils oktaedrischen Einschlüssen (im µm-Bereich) von Spinell oder Titanomagnetit sowie Zweiphasen-Einschlüssen (ca. 50µm).

Als Opakphase viel Titanomagnetit.

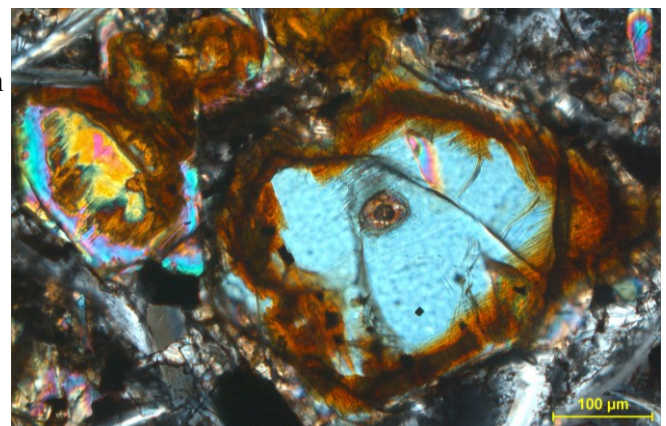


Abb. 8.2.8.4: GG-29, iddingsitisierte Olivine, #

8.2.9 GG-31, Gruppe 13, Trachybasalt

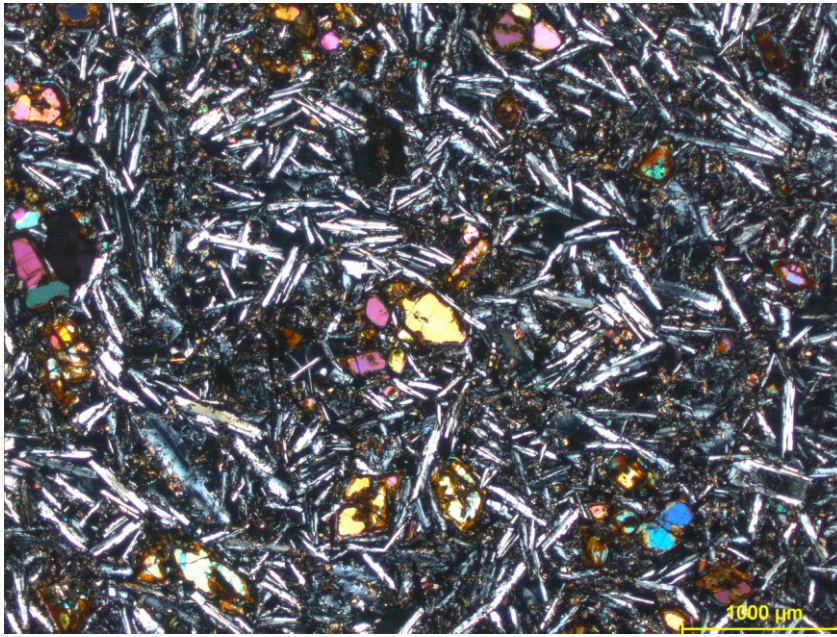


Abb. 8.2.9.1 GG-31, Übersicht, #

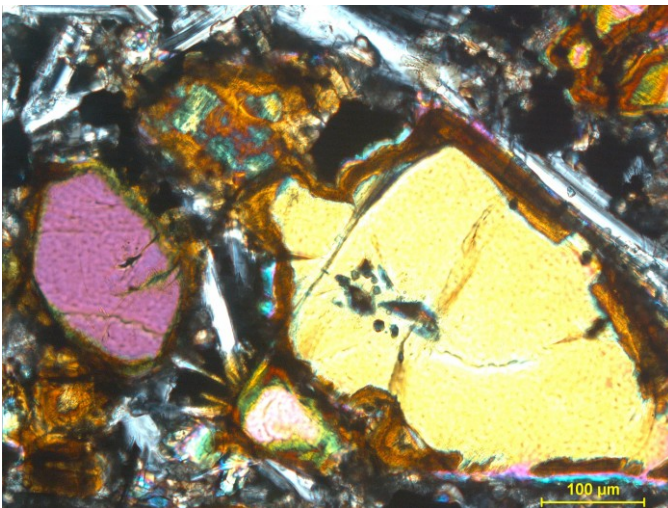


Abb. 8.2.9.2 GG-31, hypidiomorpher Olivin, randlich iddingsitisiert, #

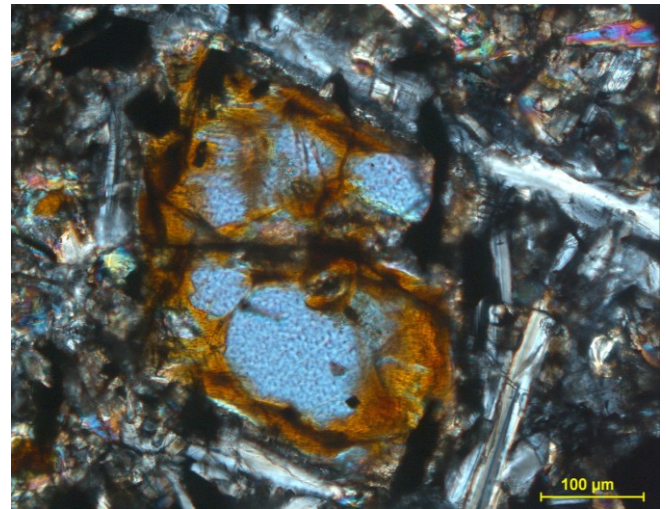


Abb. 8.2.9.3 GG-31, hypidiomorpher Olivin randlich und im Riß iddingsitisiert mit oktaedrischem Einschluß, #

Heterogranulare holokristalline trachytische Textur mit Umfließungszellen. Plagioklasleisten eventuell mit K-Plagioklas verwachsen, kaum Verzwillingung beobachtbar.

Ol und cpx liegen als iddingsitisierte hypidiomorphe bis idiomorphe und glomerophyrisch verwachsene Phänokristalle mit opaken isometrischen oktaedrischen Einschlüssen (im µm-Bereich) von Spinell oder Titanomagnetit vor.

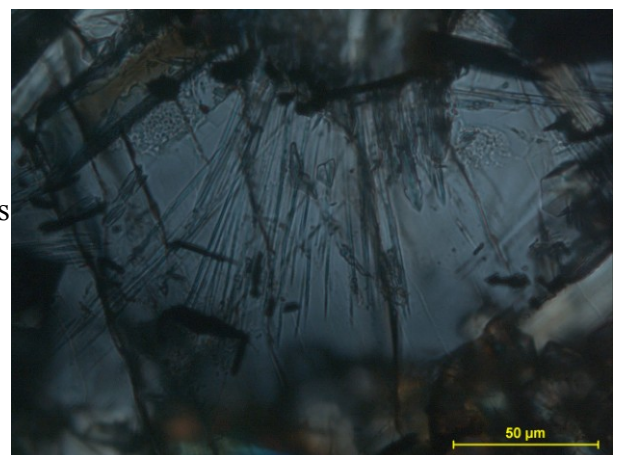


Abb. 8.2.9.4: GG-31, möglicherweise Faserzeolith, #

8.2.10 GG-33, Gruppe 13, Trachybasalt

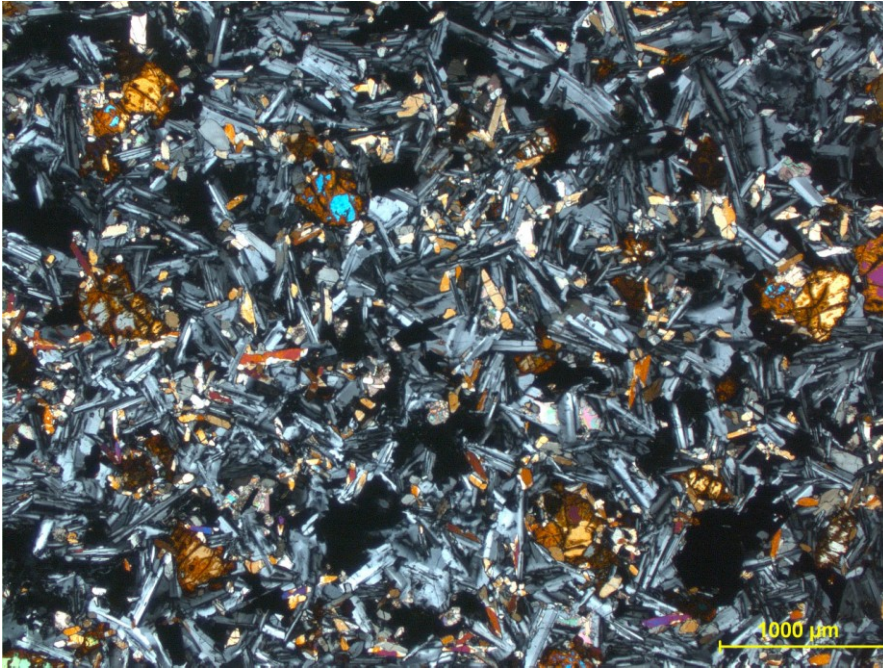


Abb. 8.2.10.1 GG-33, Übersicht, #

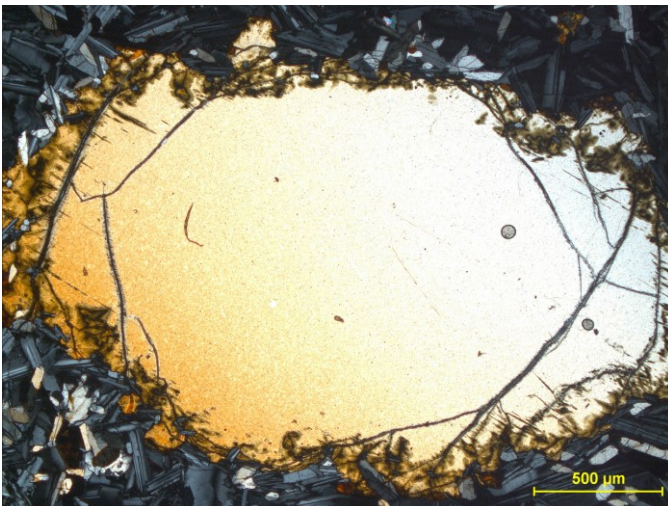


Abb. 8.2.10.2 GG-33, Olivin mit randlicher Iddingsitisierung, #

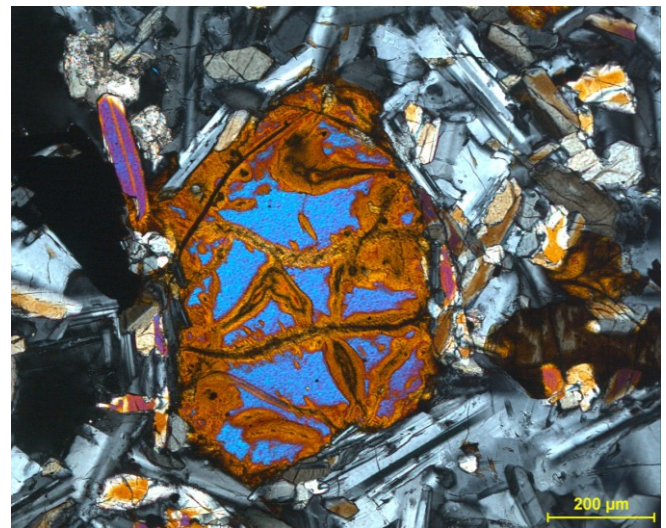


Abb. 8.2.10.3: GG-33, Olivin stark iddingsitisiert, #

Heterogranulare mosaikartige holokristalline regellose, nicht trachytische Textur. Bei den Plagioklasleisten ist oft Verzwillingung beobachtbar. Ol und cpx liegen als iddingsitisierte hypidiomorphe bis idiomorphe und teils glomerophyrisch verwachsene Porphyroklasten vor, oft mit opaken isometrischen oktaedrischen Einschlüssen im µm-Bereich (Abb. 8.2.10.4 und Abb. 8.2.10.5) von Spinell oder Titanomagnetit. Sehr schön ist die Iddingsitisierung entlang von Rissen zu sehen.

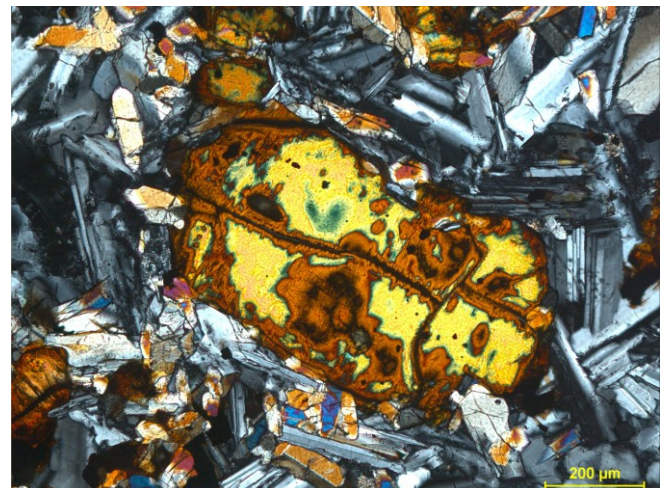


Abb. 8.2.10.4: GG-33, iddingsitisierter Olivin stark iddingsitisiert, #

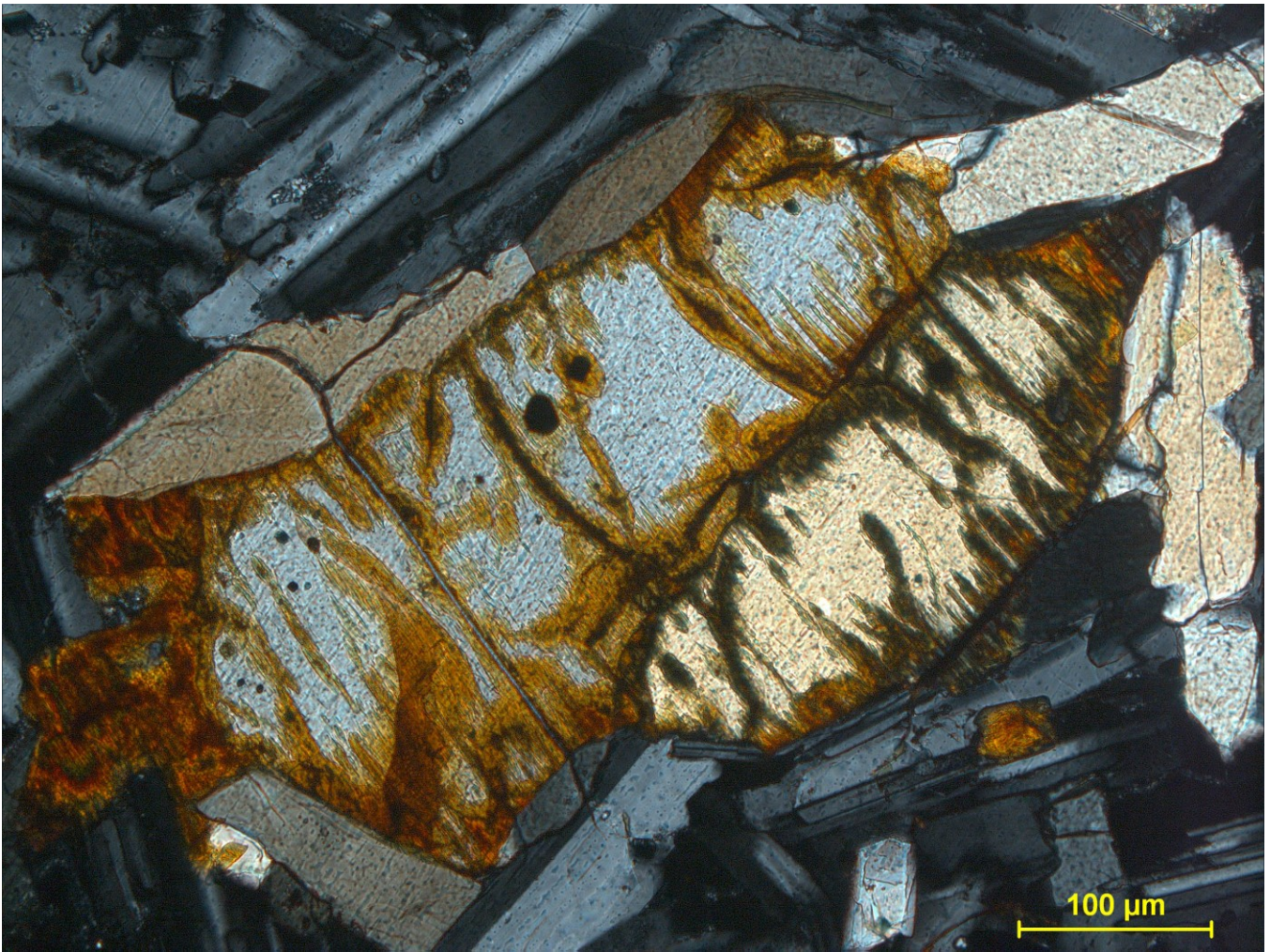


Abb. 8.2.10.5 GG-33, hypidiomorpher Olivin mit Iddingsitisierung vom Rand her entlang von Frakturen und opaken idiomorphen Einschlüssen (Spinell), #

8.2.11 GG-38, Basalt

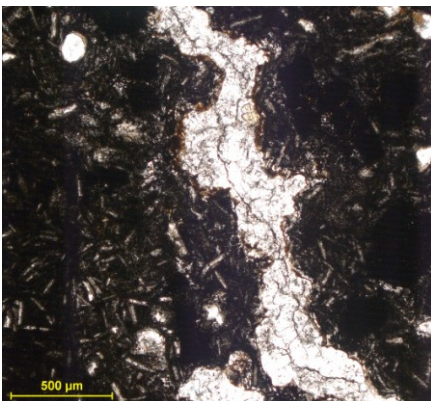


Abb. 8.2.11.1: GG-33, Übersicht, Durchlicht

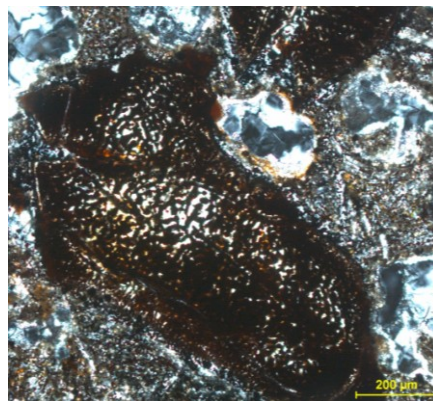


Abb. 8.2.11.2: GG-33, #

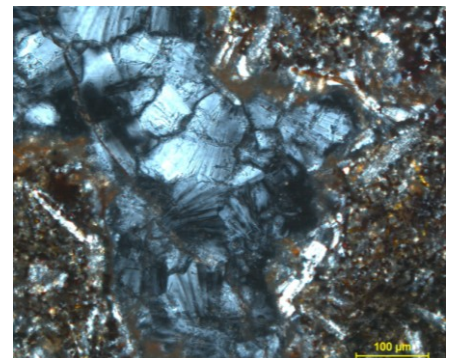


Abb. 8.2.11.3: GG-33, #

Bei GG-38 handelt es sich um eine stark alterierte Probe, die Smektit enthält. Weiters sind durchgehende Aderungen (Abb. 8.2.11.1) enthalten, die mit sekundären Phasen (vermutlich Calcit oder Zeolith, Abb. 8.2.11.3) verfüllt sind. Die ursprünglichen Porphyroklasten sind tiefgreifend oxidiert und korrodiert (Abb. 8.2.11.2).

8.2.12 GG-42, Gruppe 18, Basanit

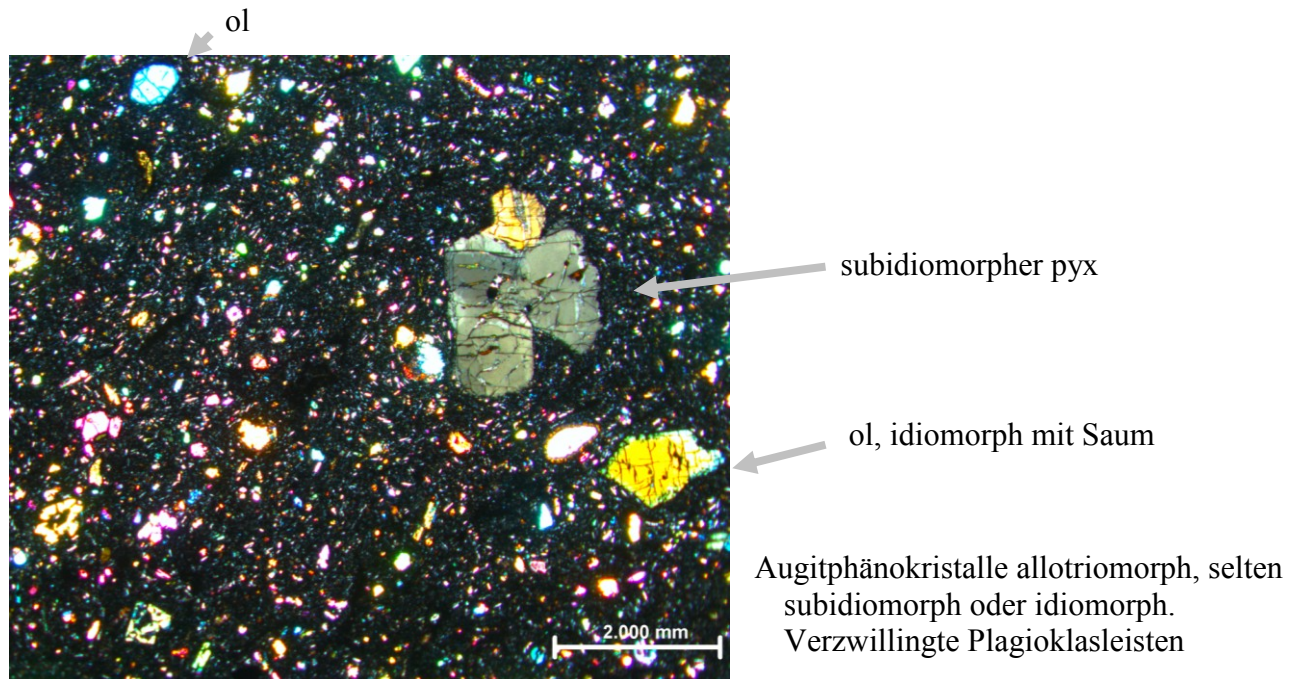


Abb. 8.2.12.1 GG-42, Übersicht, #

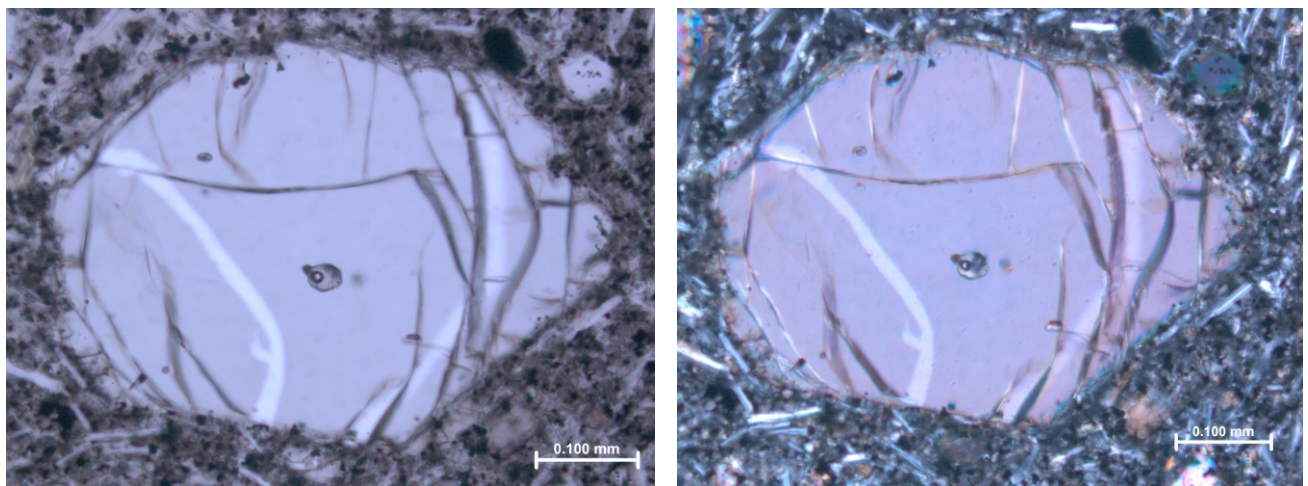


Abb. 8.2.12.2: Idiomorpher Olivin-Phänokristall mit 2-Phaseneinschluß

Einschluß mit Gasblase, Durchlicht (links) und unter gekreuzten Polarisatoren (rechts)

Porphyrisches Gefüge mit intersertaler mikrokristalliner-hyalophyrischer heterogranularer Textur mit verzwillingten Plagioklasleisten.. Olivine selten idiomorph, meist hypidiomorph bis xenomorph, normal oder revers zonierte, teilweise als Kumulate vorliegend mit vermutlich serpentinisierten Rissen. Die xenomorphen Klinopyroxene weisen oft Reaktionsränder auf.

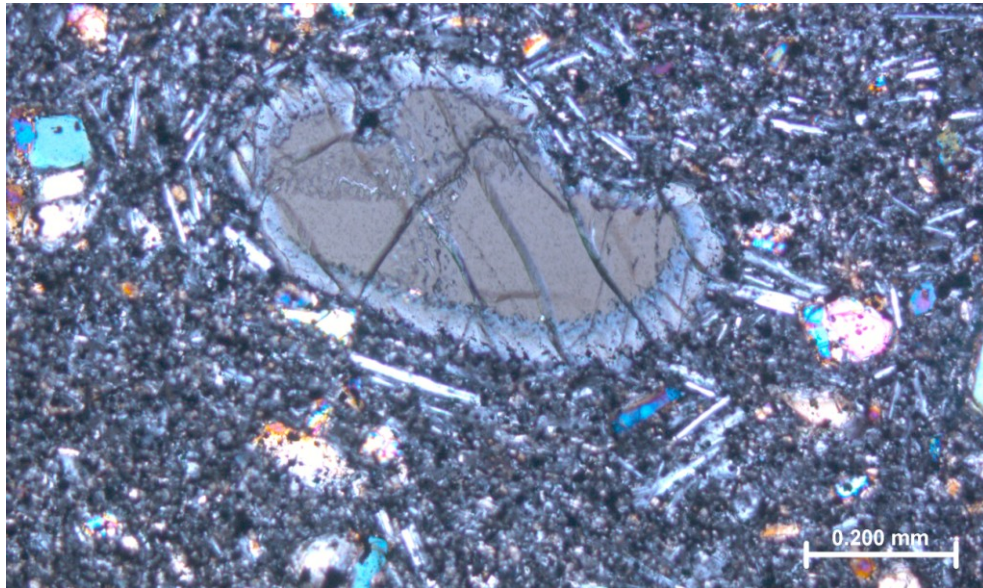


Abb. 8.2.12.3: GG-42, Klinopyroxen cpx-1, #

Abb. 8.2.12.3: Klinopyroxen cpx-1 wird auch mit der Mikrosonde entlang einer Profillinie analysiert

Abb. 8.2.12.4: Olivin mit teilweise Fe-reichen verfüllten Rissen, (vermutlich serpentinisiert).

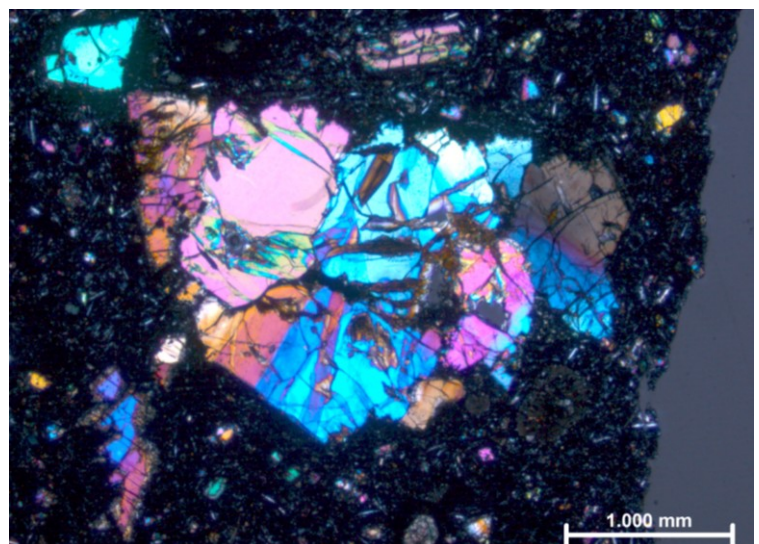


Abb. 8.2.12.4 GG-42, Olivin, #

8.2.13 GG-47, Gruppe 18, Basanit

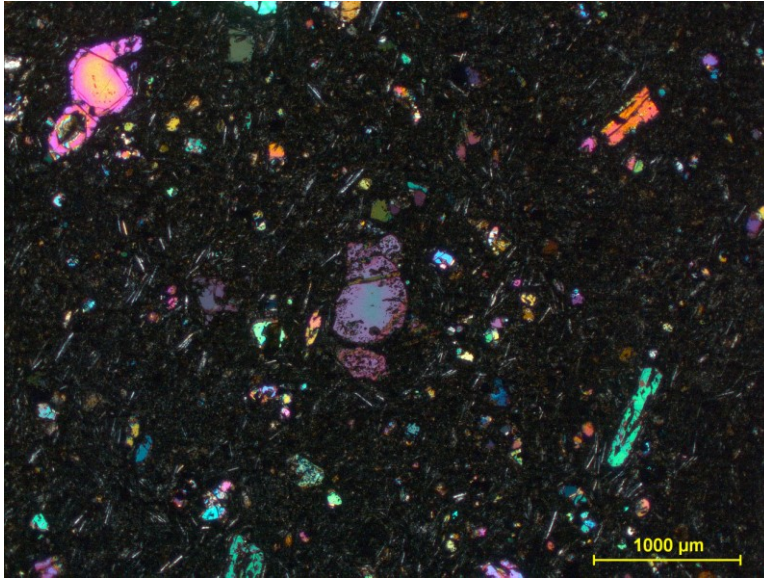


Abb. 8.2.13.1: GG-47, Übersicht
heterogranulare Textur mit Olivinen bis mm-Größe, #

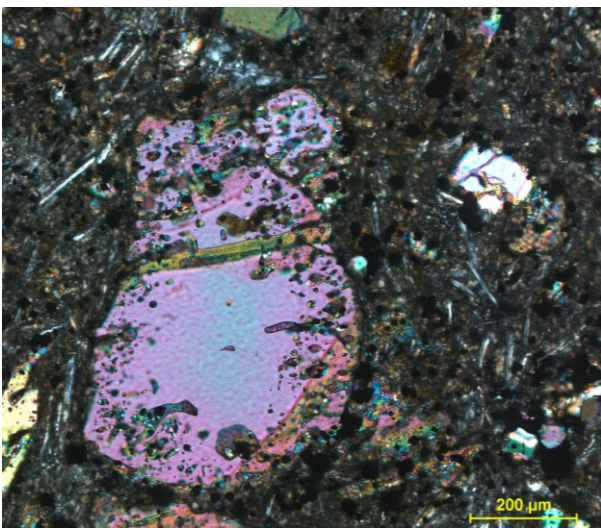


Abb. 8.2.13.2 GG-47, Olivin mit Kristallsaum, #

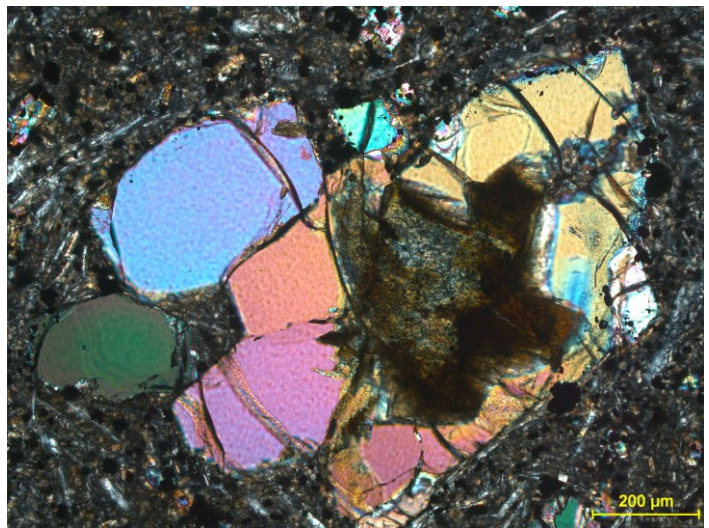


Abb. 8.2.13.3 GG-47, möglicherweise ein Mantelxenolith, #

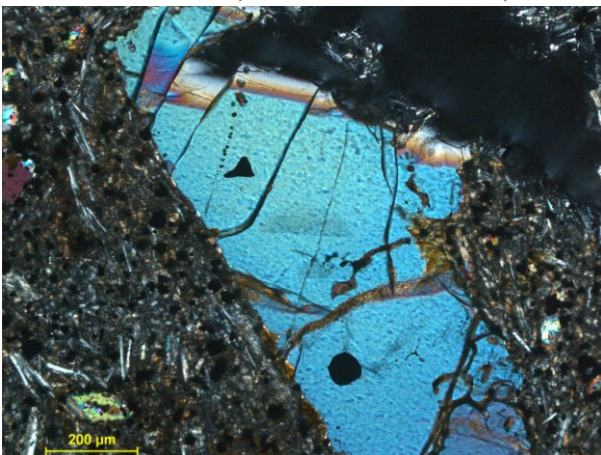


Abb. 8.2.13.4 GG-47, Olivin mit Einschlüssen, #

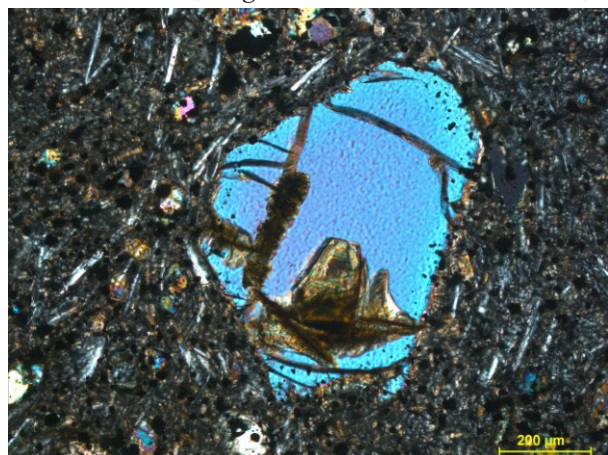


Abb. 8.2.13.5: GG-47, iddingsitisierter Olivin, #

Gefüge aus Plagioklasleisten mit intersertaler mikrokristalliner-hyalophyrischer heterogranularer Textur und großen Einsprenglingen. Olivine meist hypidiomorph bis xenomorph, teils glomerophyrisch verwachsen, in Bruchzonen iddingsitisiert, nicht aber an den Rändern. Randlich oft Kristallsäume oder Opakeinschlüsse, im Kristallinneren gelegentlich Einschlussfahnen.

8.2.14 GG-49, Gruppe 2, Basaltischer Andesit

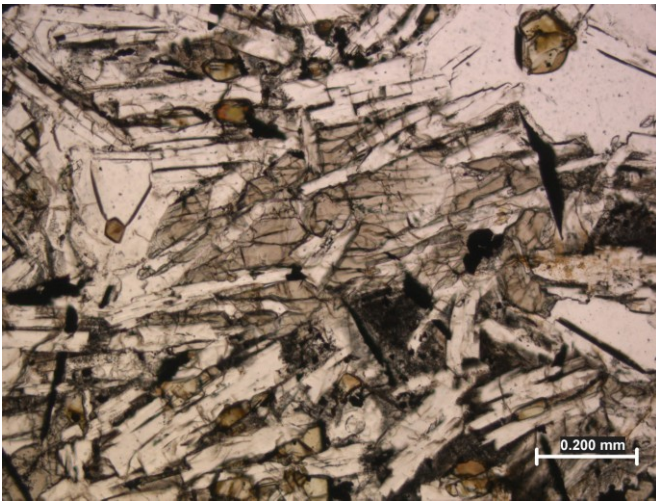


Abb. 8.2.14.1 GG-49, Durchlicht

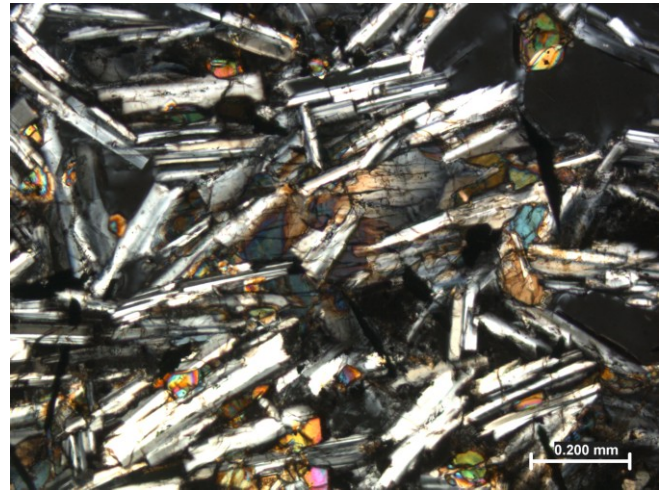


Abb. 8.2.14.2 GG-49, #

Holokristallin, doleritisch-subophitische Textur.
Große subidiomorphe iddingsitisierte Olivinphänokristalle, wobei die Iddingsitisierung nur in Frakturen auftritt.
Kleine idiomorphe ol-Kristalle.
Verzwilligte Plagioklasleisten zeigen Fließstruktur an (trachytisch).
Glomerophrische Verwachsungen häufig.
Kleine isometrische, teils oktaedrische opake Einschlüsse.

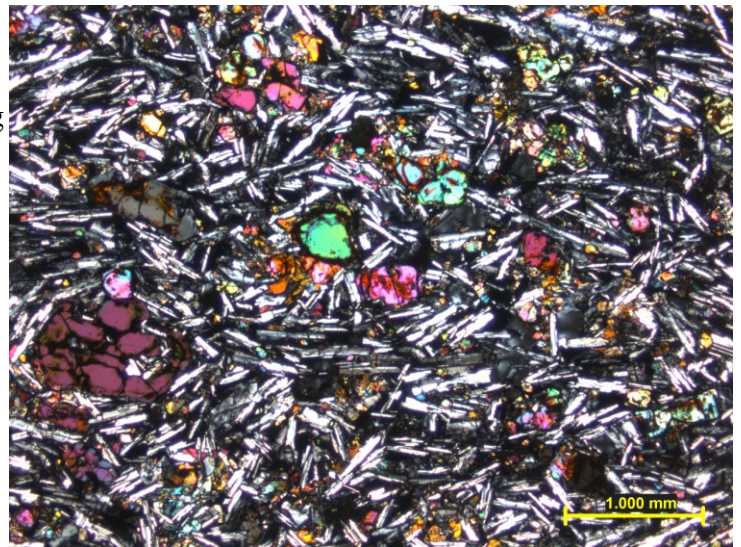


Abb. 8.2.14.3 GG-49, Übersicht, #

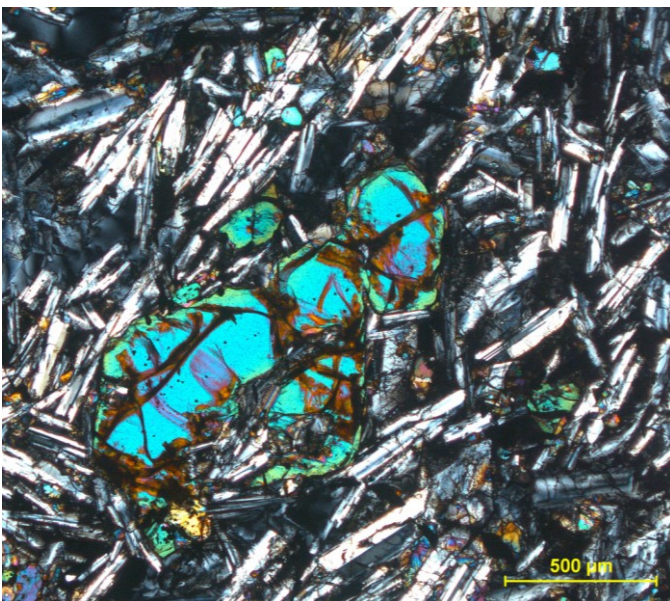


Abb. 8.2.14.4 GG-49, Olivin
an Frakturen iddingsitisiert, mit Einschlüssen, #

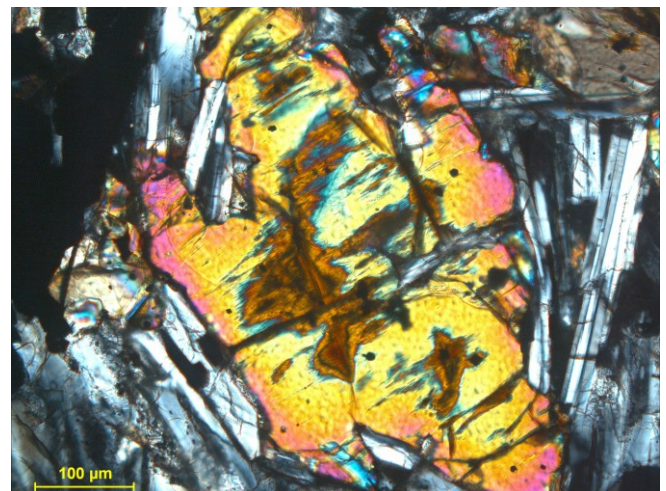


Abb. 8.2.14.5 GG-49, idiomorpher Olivin
an Frakturen iddingsitisiert, mit Einschlüssen, #

8.2.15 GG-50, Gruppe 13, Trachybasalt

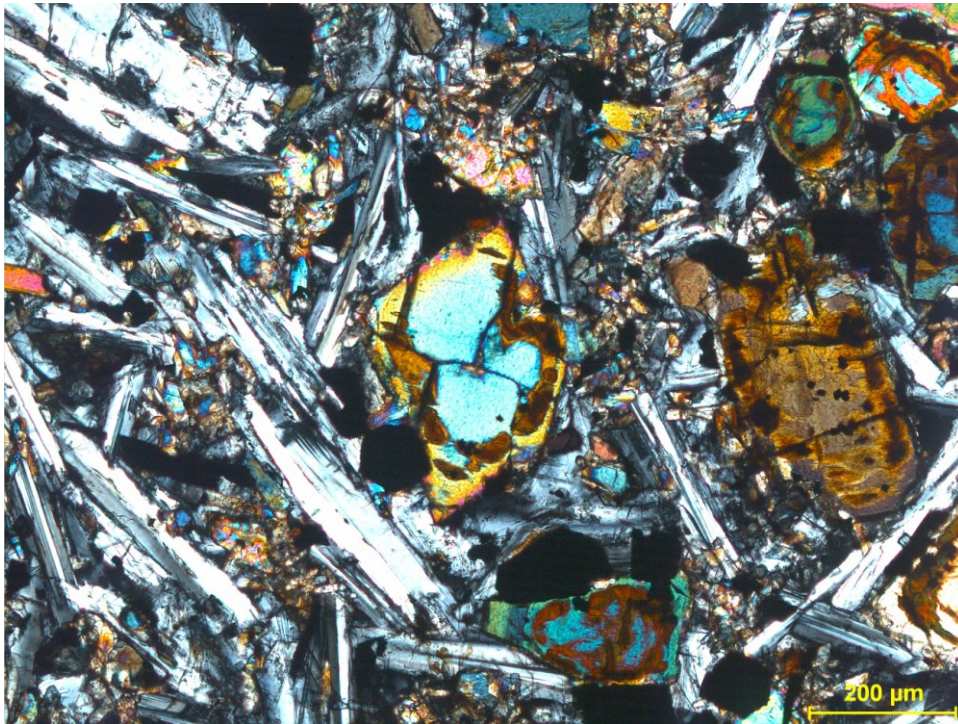


Abb. 8.2.15.1 GG-50, Konturfolgend iddingsitisierte Olivine, #

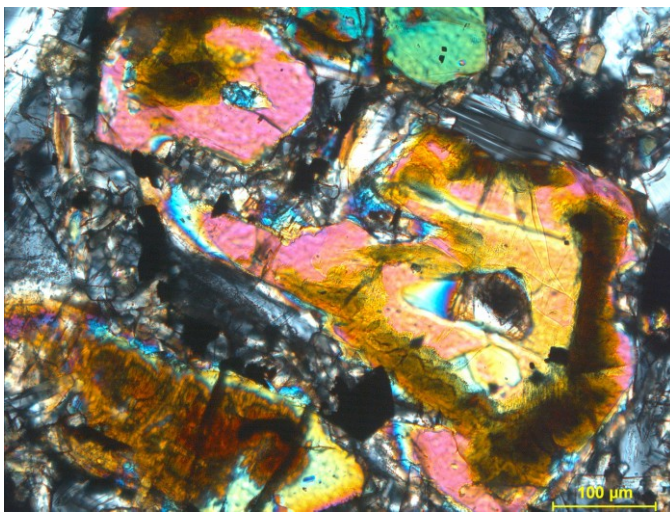


Abb. 8.2.15.2 GG-50, iddingsitisierte Olivine
mit Korrosionserscheinungen, #

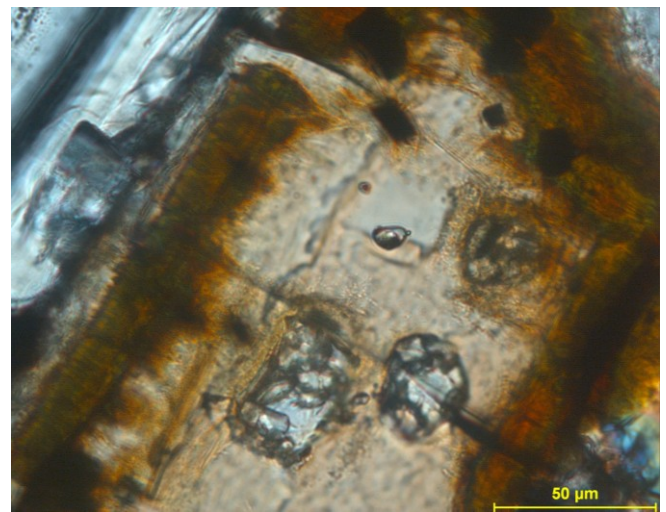


Abb. 8.2.15.3 GG-50, korrodierter iddingsitisierter Olivin
mit Zweiphaseneinschluß, #

Heterogranulare holokristalline subtrachytische Textur und verzwilligten Plagioklasleisten. Ol und cpx liegen als korrodierte hypidiomorphe bis xenomorphe und teils glomerophyrisch verwachsene Porphyroklasten vor, teils mit opaken isometrischen oktaedrischen Einschlüssen im μm -Bereich (Abb. 8.2.15.2 und Abb. 8.2.15.3) von Spinell oder Titanomagnetit sowie Zweiphaseneinschlüssen. Frakturen sind weniger von Iddingsitisierung betroffen. Die Iddingsitisierung folgt den Rändern oder hält etwa konstanten Abstand zu diesen.

8.2.16 GG-51, Gruppe 2, basaltischer Andesit

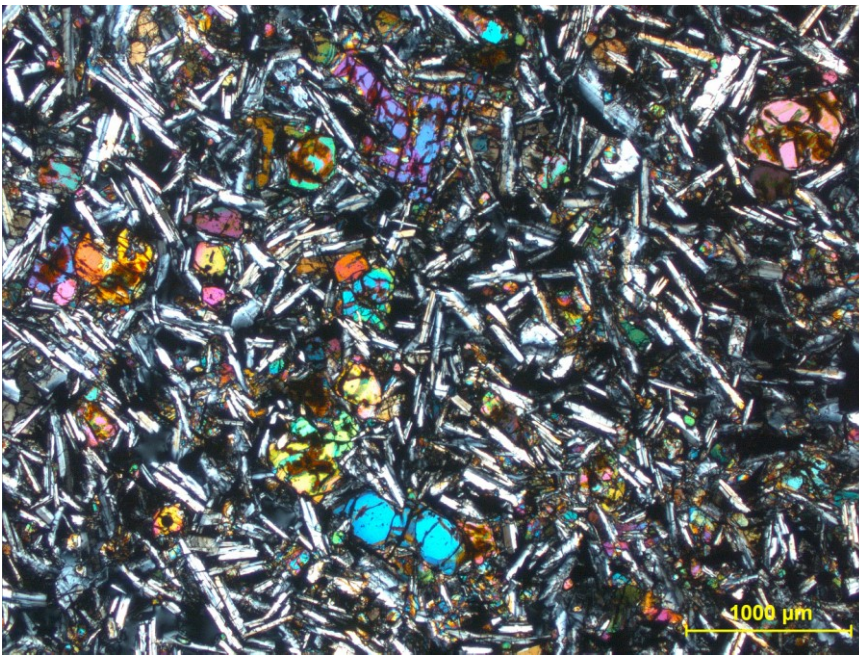


Abb. 8.2.16.1 GG-51, Übersicht, subophitischer basaltischer Andesit mit großen Olivinen, #

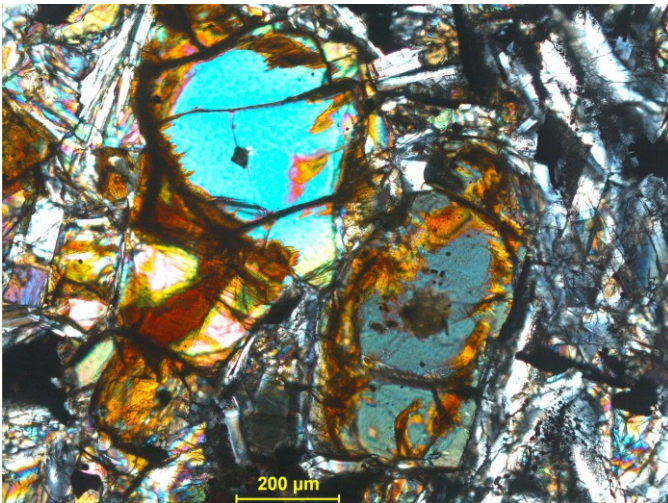


Abb. 8.2.16.2 GG-51 iddingsitisierte Olivine, #

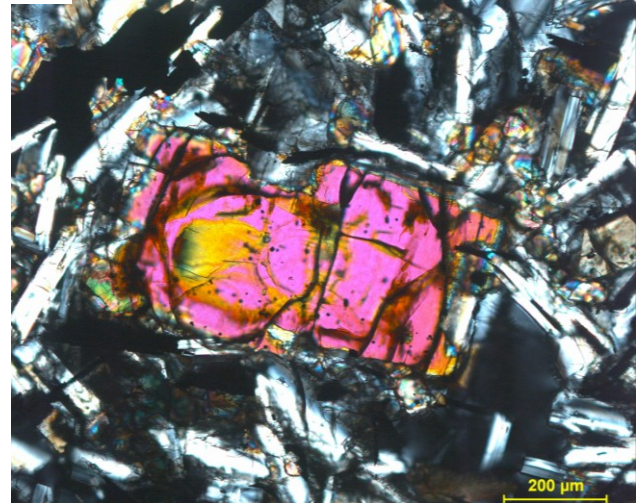


Abb. 8.2.16.3 GG-51, iddingsitisierter Olivin mit Zweiphaseneinschluß, #

Holokristallin mit subophitischer Textur.
Wenig Opakanteil, sehr geringe Porosität.
Große subidiomorphe iddingsitisierte
Olivinkristalle mit vorwiegend randlicher und
subrandlicher Iddingsitisierung.
Glomerophyrische Verwachsungen häufig.
Kleine isometrische, teils oktaedrische opake
Einschlüsse und Zweiphaseneinschlüsse..

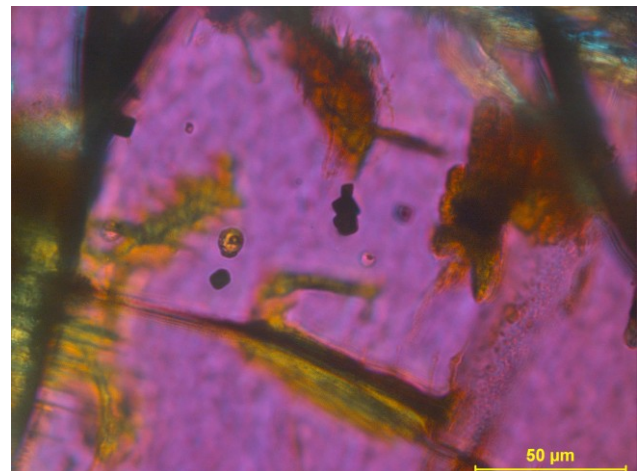


Abb. 8.2.16.4 Zweiphaseneinschluß in Abb. 8.2.16.3

9 Mineralchemie

An ausgewählten Dünn- und Anschliffen wurden Elektronenstrahl-Mikrosondenanalysen durchgeführt, um die chemische Zusammensetzung von Mineralen, besonders von Olivin, Klinopyroxen, Plagioklas, Spinell, Ilmenit und Titanomagnetit, zu ermitteln.

Für ausreichend große Kristalle wurde auch die Variation der Zusammensetzung vom Kern zum Rand anhand von Linien(Olivin und Klinopyroxen)- oder Punktanalysen untersucht.

Auch Entmischungsphänomene wurden registriert (z.B. Titanomagnetit-Ilmenit).

In den Tabellen der Mikrosondenanalysen werden zuerst die Gehalte der Elemente als umgerechnete Gewichtsprozent ihrer Oxide dargestellt (bei einem Foid (Punkt 28 in GG-9 mussten zusätzliche Anionen postuliert werden). Darunter wird eine auf den Sauerstoffgehalt der jeweiligen Mineralformel genormte Elementaranalyse, in der das in der Regel vorhandene Ladungsdefizit der Kationen als Eisenoxidation umgerechnet ist, angeführt. Weiters sind bei den geeigneten Mineralen die **Mg#** ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$, molar), die **Cr#** ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$, molar) und die Zusammensetzung der Endglieder in Molprozent angegeben.

Da der Oxidationsgrad von Eisen durch die Mikrosonde nicht ermittelt werden kann, wird der Gesamt-Eisengehalt generell als FeO dargestellt und dabei die Schreibweise **FeO_T** verwendet.

Die Besetzung der Tetraeder- und Oktaederlücken in den Kristallen wird mit **Tetra** bzw. **Okta** abgekürzt. Die Tetraederplätze werden in der Regel von den hochgeladenen kleineren Kationen (Si^{4+} , Al^{3+}), die Oktaederplätze von den niedrig geladenen grösseren Kationen (Na^+ , K^+ , Ca^{2+}) besetzt.

An folgenden Proben wurden Mikrosondenanalysen durchgeführt:

- GG-2**, Gruppe 2, basaltischer Andesit (Punkte in Abb. 9.1.1)
- GG-7**, Gruppe 13, Trachybasalt (Punkte in Abb. 9.2.1.1)
- GG-9**, Gruppe 6, basaltischer Trachyandesit (Punkte in Abb. 9.2.1.3)
- GG-19**, Gruppe 14, Trachybasalt
- GG-28**, Gruppe 4, basaltischer Andesit (Punkte in Abb. 9.1.2.1)
- GG-35**, Gruppe 8, Basalt
- GG-39**, Gruppe 8, Basalt (Punkte in Abb. 9.1.2.2)
- GG-42**, Gruppe 18, Basanit (Punkte in Abb. 9.2.1.4)
- GG-45**, Gruppe 16, Basalt
- GG-48**, Gruppe 16, Trachybasalt

9.1 Olivin

9.1.0. Olivin, allgemeine Merkmale

In den meisten Proben sind die Olivine die größte Spezies unter den Einsprenglingen (gelegentlich cm-Größe). Sie liegen meist hypidiomorph bis idiomorph vor, sind oft auch durch Auflösungsstrukturen gekennzeichnet. An Einschlüssen sind Spinelloktaeder (Chromspinell bzw. Picotit) häufig, sowie Zweiphaseneinschlüsse. Die Olivine sind randlich manchmal mit Klinopyroxen und häufig mit Titanomagnetit verwachsen, wobei der Titanomagnetit nicht nur randlich anzutreffen ist. Alteration durch Iddingsitisierung ist sehr häufig zu beobachten.

Abbildung 9.1.0: Fe- und Mg-Gehalt der Olivine in den GG-Proben:

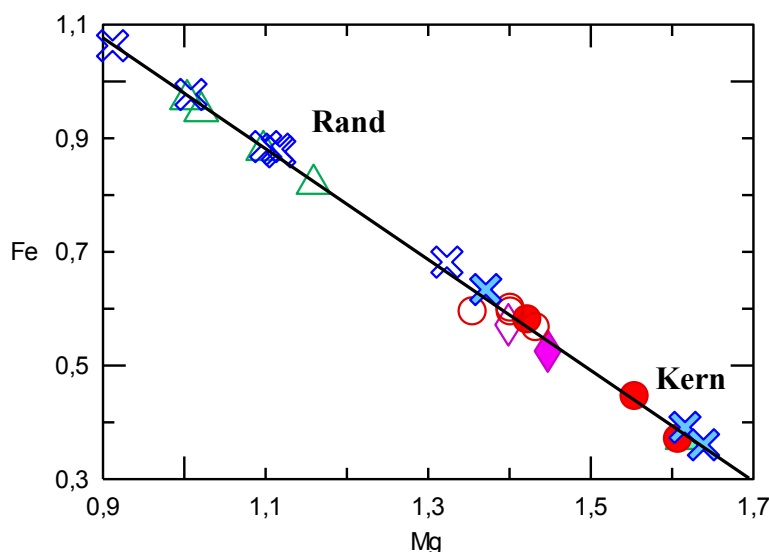


Abb. 9.1.0: Fe- und Mg-Gehalt der Olivine in den GG-Proben GG-2, GG-28, GG-35, GG-39, GG-45 und GG-48, in Atomen pro Formeleinheit. Offene Symbole: Rand, geschlossene Symbole: Kern

Bei normaler Zonierung ist der Kern der Olivine Mg- und somit auch forsteritreicher als der Rand. In GG-42 sind aber neben normal zonierten auch idiomorphe Olivin-Phänokristalle mit umgekehrter Zonierung enthalten. GG-42 wird gesondert betrachtet.

Bei den hier vorgestellten Olivin-Analysen (**Abbildung 9.1.0 und Tab. 9.1.0**) handelt es sich um Olivine aus den Proben GG-2, GG-28, GG-35, GG-39, GG-45 und GG-48.

Tab. 9.1.0 Oxid- und Forsteritgehalte in den GG-Olivin-Proben:

	Kern			Rand		
	Min	Max	MW	Min	Max	MW
SiO₂	36,6	40,3	38,0	33,3	37,1	35,2
FeO_T	17,1	28,6	22,4	26,9	43,8	36,1
MgO	32,9	43,6	38,6	21,1	35,6	27,4
fo	67,7	81,3	74,6	45,3	69,6	56,6

Der **MgO**-Gehalt im Kern beträgt 32,9 bis 43,6 Gew% mit einem Mittelwert von 38,6 Gew% . Am Rand ist der MgO-Gehalt mit Werten von 21,1 bis 35,6 Gew% (Mittelwert 27,4 Gew%) wesentlich geringer.

Umgekehrt verhält es sich mit dem **FeO_T** -Gehalt, der im Kern von 17,1 bis 28,6 Gew% reicht, mit einem Mittelwert von 22,4 Gew%. Im Gegensatz zu MgO steigt FeO_T zum Rand hin auf Werte von 26,9 bis 43,8 Gew%, mit einem Mittelwert von 36,1 Gew%.

Diese allgemeine Charakteristik wird am Besten mit dem Forsterit-Gehalt ausgedrückt:

$fo = 100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ [Mol%], wobei Mg und Fe molar zu nehmen sind.

Der Kern ist bei normaler Zonierung stets forsteritreicher als der Rand.

Der Forsterit -Gehalt im Kern liegt zwischen 67,7 und 81,3 mol% mit einem Mittelwert von 74,6 mol% und sinkt am Rand auf Werte von 45,3 bis 69,6 mol% (Mittelwert 56,6 mol%)

9.1.1 Olivin in GG-2, Gruppe2, Basaltischer Andesit

Tab. 9.1.1: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Olivin, GG-2, Gruppe2, Basaltischer Andesit, Punkte in Abb. 9.1.1

Probe Punkt	GG-2 1	GG-2 2	GG-2 7	GG-2 8	GG-2 10
	Kern	Rand	Rand	Rand	Rand
Gew. %					
SiO₂	39,2	35,6	34,7	34,9	35,3
TiO₂	0,00	0,07	0,07	0,06	0,07
Al₂O₃	0,02	0,01	0,03	0,05	0,04
Cr₂O₃	0,04	0,03	0,01	0,03	0,01
FeO_T	17,4	34,9	40,1	39,4	37,1
MnO	0,23	0,47	0,54	0,55	0,47
NiO	0,33	0,10	0,06	0,09	0,10
MgO	42,5	27,7	23,3	23,9	26,0
CaO	0,21	0,27	0,30	0,37	0,29
Total	99,88	99,15	99,04	99,36	99,26
fo	80,6	58,0	50,3	51,2	54,9
Anzahl der Kationen auf 4 O:					
Si	0,998	0,998	1,002	1,002	0,999
Ti	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001
Al	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001
Cr	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000
Fe²⁺	0,368	0,819	0,968	0,947	0,878
Fe³⁺	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,005	0,011	0,013	0,013	0,011
Ni	0,007	0,002	0,001	0,002	0,002
Mg	1,613	1,159	1,003	1,021	1,097
Ca	0,006	0,008	0,009	0,011	0,009
Σ Kationen	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

Abb. 9.1.1 GG-2, Gruppe2, Basaltischer Andesit

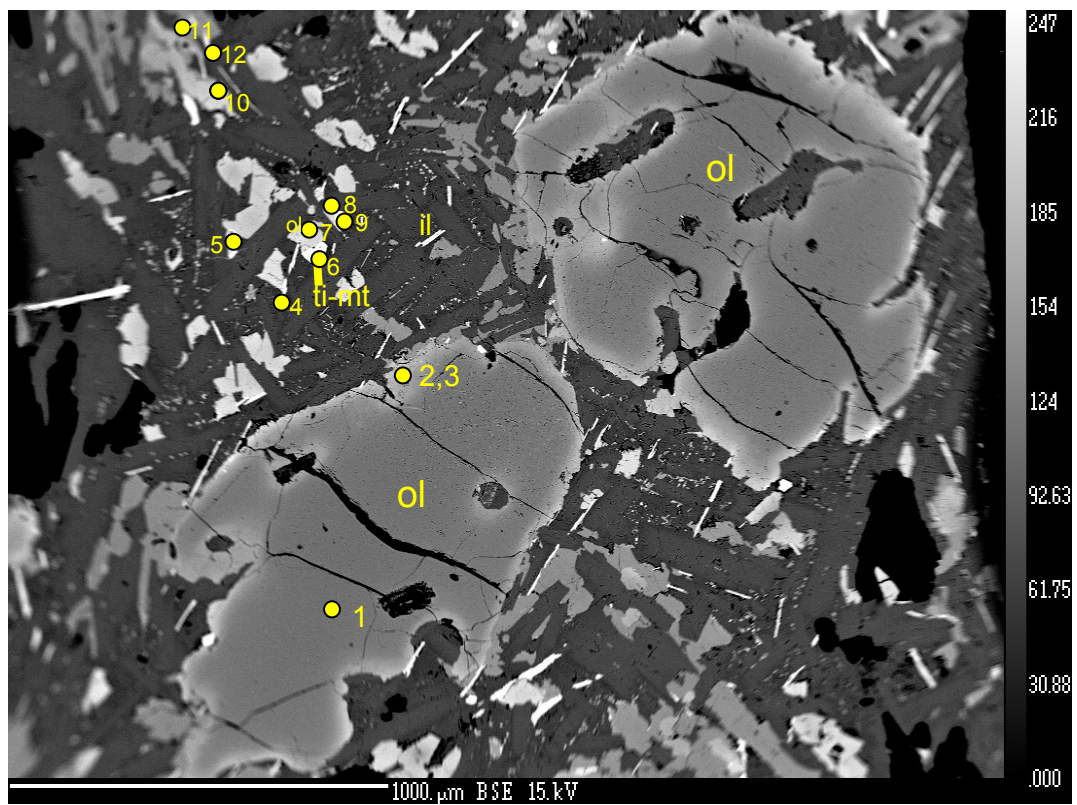


Abb. 9.1.1 GG-2 Bild1, zwei grosse Olivine in plagioklasreicher Matrix
mit cpx, ti-mt und il-Einsprenglingen. BSE-Bild. WDX-Analysen der Punkte in Tab. 9.1.1

9.1.2 Olivin in GG-28, GG-35 und GG-39

Tab. 9.1.2: Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Olivin
GG-28, Gruppe 4, Basaltischer Andesit (Punkte in Abb. 9.1.2.1)
GG-35, Gruppe 8, Basalt
GG-39, Gruppe 8, Basalt (Punkte in Abb. 9.1.2.2)

[illegible]

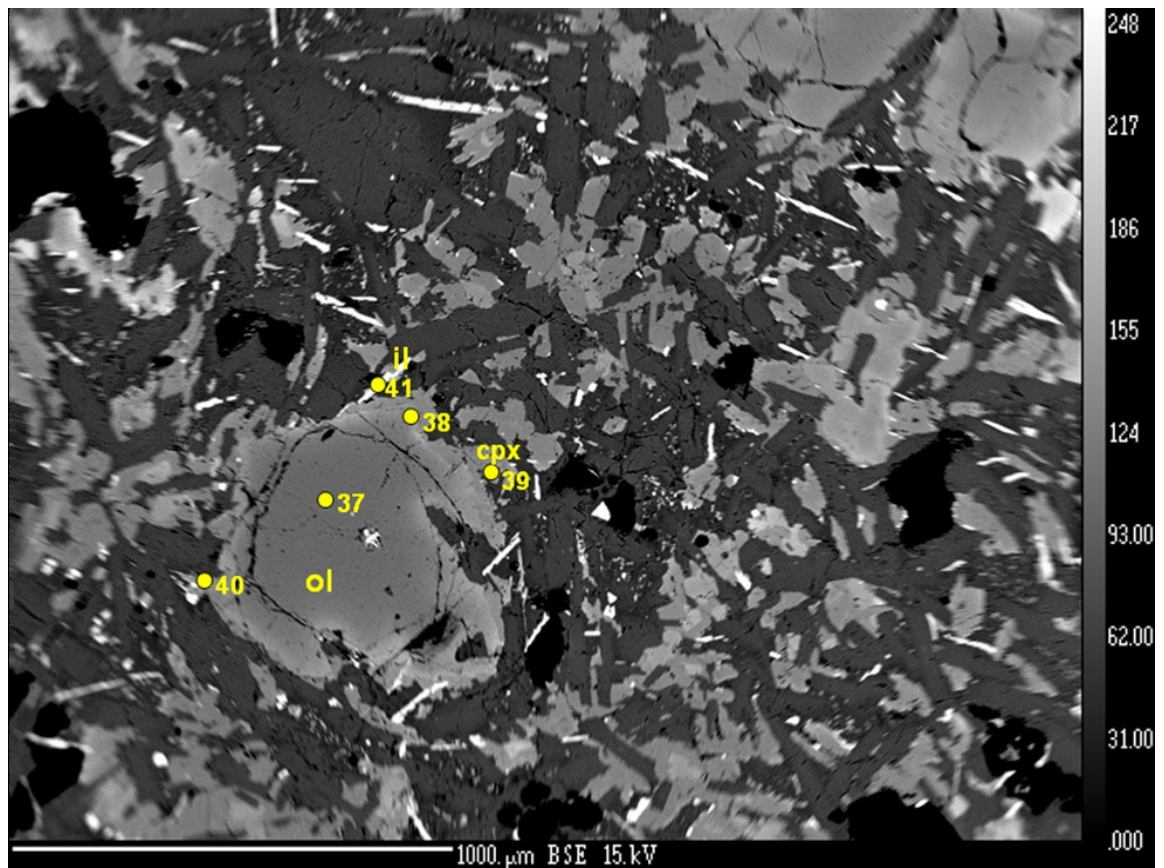


Abb. 9.1.2.1 GG-28 Bild1, grosser hypidiomorpher Olivin in plagioklasreicher Matrix mit cpx, ti-mt und il-Einsprenglingen. BSE-Bild

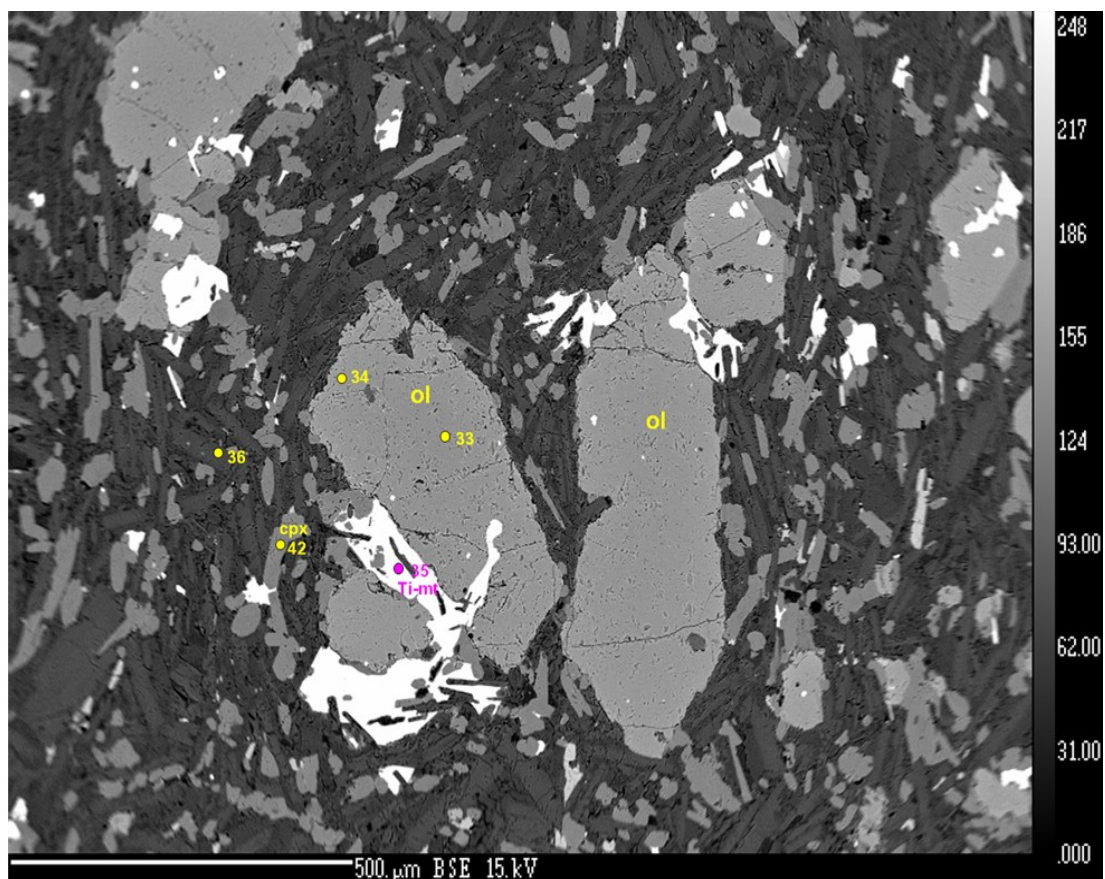


Abb. 9.1.2.2 GG-39 Bild1, zwei grosse Olivine in plagioklasreicher Matrix mit cpx und ti-mt Einsprenglingen. BSE-Bild

[illegible]

9.1.4 Olivin in GG-42, Gruppe 18, Basanit

In der Probe GG-42 wurden 15 Olivine genauer untersucht. Es wurden sowohl Analysen des Kern- und Randbereichs vorgenommen als auch Analysen von eingeschlossenen Spinellen und der Olivinzusammensetzung in der Nähe der Spinelle.

Bei den Spinellen wird auch die Cr# angegeben: $Cr\# = \frac{Cr}{Cr + Al}$ (Cr und Al in molaren Anteilen)

Olivin 3 und Olivin 4 erwiesen sich als umgekehrt zoniert, d. h. der Forsteritgehalt am Rand ist höher als im Zentrum. Von diesen beiden Olivinen wurden auch Linienanalysen entlang eines Querschnittsprofils durchgeführt.

Olivin 1, GG-42, Gruppe 18, Basanit, Haupt- und Nebenelementzusammensetzung

Tab. 9.1.4.1

Probe	GG-42 Olivin 1				
	Kern	Kern	Rand	Rand	Spinell 1a
Gew. %					
SiO ₂	39,01	39,42	36,65	36,96	0,19
TiO ₂	0,03	0,01	0,16	0,08	2,73
Al ₂ O ₃	0,06	0,05	0,04	0,03	33,58
Cr ₂ O ₃	0,05	0,05	0,01	0,01	19,32
FeO _T	15,98	16,07	30,02	28,50	28,38
MnO	0,20	0,22	0,62	0,54	0,20
NiO	0,24	0,26	0,06	0,09	0,20
MgO	44,39	44,34	31,50	33,53	12,76
CaO	0,25	0,23	0,52	0,41	0,02
Total	100,3	100,7	99,6	100,2	97,4
fo	83,2	83,1	65,2	67,7	
Cr#					0,28
Anzahl der Kationen auf 4 O:					
Si	0,980	0,987	0,998	0,991	0,006
Ti	0,000	0,000	0,003	0,002	0,061
Al	0,002	0,002	0,001	0,001	1,184
Cr	0,001	0,001	0,000	0,000	0,457
Fe ²⁺	0,295	0,313	0,684	0,625	0,483
Fe ³⁺	0,041	0,024	0,000	0,014	0,227
Mn	0,004	0,005	0,014	0,012	0,005
Ni	0,005	0,005	0,001	0,002	0,005
Mg	1,662	1,656	1,279	1,340	0,569
Ca	0,007	0,006	0,015	0,012	0,001
Na	0,004	0,001	0,004	0,001	0,002
Σ Kationen	3	3	3	3	3

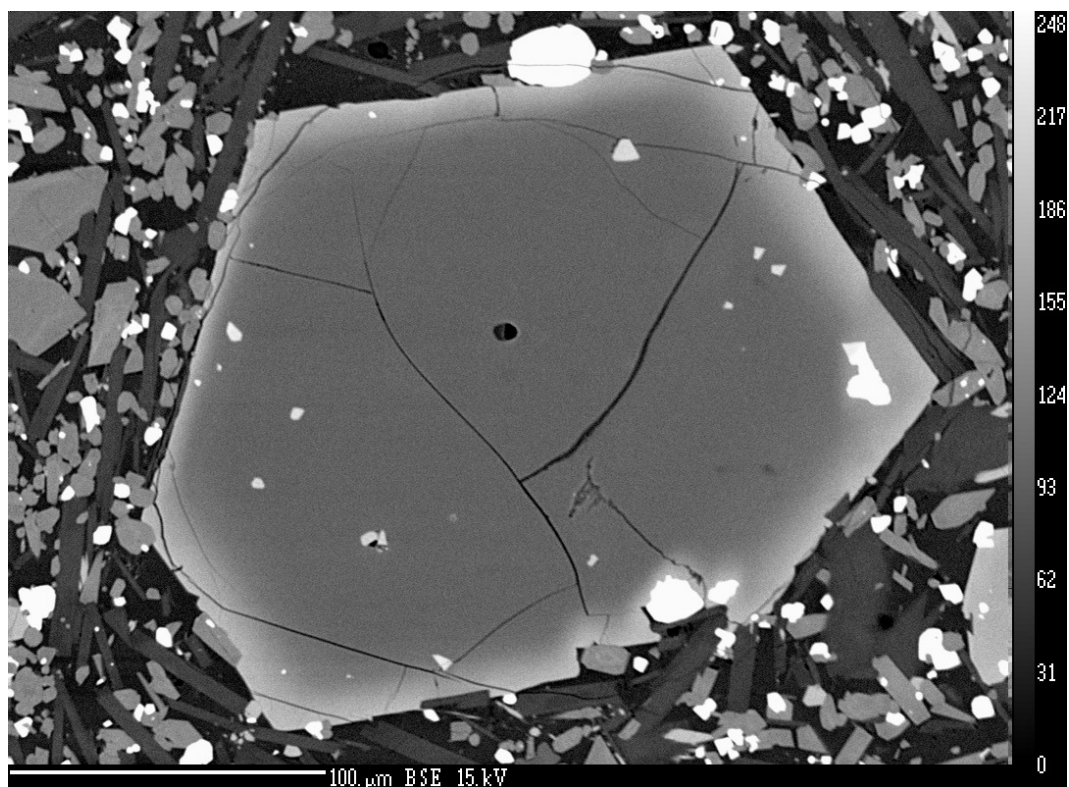


Abb. 9.1.4.1 GG-42, Olivin 1
mit ti-mt und Spinell-Einsprenglingen im Olivin. BSE-Bild

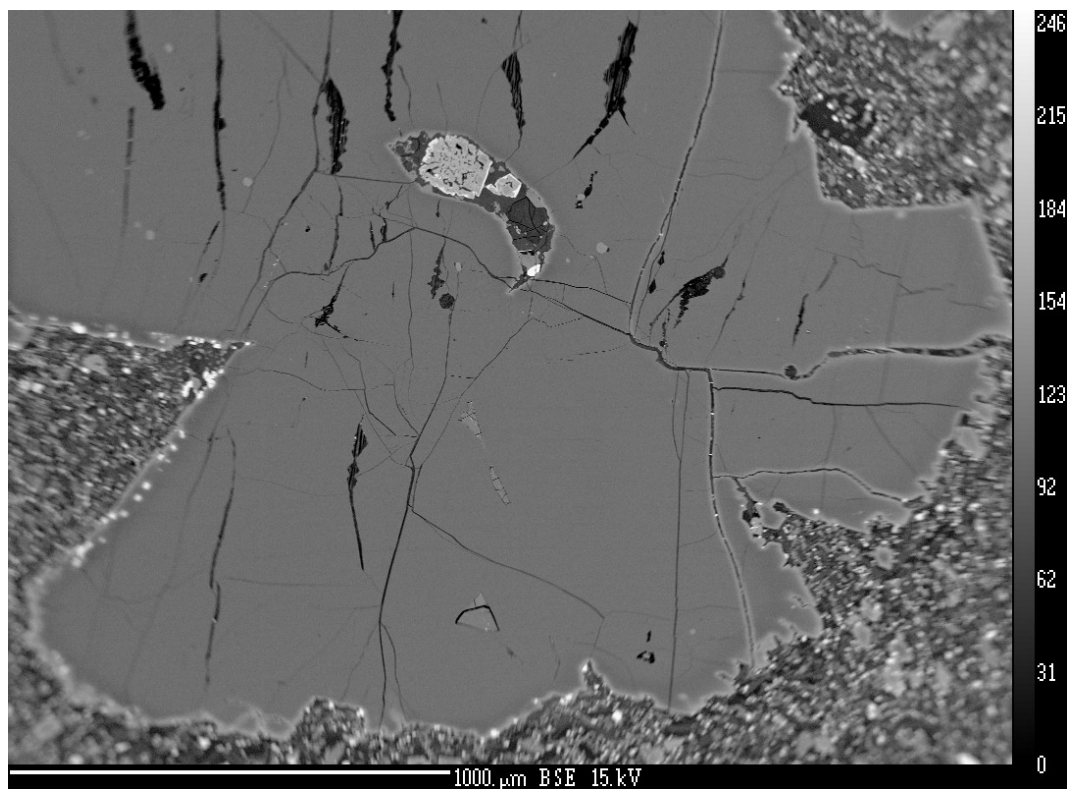


Abb. 9.1.4.2 GG-42, Olivin 2 mit Rissen und Rißverfüllungen, BSE-Bild

Tab. 9.1.4.2

Olivin 2, GG-42, Gruppe 18, Basanit, Haupt- und NebenelementzusammensetzungProbe **GG-42, Olivin 2**

	Kern	Kern	Kern	Rand
Gew.%				
SiO₂	39,06	39,25	39,15	37,73
TiO₂	0,01	0,02	0,05	0,02
Al₂O₃	0,03	0,04	0,06	0,04
Cr₂O₃	0,03	0,01	0,01	0,00
FeO_T	16,98	17,23	16,55	23,42
MnO	0,24	0,21	0,21	0,41
NiO	0,20	0,19	0,20	0,13
MgO	43,02	43,16	43,69	37,39
CaO	0,08	0,10	0,22	0,26
Na₂O	0,04	0,02	0,15	0,05
Total	99,7	100,2	100,3	99,4
fo	81,9	81,7	82,5	74,0

Anzahl der Kationen auf 4 O:

Si	0,993	0,993	0,986	0,993
Ti	0,000	0,000	0,001	0,000
Al	0,001	0,001	0,002	0,001
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe²⁺	0,348	0,352	0,317	0,501
Fe³⁺	0,013	0,013	0,032	0,014
Mn	0,005	0,005	0,005	0,009
Ni	0,004	0,004	0,004	0,003
Mg	1,631	1,628	1,640	1,467
Ca	0,002	0,003	0,006	0,007
Na	0,002	0,001	0,007	0,003
Σ Kationen	3	3	3	3

Olivin 3, Linienanalyse, GG-42, Gruppe 18, Basanit, Haupt- und Nebenelementzusammensetzung

Tab. 9.1.4.3a

Probe	GG-42, Olivin 3, Linienanalyse
-------	---

	Umrandung	Rand	Rand	Rand	Rand	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
Gew. %													
SiO₂	35,68	38,09	38,82	38,47	38,05	37,82	37,85	38,17	37,89	38,02	38,00	37,95	38,28
TiO₂	0,09	0,03	0,04	0,01	0,02	0,04	0,00	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00
Al₂O₃	0,04	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02	0,07	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
FeO_T	33,57	21,55	18,11	20,87	22,67	23,19	23,61	23,66	23,21	23,31	23,31	23,45	23,56
MnO	0,69	0,33	0,25	0,28	0,31	0,31	0,34	0,32	0,30	0,29	0,31	0,30	0,28
NiO	0,03	0,13	0,15	0,11	0,11	0,06	0,08	0,09	0,09	0,08	0,10	0,13	0,08
MgO	28,91	39,31	42,05	40,02	38,61	37,95	37,77	38,15	37,98	38,09	38,01	37,87	38,05
CaO	0,59	0,35	0,32	0,18	0,08	0,07	0,10	0,07	0,08	0,08	0,06	0,07	0,07
Na₂O	0,09	0,06	0,05	0,04	0,07	0,04	0,06	0,05	0,04	0,07	0,03	0,07	0,04
Total	99,7	99,9	99,8	100,0	100,0	99,5	99,9	100,5	99,6	100,0	99,9	99,9	100,4
fo	60,6	76,5	80,5	77,4	75,2	74,5	74,0	74,2	74,5	74,4	74,4	74,2	74,2

Anzahl der Kationen auf 4 O:

[illegible]

[illegible]

Olivin 3 Fortsetzung Olivinanalysen Nähe Spinell und Spinellanalysen,
GG-42, Gruppe 18, Basanit, Haupt- und Nebenelementzusammensetzung

Tab. 9.1.4.3c

Probe	GG-42, Olivin 3				Spinell	Spinell	Spinell	Spinell
	Nähe sp3a	Nähe sp3a	Nähe sp3b	Nähe sp3b	sp3a Kern	sp3a Rand	sp3b Kern	sp3b Rand
Gew. %								
SiO₂	37,80	38,02	37,87	37,92	0,08	0,09	0,09	0,61
TiO₂	0,04	0,04	0,03	0,02	0,63	0,58	0,71	0,86
Al₂O₃	0,02	0,02	0,02	0,02	56,20	56,35	56,56	56,10
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,41	0,37	0,44	0,36
FeO_T	23,74	23,61	23,67	23,68	26,83	26,55	26,60	25,76
MnO	0,31	0,33	0,33	0,33	0,17	0,17	0,18	0,17
NiO	0,12	0,09	0,08	0,10	0,16	0,15	0,14	0,14
MgO	37,95	37,86	38,01	37,85	14,78	14,95	14,84	15,36
CaO	0,08	0,09	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02
Na₂O	0,09	0,06	0,04	0,07	0,05	0,03	0,02	0,05
Total	100,2	100,1	100,1	100,1	99,3	99,2	99,6	99,4
fo	74,0	74,1	74,1	74,0				
Cr#					0,005	0,004	0,005	0,004
Anzahl der Kationen auf 4 O:								
Si	0,987	0,993	0,989	0,991	0,002	0,002	0,002	0,016
Ti	0,001	0,001	0,000	0,000	0,013	0,012	0,014	0,017
Al	0,001	0,001	0,001	0,001	1,775	1,778	1,781	1,764
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,008	0,009	0,008
Fe²⁺	0,490	0,502	0,495	0,498	0,412	0,407	0,416	0,410
Fe³⁺	0,029	0,014	0,022	0,020	0,189	0,187	0,178	0,164
Mn	0,007	0,007	0,007	0,007	0,004	0,004	0,004	0,004
Ni	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003
Mg	1,477	1,475	1,480	1,475	0,590	0,597	0,591	0,611
Ca	0,002	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001
Na	0,005	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,001	0,003
Σ								
Kationen	3	3	3	3	3	3	3	3

Für die umgekehrt zonierten Olivine 3 und 4 gilt:

Die Olivine sind idiomorph (Olivin 4 isometrisch mit klaren Kristallkanten).

Die Olivinzusammensetzung in der Nähe der Spinelle entspricht der Zusammensetzung im Kern und ist magnesiumärmer als im Randbereich, im äussersten Rand (Umrandung) wieder Fe-reicher.

Die Spinelle sind fast reine Aluminiumspinelle (normale Spinelle) und enthalten in Olivin 3 weniger als 0,5% Chromoxid, in Olivin 4 weniger als 2% Chromoxid.

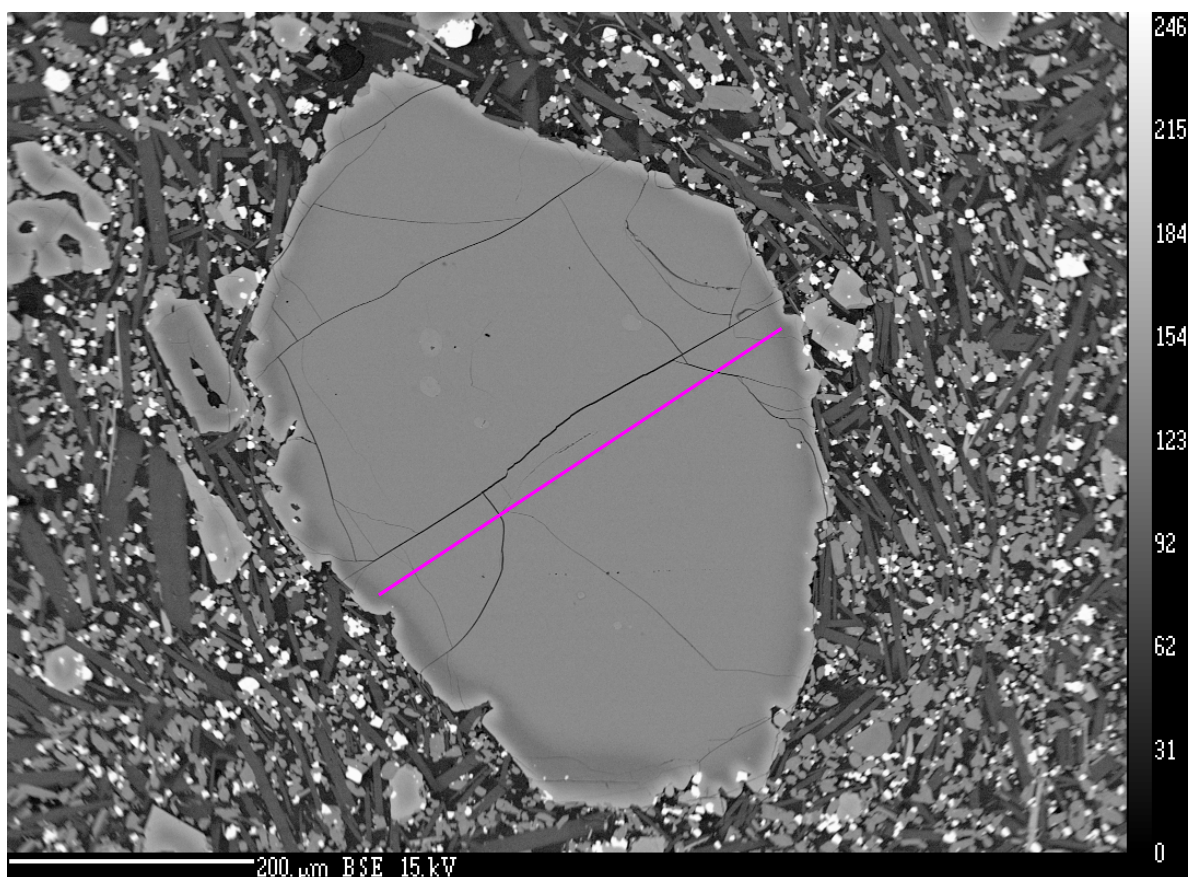


Abb. 9.1.4.3 GG-42, umgekehrt zonierter Olivin 3
mit Spinelleinschlüssen, die Linienanalyse wurde entlang der violetten Linie vorgenommen, BSE-Bild

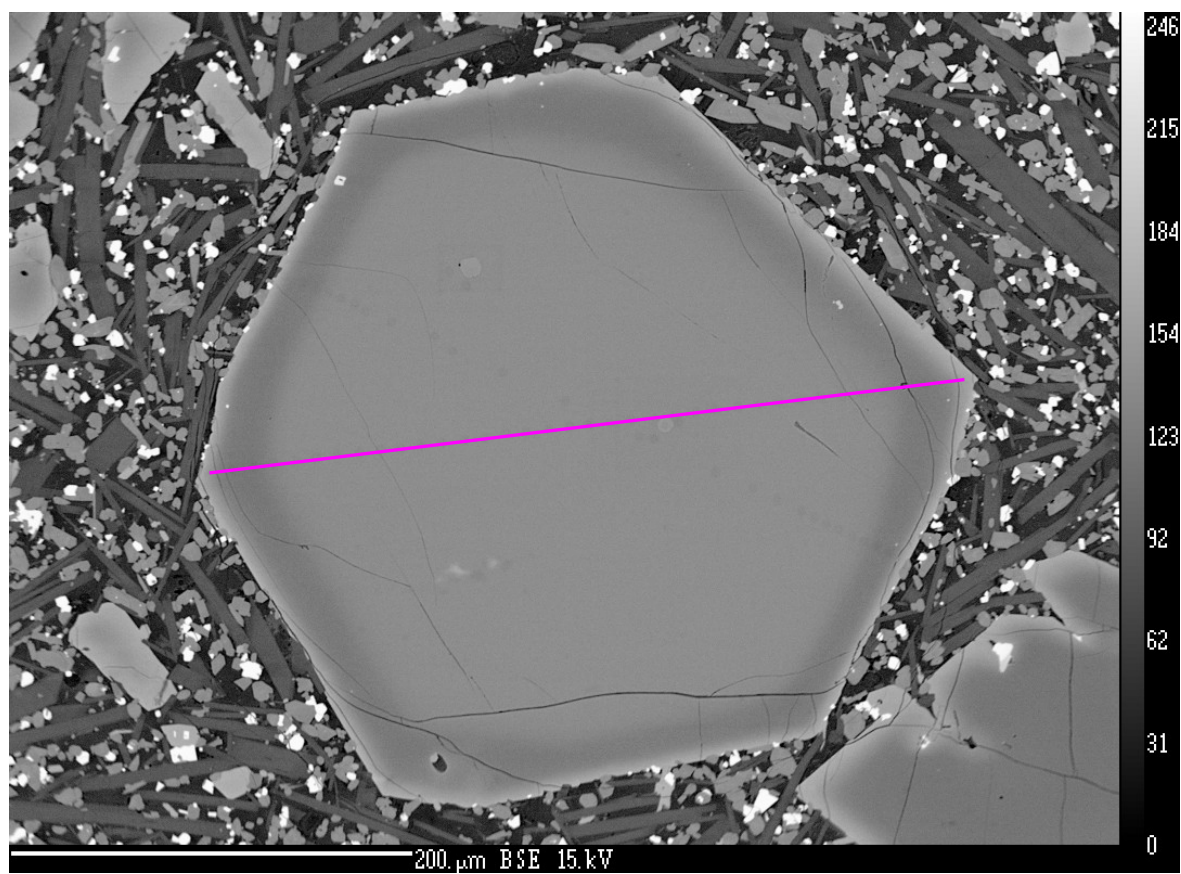


Abb. 9.1.4.4 GG-42, umgekehrt zonierter Olivin 4
mit Spinelleinschlüssen, die Linienanalyse wurde entlang der violetten Linie vorgenommen, BSE-Bild

Tab. 9.1.4.4a

Anzahl der Kationen auf 4 O:

[illegible]

Tab. 9.1.4.4b

Anzahl der Kationen auf 4 O:

[illegible]

Olivin 4 Fortsetzung Olivinanalyse Nähe Spinell und Spinellanalysen,
GG-42, Gruppe 18, Basanit, Haupt- und Nebenelementzusammensetzung

Tab. 9.1.4.4c

Probe	GG-42, Olivin 4					
			Spinell			Spinell
	Nähe sp4a	Nähe sp4a	sp4a	Nähe sp4b	Nähe sp4b	sp4b
Gew. %						
SiO₂	38,07	38,12	0,18	38,18	38,07	0,15
TiO₂	0,02	0,03	0,73	0,00	0,02	0,75
Al₂O₃	0,06	0,04	54,35	0,05	0,06	54,36
Cr₂O₃	0,02	0,02	1,71	0,00	0,00	1,60
FeO_T	23,67	23,81	27,39	23,79	23,65	26,95
MnO	0,32	0,32	0,18	0,34	0,33	0,18
NiO	0,15	0,14	0,21	0,16	0,13	0,23
MgO	37,86	37,97	14,53	37,71	37,75	14,49
CaO	0,17	0,19	0,01	0,17	0,17	0,00
Na₂O	0,07	0,08	0,04	0,07	0,02	0,04
Total	100,4	100,7	99,3	100,5	100,2	98,7
fo	74,0	74,0		73,9	74,0	
Cr#			0,02			0,02
Anzahl der Kationen auf 4 O:						
Si	0,992	0,990	0,005	0,995	0,995	0,004
Ti	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,015
Al	0,002	0,001	1,729	0,001	0,002	1,738
Cr	0,000	0,000	0,037	0,000	0,000	0,034
Fe²⁺	0,500	0,497	0,422	0,507	0,508	0,420
Fe³⁺	0,016	0,020	0,197	0,011	0,009	0,191
Mn	0,007	0,007	0,004	0,008	0,007	0,004
Ni	0,003	0,003	0,005	0,003	0,003	0,005
Mg	1,471	1,471	0,585	1,465	1,470	0,586
Ca	0,005	0,005	0,000	0,005	0,005	0,000
Na	0,003	0,004	0,002	0,003	0,001	0,002
Σ Kationen	3	3	3	3	3	3

[illegible]

Si	0,997	0,007	0,996	0,992	0,990	0,995	0,994	0,997	0,004	0,006
Ti	0,001	0,051	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,036	0,038
Al	0,001	1,176	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	1,118	1,223
Cr	0,001	0,446	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,576	0,466
Fe²⁺	0,341	0,476	0,321	0,313	0,316	0,325	0,590	0,567	0,420	0,420
Fe³⁺	0,003	0,265	0,007	0,015	0,017	0,005	0,007	0,005	0,227	0,224
Mn	0,004	0,005	0,004	0,004	0,005	0,005	0,011	0,009	0,004	0,004
Ni	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,002	0,002	0,004	0,005
Mg	1,637	0,563	1,652	1,659	1,655	1,652	1,376	1,404	0,608	0,612
Ca	0,009	0,002	0,007	0,006	0,008	0,007	0,012	0,011	0,000	0,000
Na	0,002	0,003	0,004	0,003	0,001	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002

[illegible]

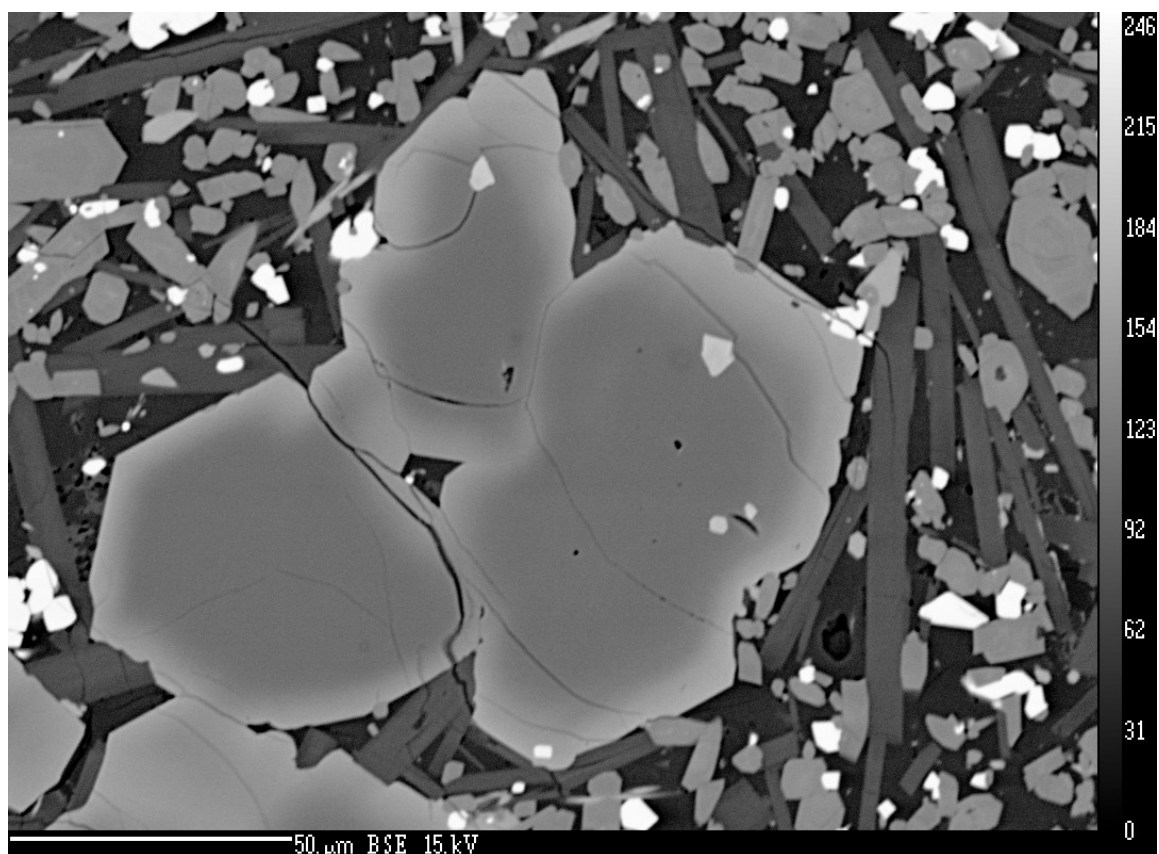


Abb. 9.1.4.5 GG-42, Olivin 5 normal zoniert, BSE-Bild

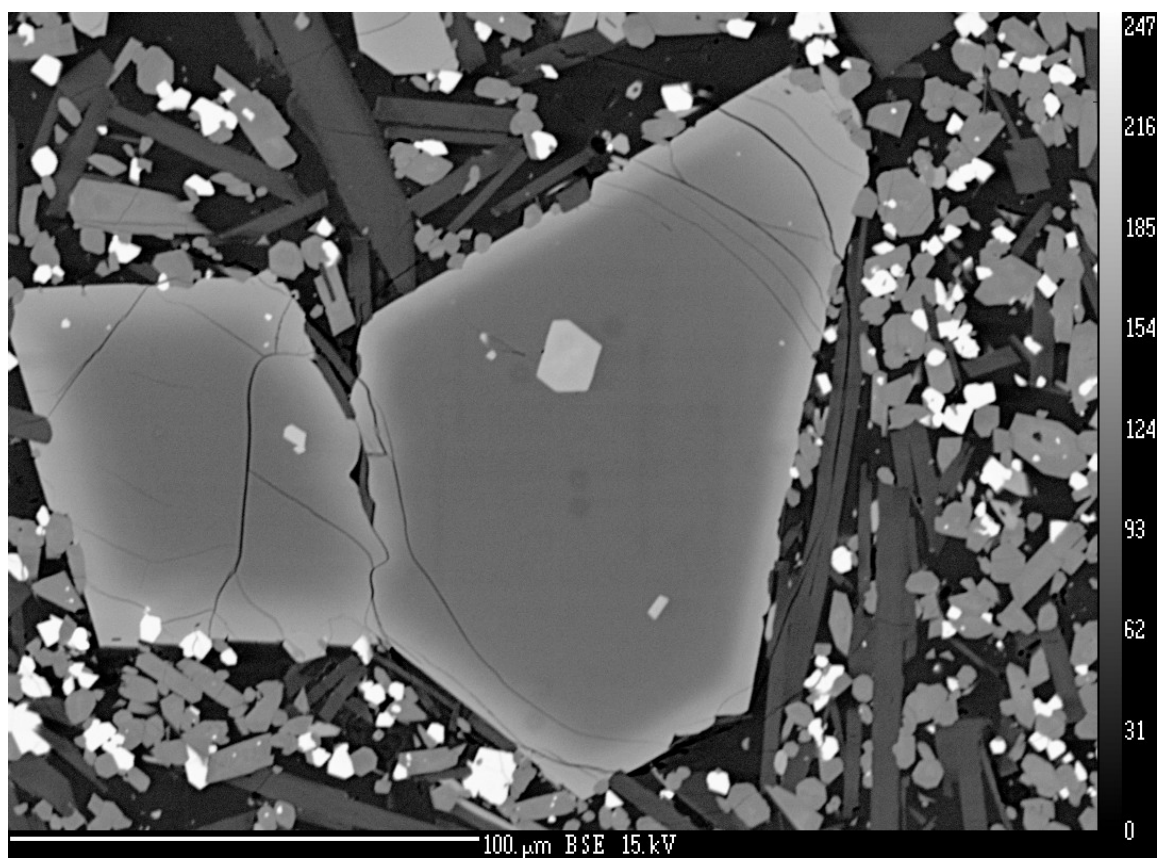


Abb. 9.1.4.6 GG-42, Olivin 6 normal zoniert, BSE-Bild

Olivine 7 und 8 Olivin- und Spinellanalysen,
GG-42, Gruppe 18, Basanit, Haupt- und Nebenelementzusammensetzung

Probe	Tab. 9.1.4.7		Tab. 9.1.4.8					
	GG-42, Olivin 7		GG-42, Olivin 8					
	Spinell		Spinell					
	Nähe sp7a	sp7a	Nähe sp8a	Nähe sp8a	Rand	Rand	sp8a	sp8b
Gew.%								
SiO₂	39,27	0,16	36,62	36,59	36,22	36,15	0,71	0,64
TiO₂	0,06	2,37	0,13	0,10	0,12	0,18	9,37	8,78
Al₂O₃	0,05	29,26	0,05	0,05	0,06	0,17	15,98	16,76
Cr₂O₃	0,14	23,10	0,00	0,02	0,03	0,04	11,39	11,66
FeO_T	17,07	30,98	28,68	29,30	30,96	32,12	52,42	51,29
MnO	0,22	0,21	0,56	0,58	0,61	0,64	0,44	0,45
NiO	0,19	0,23	0,08	0,06	0,04	0,03	0,08	0,10
MgO	43,53	11,96	32,39	31,64	30,67	29,46	5,85	5,72
CaO	0,29	0,04	0,52	0,50	0,56	1,11	0,19	0,20
Total	100,8	98,3	99,1	98,9	99,3	100,0	96,5	95,7
fo	82,0		66,8	65,8	63,8	62,1		
Cr#		0,35					0,32	0,32
Anzahl der Kationen auf 4 O:								
Si	0,987	0,005	0,996	1,001	0,995	0,993	0,024	0,022
Ti	0,001	0,054	0,003	0,002	0,003	0,004	0,238	0,224
Al	0,001	1,046	0,002	0,002	0,002	0,006	0,635	0,670
Cr	0,003	0,554	0,000	0,000	0,001	0,001	0,304	0,313
Fe²⁺	0,340	0,503	0,650	0,674	0,708	0,734	0,935	0,927
Fe³⁺	0,019	0,283	0,003	-0,004	0,003	0,004	0,543	0,529
Mn	0,005	0,005	0,013	0,013	0,014	0,015	0,013	0,013
Ni	0,004	0,006	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003
Mg	1,632	0,541	1,314	1,290	1,256	1,207	0,294	0,289
Ca	0,008	0,001	0,015	0,015	0,016	0,033	0,007	0,007
Na	0,001	0,001	0,003	0,005	0,001	0,004	0,005	0,004
Σ Kationen	3	3	3	3	3	3	3	3

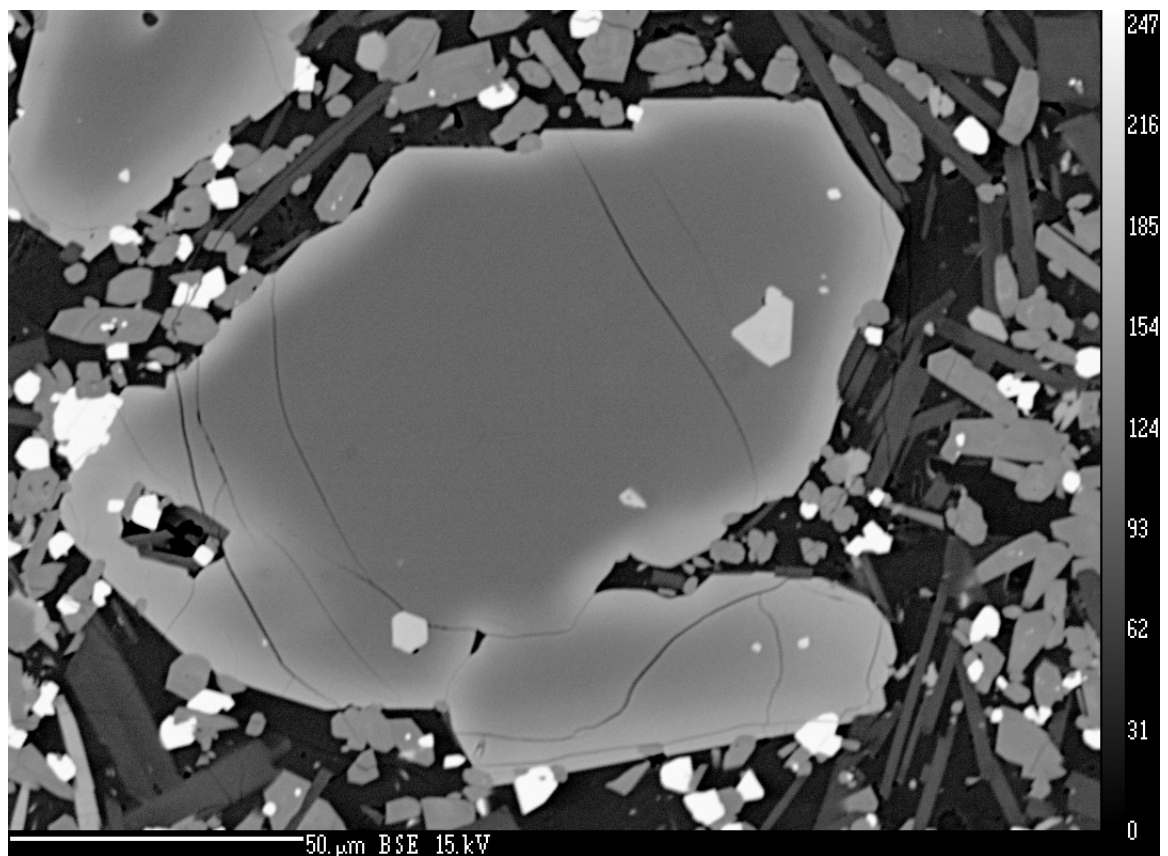


Abb. 9.1.4.7 GG-42, Olivin 7 normal zoniert, BSE-Bild

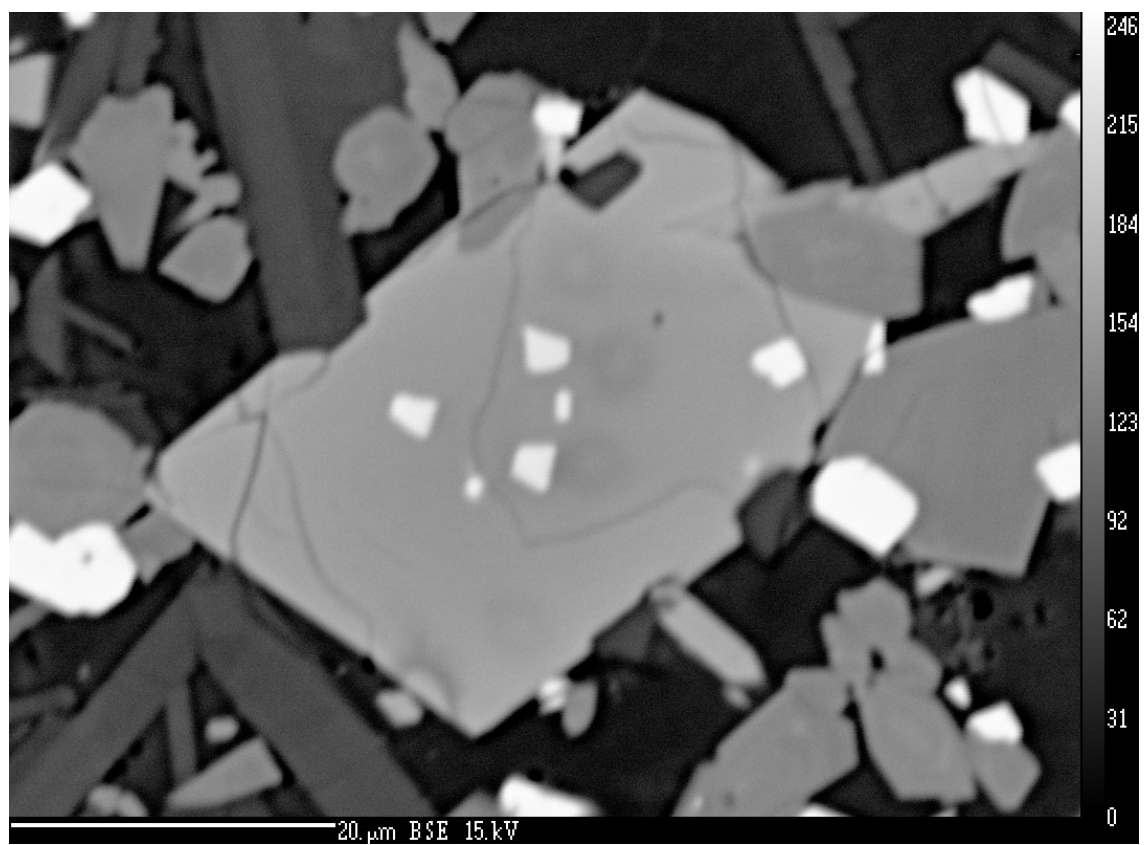


Abb. 9.1.4.8 GG-42, Olivin 8, ohne erkennbare Zonierung, BSE-Bild

[illegible]

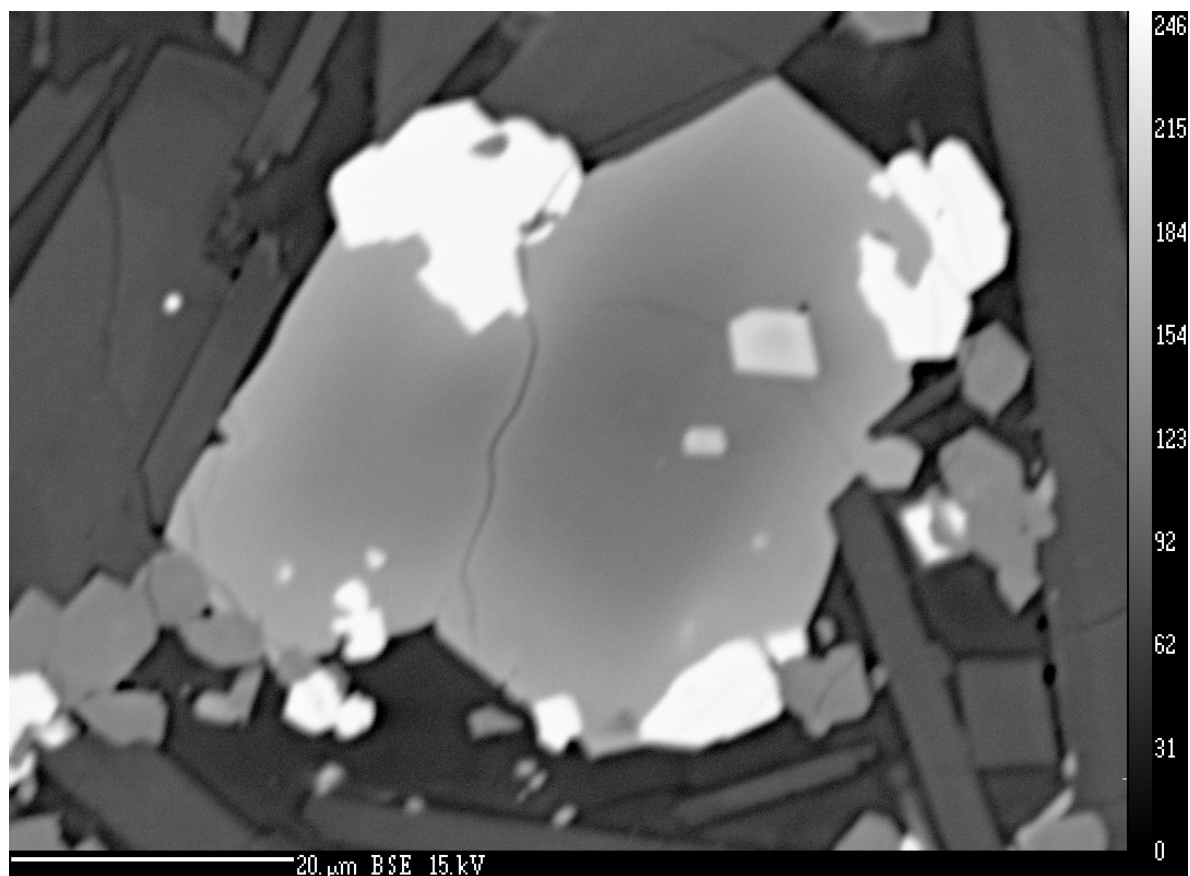


Abb. 9.1.4.9 GG-42, Olivin 9 normal zoniert, BSE-Bild

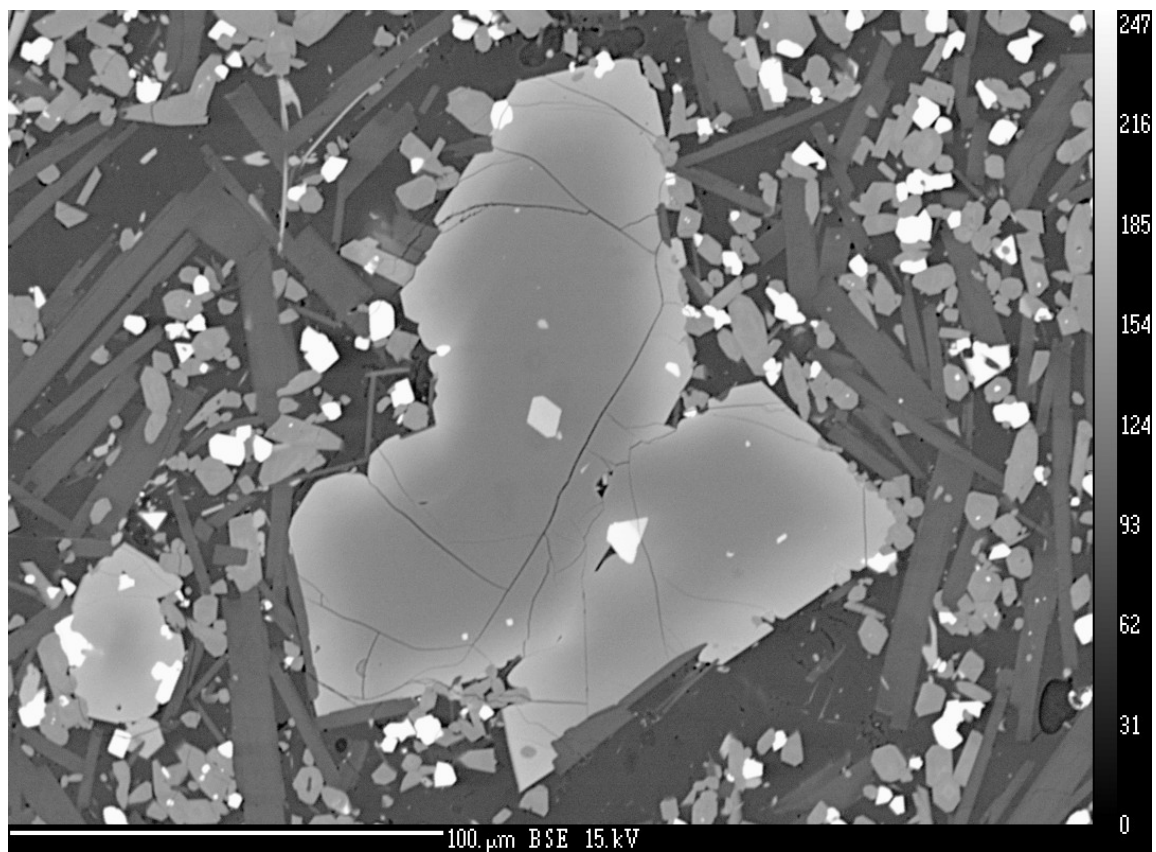


Abb. 9.1.4.10 GG-42, Olivin 10 normal zoniert, BSE-Bild

Olivine 11 und 12 Olivin-, Titanomagnetit (Ti-mt)- und Spinellanalysen,
GG-42, Gruppe 18, Basanit, Haupt- und Nebenelementzusammensetzung

[illegible]

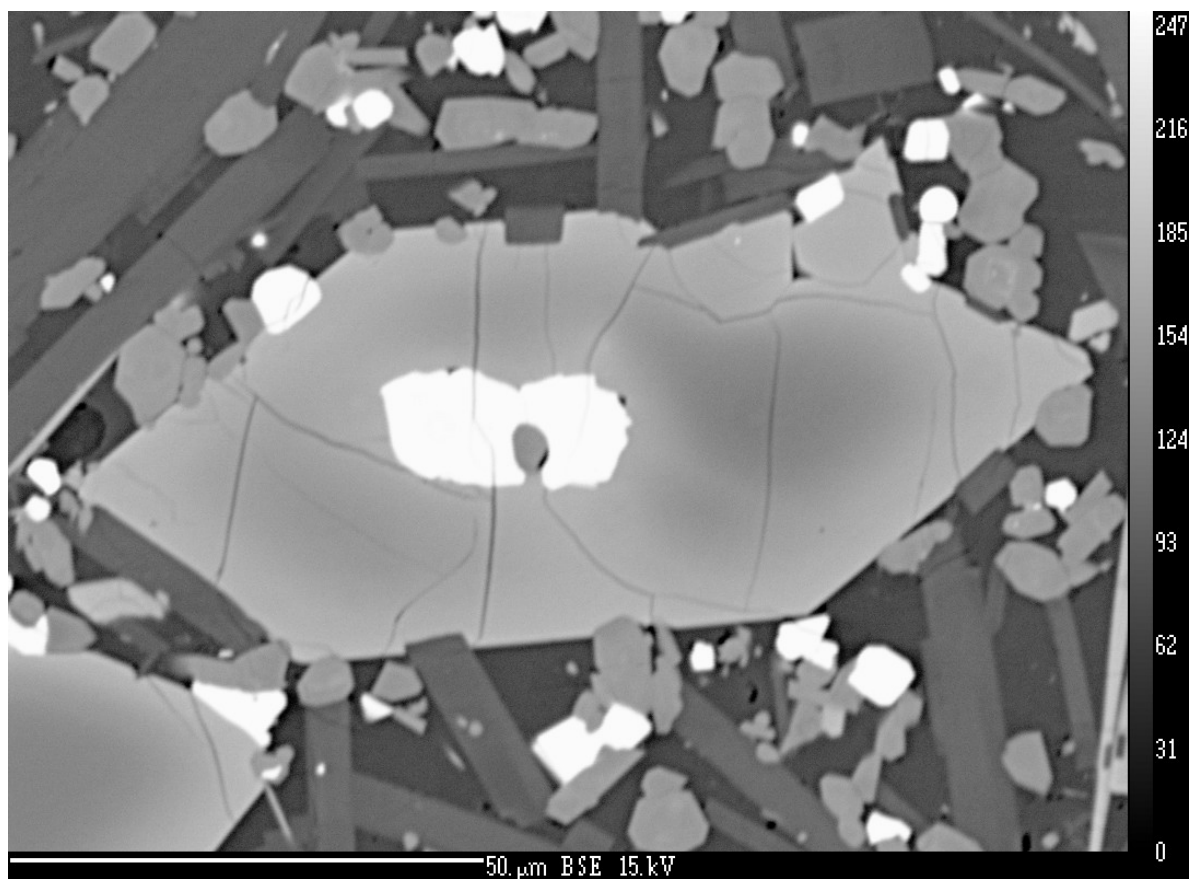


Abb. 9.1.4.11 GG-42, Olivin 11
normal zoniert, mit zentralem Titanomagnetit-Einschluß, BSE-Bild

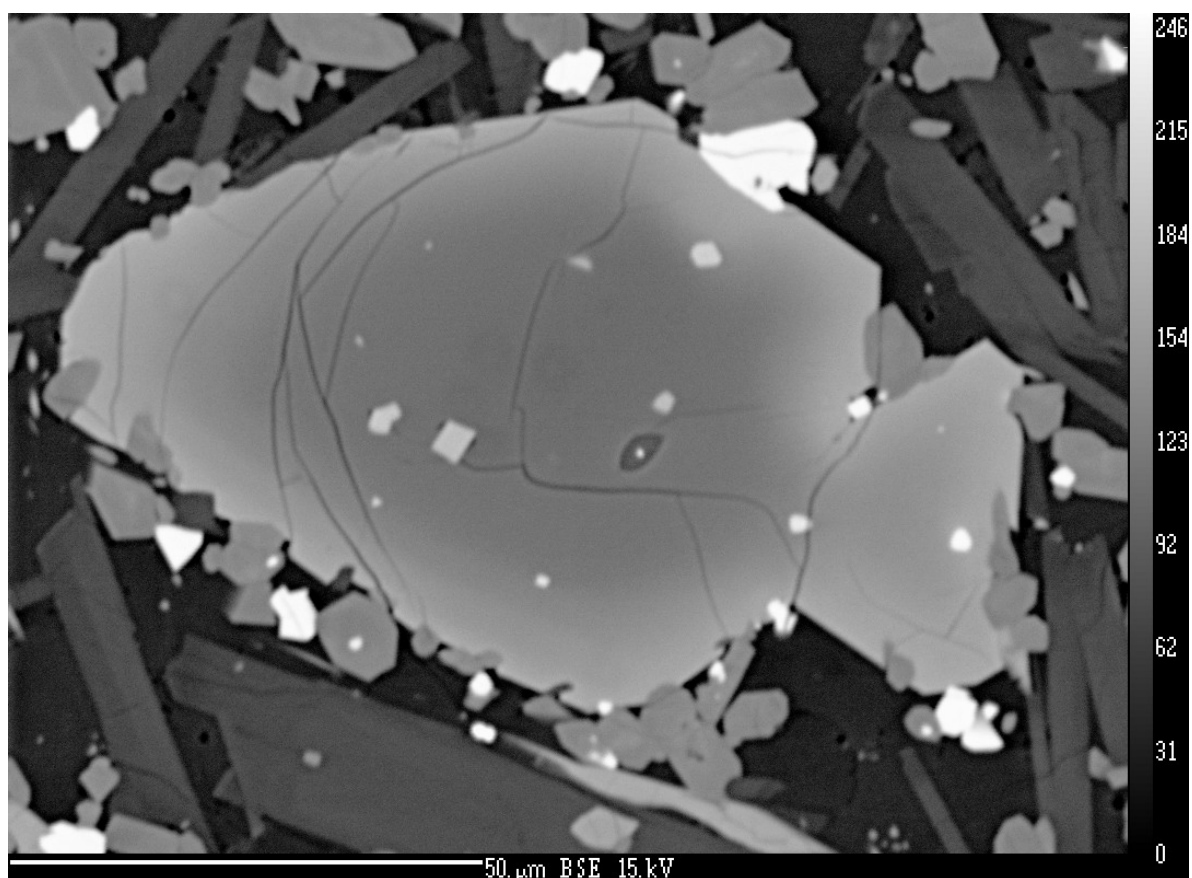


Abb. 9.1.4.12 GG-42, Olivin 12 , normal zoniert, BSE-Bild

Olivine 13 und 14 Olivin- und Spinellanalysen,
GG-42, Gruppe 18, Basanit, Haupt- und Nebenelementzusammensetzung

[illegible]

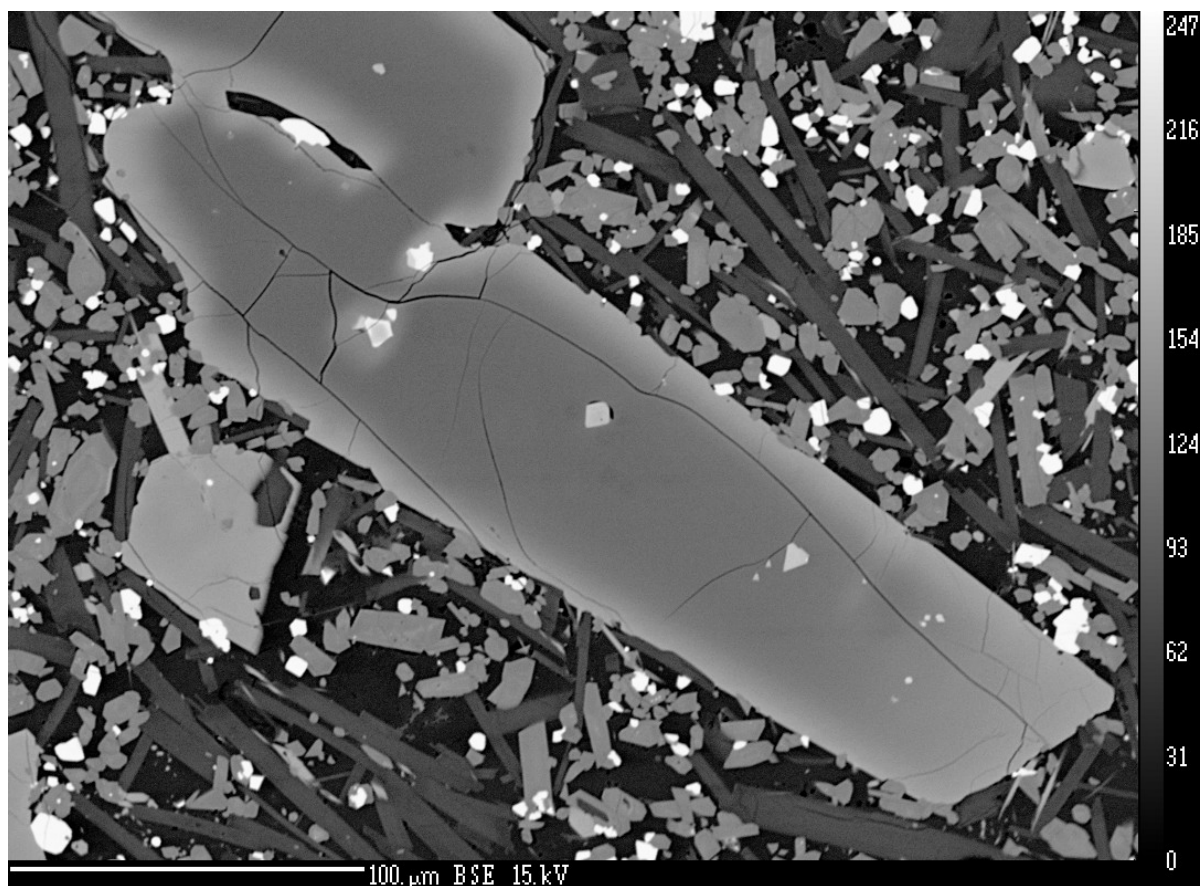


Abb. 9.1.4.13 GG-42, Olivin 13
normal zoniert, mit Spinelleinschlüssen, BSE-Bild

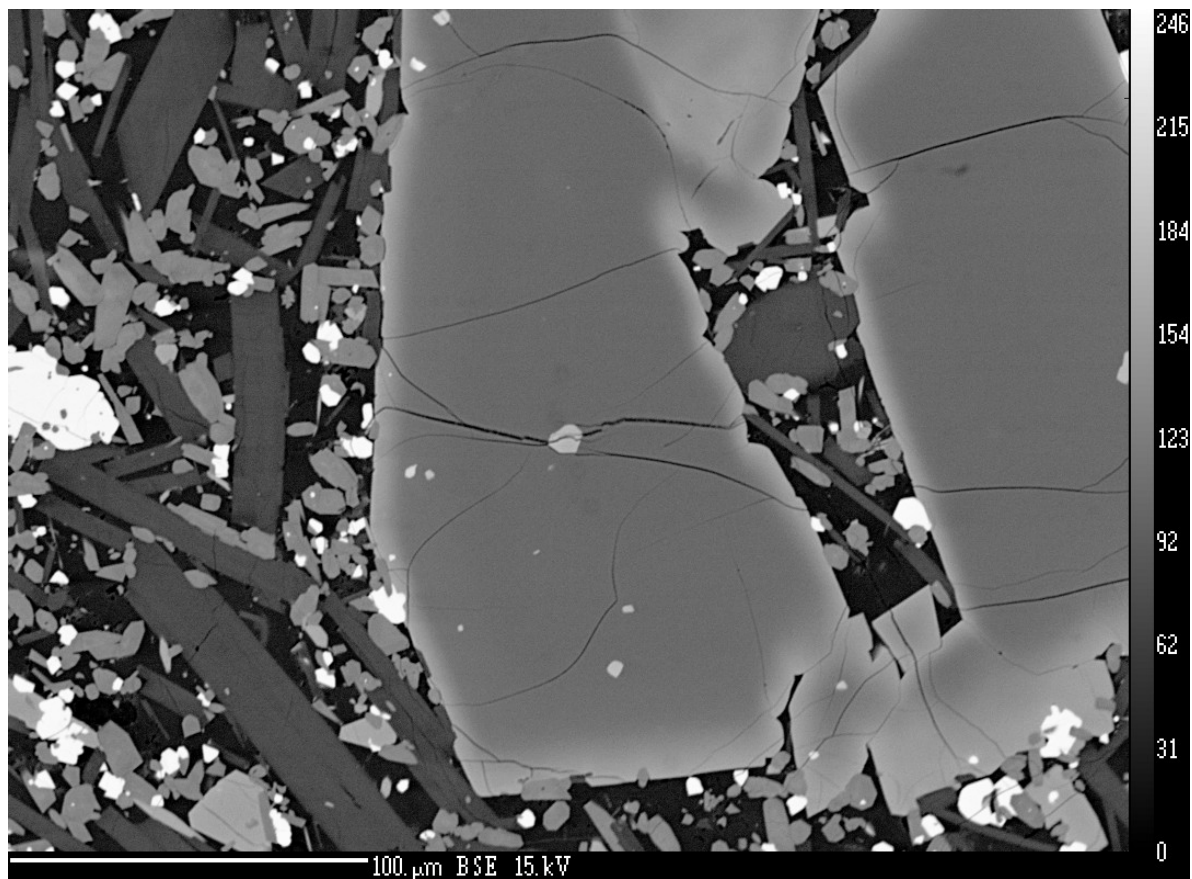


Abb. 9.1.4.14 GG-42, Olivin 14
normal zoniert, mit Spinelleinschlüssen, BSE-Bild

Olivin 15 Olivin- und Spinellanalysen, GG-42, Gruppe 18, Basanit, Haupt- und Nebenelementzusammensetzung

Tab. 9.1.4.15

Probe	GG-42, Olivin 15						Spinell	Spinell
	Kern	Nähe sp15a	Nähe sp15a	Nähe sp15b	Nähe sp15b	Rand	sp15a	sp15b
Gew. %								
SiO₂	37,43	35,46	36,20	37,18	36,65	36,19	0,12	0,67
TiO₂	0,11	0,70	0,30	0,10	0,15	0,20	24,67	7,04
Al₂O₃	0,04	0,05	0,04	0,06	0,05	0,25	3,37	19,47
Cr₂O₃	0,04	0,01	0,03	0,04	0,04	0,01	1,55	12,69
FeO_T	25,23	33,41	31,89	26,64	30,28	32,75	61,56	48,95
MnO	0,46	0,72	0,64	0,52	0,59	0,73	0,71	0,45
NiO	0,10	0,02	0,03	0,10	0,05	0,05	0,00	0,07
MgO	35,69	28,73	30,19	34,94	31,69	28,21	3,29	5,49
CaO	0,41	0,60	0,52	0,41	0,56	0,68	0,27	0,16
Na₂O	0,04	0,11	0,07	0,05	0,05	0,09	0,01	0,14
Total	99,5	99,8	99,9	100,0	100,1	99,2	95,5	95,1
fo	71,6	60,5	62,8	70,0	65,1	60,6		
Cr#							0,24	0,30
Anzahl der Kationen auf 4 O:								
Si	0,995	0,982	0,992	0,989	0,994	1,009	0,004	0,022
Ti	0,002	0,015	0,006	0,002	0,003	0,004	0,686	0,178
Al	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,008	0,147	0,774
Cr	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,045	0,338
Fe²⁺	0,554	0,764	0,726	0,575	0,680	0,792	1,475	0,886
Fe³⁺	0,007	0,010	0,005	0,018	0,007	0,029	0,428	0,495
Mn	0,010	0,017	0,015	0,012	0,014	0,017	0,022	0,013
Ni	0,002	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002
Mg	1,414	1,186	1,234	1,386	1,281	1,172	0,182	0,276
Ca	0,012	0,018	0,015	0,012	0,016	0,020	0,010	0,006
Na	0,002	0,006	0,004	0,003	0,003	0,005	0,001	0,009
Σ Kationen	3	3	3	3	3	3	3	3

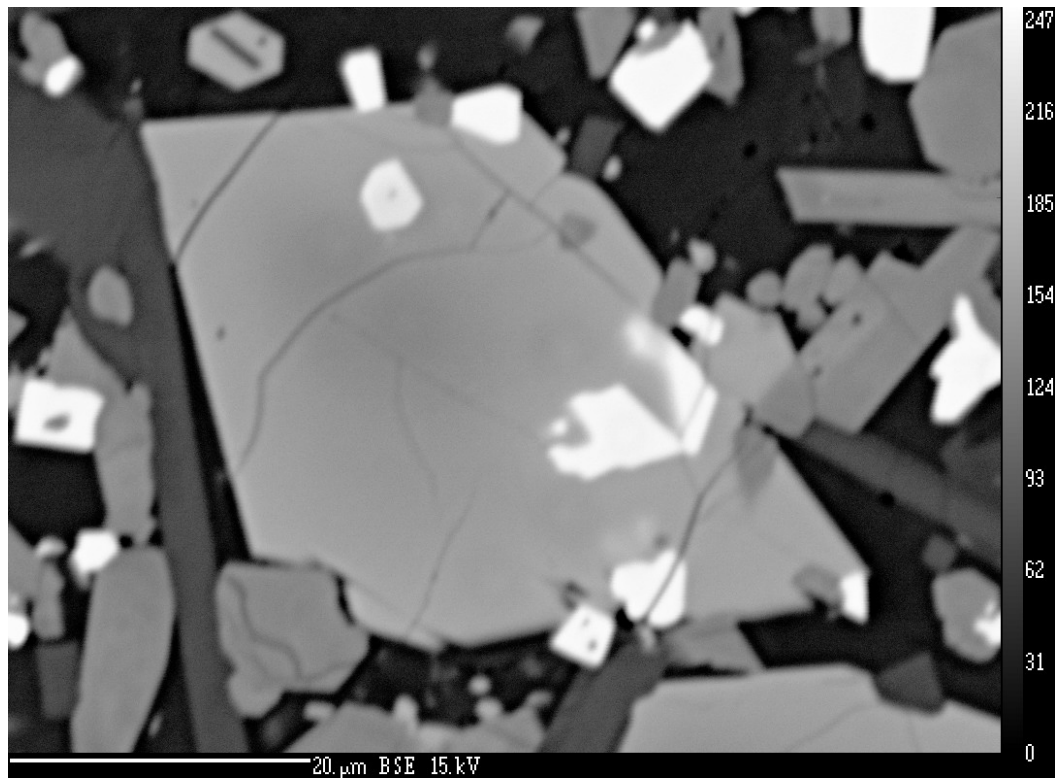


Abb. 9.1.4.15 GG-42, Olivin 15
normal zoniert, mit Titanomagnetit-und Spinell-Einschlüssen, BSE-Bild

9.2 Klinopyroxen

9.2.0. Klinopyroxen

Klinopyroxene liegen meist als grössere Einsprenglinge vor oder sind randlich an Olivin gebunden (z.B. Punkt 3 in GG-2, Punkt 39 in GG-28). Im letzteren Fall ist oft der Fe-Gehalt erhöht und der Ca-Gehalt geringer als in frei vorliegenden Klinopyroxenen.

Kapitel 9.2.1 enthält Punktanalysen in verschiedenen GG-Gruppen.

Kapitel 9.2.2 handelt von einer Linienanalyse in einem zweiphasigen Klinopyroxen aus GG-42.

9.2.1 Klinopyroxen, Punktanalysen

Klinopyroxene aus folgenden Proben und Gruppen wurden analysiert:

- GG-2**, Gruppe 2, basaltischer Andesit (Punkte in Abb. 9.1.1)
- GG-7**, Gruppe 13, Trachybasalt (Punkte in Abb. 9.2.1.1)
- GG-9**, Gruppe 6, basaltischer Trachyandesit (Punkte in Abb. 9.2.1.3)
- GG-28**, Gruppe 4, basaltischer Andesit (Punkte in Abb. 9.1.2.1)
- GG-39**, Gruppe 8, Basalt (Punkte in Abb. 9.1.2.2)
- GG-19**, Gruppe 14, Trachybasalt
- GG-35**, Gruppe 8, Basalt
- GG-45**, Gruppe 16, Basalt
- GG-48**, Gruppe 16, Trachybasalt
- GG-42**, Gruppe 18, Basanit (Punkte in Abb. 9.2.1.4)

Haupt- und Nebenelementzusammensetzungen sind in den Tabellen 9.2.1.1 und 9.2.1.2 aufgelistet.

Die SiO₂ -Gehalte reichen von 47 bis 52 Gew% (Durchschnitt 49 Gew%).

Die Mg# (Mg# = Mg/(Mg+Fe), molar) liegt zwischen 0,64 und 0,8 (Durchschnitt 0,74).

MgO bewegt sich zwischen 12 und 16 Gew% (Durchschnitt 14 Gew%).

Etwas geringer ist der FeO_T-Gehalt mit 6-14% (Durchschnitt 9 Gew%).

Nur an einem randlich an Olivin gebundenen Klinopyroxen (Punkt 3 in GG-2) liegen FeO_T und MgO mit ca. 14 Gew% gleichauf.

Typisch sind die hohen CaO-Gehalte von 16 - 23 Gew% (Durchschnitt 21 Gew%).

Zwischen Kern- und Randzonen ist kein systematischer Unterschied festzustellen.

Die TiO₂ -Gehalte liegen zwischen 0,35 und 2,74 Gew% (Durchschnitt 1,62 Gew%).

Tab. 9.1.0 Hauptelemente, Mittelwerte
Oxidgehalte (Gew.%) und Mg# in den GG-Klinopyroxen-Proben
(ohne GG-42 Zwickelpyroxen)

	<u>Min</u>	<u>Max</u>	<u>Mittelwert</u>
SiO₂	47,14	52,32	49,12
FeO_T	6,62	13,83	8,77
MgO	12,21	16,36	14,02
CaO	15,84	22,66	21,07
Mg#	0,64	0,80	0,74
TiO₂	0,35	2,74	1,62

Tab. 9.2.1.1 Klinopyroxene, Haupt- und Nebenelementzusammensetzung

Probe Punkt	GG-2 3	GG-2 11	GG-7 16	GG-7 17	GG-9 29	GG-28 39	GG-39 42	GG-19	GG-19	GG-19
	Rand			Rand				Kern	Rand	Kern
Gew. %										
SiO ₂	50,23	49,65	47,69	47,77	50,42	51,49	49,49	52,32	48,04	49,19
TiO ₂	1,67	1,95	1,91	2,08	1,21	1,14	1,38	0,35	0,95	1,05
Al ₂ O ₃	1,42	2,32	3,87	3,18	2,20	1,56	3,52	1,60	6,62	4,14
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,27	0,11	0,01	0,13	0,49	0,00	0,01	0,00
FeO _T	13,83	12,48	7,53	7,79	7,96	12,81	6,62	8,44	9,07	10,76
MnO	0,31	0,28	0,17	0,16	0,25	0,33	0,15	0,41	0,20	0,69
NiO	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00
MgO	13,65	13,57	13,26	14,15	13,11	16,36	14,46	16,03	13,12	13,53
CaO	17,96	18,87	21,38	21,84	22,66	15,84	20,67	20,30	22,28	19,83
Na ₂ O	0,00	0,34	0,59	0,47	0,72	0,23	0,54	0,34	0,32	0,29
K ₂ O	0,00	0,00	0,22	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,06
Total	99,09	99,49	96,89	97,56	98,54	99,92	97,37	99,82	100,65	99,56
Mg#	0,64	0,66	0,76	0,76	0,75	0,69	0,80	0,77	0,72	0,69
Anzahl der Kationen auf 6 O										
Tetra										
Si	1,921	1,880	1,826	1,816	1,903	1,923	1,876	1,934	1,773	1,847
Al	0,064	0,103	0,174	0,142	0,097	0,069	0,124	0,066	0,227	0,153
Fe ³⁺	0,000	0,017	0,000	0,042	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000
Summe Tetra	1,985	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
M1										
Mg	0,600	0,621	0,699	0,735	0,712	0,661	0,718	0,743	0,642	0,624
Ti	0,048	0,056	0,055	0,059	0,034	0,032	0,039	0,010	0,026	0,030
Al	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,033	0,003	0,061	0,031
Fe ³⁺	0,000	0,033	0,109	0,097	0,081	0,026	0,040	0,068	0,137	0,087
Fe ²⁺	0,341	0,280	0,122	0,100	0,164	0,266	0,150	0,162	0,127	0,207
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
Mn	0,010	0,009	0,006	0,005	0,008	0,011	0,005	0,013	0,006	0,022
Cr	0,001	0,001	0,008	0,003	0,000	0,004	0,015	0,000	0,000	0,000
Summe M1	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
M2										
Ca	0,736	0,765	0,877	0,889	0,916	0,634	0,839	0,804	0,881	0,798
Na	0,000	0,025	0,044	0,034	0,052	0,016	0,040	0,024	0,023	0,021
K	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,003
Mg	0,178	0,145	0,058	0,067	0,025	0,250	0,099	0,140	0,080	0,133
Fe ²⁺	0,101	0,065	0,010	0,009	0,006	0,100	0,021	0,031	0,016	0,044
Summe M2	1,015	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Σ Kationen	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Σ O	6,001	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
wo	37,61	39,73	46,77	45,87	48,10	32,59	44,98	41,26	46,78	42,15
en	39,78	39,76	40,37	41,37	38,72	46,83	43,77	45,34	38,35	40,00
fs	22,61	20,51	12,85	12,77	13,19	20,58	11,24	13,39	14,87	17,85
Parameter J und Q nach Morimoto, 1988										
J	0,000	0,050	0,088	0,069	0,105	0,033	0,080	0,048	0,046	0,042
Q	1,957	1,877	1,766	1,800	1,824	1,910	1,827	1,881	1,745	1,807

Tab. 9.2.1.2 Klinopyroxene, Haupt- und Nebenelementzusammensetzung

Probe	GG-35	GG-35	GG-35	GG-35	GG-45	GG-45	GG-45	GG-45	GG-48	GG-48	GG-42
	Rand		Kern	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Zwiesel	
Gew. %											
SiO ₂	49,22	49,53	49,44	48,53	48,14	47,14	49,49	47,19	48,71	48,75	40,6
TiO ₂	1,48	1,49	1,56	1,44	2,00	2,39	2,04	2,74	1,70	1,90	5,7
Al ₂ O ₃	3,86	3,67	3,42	4,97	4,00	4,02	3,19	4,63	4,20	3,33	13
Cr ₂ O ₃	0,69	0,32	0,27	0,62	0,50	0,02	0,05	0,00	0,42	0,00	
FeO _T	7,14	7,37	6,83	6,67	7,03	9,68	7,75	9,34	7,13	9,20	7,8
MnO	0,10	0,12	0,11	0,09	0,11	0,17	0,15	0,19	0,12	0,21	0,13
NiO	0,05	0,03	0,04	0,01	0,05	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	
MgO	14,62	15,08	14,81	14,44	14,06	12,21	14,32	12,43	14,22	13,03	9,9
CaO	21,96	21,80	21,88	21,70	22,33	21,73	22,00	21,87	22,43	22,08	22,8
Na ₂ O	0,60	0,50	0,53	0,47	0,41	0,57	0,40	0,52	0,37	0,51	
Total	99,74	99,91	98,91	98,95	98,64	97,95	99,42	98,97	99,31	99,05	99,93
Mg#	0,78	0,78	0,79	0,79	0,78	0,69	0,77	0,70	0,78	0,72	0,69
Anzahl der Kationen auf 6 O											
Tetra											
Si	1,822	1,829	1,844	1,809	1,809	1,804	1,848	1,786	1,816	1,838	1,532
Al	0,168	0,160	0,150	0,191	0,177	0,181	0,140	0,207	0,184	0,148	0,468
Fe ³⁺	0,009	0,011	0,006	0,000	0,014	0,015	0,012	0,008	0,000	0,014	0,000
Summe Tetra	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
M1											
O	0,731	0,739	0,747	0,715	0,726	0,645	0,722	0,642	0,724	0,677	0,500
Ti	0,041	0,041	0,044	0,040	0,057	0,069	0,057	0,078	0,048	0,054	0,162
Al	0,000	0,000	0,000	0,027	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,110
Fe ³⁺	0,119	0,115	0,102	0,099	0,093	0,101	0,066	0,097	0,103	0,093	0,035
Fe ²⁺	0,084	0,091	0,095	0,097	0,105	0,179	0,149	0,175	0,109	0,169	0,189
Ni	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Mn	0,003	0,004	0,003	0,003	0,004	0,005	0,005	0,006	0,004	0,007	0,004
Cr	0,020	0,009	0,008	0,018	0,015	0,001	0,001	0,000	0,012	0,000	0,000
Summe M1	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
M2											
Ca	0,871	0,862	0,874	0,867	0,899	0,891	0,880	0,887	0,896	0,892	0,922
Na	0,043	0,035	0,038	0,034	0,030	0,042	0,029	0,038	0,027	0,037	0,000
K	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000
Mg	0,076	0,091	0,076	0,087	0,062	0,052	0,075	0,059	0,067	0,055	0,057
Fe ²⁺	0,009	0,011	0,010	0,012	0,009	0,014	0,016	0,016	0,010	0,014	0,022
Summe M2	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Σ Kationen	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Σ O	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
wo	45,86	44,92	45,76	46,18	47,14	46,96	45,85	47,08	46,94	46,59	53,44
en	42,50	43,23	43,09	42,75	41,29	36,70	41,54	37,23	41,42	38,25	32,29
fs	11,64	11,85	11,15	11,08	11,57	16,34	12,61	15,69	11,64	15,15	14,27
Parameter J und Q nach Morimoto, 1988											
J	0,087	0,071	0,076	0,068	0,060	0,085	0,058	0,077	0,054	0,075	0,000
Q	1,771	1,794	1,802	1,778	1,801	1,780	1,841	1,779	1,805	1,807	1,689

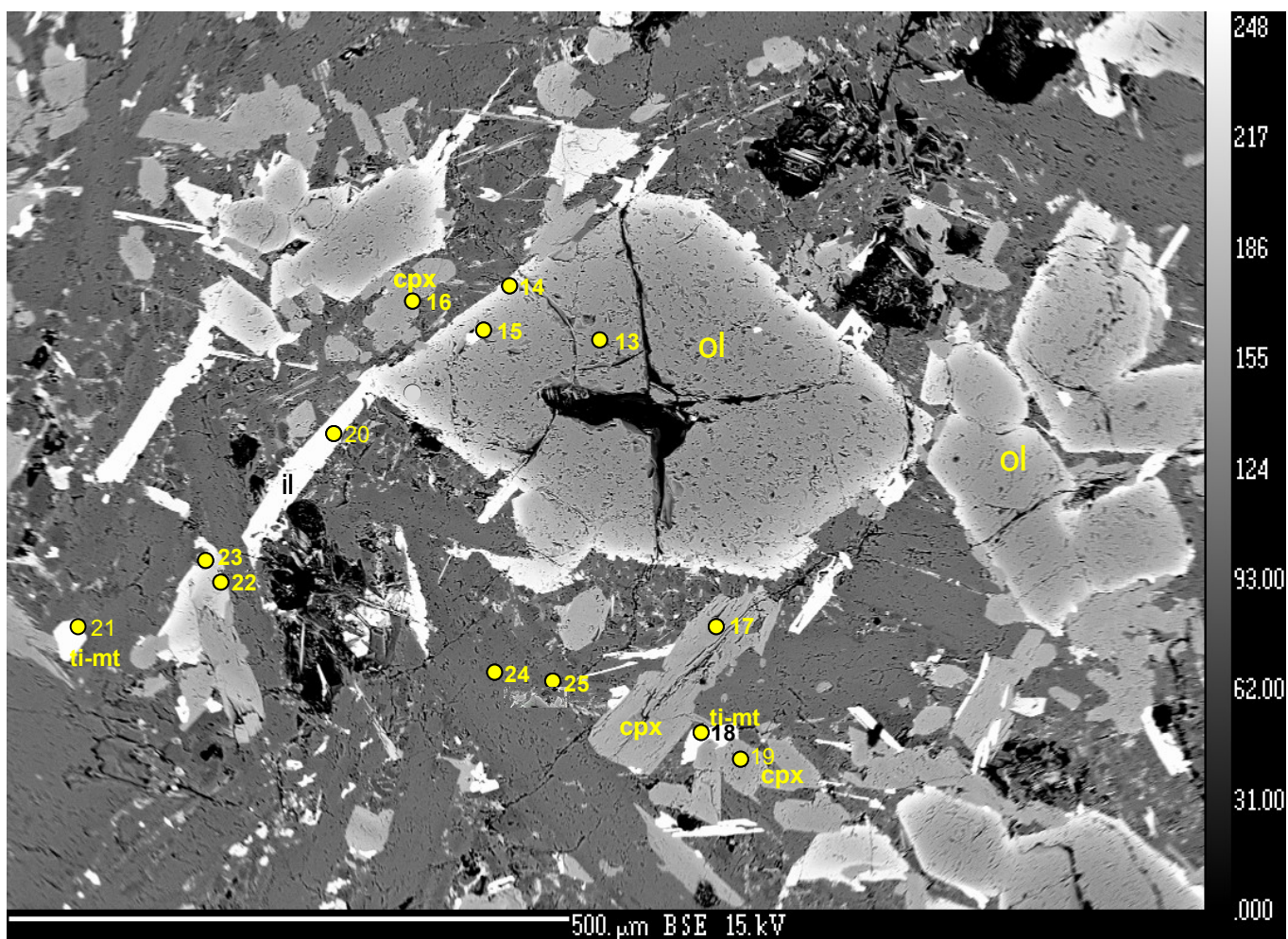


Abb. 9.2.1.1 GG-7, Olivin, cpx, Titanomagnetit und Ilmenitnadeln
in plagioklasreicher Matrix, BSE-Bild, Punkte für cpx in Tab. 9.2.1.1

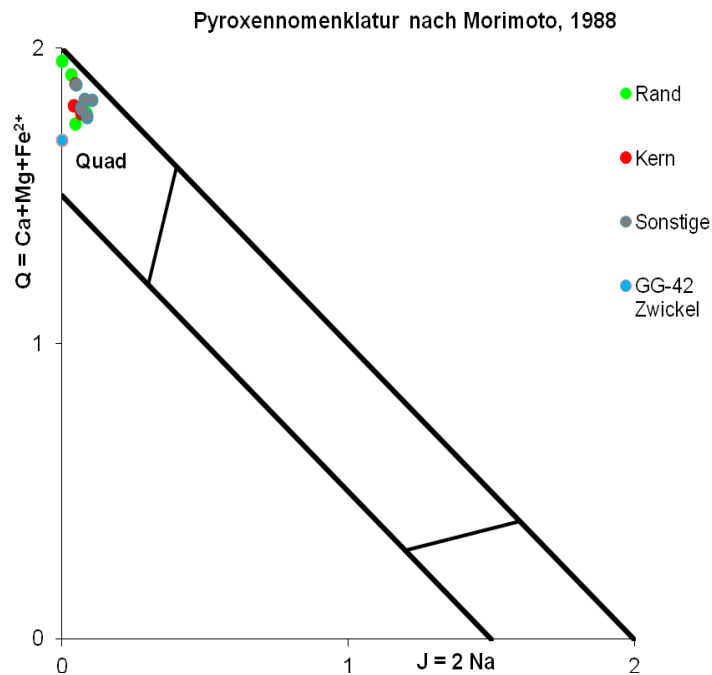


Abb. 9.2.1.2 Pyroxene, Pyroxennomenklatur nach Morimoto, 1988
aus GG-2, GG-7, GG-9, GG-28, GG-39, GG-19, GG-35, GG-45, GG-48, Werte aus Tab. 9.2.1.1 und Tab. 9.2.1.2,

In Abbildung 9.2.1.2 werden die analysierten Pyroxene anhand der Pyroxennomenklatur nach Morimoto (1988) dargestellt. Auf der x-Achse wird $2 \cdot \text{Natrium}$ (in Atomen pro Formeleinheit) aufgetragen, um auch Jadeit bzw. Ägirin zu erfassen. Auf der y-Achse wird die Summe der für die meisten Pyroxene typischen Elemente Ca, Mg und Eisen aufgetragen. Das Feld „Quad“ umfasst die Gruppe der quadrilateralen Pyroxene, d.h. jener welche innerhalb des Pyroxen-Dreiecksdiagramms, einer klassischen Darstellungsform für Pyroxene, mit den Ecken Enstatit, Wollastonit und Ferrosilit zu liegen kommen, bei dem der Wollastonitapex bei 50% Wollastonit abgeschnitten wird (wodurch aus dem Dreieck ein Trapez wird, daher die Bezeichnung quadrilateral). Pyroxene in Basalten fallen gewöhnlicherweise in das Quad-Feld, so wie es bei den GG-Proben auch der Fall ist.

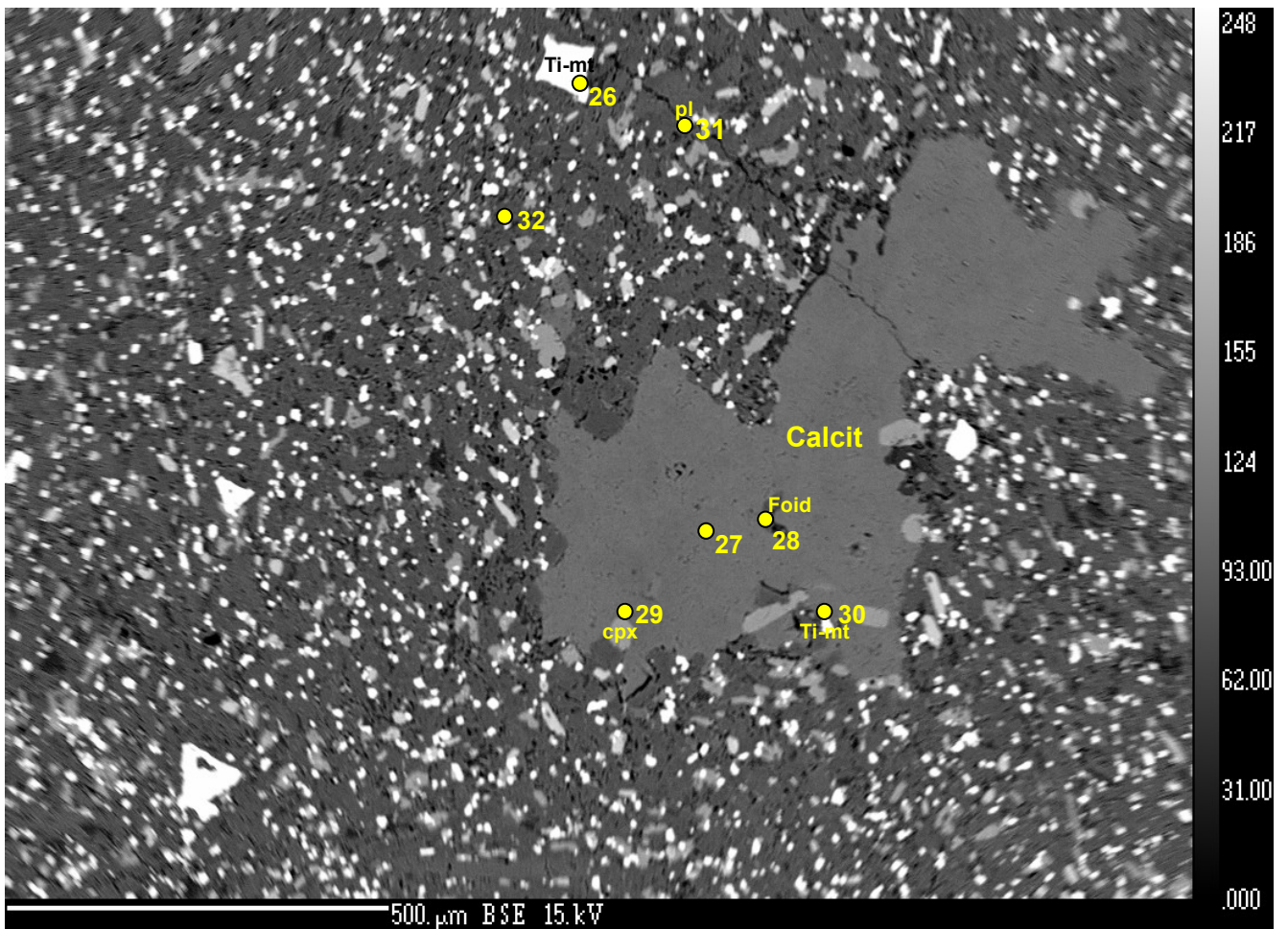


Abb. 9.2.1.3 GG-9, Großer Calcit und Olivin, cpx, Titanomagnetit und Ilmenitnadeln in plagioklasreicher Matrix cpx Punkt 29 in Tab. 9.2.1.1 BSE-Bild

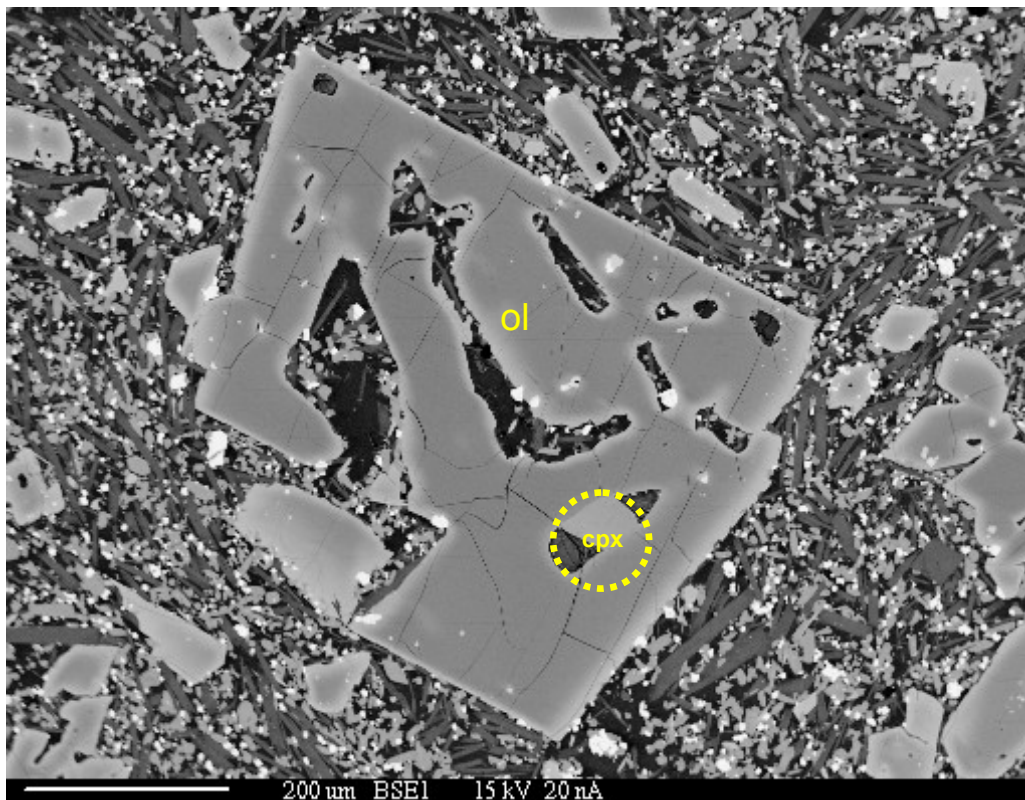


Abb. 9.2.1.4 GG-42, Zwickel-Pyroxen in korrodiertem ol-Kristall (Analyse in Tab 9.2.1.2), BSE-Bild

Der Al- und Ti-Gehalt im GG-42-Zwäckelpyroxen in Abb. 9.2.1.4 (Analyse in Tab. 9.2.1.2) sind auf ca. das 4-fache des Normalwertes erhöht, was zu einer ca. 25%igen Belegung der Tetraederplätze mit Al führt.

9.2.2 Klinopyroxen in GG-42, Basanit, Linienanalyse

In Abb. 9.2.2.1 wird ein Klinopyroxen aus GG-42 gezeigt, der einer eingehenderen Untersuchung unterzogen wurde. Über 27 Punkte entlang der eingezeichneten ca. 410 μm langen Profillinie, inklusive eines linken und rechten jeweils 80 μm breiten Reaktionssaums, wurde eine Linienanalyse durchgeführt (Punktabstände randnah ca. 10 μm , im Zentrum ca. 40 μm , dazwischen 20 μm).

Die Ergebnisse sind in Tab. 9.2.2.1 und 9.2.2.2 aufgelistet. Auch der Spinell-Einschluss oberhalb der Profillinie wurde analysiert (s.a. Kapitel Spinell)

Klinopyroxen in GG-42, Basanit, Linienanalyse

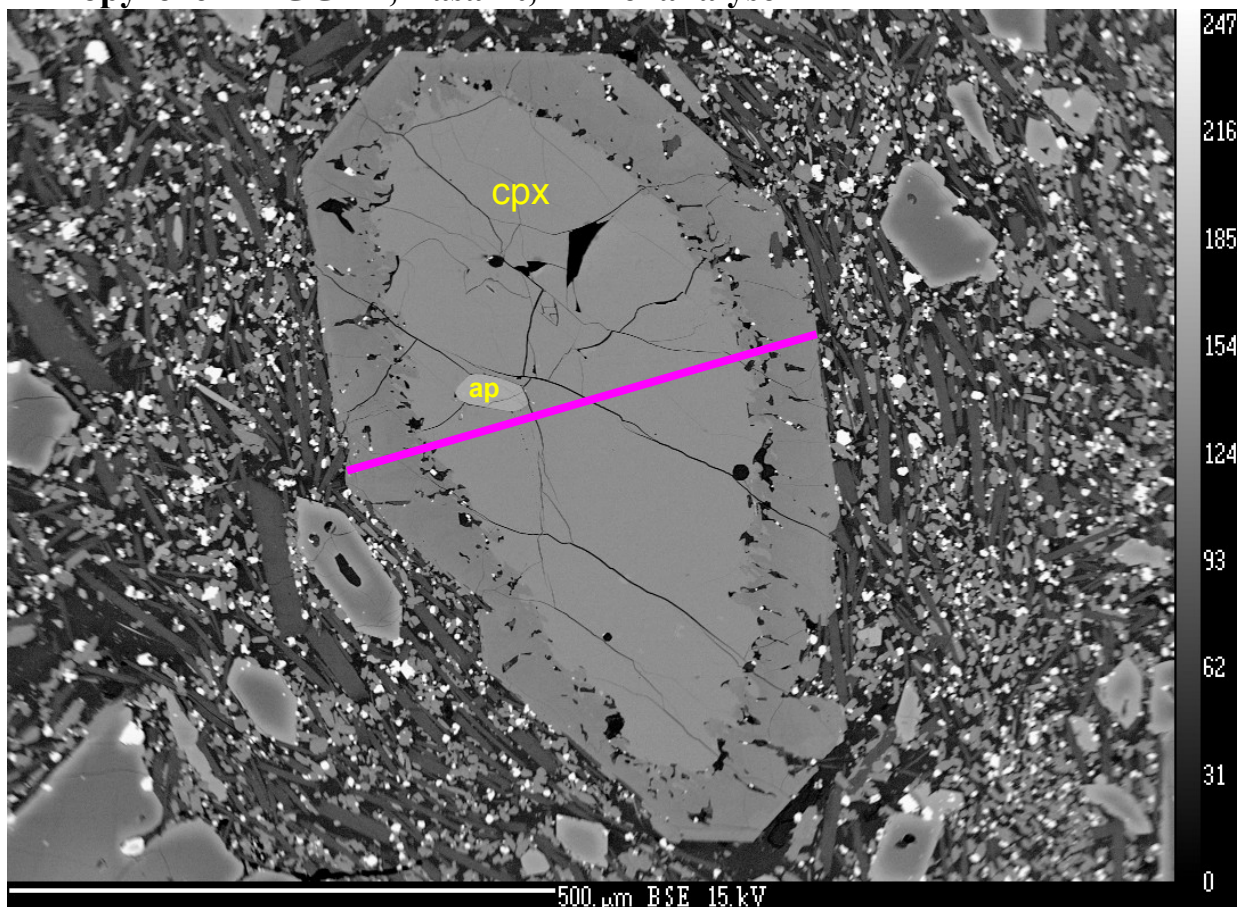


Abb. 9.2.2.1 GG-42, Klinopyroxen mit Reaktionssaum für Linienanalyse.

Die Linienanalyse wurde entlang der violetten Linie vorgenommen, ap= Apatit-Einschluß, BSE-Bild

Tab. 9.2.2.1

Probe Klinopyroxen, GG-42 , linke Hälfte der Linienanalyse, Abb.9.2.2.1

	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
Gew. %														
SiO ₂	46,39	43,55	44,17	44,98	46,44	49,21	49,50	49,99	49,60	49,57	49,97	50,11	50,10	49,75
TiO ₂	3,11	4,40	3,37	3,11	2,52	0,85	0,53	0,50	0,48	0,45	0,42	0,37	0,44	0,44
Al ₂ O ₃	5,78	9,71	8,95	8,66	7,41	4,20	3,58	3,38	3,37	3,23	2,94	2,79	3,06	3,08
Cr ₂ O ₃	0,07	0,04	0,20	0,29	0,35	0,03	0,01	0,05	0,00	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02
FeO _T	7,83	7,94	7,36	6,97	6,89	12,83	13,95	13,84	14,08	13,94	14,00	14,02	14,09	13,96
MnO	0,15	0,12	0,10	0,10	0,12	0,31	0,33	0,34	0,36	0,34	0,34	0,33	0,35	0,34
NiO	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
MgO	12,80	10,82	11,84	12,13	12,97	12,01	11,57	11,56	11,64	11,61	11,74	11,78	11,72	11,70
CaO	22,16	22,48	22,95	22,75	22,67	19,93	19,26	19,40	19,04	19,12	19,07	18,99	19,30	19,05
Na ₂ O	0,40	0,64	0,53	0,53	0,52	0,59	0,57	0,53	0,47	0,44	0,54	0,39	0,47	0,45
Total	98,71	99,72	99,45	99,58	99,87	99,96	99,29	99,61	99,04	98,71	99,07	98,81	99,54	98,78
Mg#	0,74	0,71	0,74	0,76	0,77	0,63	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60
Fe ³⁺ /Fe _T [%]	35	39	62	54	55	25	18	13	14	13	15	9	14	13
Anzahl der Kationen auf 6 O														
Tetra														
Si	1,752	1,635	1,653	1,678	1,723	1,853	1,885	1,899	1,896	1,901	1,908	1,921	1,905	1,906
Al	0,248	0,365	0,347	0,322	0,277	0,147	0,115	0,101	0,104	0,099	0,092	0,079	0,095	0,094
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Summe Tetra	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
M1														
O	0,660	0,567	0,624	0,630	0,663	0,569	0,546	0,546	0,546	0,549	0,554	0,554	0,551	0,552
Ti	0,088	0,124	0,095	0,087	0,070	0,024	0,015	0,014	0,014	0,013	0,012	0,011	0,012	0,013
Al	0,010	0,064	0,047	0,059	0,047	0,040	0,046	0,050	0,047	0,047	0,040	0,047	0,042	0,045
Fe ³⁺	0,088	0,098	0,142	0,118	0,117	0,101	0,081	0,059	0,064	0,058	0,068	0,039	0,061	0,056
Fe ²⁺	0,146	0,142	0,083	0,093	0,089	0,255	0,302	0,317	0,318	0,322	0,314	0,337	0,321	0,323
Ni	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Mn	0,005	0,004	0,003	0,003	0,004	0,010	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011
Cr	0,002	0,001	0,006	0,009	0,010	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
Summe M1	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
M2														
Ca	0,897	0,904	0,920	0,910	0,901	0,804	0,786	0,789	0,779	0,786	0,780	0,780	0,786	0,782
Na	0,029	0,047	0,038	0,039	0,037	0,043	0,042	0,039	0,035	0,032	0,040	0,029	0,034	0,033
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,061	0,039	0,037	0,045	0,054	0,106	0,111	0,109	0,117	0,115	0,115	0,119	0,113	0,117
Fe ²⁺	0,013	0,010	0,005	0,007	0,007	0,047	0,061	0,063	0,068	0,067	0,065	0,072	0,066	0,068
Summe M2	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Σ Kationen	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Σ O	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
wo	48,09	51,40	50,81	50,48	49,19	42,71	41,66	41,91	41,19	41,43	41,15	40,99	41,41	41,20
en	38,65	34,43	36,47	37,45	39,14	35,83	34,80	34,75	35,04	34,99	35,26	35,39	35,00	35,23
fs	13,26	14,17	12,71	12,07	11,66	21,46	23,54	23,34	23,77	23,58	23,59	23,62	23,59	23,57
Parameter J und Q nach Morimoto, 1988														
J	0,058	0,094	0,076	0,077	0,075	0,086	0,084	0,077	0,070	0,065	0,080	0,058	0,069	0,067
Q	1,778	1,662	1,668	1,684	1,715	1,781	1,806	1,825	1,829	1,838	1,828	1,863	1,838	1,841

Tab. 9.2.2.2

Probe	Klinopyroxen, GG-42 ,rechte Hälfte der Linienanalyse, Abb.9.2.2.1													
	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Rand	Rand	Rand	Rand	Rand
Gew. %														
SiO ₂	50,14	50,07	50,04	49,71	50,08	49,99	50,17	49,46	48,05	47,12	44,57	43,47	42,97	
TiO ₂	0,43	0,41	0,41	0,43	0,44	0,46	0,42	0,50	2,01	2,46	3,26	3,83	4,36	
Al ₂ O ₃	3,07	3,07	3,16	3,16	3,25	3,27	3,26	3,43	5,64	6,69	8,60	9,34	9,79	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,01	0,01	0,03	0,01	0,04	0,04	0,25	0,40	0,41	0,24	0,29	
FeO _T	14,22	14,00	13,63	13,58	13,77	13,82	13,77	13,50	8,05	6,60	6,89	7,30	7,55	
MnO	0,35	0,37	0,32	0,29	0,33	0,29	0,31	0,33	0,16	0,10	0,09	0,10	0,09	
NiO	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	0,04	0,01	
MgO	11,69	11,67	11,74	11,62	11,54	11,71	11,58	11,76	12,87	13,36	12,26	11,57	11,27	
CaO	19,27	19,44	19,69	19,90	19,91	19,91	19,84	20,06	22,21	22,89	22,75	22,63	22,93	
Na ₂ O	0,39	0,45	0,44	0,40	0,48	0,46	0,46	0,60	0,51	0,49	0,50	0,51	0,54	
Total	99,57	99,54	99,44	99,10	99,84	99,91	99,84	99,68	99,73	100,14	99,34	99,02	99,78	
Mg#	0,59	0,60	0,61	0,60	0,60	0,60	0,60	0,61	0,74	0,78	0,76	0,74	0,73	
Fe ³⁺ /Fe _T [%]	11	14	14	16	15	17	14	27	34	54	60	54	57	
Anzahl der Kationen auf 6 O														
Tetra														
Si	1,908	1,904	1,903	1,897	1,898	1,892	1,902	1,872	1,792	1,742	1,667	1,637	1,609	
Al	0,092	0,096	0,097	0,103	0,102	0,108	0,098	0,128	0,208	0,258	0,333	0,363	0,391	
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Summe Tetra	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
M1														
O	0,548	0,551	0,559	0,561	0,552	0,558	0,552	0,567	0,654	0,685	0,637	0,606	0,594	
Ti	0,012	0,012	0,012	0,012	0,013	0,013	0,012	0,014	0,056	0,068	0,092	0,109	0,123	
Al	0,046	0,042	0,044	0,040	0,043	0,038	0,047	0,025	0,040	0,034	0,046	0,051	0,041	
Fe ³⁺	0,051	0,062	0,062	0,068	0,067	0,076	0,060	0,117	0,085	0,111	0,129	0,125	0,134	
Fe ²⁺	0,332	0,319	0,312	0,310	0,313	0,305	0,318	0,265	0,152	0,086	0,081	0,098	0,096	
Ni	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	
Mn	0,011	0,012	0,010	0,009	0,011	0,009	0,010	0,010	0,005	0,003	0,003	0,003	0,003	
Cr	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,007	0,012	0,012	0,007	0,009	
Summe M1	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	
M2														
Ca	0,786	0,792	0,802	0,814	0,809	0,807	0,806	0,814	0,888	0,907	0,912	0,913	0,920	
Na	0,029	0,033	0,033	0,030	0,035	0,033	0,034	0,044	0,037	0,035	0,036	0,037	0,039	
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mg	0,115	0,110	0,106	0,101	0,100	0,103	0,102	0,097	0,061	0,052	0,046	0,043	0,035	
Fe ²⁺	0,070	0,064	0,059	0,056	0,057	0,056	0,059	0,045	0,014	0,007	0,006	0,007	0,006	
Summe M2	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	
Σ Kationen	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	
Σ O	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	
wo	41,32	41,71	42,20	42,64	42,62	42,36	42,48	42,72	47,87	49,09	50,36	50,94	51,52	
en	34,88	34,84	34,99	34,65	34,37	34,69	34,50	34,85	38,59	39,87	37,74	36,24	35,24	
fs	23,80	23,45	22,80	22,71	23,01	22,95	23,02	22,44	13,54	11,04	11,90	12,82	13,24	
Parameter J und Q nach Morimoto, 1988														
J	0,058	0,067	0,065	0,060	0,070	0,067	0,067	0,087	0,074	0,070	0,073	0,074	0,078	
Q	1,851	1,837	1,839	1,841	1,830	1,829	1,836	1,788	1,769	1,736	1,682	1,667	1,651	

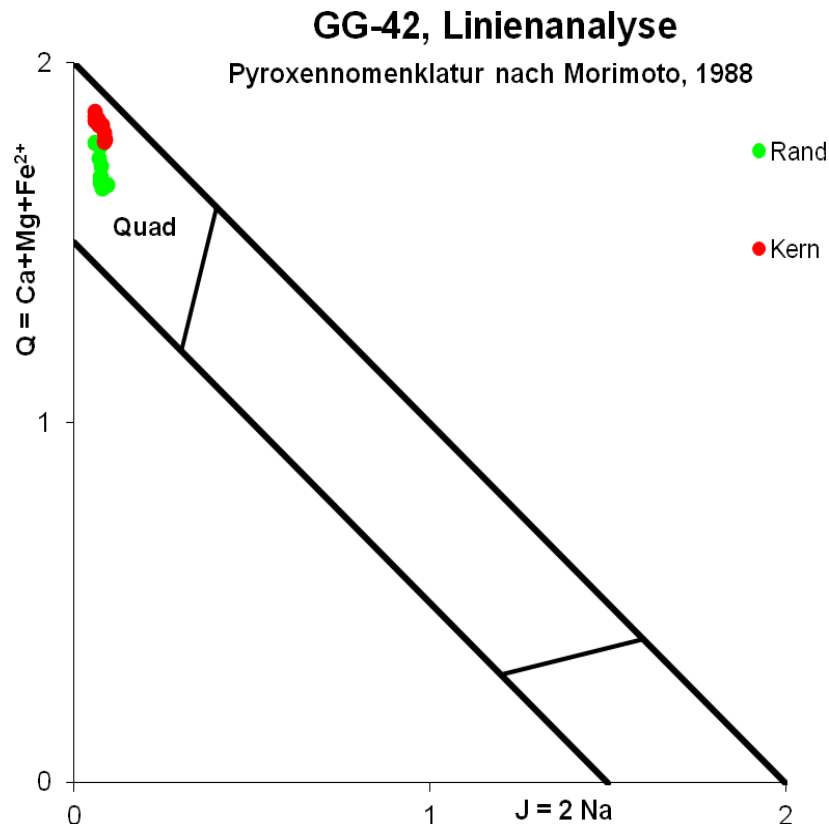


Abb. 9.2.2.2 Klinopyroxen-Linienanalyse aus GG-42

Werte aus Tab. 9.2.1 und Tab. 9.2.2, Pyroxennomenklatur nach Morimoto, 1988

Die Pyroxenanalyse nach Morimoto (1988) zeigt deutliche Unterschiede zwischen Kern- und Randbereich (=Reaktionssaum). Von den quadtypischen Elementen (Ca, Mg, Fe^{2+}) ist nur Fe im Kernpyroxen angereichert, der Reaktionsbereich hingegen ist an Fe stark verarmt und an Ca und Mg angereichert.

Der **Reaktionssaum** ist **stärker SiO_2 -untersättigt** als der Kernbereich und es ist ein starker chemischer shift zu beobachten. Außen- wie Kernbereich zählen zu den **quadrilateralen Pyroxenen**. Im aufgewachsenen **Reaktionssaum** (= Randbereich) sind die inkompatibleren, weniger Quad-typischen Elemente konzentriert (vor allem Na^+ , Al^{3+} , Ti^{4+} , Cr^{3+} , Ni^{2+}).

Weitere Implikationen, besonders die Betrachtung des Oxidationszustandes, werden in der Diskussion thematisiert.

9.3 Orthopyroxen

Orthopyroxen konnte nur in Probe GG-19 analysiert werden, wobei zwischen Kern und Rand kein Unterschied festzustellen ist. Die Ergebnisse sind in Tabelle 9.3.1 angeführt. Mit einem Ferrosilit-Anteil von ca. 38,5 Mol% liegen die Werte innerhalb der Mischkristallreihe Enstatit $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ bis Ferrosilit $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ im Bereich von **Hypersthen** (Fs 30-50). Der Wollastonit-Anteil ist erwartungsgemäß niedrig und beträgt < 2 Mol%. Der Enstatitanteil liegt bei ca. 60 Mol%, Mg# bei 0.61, der SiO_2 -Gehalt bei 52 Gew.% und Al_2O_3 bei rund 1 Gew%.

Tab.9.3.1

Probe	Orthopyroxen, GG-19	
	Kern	Rand
Gew.%		
SiO₂	51,794	51,929
TiO₂	0,178	0,12
Al₂O₃	1,158	1,03
Cr₂O₃	0,018	0
FeO_T	23,907	23,868
MnO	0,915	0,903
NiO	0,019	0,009
MgO	20,81	20,66
CaO	0,895	0,918
Na₂O	0,008	0,051
K₂O	0,016	0,023
Total	99,72	99,51
Mg#	0,61	0,61
Anzahl der Kationen auf 6 O		
Tetra		
Si	1,953	1,962
Al	0,047	0,038
Fe ³⁺	0,000	0,000
Summe Tetra	2,000	2,000
M1		
O	0,574	0,574
Ti	0,005	0,003
Al	0,004	0,008
Fe ³⁺	0,034	0,028
Fe ²⁺	0,353	0,358
Ni	0,001	0,000
Mn	0,029	0,029
Cr	0,001	0,000
Summe M1	1,000	1,000
M2		
Ca	0,036	0,037
Na	0,001	0,004
K	0,001	0,001
Mg	0,596	0,590
Fe ²⁺	0,367	0,368
Summe M2	1,000	1,000
Σ Kationen	4,000	4,000
Σ O	6,000	6,000
wo	1,84	1,90
en	59,69	59,52
fs	38,47	38,58

9.4 Spinell

Spinelle wurden nur als **Einschlüsse** in Olivinen im Basanit **GG-42** analysiert.

Überwiegend handelt es sich um Chromspinelle (Picotit $(\text{Mg,Fe})(\text{Al,Fe,Cr})_2\text{O}_4$) welche als wenige μm große kubische Kristalle in den Olivinen eingeschlossen sind.

Bei den Spinell-Analysen ist auch die Cr# angegeben: $\text{Cr\#} = \frac{\text{Cr}}{\text{Cr} + \text{Al}}$ (Cr und Al in molaren Anteilen)

Tab. 9.4.0 Oxidgehalte (Gew.%), Mg# und Cr# in den Spinell-Einschlüssen von GG-42
nach den Werten aus Tab.9.4.1.1 und Tab.9.4.1.2

a) Chromspinelle in normal zonierten Olivinen				b) Chromarme Spinelle in invers zonierten Olivinen				c) Chromspinell-Titanomagnetit sp8a, sp8b, sp15b (Tab.9.4.1.2)			
	Min	Max	Mittelw.		Min	Max	Mittelw.		Min	Max	Mittelw.
TiO₂	1,61	2,89	2,29	TiO₂	0,58	0,86	0,71	TiO₂	7,04	9,37	8,40
Al₂O₃	27,56	36,05	32,67	Al₂O₃	54,35	56,56	55,65	Al₂O₃	15,98	19,47	17,40
Cr₂O₃	18,36	24,39	20,29	Cr₂O₃	0,36	1,71	0,81	Cr₂O₃	11,39	12,69	11,91
FeO_T	25,90	35,59	28,99	FeO_T	25,76	27,39	26,68	FeO_T	48,95	52,42	50,88
MgO	9,41	14,03	12,61	MgO	14,49	15,36	14,82	MgO	5,49	5,85	5,69
Mg#	0,32	0,49	0,44	Mg#	0,49	0,52	0,50	Mg#	0,17	0,17	0,17
Cr#	0,26	0,35	0,29	Cr#	0,00	0,02	0,01	Cr#	0,30	0,32	0,32

Die Spinelleinschlüsse liegen nach Tab.9.4.0 in 3 Varietäten vor:

- als **Chromspinelle**: in den Olivinen Nr. 1,5,6,7,9,12,13,und 14. Die Wirtsolivine sind normal zoniert. Der Cr_2O_3 -Gehalt ist hoch und beträgt 18 bis 25 Gew% mit einem Mittelwert von 20 Gew% . Der Al_2O_3 -Gehalt liegt zwischen 27 und 36 Gew% mit einem Mittelwert von 33 Gew% . FeO als FeO_T variiert von 26-36% mit einem Mittelwert von 29 Gew% . Der MgO-Gehalt reicht von 9 bis 14 Gew% (Mittelwert 13 Gew%). Die Mg# liegt bei 0,44, die Cr# bei 0,29.
- als **chromarme Spinelle**: nur in den invers zonierten Olivinen Nr. 3 und 4. Die 6 untersuchten Spinelle sind sehr ähnlich in der Zusammensetzung. Der Cr_2O_3 -Gehalt liegt im Schnitt unter 1 Gew% . Dafür ist der Al_2O_3 -Gehalt stark erhöht und liegt bei 54 bis 57% Gew%. FeO als FeO_T liegt bei 27Gew%, MgO-Gehalt bei 15 Gew%, die Mg# bei 0,5 die Cr# bei 0.
- als **Chromspinell-Titanomagnetit**: in den Olivinen Nr. 8,11,und 15. sp11a und sp15a können mit Chromspinellanteilen von nur 15 bzw 5 Gew% als Titanomagnetit angesprochen werden. sp8a, sp8b und sp15b enthalten jeweils etwa gleiche Anteile von 50 Gew% Chromspinell bzw. Titanomagnetit. Der Cr_2O_3 -Gehalt beträgt 11 bis 13 Gew%, der Al_2O_3 -Gehalt 16 bis 19 Gew%. FeO als FeO_T variiert von 49-52 Gew%. Der MgO-Gehalt beträgt 5 bis 6 Gew%, die Mg# 0,17 und die Cr# 0,32.

Da Spinelle stets doppelt so viele besetzte Oktaeder- wie Tetraeder-Lücken aufweisen, habe ich einen angemessenen Teil des Mg und bei den Titanomagnetiten auch des Fe^{2+} von den überbesetzten Tetraederplätzen auf die unterbesetzten Oktaederplätze umverteilt, wodurch sich stöchiometrisch perfekte Besetzungszahlen ergeben.

Tab.9.4.1.1 Spinell-Einschlüsse in Olivinen in GG-42

Olivin-Nr.	ol1	ol3	ol3	ol3	ol3	ol4	ol4	ol5	ol6	ol6	ol7	ol9
Spinell	sp1a	sp3a	sp3a	sp3b	sp3b	sp4a	sp4b	sp5a	sp6a	sp6a	sp7a	sp9a
ol-Zonierung	normal	invers	invers	invers	invers	invers	invers	normal	normal	normal	normal	normal
Gew. %												
SiO ₂	0,19	0,08	0,09	0,09	0,61	0,18	0,15	0,24	0,14	0,20	0,16	0,21
TiO ₂	2,73	0,63	0,58	0,71	0,86	0,73	0,75	2,26	1,61	1,74	2,37	2,89
Al ₂ O ₃	33,58	56,20	56,35	56,56	56,10	54,35	54,36	33,31	31,74	35,47	29,26	27,56
Cr ₂ O ₃	19,32	0,41	0,37	0,44	0,36	1,71	1,60	18,85	24,39	20,15	23,10	20,36
FeO _T	28,38	26,83	26,55	26,60	25,76	27,39	26,95	29,58	25,90	26,31	30,98	35,59
MnO	0,20	0,17	0,17	0,18	0,17	0,18	0,18	0,19	0,16	0,16	0,21	0,25
NiO	0,20	0,16	0,15	0,14	0,14	0,21	0,23	0,20	0,17	0,20	0,23	0,12
MgO	12,76	14,78	14,95	14,84	15,36	14,53	14,49	12,62	13,65	14,03	11,96	9,41
CaO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,06	0,00	0,02	0,04	0,10
Na ₂ O	0,04	0,05	0,03	0,02	0,05	0,04	0,04	0,06	0,04	0,03	0,02	0,03
Total	97,43	99,31	99,23	99,56	99,43	99,33	98,73	97,34	97,80	98,30	98,32	96,52
Mg#	0,44	0,50	0,50	0,50	0,52	0,49	0,49	0,43	0,48	0,49	0,41	0,32
Cr#	0,28	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,28	0,34	0,28	0,35	0,33

Anzahl der Kationen auf 4 O

Okta

[illegible]

Tetra

[illegible]

Tab.9.4.1.2 Spinell-Einschlüsse in Olivinen in GG-42

Olivin-Nr. Spinell ol-Zonierung Gew. %	Chromspinell			Gew% Cr-Spinell:	Chromspinell-Titanomagnetit				
	ol12	ol13	ol14		ol8	ol8	ol11	ol15	ol15
	sp12a	sp13a	sp14a		sp8a	sp8b	sp11a	sp15a	sp15b
normal	normal	normal	normal		44	47	15	5	54
SiO₂	0,33	0,20	0,18		0,71	0,64	0,10	0,12	0,67
TiO₂	2,56	2,73	1,74		9,37	8,78	21,80	24,67	7,04
Al₂O₃	31,70	35,39	36,05		15,98	16,76	4,74	3,37	19,47
Cr₂O₃	19,25	18,36	18,81		11,39	11,66	5,88	1,55	12,69
FeO_T	30,02	28,18	25,95		52,42	51,29	58,66	61,56	48,95
MnO	0,21	0,17	0,13		0,44	0,45	0,64	0,71	0,45
NiO	0,22	0,19	0,23		0,08	0,10	0,09	0,00	0,07
MgO	12,44	12,68	13,97		5,85	5,72	3,80	3,29	5,49
CaO	0,06	0,07	0,03		0,19	0,20	0,10	0,27	0,16
Na₂O	0,04	0,05	0,04		0,08	0,06	0,04	0,01	0,14
Total	96,83	98,02	97,14		96,50	95,65	95,85	95,54	95,13
Mg#	0,42	0,45	0,49		0,17	0,17	0,10	0,09	0,17
Cr#	0,29	0,26	0,26		0,32	0,32	0,45	0,24	0,30
Anzahl der Kationen auf 4 O									
Okta									
Si	0,010	0,006	0,005		0,024	0,022	0,004	0,004	0,022
Ti	0,058	0,061	0,039		0,238	0,224	0,598	0,686	0,178
Al	1,132	1,234	1,252		0,635	0,670	0,204	0,147	0,774
Cr	0,461	0,429	0,438		0,304	0,313	0,170	0,045	0,338
Fe ³⁺	0,272	0,207	0,224		0,543	0,529	0,426	0,428	0,495
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,392	0,508	0,000
Mg	0,066	0,064	0,042		0,256	0,242	0,207	0,182	0,192
Summe Okta	2,000	2,000	2,000		2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Tetra									
Fe ²⁺	0,49	0,49	0,42		0,94	0,93	0,97	0,97	0,89
Mn	0,01	0,00	0,00		0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Ni	0,01	0,00	0,01		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,50	0,50	0,57		0,04	0,05	0,00	0,00	0,08
Ca	0,00	0,00	0,00		0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00		0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Summe Tetra	1,000	1,000	1,000		1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Σ Kationen	3,000	3,000	3,000		3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Σ O	4,000	4,000	4,000		4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

9.5 Titanomagnetit

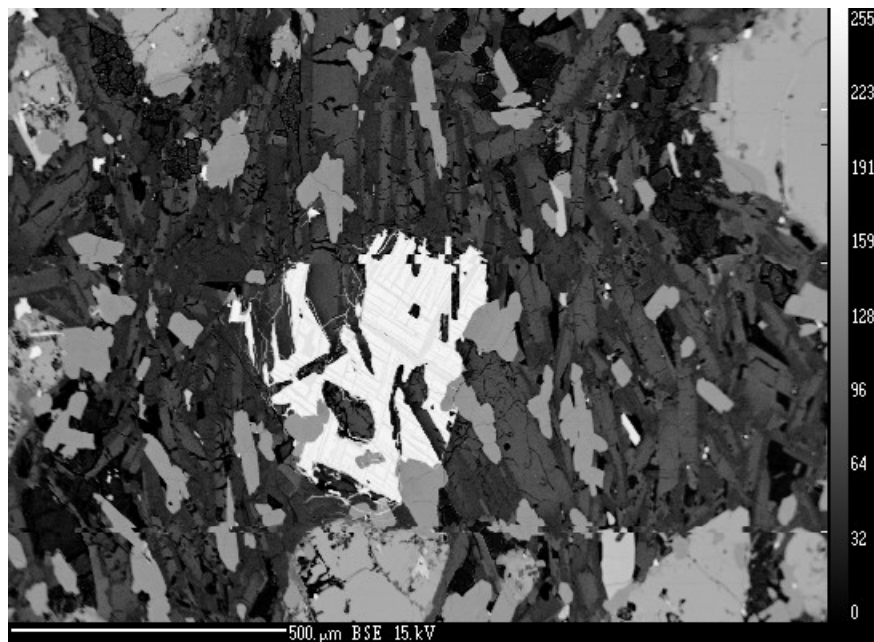


Abb. 9.5.1 Großer Titanomagnetit in GG-35
mit Lösungsstrukturen und Ilmenit-Entmischungslamellen, BSE-Bild

Magnetit ist in den Proben sehr weit verbreitet und liegt meist als Titanomagnetit vor. Verbreitet ist auch die Vergesellschaftung mit Ilmenit.

Abbildung 9.5.1. zeigt die lamellare Entmischung von Magnetit und Ilmenit, wie sie durch langsame Abkühlung zustandekommt.

Magnetit ist ein inverser Spinell, das heißt, daß im Vergleich zu normalen Spinellen die 2-wertigen Kationen (Fe^{2+}) in die Oktaeder-Position wandern, während von dort die Hälfte der 3-wertigen Kationen (Fe^{3+}) in die Tetraederlücke wechseln. Pro Formeleinheit Magnetit Fe_3O_4 stehen 8 Tetraederlücken zur Disposition, von denen nur ein Achtel besetzt wird, von den 4 Oktaederpositionen wird die Hälfte bestückt.

Idealbesetzung von Magnetit wäre also:

Anzahl Kationen	Position	Besetzung
1	Tetra	1Fe^{3+}
2	Okta	$1\text{Fe}^{3+} + 1\text{Fe}^{2+}$

Das **Verhältnis $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$** beträgt also im reinen Magnetit **2:1**.

Aus Tab.9.5.2 ist ersichtlich, daß diese Forderung für die fast reinen Magnetite von GG-35 sehr gut erfüllt ist. Mit zunehmendem Ti-Gehalt nimmt infolge des notwendigen Ladungsausgleichs der Oxidationsgrad des Eisens stark ab, das **Verhältnis $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$** kehrt sich um und beträgt bei Titanomagnetiten ca. **0,4**.

Als Referenzwerte zur Berechnung des Titanomagnetitgehalts der Proben in Tab.9.5.2 wurden die Mittelwerte der Titanomagnetite der ersten 4 Proben aus Tab.9.5.2 (GG-2 und GG-9) herangezogen, für Magnetit die Mittelwerte der Magnetite der letzten 2 Proben aus Tab.9.5.2 (GG-35). Diese Referenzwerte sind in Tab.9.5.1 dargestellt.

Tab.9.5.1 Referenzwerte		
	Titanomagnetit	Magnetit
	<u>Mittelw.</u>	<u>Mittelw.</u>
TiO_2	22,45	1,21
Al_2O_3	1,76	0,68
Cr_2O_3	2,00	0,25
FeO_T	65,62	86,03
MgO	1,94	0,90
$\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$	0,39	1,93

Tab.9.5.2 Magnetit/Titanomagnetit

Probe	GG-2	GG-2	GG-9	GG-9	GG-39	GG-19	GG-19	GG-35	GG-35
Pkt#	6	9	26	30	35				
Gew% Ti-mt:	100	100	100	100	88	29	21	8	0
Gew. %									
SiO₂	0,06	0,06	0,06	0,00	0,02	0,15	0,06	0,04	0,01
TiO₂	21,67	22,39	23,13	22,60	18,55	6,24	5,52	1,03	1,38
Al₂O₃	1,52	1,11	2,38	2,03	1,87	1,39	0,99	0,21	1,15
Cr₂O₃	5,04	2,85	0,07	0,04	1,02	0,19	0,19	0,28	0,22
FeO_T	64,77	65,72	66,24	65,75	67,96	79,48	81,71	82,35	89,71
MnO	0,40	0,45	0,69	0,74	0,54	0,59	0,65	0,04	0,03
NiO	0,05	0,03	0,00	0,02	0,12	0,04	0,02	0,11	0,16
MgO	1,75	1,51	2,53	1,96	3,20	1,11	1,17	0,76	1,04
CaO	0,03	0,03	0,03	1,26	0,04	0,14	0,04	0,04	0,03
Total	95,28	94,14	95,13	94,40	93,32	89,38	90,35	84,87	93,73
Anzahl der Kationen auf 4 O									
Okta									
Mn	0,013	0,015	0,022	0,024	0,017	0,020	0,022	0,001	0,001
Ni	0,002	0,001	0,000	0,001	0,004	0,001	0,001	0,004	0,005
Mg	0,098	0,086	0,141	0,110	0,181	0,066	0,069	0,047	0,059
Ca	0,001	0,001	0,001	0,051	0,002	0,006	0,002	0,002	0,001
Fe ²⁺	1,505	1,546	1,489	1,457	1,326	1,096	1,073	0,980	0,974
Fe ³⁺	0,381	0,351	0,346	0,357	0,471	0,810	0,834	0,966	0,960
Summe Okta	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Tetra									
Fe ³⁺	0,16	0,21	0,24	0,27	0,36	0,74	0,78	0,95	0,90
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ti	0,62	0,65	0,65	0,64	0,53	0,19	0,16	0,03	0,04
Al	0,07	0,05	0,11	0,09	0,08	0,07	0,05	0,01	0,05
Cr	0,15	0,09	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
Summe Tetra	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Σ Kationen	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Σ O	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe³⁺ Okta/Tetra	2,34	1,64	1,45	1,34	1,32	1,1	1,066	1,021	1,064
Fe³⁺ /Fe²⁺	0,36	0,37	0,39	0,43	0,624	1,411	1,507	1,95	1,912

Hohe Titangehalte liegen in Titanomagnetiten folgender Proben/Gruppen vor:

GG-2, Gruppe 2, basaltischer Andesit (Punkte in Abb. 9.1.1)

GG-9, Gruppe 6, basaltischer Trachyandesit (Punkte in Abb. 9.2.1.3)

GG-39, Gruppe 8, Basalt (Punkte in Abb. 9.1.2.2)

Geringe Titangehalte weisen Titanomagnetite folgender Proben/Gruppen auf:

GG-19, Gruppe 14, Trachybasalt

GG-35, Gruppe 8, Basalt

In **GG-35** liegt Ilmenit als entmischte Hoch-Ti-Phase vor (s. Abb. 9.5.1)

TiO₂ rangiert zwischen 1Gew% (Magnetit) und 23Gew% (Titanomagnetit)

Die Gesamteisengehalte als FeO_T reichen von 64 Gew% (Titanomagnetit) bis 90 Gew% (Magnetit)

Geringe Gehalte an Al, Cr, Mg verweisen auf die Affinität zu Chromspinell.

Im Kapitel Spinell wird gezeigt, daß auch Chromspinell-Titanomagnetit-Phasen vorkommen (als Einschlüsse in GG-42, Tab.9.4.1.2)

Tab.9.5.3 Magnetit/Titanomagnetit in Tab.9.5.2

	Min	Max	Mittelw.
TiO₂	1,03	23,13	13,61
Al₂O₃	0,21	2,38	1,40
Cr₂O₃	0,04	5,04	1,10
FeO_T	64,77	89,71	73,74
MgO	0,76	3,20	1,67

9.6 Ilmenit

Ilmenit ist in den Proben ein häufig anzutreffendes akzessorisches Mineral und ist typischerweise nadelförmig ausgebildet. Es ist häufig mit Titanomagnetit verwachsen oder in diesem in Form von Entmischungslamellen auftretend.

Ilmenit enthält mehr als doppelt so viel TiO_2 wie Titanomagnetit.

Der TiO_2 -Gehalt bewegt sich zwischen 48 und 52 Gew% mit einem Mittelwert von 50 Gew%.

FeO_T rangiert zwischen 42 und 47 Gew% mit einem Mittelwert von 45 Gew%.

Das Eisen liegt zu ca. 90 Mol% als Fe^{2+} vor, wie es von der Ilmenitformel verlangt wird. Bei der Mischung mit Magnetit steigt der Oxidationsgrad im Ilmenit von GG-19 auf 26 Mol% Fe^{3+} .

MgO ist im Mittel mit 2 Gew% vertreten und MnO mit 0,5 Gew%.

Alle anderen Bestandteile liegen in noch geringeren Konzentrationen vor.

**Tab. 9.6.1 Minimum, Maximum und Mittelwert
der Ilmenite aus GG-2, GG-28 und GG-45 [Gew%]**

	Min	Max	Mittelw.
TiO₂	48,25	51,72	49,86
FeO_T	42,63	46,53	44,78
MgO	0,89	3,21	2,01
MnO	0,35	0,64	0,50

In der Ilmenit-Struktur liegen ausschliesslich Oktaederlücken vor, die von den beiden etwa gleich großen Kationen in alternierenden Schichten eingenommen werden.

9.7 Plagioklas, Kalifeldspat und Foid

Plagioklas bildet den Hauptbestandteil der Grundmasse und liegt typischerweise in Zwillingen vor, die unterschiedliche Albit- und Anorthitgehalte aufweisen.

Die Unterschiede im Kern- und Randbereich sind jedoch nicht sehr ausgeprägt und hohen Variationen unterworfen.

SiO₂ variiert von 50 bis 59 Gew% (Mittelwert gesamt bei 54 Gew%, im Kern bei 52 Gew%, am Rand bei 55 Gew%).

Al₂O₃ reicht von 23 bis 32 Gew% (Mittelwert gesamt bei 29 Gew%, im Kern bei 30 Gew%, am Rand bei 29 Gew%).

CaO liegt zwischen 5,5 und 14,5 Gew% (Mittelwert gesamt bei 11 Gew%, im Kern bei 12 Gew%, am Rand bei 10,5 Gew%).

Na₂O bewegt sich zwischen 3,5 und 8 Gew% (Mittelwert gesamt bei 5 Gew%, im Kern bei 4,7 Gew%, am Rand bei 5,8 Gew%).

Anschaulicher lässt sich dies im Verhältnis von Anorthit zu Albit ausdrücken (Tab.9.7.1):

Tab.9.7.1 Mittelwerte von Albit und Anorthit im Kern- und Randbereich der Plagioklase [Mol%]

	<u>Kern</u>	<u>Rand</u>
Albit	40	50
Anorthit	60	50

**Tab.9.7.2 Plagioklas Hauptelemente
Maximum, Minimum und Mittelwerte
der Plagioklase (Tabellen Tab.9.7.3 und Tab.9.7.4)**

	<u>Min</u>	<u>Max</u>	<u>Mittelw.</u>
SiO₂	50,21	59,17	53,73
Al₂O₃	23,46	32,14	28,72
FeO_T	0,38	0,75	0,52
CaO	5,48	14,53	10,90
Na₂O	3,54	8,24	5,27
K₂O	0,09	3,95	0,53

Die Probe GG-25, Punkt 7 enthält ca. 23 Mol% Kalifeldspat, der Anteil liegt ansonsten bei durchschnittlich 1-2 Mol% (Tab.9.7.3 und Tab.9.7.4 ohne GG-25, Punkt 7).

In Tab.9.7.5 ist aber auch ein Kalifeldspat mit 70 Mol% Orthoklas gelistet, welcher im Basalt GG-35 gefunden wurde.

Der Einschluss in einem großen Kalzit (Punkt 28 in GG-9, Abb. 9.2.1.3) hat sich als Foid erwiesen. Die Summe der Oxid-Gewichtsprozente beträgt nur 86Gew%, was auf das Vorhandensein zusätzlicher Anionen hinweist, die Sauerstoffsumme beträgt lediglich 6,5 statt 8 und Si ist stark untersättigt, während etwa doppelt soviel Ca und 3x so viel Na wie in gewöhnlichem Plagioklas vorhanden sind. Dadurch stehen mehr positive Ladungen in der Oktaederposition bereit, wie zur Absättigung der [AlO₄]⁻ - Tetraeder benötigt werden. Dies kann durch F⁻ -Ionen (oder OH⁻-Ionen) ausgeglichen werden, und zwar wird pro Formeleinheit ca. 1 Sauerstoffion durch 2 Fluorid- oder OH-ionen ersetzt. Dadurch wird der Ladungsüberschuß vollständig kompensiert und das Gesamtgewicht steigt auf 95 Gew%.

Tab.9.7.3 Plagioklas/Kalifeldspat

Probe Pkt#	GG-7 24	GG-7 25	GG-9 31	GG-39 36	GG-19	GG-19	GG-19	GG-19
	Kern	Plag/Kfsp.	Matrix	Leiste	Kern	Rand	Einschl.	Kern
Gew.%								
SiO ₂	51,64	56,12	54,17	52,17	54,74	56,33	59,17	50,21
TiO ₂	0,19	0,15	0,18	0,11	0,01	0,01	0,11	0,03
Al ₂ O ₃	28,15	23,46	28,37	26,71	29,34	28,51	25,79	32,14
FeO _T	0,48	0,51	0,75	0,72	0,41	0,49	0,68	0,62
MgO	0,07	0,06	0,03	0,03	0,02	0,01	0,07	0,01
CaO	10,68	5,48	10,88	11,83	11,29	10,00	7,33	14,53
Na ₂ O	5,20	5,60	5,16	4,35	5,88	6,73	8,24	3,83
K ₂ O	0,61	3,95	0,26	0,22	0,12	0,21	0,48	0,09
Total	97,01	95,34	99,81	96,15	101,80	102,39	101,88	101,47
Anzahl der Kationen auf 8 O								
Tetra								
Si	2,396	2,642	2,453	2,466	2,415	2,460	2,578	2,247
Al	1,540	1,302	1,514	1,488	1,525	1,468	1,324	1,695
Summe Tetra	3,936	3,944	3,967	3,954	3,940	3,928	3,902	3,941
Okta								
Mg	0,005	0,005	0,002	0,002	0,002	0,001	0,005	0,000
Ca	0,531	0,277	0,528	0,599	0,533	0,468	0,342	0,696
Na	0,467	0,512	0,453	0,398	0,503	0,570	0,696	0,332
K	0,036	0,237	0,015	0,013	0,007	0,012	0,027	0,005
Fe ³⁺	0,018	0,020	0,028	0,000	0,015	0,018	0,025	0,023
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,007	0,005	0,006	0,004	0,000	0,000	0,004	0,001
Summe Okta	1,064	1,056	1,033	1,046	1,060	1,072	1,098	1,059
Σ Kationen	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Σ O	7,930	7,934	7,996	8,008	7,930	7,912	7,895	7,938
ab	45	50	45	39	48	54	65	32
an	51	27	53	59	51	45	32	67
or	3	23	2	1	1	1	2	0

Probe Pkt#	Tab.9.7.4 Plagioklas/Kalifeldspat							Tab.9.7.5 Kalifeldspat, Foid	
	GG-19	GG-19	GG-35	GG-48	GG-48	GG-45	GG-45	GG-35	GG-9
									28
	Kern	Rand	Kern	Kern	Rand	Kern	Rand	Kalifsp.	Foid
Gew.%									
SiO ₂	55,21	55,10	52,19	50,25	56,92	50,73	51,06	63,77	26,89
TiO ₂	0,01	0,04	0,10	0,10	0,11	0,11	0,14	0,12	0,00
Al ₂ O ₃	29,15	29,11	30,66	31,06	27,11	30,85	30,41	19,91	24,96
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03
FeO _T	0,43	0,55	0,40	0,45	0,45	0,38	0,52	0,24	0,22
MgO	0,04	0,05	0,03	0,10	0,03	0,07	0,03	0,00	1,61
CaO	10,91	10,79	12,19	13,31	8,31	13,09	12,82	0,77	21,82
Na ₂ O	6,10	5,96	4,26	3,54	6,36	3,77	4,01	2,95	11,12
K ₂ O	0,16	0,18	0,30	0,23	0,65	0,31	0,24	11,75	0,00
Total	102,01	101,82	100,15	99,07	100,00	99,34	99,24	99,53	86,67
Anzahl der Kationen auf 8 O									
Tetra									
Si	2,428	2,430	2,362	2,307	2,553	2,320	2,336	2,923	1,294
Al	1,511	1,513	1,635	1,681	1,433	1,662	1,640	1,076	1,416
Summe Tetra	3,938	3,944	3,997	3,988	3,986	3,982	3,975	3,999	2,710
Okta									
Mg	0,002	0,003	0,002	0,007	0,002	0,005	0,002	0,000	0,115
Ca	0,514	0,510	0,591	0,655	0,399	0,641	0,628	0,038	1,125
Na	0,520	0,510	0,374	0,315	0,553	0,335	0,355	0,262	1,038
K	0,009	0,010	0,017	0,014	0,037	0,018	0,014	0,687	0,000
Fe ³⁺	0,016	0,020	0,015	0,017	0,017	0,015	0,020	0,009	0,009
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,001	0,003	0,003	0,004	0,004	0,005	0,004	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Summe Okta	1,062	1,056	1,003	1,012	1,014	1,018	1,025	1,001	2,290
Σ Kationen	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Σ O	7,927	7,939	7,995	7,995	7,987	7,986	7,986	7,995	6,488
ab	50	50	38	32	56	34	36	27	48
an	49	50	60	67	40	65	63	4	52
or	1	1	2	1	4	2	1	70	0

10 Gesamtgesteinschemie

Die Analyse der Gesamtgesteinszusammensetzung hinsichtlich der Haupt- und Nebenelemente ($>0,1\text{Gew.}\%$) wurde mittels RFA durchgeführt. Für die Analyse der Spurenelemente ($<0,1\text{Gew.}\%$), insbesondere der Seltenerdelemente (REE), wurde ICP-MS eingesetzt.

Die Analyseergebnisse ermöglichen eine Einteilung der Proben in Gruppen, die bestimmten Gesteinstypen entsprechen. Die geochemische Ähnlichkeit von Proben ist in Ost-Westrichtung ausgeprägter als in Nord-Süd-Richtung.

10.1 Hauptelemente

Einteilung der Plateau-Basalte von Gobernador Gregores (GG)

TAS (Total Alkali-Silica)-Diagramm (LeBas et al., 1986)

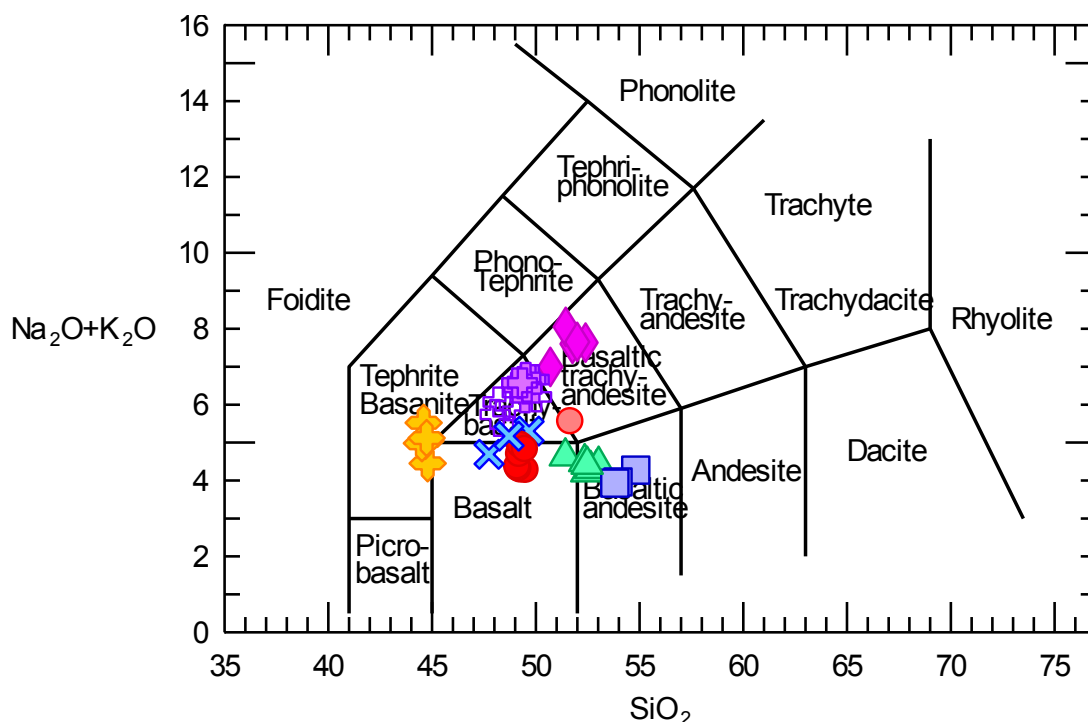


Abb.10.1.1 GG-Proben im TAS- Diagramm Total Alkali-Silica, LeBas et al., 1986)

Tab. 10.1 Zuordnung der GG-Proben zu den GG-Gruppen in Abb. 10.1 :

Mittlere Zusammensetzung	Gruppe
▲ Basaltischer Andesit	Gruppe 2 GG-1-5, 49,51
■ Basaltischer Andesit	Gruppe 4 GG-6, 27-28
◆ Basalt. Trachyandesit	Gruppe 6 GG-9-13
● Basalt	Gruppe 8 GG-34-41 u. GG-14: ●
✦ Trachybasalt	Gruppe 13 GG-7, 29,31,33,50
✦ Trachybasalt	Gruppe 14 GG-15-26
✦ Basalt-Trachybasalt	Gruppe 16 GG-32,45,48
◆ Basanit	Gruppe 18 GG-42-44, 46,47

Die Einteilung der Proben erfolgt nach den Gehalten der Alkali(Na+K)-Oxide und SiO_2 im TAS-Diagramm (TAS = Total Alkali/Silica nach LeBas et al., 1986).

Daraus ergibt sich, dass es sich bei den untersuchten Proben um basische (48-52 Gew.% SiO₂) bis intermediäre (52-63 Gew.% SiO₂) Vulkanite handelt.

Nach den Kriterien von *LeBas* et al. (1986) handelt es sich bei den Proben von Gobernador Gregores um **Basanite, Basalte, basaltische Andesite, Trachybasalte (Hawaiite) und Basaltische Trachyandesite (Mugearite)**, welche nach REE-Verteilungsmustern in 8 Gruppen unterteilt werden (Gruppe 2, 4, 6, 8, 13, 14, 16 und 18). Diese Unterteilung ist nicht immer deckungsgleich mit zugehörigen Mustern der Hauptelementverteilung, wurde jedoch aus Gründen der höheren Sensibilität gegenüber Aufschmelzungs- oder Fraktionierungsprozessen gewählt, und es sind auch nicht immer alle Proben einer Gruppe dem gleichen Gesteinstyp zuzuordnen. Besonders aberrant ist die Probe GG-14 (Gruppe 8), welche am Nordostrand des beprobten Gebietes, in östlicher Fortsetzung einer langgestreckten Serie von recht uniformen Trachybasalten (Gruppe 14) gesammelt wurde.

Tab. 10.2 Hauptelemente der GG-Proben (Gew.% als Oxide)

	Min	Max	Mittelwert
SiO ₂	44,51	54,82	49,83
TiO ₂	1,42	3,17	2,37
Al ₂ O ₃	14,38	17,73	15,62
FeO	9,11	12,05	10,81
MnO	0,13	0,18	0,16
MgO	2,84	11,50	7,11
CaO	5,75	9,73	7,90
Na ₂ O	2,98	5,44	3,96
K ₂ O	0,50	3,30	1,59
P ₂ O ₅	0,18	1,16	0,66

Der **SiO₂**-Gehalt liegt im Bereich von 44,5 - 55,8 % (Mittelwert **49,8%**), die geringsten Gehalte weisen Basanite auf, die höchsten basaltische Andesite.

Der **TiO₂**-Gehalt liegt im Bereich von 1,4 - 3,2 % (Mittelwert **2,4%**), die höchsten Titangehalte sind bei Trachybasalten zu finden, auch Basanite zeigen vergleichbare Werte. Die geringsten Gehalte sind bei Basalten zu finden.

Der **Al₂O₃**-Gehalt liegt im Bereich von 14,4 - 17,8 % (Mittelwert **15,6%**), die geringsten Gehalte findet man bei Basaniten, die höchsten bei basaltischen Trachyandesiten.

Der **FeO**-Gehalt liegt im Bereich von 9,1 - 12,1 % (Mittelwert **10,8%**), die geringsten Gehalte weisen Basanite auf, die höchsten basaltische Andesite.

Der **MnO**-Gehalt liegt im Bereich von 0,13 - 0,18 % (Mittelwert **0,16%**),

Der **MgO**-Gehalt liegt im Bereich von 2,8 - 11,5 % (Mittelwert **7,1%**),

Die geringsten MgO-Gehalte liegen bei den basaltischen Trachyandesiten, die höchsten bei den Basalten.

Der **Na₂O**-Gehalt liegt im Bereich von 3 - 5,4 % (Mittelwert **4%**),

Der **K₂O**-Gehalt liegt zwischen 0,5 und 3,3 % (Mittelwert **1,6%**),

Die Summe der Alkalioxide **Na₂O+K₂O** liegt zwischen 3,9 und 8,1 % (Mittelwert **5,6%**).

Der **Kalium**gehalt der alkalischen Proben (blaue Linie) nimmt von Basanit über Trachybasalt bis basaltischem Trachyandesit zu, bei den subalkalischen Proben hingegen bis zu basaltischem Andesit ab (rote Linie). Natrium ist in beiden Trends zunehmend.

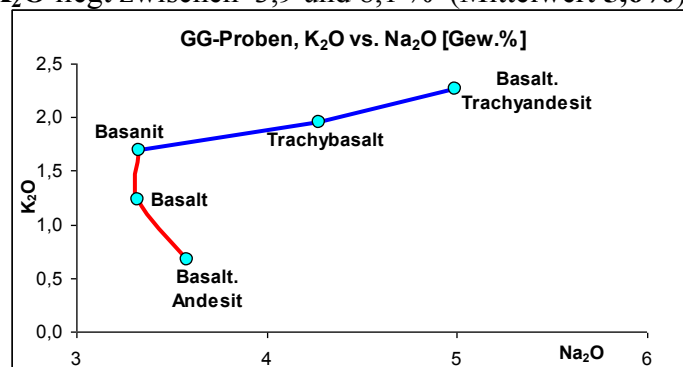


Abb. 10.1.2 GG-Proben im Diagramm K₂O vs. Na₂O

Eine Vereinfachung der Unterteilung in **alkalische** und **subalkalische** Vulkanite bietet das Schema von **Irvine & Baragar (1971)**. Man kann hier am Besten die beiden vorherrschenden Trends erkennen. Die Mehrzahl der GG-Proben kann zum Lager der Alkalibasalte gerechnet werden

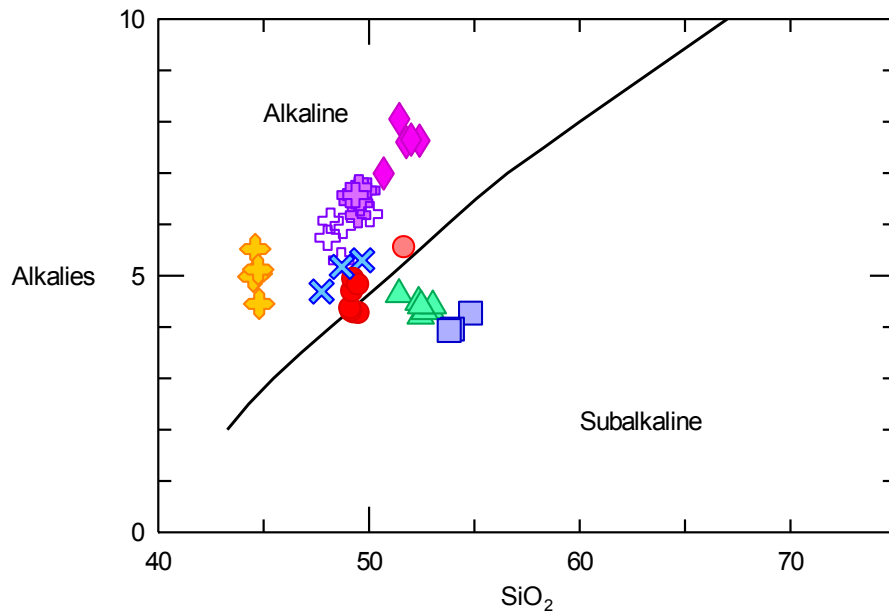


Abb.10.1.3 GG-Proben im Diagramm Alkalisch vs. Subalkalisch nach Irvine & Baragar (1971)

Tab. 10.3. Haupt-, Neben- und Spurenelemente in den GG-Proben

Probe	GG-1	GG-2	GG-3	GG-4	GG-5	GG-6	GG-7	GG-9	GG-10
Gruppe	2	2	2	2	2	4	13	6	6
Gesteinstyp	BAnd	BAnd	BAnd	BAnd	B	BAnd	TB	BTAnd	BTAnd
Haupt- und Nebenelemente u. LOI (Gew%)									
SiO ₂	52,46	52,93	52,64	53,03	51,43	54,82	48,76	50,70	51,77
TiO ₂	1,75	1,77	1,75	1,86	1,75	1,85	2,49	2,56	2,34
Al ₂ O ₃	14,94	14,88	14,77	14,61	15,18	14,86	14,44	17,29	17,62
FeO	10,95	10,57	10,55	10,62	10,61	9,86	10,16	10,73	10,57
MnO	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	0,16	0,16	0,17
MgO	7,52	7,71	7,81	7,59	8,15	6,79	8,86	3,50	3,08
CaO	8,00	7,74	7,71	7,60	8,23	7,57	8,42	6,83	5,95
Na ₂ O	3,63	3,55	3,56	3,61	3,69	3,71	3,88	5,40	5,44
K ₂ O	0,58	0,77	0,74	0,80	0,94	0,56	2,09	1,59	2,16
P ₂ O ₅	0,27	0,27	0,26	0,28	0,31	0,23	0,77	1,03	1,13
Total	100,26	100,34	99,95	100,14	100,44	100,41	100,05	99,80	100,23
LOI	0,21	-0,15	-0,06	0,14	0,23	-0,2	0,27	-1,16	-0,77
Mg#	0,55	0,57	0,57	0,56	0,58	0,55	0,61	0,37	0,34
Spurenelemente (ppm)									
Nb	61,3	15,7	15,4	15,9	21,5	13,5	63,3	54,4	58,9
Zr	232,7	114,0	112,6	120,7	117,0	113,3	223,1	292,5	332,2
Y	25,8	21,7	21,4	22,6	18,8	21,1	25,4	32,3	34,7
Sr	1035,4	429,7	428,2	416,6	524,5	415,5	1044,7	1076,2	1051,8
Rb	38,1	16,3	17,0	17,8	11,2	10,5	38,5	10,3	32,8
Ga	24,2	23,8	23,8	23,9	23,9	24,0	23,3	25,9	25,9
Pb	4,6	12,5	3,4	4,0	6,8	2,6	6,4	4,9	5,8
Zn	106,5	104,0	103,3	106,4	106,4	108,9	102,8	122,6	130,2
Cu	42,6	46,4	46,5	48,0	49,8	49,2	42,7	18,5	12,1
Ni	172,8	178,4	180,1	173,1	155,5	189,2	160,8	14,2	11,9
Co	42,5	45,4	45,5	45,4	48,7	40,7	43,7	33,1	32,1
Cr	232,5	239,7	215,9	205,0	213,6	231,9	227,4	3,7	1,4
Sc	10,2	10,2	11,7	12,3	11,7	11,1	11,6	6,5	5,0
V	145,1	140,4	136,4	136,6	146,2	132,1	151,1	116,5	67,8
Ba	678,9	230,5	222,4	226,6	487,8	208,8	590,7	596,5	612,1
La	14,50	20,41	14,45	16,80	16,23	11,87	53,58	55,49	57,17
Ce	31,77	43,06	31,58	36,18	34,61	26,30	100,05	115,41	117,95
Pr	4,28	5,44	4,17	4,72	4,48	3,55	11,68	14,25	16,18
Nd	18,41	22,97	17,85	20,27	18,44	16,42	45,27	56,75	62,42
Sm	4,68	6,00	4,69	5,22	4,55	4,91	9,17	11,46	12,65
Eu	1,73	1,99	1,76	1,76	1,74	1,64	2,82	3,52	3,89
Gd	5,60	6,12	5,48	5,50	5,17	5,11	8,08	10,07	11,14
Tb	0,83	0,97	0,78	0,89	0,73	0,82	1,19	1,48	1,64
Dy	4,56	5,17	4,16	4,64	3,86	4,26	5,72	7,08	7,75
Ho	0,86	0,94	0,77	0,86	0,70	0,77	0,98	1,22	1,38
Er	2,26	2,45	2,01	2,25	1,82	1,97	2,58	3,21	3,52
Tm	0,30	0,32	0,26	0,30	0,23	0,25	0,32	0,40	0,45
Yb	1,82	2,03	1,59	1,84	1,38	1,56	1,93	2,47	2,60
Lu	0,25	0,28	0,22	0,26	0,19	0,21	0,27	0,34	0,37
Hf	5,54	7,64	5,94	5,76	5,00	5,10	8,24	10,66	12,24
Ta	4,03	3,29		2,77		2,39	6,40	8,80	6,94
Th	2,45	4,23	2,47	3,10	2,13	1,90	9,60	6,76	7,07
U	0,68	1,10	0,72	0,80	0,62	0,53	1,70	2,01	1,90
La _n /Sm _n	2,00	2,20	1,99	2,08	2,31	1,56	3,78	3,13	2,92
Sm _n /Yb _n	2,86	3,29	3,27	3,15	3,65	3,50	5,26	5,16	5,40
La _n /Yb _n	5,72	7,23	6,51	6,55	8,42	5,47	19,87	16,14	15,77

Spurenelementverhältnisse normiert auf den Primitiven Mantel (nach Sun & McDonough, 1989)

BN=Basanit, B=Basalt, TB=Trachybasalt, BTAnd=Basaltischer Trachyandesit, BAnd=Basaltischer Andesit

Tab. 10.4. Haupt-, Neben- und Spurenelemente in den GG-Proben

Probe	GG-11	GG-12	GG-13	GG-14	GG-15	GG-16	GG-17	GG-18	GG-19	GG-20	GG-21
Gruppe	6	6	6	8	14	14	14	14	14	14	14
Gesteinstyp	BTAnd	BTAnd	BTAnd	BTAnd	TB	TB	TB	TB	TB	TB	TB
Haupt- und Nebenelemente u. LOI (Gew%)											
SiO ₂	51,44	52,40	52,00	51,68	49,18	49,92	49,50	49,48	49,76	49,34	49,35
TiO ₂	2,26	2,27	2,28	2,82	3,09	3,07	3,08	3,17	2,99	3,04	3,04
Al ₂ O ₃	17,20	17,73	17,60	15,12	16,75	16,93	16,70	16,59	16,77	16,65	16,64
FeO	10,30	10,39	10,41	10,19	11,60	11,65	11,67	11,70	11,46	11,57	11,54
MnO	0,16	0,16	0,16	0,13	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
MgO	2,84	3,43	3,49	6,96	4,34	4,29	4,46	4,65	4,37	4,55	4,42
CaO	6,23	5,75	5,80	7,67	7,99	7,37	6,91	7,38	6,66	6,83	7,03
Na ₂ O	4,75	5,14	5,04	4,16	4,43	4,58	4,60	4,25	4,54	4,50	4,58
K ₂ O	3,30	2,49	2,61	1,39	2,02	2,08	2,08	1,93	2,12	2,05	2,03
P ₂ O ₅	1,16	1,11	1,11	0,61	0,87	0,90	0,89	0,84	0,90	0,91	0,90
Total	99,64	100,88	100,51	100,72	100,42	100,96	100,06	100,15	99,73	99,61	99,69
LOI	-2,52	-0,43	-0,51	0,01	-2,11	-0,54	0,4	-0,17	0,3	-0,01	0,04
Mg#	0,33	0,37	0,37	0,55	0,40	0,40	0,41	0,41	0,40	0,41	0,41
Spurenelemente (ppm)											
Nb	57,1	58,3	59,3	37,5	42,8	46,9	46,7	40,3	48,0	46,8	44,0
Zr	323,1	334,2	337,1	156,0	231,2	249,1	245,2	222,1	250,8	245,1	237,7
Y	34,4	34,3	34,5	21,8	30,3	30,5	30,7	30,1	30,9	30,6	30,9
Sr	1079,1	1020,3	1027,4	916,5	929,1	897,2	904,2	939,6	898,3	913,2	924,4
Rb	44,7	29,5	36,3	15,5	27,7	25,9	27,6	26,8	28,7	27,0	25,5
Ga	24,7	26,1	26,2	23,8	26,1	24,8	25,4	26,7	25,2	25,8	25,6
Pb	5,6	5,6	6,0	3,4	4,4	4,4	6,7	3,0	4,2	4,1	3,9
Zn	136,7	131,9	131,9	118,1	106,3	125,7	121,8	95,6	136,5	122,5	105,0
Cu	14,8	11,3	11,7	37,9	29,6	28,0	23,2	30,8	23,9	27,8	26,6
Ni	12,4	11,3	11,3	164,9	27,8	27,7	28,1	30,9	25,4	27,7	25,6
Co	30,9	31,8	31,3	44,9	34,1	42,1	40,8	33,9	43,4	40,3	35,7
Cr	1,2	2,3	0,6	204,9	8,9	15,1	8,3	15,9	9,6	9,7	4,3
Sc	6,2	6,6	6,5	10,8	5,7	8,7	7,8	7,9	10,5	8,8	7,7
V	55,4	59,2	55,1	150,2	101,3	127,6	118,7	106,8	129,2	117,5	111,6
Ba	611,0	614,5	615,8	527,3	496,4	509,2	518,1	517,4	510,0	524,3	524,3
La	56,12	60,87	62,30	32,99	47,43	48,43	50,24	42,78	46,10	49,04	45,38
Ce	116,94	128,65	130,57	64,87	98,84	103,75	107,23	88,82	98,15	104,70	96,15
Pr	16,16	15,99	16,34	8,02	12,39	13,04	13,53	11,45	12,79	13,28	12,49
Nd	61,58	63,05	65,02	33,48	50,17	52,84	54,79	46,60	52,67	53,90	50,80
Sm	12,55	12,43	12,77	7,82	10,61	11,08	11,52	9,49	11,14	11,30	10,56
Eu	3,86	3,80	3,93	2,42	3,30	3,45	3,58	3,31	3,75	3,52	3,63
Gd	11,09	10,85	11,23	6,99	9,57	9,99	10,36	10,19	11,59	10,22	11,04
Tb	1,64	1,59	1,66	1,04	1,43	1,49	1,55	1,30	1,51	1,53	1,42
Dy	7,80	7,59	7,92	5,03	6,92	7,16	7,44	6,41	7,41	7,38	7,00
Ho	1,37	1,34	1,39	0,85	1,19	1,23	1,29	1,10	1,30	1,27	1,21
Er	3,48	3,52	3,61	2,12	3,04	3,19	3,34	2,78	3,34	3,27	3,06
Tm	0,44	0,44	0,46	0,26	0,37	0,39	0,41	0,33	0,41	0,40	0,37
Yb	2,65	2,74	2,83	1,52	2,25	2,34	2,47	1,94	2,44	2,43	2,18
Lu	0,37	0,38	0,39	0,21	0,30	0,32	0,34	0,27	0,35	0,32	0,30
Hf	10,83	10,69	11,66	6,63	8,03	8,73	11,35	8,46	14,86	8,79	9,14
Ta	6,26	9,94	8,50	5,27	5,53	8,42	8,79	0,00	6,44	7,34	
Th	6,81	7,29	8,11	4,41	5,45	5,31	5,63	4,18	5,28	5,30	4,58
U	1,73	1,98	2,02	0,63	1,59	1,44	1,49	1,22	1,53	1,48	1,33
La _n /Sm _n	2,89	3,17	3,15	2,73	2,89	2,83	2,82	2,91	2,67	2,81	2,78
Sm _n /Yb _n	5,26	5,03	5,01	5,71	5,23	5,26	5,18	5,43	5,07	5,15	5,38
La _n /Yb _n	15,22	15,93	15,80	15,58	15,11	14,86	14,60	15,83	13,57	14,45	14,95

Spurenelementverhältnisse normiert auf den Primitiven Mantel (nach Sun & McDonough, 1989)

BN=Basanit, B=Basalt, TB=Trachybasalt, BTAnd=Basaltischer Trachyandesit, BAnd=Basaltischer Andesit

Tab. 10.5. Haupt-, Neben- und Spurenelemente in den GG-Proben

Probe	GG-22	GG-23	GG-24	GG-25	GG-26	GG-27	GG-28	GG-29	GG-31	GG-32
Gruppe	14	14	14	14	14	4	4	13	13	16
Gesteinstyp	TB	TB	TB	TB	TB	BAnd	BAnd	TB	TB	TB
Haupt- und Nebenelemente u. LOI (Gew%)										
SiO ₂	49,50	49,52	49,58	49,08	49,36	53,96	53,81	48,04	48,68	49,68
TiO ₂	3,07	3,04	3,06	3,06	3,10	1,78	1,73	2,78	2,59	2,48
Al ₂ O ₃	16,83	16,75	16,75	16,62	16,69	14,64	14,77	14,60	14,38	15,29
FeO	11,72	11,58	11,65	11,59	11,75	10,38	10,35	11,58	11,54	11,22
MnO	0,16	0,15	0,15	0,15	0,16	0,14	0,14	0,17	0,17	0,16
MgO	4,48	4,39	4,06	3,81	4,51	7,06	7,26	7,62	8,08	5,71
CaO	6,77	6,75	6,86	7,77	6,82	8,07	8,09	8,54	8,43	9,01
Na ₂ O	4,51	4,61	4,30	4,51	4,53	3,46	3,41	3,75	3,56	3,86
K ₂ O	2,08	2,11	2,11	2,06	2,04	0,50	0,52	1,99	1,74	1,44
P ₂ O ₅	0,90	0,90	0,89	0,88	0,86	0,19	0,18	0,84	0,69	0,54
Total	100,02	99,80	99,41	99,54	99,82	100,19	100,26	99,90	99,86	99,39
LOI	-0,77	0,16	-0,48	-1,28	0,54	0,1	0,09	0,06	0,4	-1,05
Mg#	0,41	0,40	0,38	0,37	0,41	0,55	0,56	0,54	0,56	0,48
Spurenelemente (ppm)										
Nb	46,1	47,1	46,3	45,9	44,8	9,1	8,8	48,5	39,8	29,4
Zr	239,4	244,6	242,6	239,5	236,4	80,3	77,8	260,0	220,3	186,7
Y	30,7	31,2	30,8	30,2	30,6	20,9	21,7	28,1	26,7	26,6
Sr	899,0	909,4	918,2	886,1	895,3	335,2	342,6	890,5	756,5	622,0
Rb	27,5	28,4	27,7	26,1	26,6	13,7	14,3	27,3	24,2	22,0
Ga	24,9	25,5	25,9	25,3	25,0	23,3	23,8	24,0	22,7	24,9
Pb	4,5	4,6	4,2	4,8	4,3	5,3	3,5	5,5	6,0	13,7
Zn	120,6	123,3	114,3	124,3	113,8	102,6	102,5	115,6	119,9	107,2
Cu	23,7	21,9	25,4	23,6	21,9	51,3	50,5	44,0	43,4	39,6
Ni	26,4	26,9	27,1	28,8	27,9	151,2	162,8	142,4	149,8	111,9
Co	40,7	42,1	37,8	41,6	39,6	44,2	43,9	49,5	50,7	42,5
Cr	14,1	10,5	8,3	8,1	16,9	222,2	209,2	203,1	226,5	136,6
Sc	9,0	9,2	7,6	8,9	6,1	12,1	12,0	12,7	14,2	11,0
V	126,5	124,5	111,7	121,9	117,6	152,3	139,6	157,2	158,4	138,1
Ba	532,6	527,2	537,7	503,9	522,8	148,2	170,0	520,1	449,9	377,3
La	49,57	45,35	45,87	44,37	45,06	11,18	10,77	53,71	50,39	32,38
Ce	105,53	96,14	95,41	94,36	94,08	24,96	22,99	107,10	101,75	66,64
Pr	13,37	12,52	12,37	12,35	12,36	3,39	3,28	13,27	12,34	8,39
Nd	54,20	49,57	50,62	51,27	49,98	15,24	14,95	51,58	48,56	33,69
Sm	11,40	10,44	10,64	10,62	10,33	4,38	4,34	9,71	9,65	7,33
Eu	3,54	3,58	3,60	3,57	3,58	1,48	1,49	3,16	3,05	2,50
Gd	10,24	10,91	10,84	11,14	10,93	4,67	4,75	10,20	8,95	7,96
Tb	1,53	1,43	1,40	1,43	1,44	0,76	0,78	1,31	1,36	1,10
Dy	7,35	6,93	6,92	7,01	6,98	4,12	4,26	6,33	6,67	5,61
Ho	1,27	1,22	1,20	1,23	1,20	0,76	0,80	1,12	1,19	1,03
Er	3,26	3,11	3,03	3,11	3,09	1,95	2,07	2,86	3,09	2,72
Tm	0,39	0,38	0,37	0,38	0,38	0,26	0,28	0,36	0,39	0,36
Yb	2,40	2,25	2,19	2,23	2,23	1,65	1,70	2,09	2,37	2,13
Lu	0,33	0,31	0,30	0,31	0,31	0,23	0,24	0,29	0,33	0,31
Hf	9,51	12,10	9,37	9,84	9,34	5,07	3,86	10,16	8,62	15,87
Ta	8,49	6,51	5,34	5,83	5,98	1,57	1,70	6,32	6,41	4,38
Th	5,52	4,75	4,61	4,59	4,72	1,99	1,93	5,95	6,53	3,89
U	1,64	1,38	1,36	1,39	1,37	0,59	0,49	1,55	1,46	1,11
La _n /Sm _n	2,81	2,81	2,79	2,70	2,82	1,65	1,60	3,58	3,38	2,86
Sm _n /Yb _n	5,27	5,16	5,39	5,28	5,16	2,96	2,83	5,17	4,53	3,83
La _n /Yb _n	14,80	14,49	15,01	14,25	14,53	4,88	4,54	18,48	15,28	10,93

Spurenelementverhältnisse normiert auf den Primitiven Mantel (nach Sun & McDonough, 1989)

BN=Basanit, B=Basalt, TB=Trachybasalt, BTAnd=Basaltischer Trachyandesit, BAnd=Basaltischer Andesit

Tab. 10.6. Haupt-, Neben- und Spurenelemente in den GG-Proben

Probe	GG-33	GG-34	GG-35	GG-36	GG-37	GG-39	GG-40	GG-41	GG-42
Gruppe	13	8	8	8	8	8	8	8	18
Gesteinstyp	TB	B	B	B	B	B	B	B	BN
Haupt- und Nebenelemente u. LOI (Gew%)									
SiO ₂	50,04	49,29	49,52	49,18	49,13	49,22	49,27	49,50	44,79
TiO ₂	2,38	1,49	1,60	1,46	1,42	1,58	1,58	1,59	2,83
Al ₂ O ₃	15,66	14,99	15,01	14,87	14,89	14,86	14,91	14,86	14,50
FeO	9,67	9,23	9,36	9,20	9,14	9,11	9,12	9,18	12,05
MnO	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,15	0,18
MgO	6,37	11,24	11,00	11,50	11,42	10,96	11,05	11,28	10,32
CaO	8,79	8,88	8,76	8,72	8,73	8,71	8,27	8,40	9,70
Na ₂ O	4,50	3,12	3,05	3,15	3,23	3,41	3,69	3,59	3,46
K ₂ O	1,70	1,16	1,22	1,16	1,13	1,28	1,24	1,23	0,99
P ₂ O ₅	0,75	0,47	0,50	0,46	0,45	0,51	0,51	0,51	0,65
Total	100,00	100,02	100,18	99,85	99,67	99,77	99,78	100,31	99,47
LOI	-1,16	-1,66	-2,2	-1,6	-1,31	-1,48	-1,51	-1,67	-1,46
Mg#	0,54	0,68	0,68	0,69	0,69	0,68	0,68	0,69	0,60
Spurenelemente (ppm)									
Nb	41,9	29,5	30,2	28,9	28,8	32,1	32,4	32,2	49,7
Zr	168,4	86,2	93,6	87,1	88,0	99,0	103,5	100,1	187,0
Y	28,8	19,6	20,9	19,3	19,2	21,0	20,9	21,3	21,8
Sr	1077,2	1164,5	1191,2	1162,5	1124,1	1189,6	1135,7	1172,4	834,7
Rb	35,5	25,0	28,2	25,2	24,8	26,6	27,1	26,9	17,1
Ga	24,9	20,8	22,0	21,2	21,0	19,8	21,8	21,4	21,1
Pb	5,9	4,0	4,3	4,8	7,7	5,0	7,1	5,3	3,5
Zn	75,1	74,1	68,3	66,7	70,0	67,5	67,9	69,2	95,9
Cu	58,5	35,6	31,2	33,7	34,1	39,3	36,6	39,7	58,2
Ni	102,4	241,7	225,9	237,3	248,0	240,9	247,5	264,8	192,7
Co	30,4	38,4	38,0	37,5	41,3	36,5	37,4	40,3	59,9
Cr	164,1	351,1	320,7	362,5	367,0	361,5	356,4	371,2	339,3
Sc	11,4	11,8	10,2	11,3	12,8	13,0	13,1	14,0	17,8
V	144,6	125,5	120,6	122,9	125,6	134,8	138,1	137,6	212,2
Ba	463,7	336,1	338,3	322,4	329,4	346,1	339,8	342,3	255,4
La	51,35	32,06	33,86	35,90	30,50	38,17	34,72	39,87	35,42
Ce	102,22	64,21	66,55	70,84	60,43	74,58	70,55	79,03	71,48
Pr	12,11	7,79	8,08	8,49	7,24	8,79	8,51	9,45	9,12
Nd	46,28	29,47	30,96	32,32	27,76	33,26	32,20	36,15	36,13
Sm	8,84	5,49	5,61	6,06	5,09	6,24	5,92	6,64	7,28
Eu	2,74	1,87	1,91	1,88	1,75	1,92	2,01	2,05	2,47
Gd	7,89	5,75	6,04	5,42	5,44	5,52	6,16	5,91	7,86
Tb	1,17	0,74	0,77	0,81	0,69	0,82	0,78	0,88	1,02
Dy	5,77	3,70	3,87	4,09	3,49	4,03	3,98	4,38	5,10
Ho	1,04	0,69	0,71	0,74	0,64	0,73	0,72	0,80	0,91
Er	2,87	1,86	1,91	2,04	1,75	2,02	2,00	2,19	2,32
Tm	0,37	0,25	0,25	0,27	0,22	0,26	0,25	0,29	0,29
Yb	2,35	1,49	1,54	1,71	1,40	1,65	1,58	1,82	1,77
Lu	0,34	0,22	0,22	0,24	0,20	0,24	0,23	0,26	0,25
Hf	8,64	6,61	4,83	4,61	4,15	6,77	17,39	5,21	11,49
Ta	6,18			2,95	0,00	3,20		3,30	7,33
Th	8,35	4,91	4,88	5,90	4,34	7,33	4,99	6,47	3,98
U	2,13	1,19	1,19	1,37	1,10	1,43	1,25	1,49	1,52
La _n /Sm _n	3,75	3,77	3,90	3,83	3,88	3,96	3,79	3,88	3,14
Sm _n /Yb _n	4,18	4,10	4,06	3,93	4,03	4,19	4,15	4,06	4,57
La _n /Yb _n	15,69	15,47	15,81	15,07	15,62	16,58	15,75	15,75	14,38

Spurenelementverhältnisse normiert auf den Primitiven Mantel (nach Sun & McDonough, 1989)

BN=Basanit, B=Basalt, TB=Trachybasalt, BTAnd=Basaltischer Trachyandesit, BAnd=Basaltischer Andesit

Tab. 10.7. Haupt-, Neben- und Spurenelemente in den GG-Proben

Probe	GG-43	GG-44	GG-45	GG-46	GG-47	GG-48	GG-49	GG-50	GG-51
Gruppe	18	18	16	18	18	16	2	13	2
Gesteinstyp	BN	BN	B	BN	BN	TB	BAnd	TB	BAnd
Haupt- und Nebenelemente u. LOI (Gew%)									
SiO ₂	44,60	44,68	47,75	44,51	44,74	48,71	52,36	48,18	52,48
TiO ₂	2,84	2,80	2,09	2,84	2,83	2,10	1,93	2,77	1,91
Al ₂ O ₃	14,60	14,43	14,60	14,44	14,56	16,67	15,35	14,69	15,22
FeO	11,90	12,02	11,19	12,05	11,98	10,63	10,35	11,42	10,73
MnO	0,18	0,18	0,17	0,18	0,18	0,17	0,15	0,17	0,15
MgO	9,82	10,25	10,45	10,23	10,08	7,10	7,20	7,57	7,60
CaO	9,54	9,64	8,32	9,73	9,60	9,36	7,66	8,34	7,53
Na ₂ O	3,53	3,24	2,98	3,15	3,27	3,80	3,59	3,96	3,69
K ₂ O	1,99	1,80	1,71	1,83	1,85	1,37	0,89	2,11	0,72
P ₂ O ₅	0,67	0,66	0,42	0,66	0,66	0,41	0,36	0,86	0,35
Total	99,67	99,70	99,69	99,62	99,76	100,32	99,83	100,09	100,36
LOI	-0,62	-0,91	-1,93	-0,54	-0,74	-3,42	0,18	0,39	0,18
Mg#	0,60	0,60	0,62	0,60	0,60	0,54	0,55	0,54	0,56
Spurenelemente (ppm)									
Nb	50,1	49,8	35,8	49,2	49,5	30,4	18,6	49,5	18,0
Zr	196,7	193,8	153,3	189,5	192,1	164,7	109,5	270,1	104,0
Y	21,9	21,7	22,8	21,6	21,7	26,0	25,8	28,8	24,3
Sr	763,9	758,0	614,7	771,3	792,9	632,8	565,8	891,7	550,8
Rb	18,1	16,9	34,7	16,3	17,2	22,4	22,0	32,3	20,9
Ga	20,7	20,7	21,0	20,2	20,5	19,9	23,2	23,8	22,9
Pb	3,6	3,7	4,6	3,4	3,1	4,0	12,8	7,6	6,6
Zn	91,8	91,8	82,3	94,6	89,3	60,6	99,4	110,5	99,3
Cu	59,4	61,2	62,3	61,7	58,0	41,0	34,5	40,5	43,5
Ni	181,9	189,4	208,4	195,9	186,7	64,0	140,7	134,4	143,6
Co	57,6	57,8	51,3	60,8	58,9	36,5	42,8	46,7	44,7
Cr	337,1	332,4	313,5	366,4	337,3	116,6	211,0	186,5	212,5
Sc	17,1	15,7	14,7	17,2	17,5	11,4	14,2	11,0	13,5
V	209,3	206,0	164,5	206,1	206,2	149,2	134,3	147,6	144,5
Ba	265,1	254,4	213,0	254,8	251,3	223,4	238,7	506,2	252,6
La	36,24	40,92	28,68	40,62	36,36	26,15	18,04	61,06	16,52
Ce	72,38	82,84	58,23	82,60	74,05	55,35	38,09	121,43	35,21
Pr	9,09	10,06	7,09	10,06	9,10	6,90	5,10	14,33	4,75
Nd	35,89	39,52	28,12	39,62	35,84	27,86	21,50	54,72	20,16
Sm	7,06	8,11	6,08	8,13	7,06	6,14	5,42	10,42	5,12
Eu	2,41	2,56	1,99	2,56	2,40	2,02	1,88	3,23	1,78
Gd	7,59	7,53	6,03	7,51	7,52	6,21	6,40	9,30	5,83
Tb	0,98	1,14	0,94	1,14	0,99	0,98	0,92	1,38	0,85
Dy	4,91	5,56	5,03	5,57	4,84	5,30	5,00	6,59	4,51
Ho	0,85	0,96	0,94	0,97	0,85	1,01	0,94	1,13	0,86
Er	2,19	2,48	2,54	2,49	2,16	2,76	2,54	2,95	2,26
Tm	0,27	0,32	0,35	0,31	0,27	0,38	0,34	0,36	0,30
Yb	1,64	1,89	2,17	1,90	1,58	2,38	2,11	2,21	1,82
Lu	0,23	0,27	0,31	0,27	0,22	0,34	0,30	0,30	0,26
Hf	8,95	9,80	6,63	7,28	7,42	6,55	11,94	10,51	5,17
Ta	6,74	6,89	6,10	6,71	7,09	3,96	2,48	8,75	2,58
Th	3,85	7,15	5,28	5,40	3,75	4,46	3,22	8,26	2,91
U	1,42	1,65	1,52	1,60	1,29	1,06	1,00	1,82	0,98
La _n /Sm _n	3,32	3,26	3,05	3,23	3,33	2,75	2,15	3,79	2,09
Sm _n /Yb _n	4,79	4,77	3,11	4,76	4,96	2,86	2,84	5,24	3,12
La _n /Yb _n	15,90	15,56	9,49	15,36	16,51	7,87	6,12	19,83	6,51

Spurenelementverhältnisse normiert auf den Primitiven Mantel (nach Sun & McDonough, 1989)

BN=Basanit, B=Basalt, TB=Trachybasalt, BTAnd=Basaltischer Trachyandesit, BAnd=Basaltischer Andesit

Harker-Diagramme (Abb.10.1.4), bei denen die Hauptelementoxide gegen SiO_2 in Gew.% aufgetragen werden, dienen der Veranschaulichung von Trends:

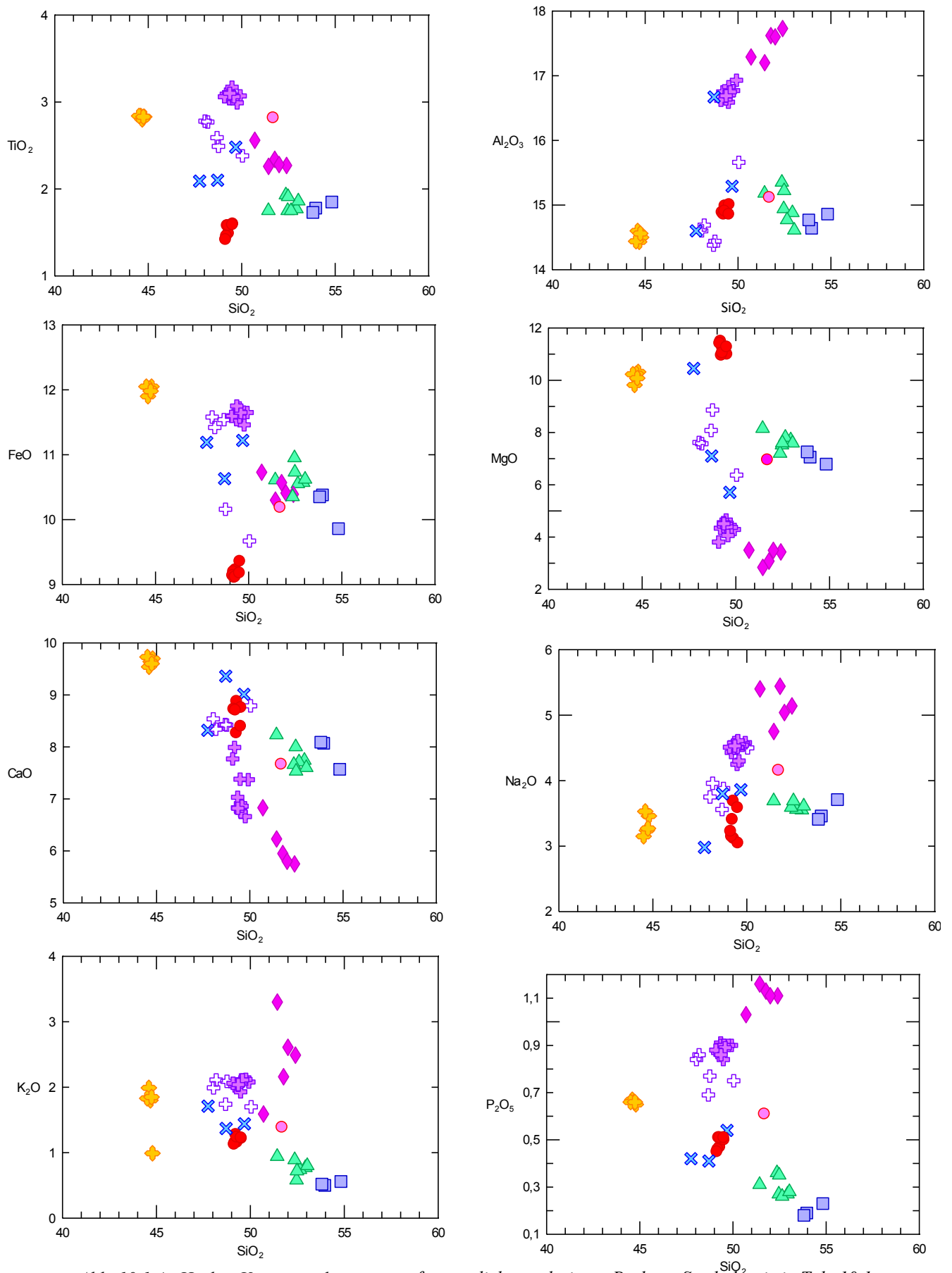


Abb. 10.1.4 Harker-Variationsdiagramme für sämtliche analysierte Proben. Symbolik wie in Tab. 10.1.

10.2 Spurenelemente

10.2.1 Kompatible Spurenelemente

kompatible Spurenelemente können aufgrund Ihrer Ladungs-und Größenverhältnisse leichter die Hauptelemente im Kristallgitter der wichtigsten vorkommenden Minerale (ol, cpx, opx, plag) ersetzen. Kompatible Elemente sind die zweiwertigen 3d-Elemente: Co, Ni, Cu, Zn sowie V und Cr. Bei sämtlichen Chrom-Analysen wurden in den Tabellen 10.3 bis 10.7 die Cr-Werte um 15 ppm erhöht, um negative Cr-Gehalte zu vermeiden.

Hohe Kompatibilität: **Ni in Olivin**

Cr, Sc, Ti(M1) und MREE(M2) in Klinopyroxen

Sr und Eu^{2+} in Plagioklas

Kompatible Elemente werden bei fraktionierter Kristallisation oder partieller Aufschmelzung in den Kristallen angereichert. Die Schmelze ist dementsprechend an kompatiblen Elementen verarmt.

Für kompatible Elemente gilt, daß $C_S > C_L$ (C_S =Konzentration in der Festphase, C_L =Konzentration in der Flüssigphase bzw. Schmelze). Der Verteilungskoeffizient $K_d = \frac{C_S}{C_L} \geq 1$

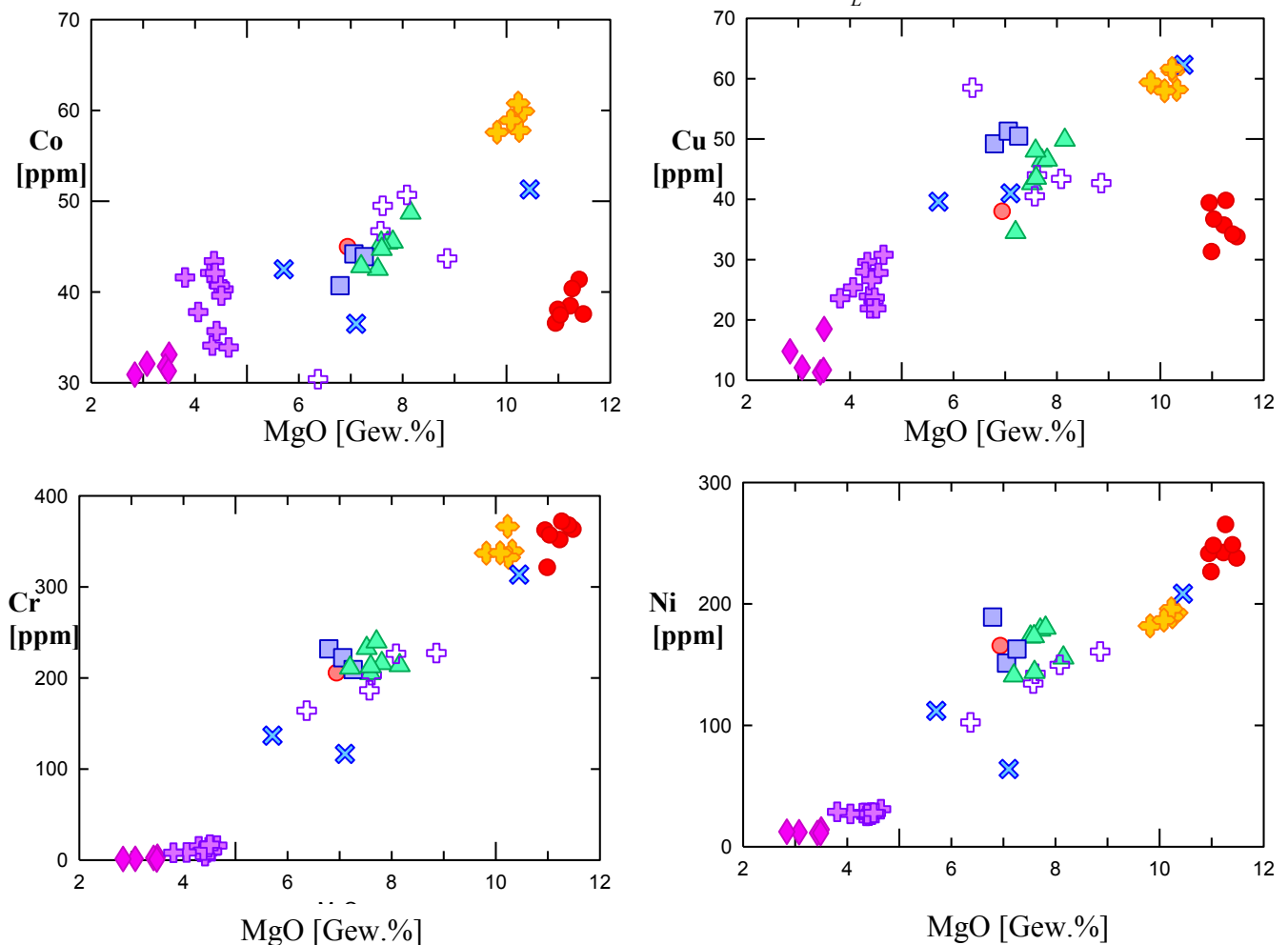


Abb. 10.2.1 Variationsdiagramme kompatible Spurenelemente gegen MgO für sämtliche analysierte Proben
Symbole wie in Tab. 10.1.

10.2.2 Inkompatible Spurenelemente

Als inkompatibel gelten Elemente, die sich aufgrund ihrer Ionengröße oder ihrer Ladung nicht leicht in ein Kristallgitter mafischer Minerale einbauen lassen.

Man kann sie in 2 Gruppen zusammenfassen:

LILE : Large Ion Lithophilic Elements: mobil

Gruppe der großen Kationen mit geringer Ladung: Rb, Ba, K, Cs, Pb^{2+} , Sr, Eu^{2+}

Li, Na, K, Rb, Cs: Gut in wässrigen Phasen löslich. In den meisten Silikatmineralen inkompatibel.

HFSE : High Field Strength Elements: immobil

Kationen mit hoher Ladung: Nb, Ta, Zr, Ti, REE, Th, U, Hf, Pb^{4+} , REE, Y

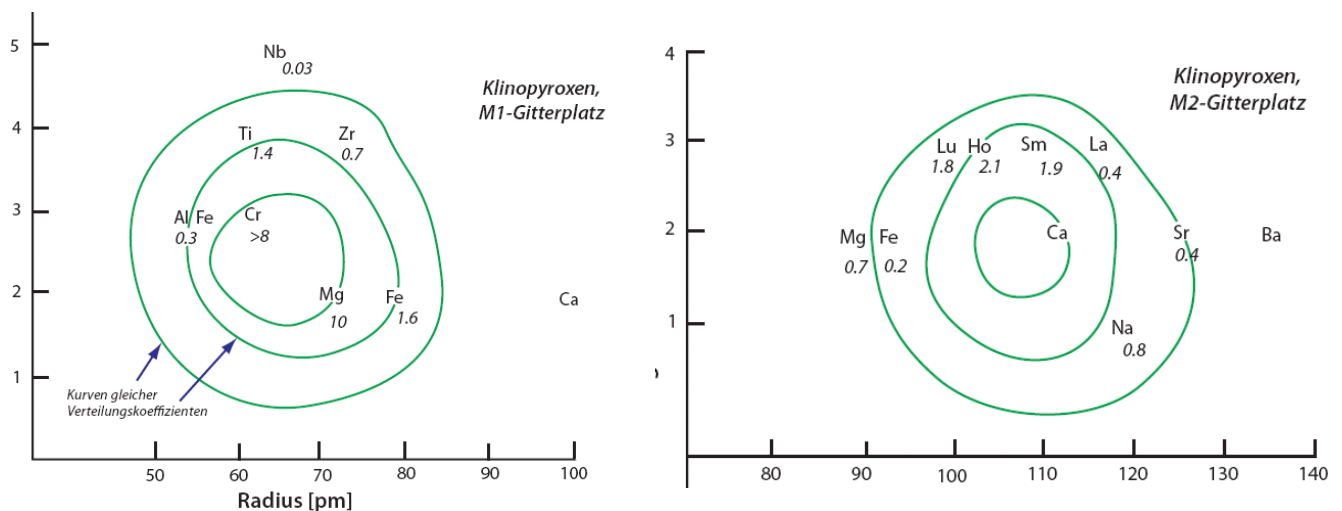


Abb.10.2.2 Kompatibilitätskoeffizienten von HFSE, einigen LILE und Hauptelementen in Klinopyroxen.
y-Achse: Kationenladung. Nach Stosch, H.G. (2006)

Substitutionsmöglichkeiten: MREE in cpx (auf M2-Site)

HREE in Granat und in cpx (auf M2-Site)

LREE in Titanit und Plagioklas

Ti in cpx (auf M1-Site)

Zr, Hf für Ti in Titanit od. Rutil, sonst äußerst inkompatibel

Nb, Ta für Ti. Sehr niedrige Gehalte in Subduktionsbasalten.

Y in Granat und Amphibol, auch in Titanit und Apatit

Sc in Pyroxenen

Inkompatible Elemente reichern sich in der Schmelze an, da sie schwer in ein Kristallgitter eingefügt werden können, sind also ein Indikator für Aufschmelzprozesse.

10.2.2.1 Spider Diagramme

Diagramme von Elementen, die gegen bestimmte Zusammensetzungen wie Chondrite oder Primitiven Mantel normalisiert und logarithmisch aufgetragen werden.

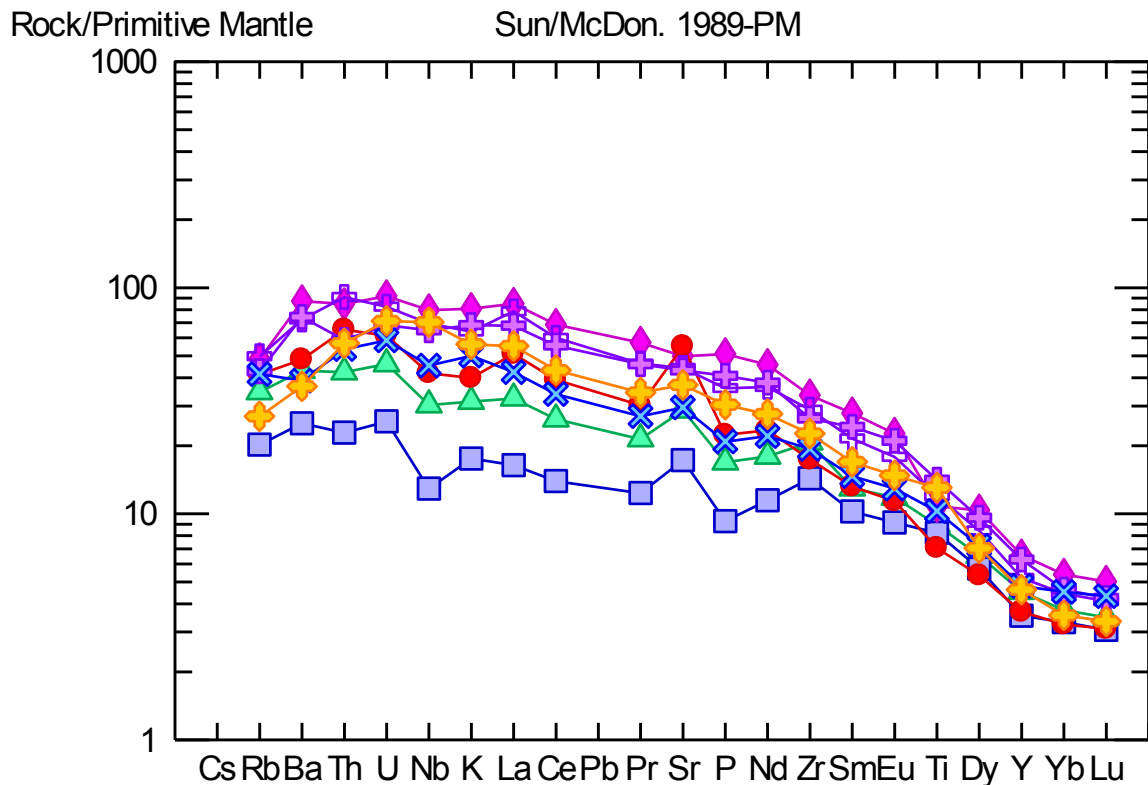


Abb.10.2.3 Spider-Diagramm aller GG-Gruppen

(Mittelwerte) gegen den Primitiven Mantel, Normierung nach Sun & McDonough (1989)

- | | | |
|---|-----------|----------------------|
| ▲ | Gruppe 2 | GG-1-5, 49,51 |
| ■ | Gruppe 4 | GG-6, 27-28 |
| ◆ | Gruppe 6 | GG-9-13 |
| ● | Gruppe 8 | GG-34-41 u. GG-14: ● |
| ⊕ | Gruppe 13 | GG-7, 29,31,33,50 |
| ⊕ | Gruppe 14 | GG-15-26 |
| ⊗ | Gruppe 16 | GG-32,45,48 |
| ◆ | Gruppe 18 | GG-42-44, 46,47 |

In Abb. 10.2.3 werden sämtliche GG-Proben als Gruppen in einem PM (*primitive mantle*)-normalisierten Spider-Diagramm dargestellt. Von links sind LILE und HFSE (ohne REE) mit steigender Inkompatibilität aufgetragen. Von rechts her sind ebenfalls mit steigender Inkompatibilität die REE und einige andere inkompatible Elemente (Y, Ti, Zr, P, Sr, Pb) aufgetragen. Die GG-Proben zeigen das allgemeine Erscheinungsbild von OIB.

Alle Gruppen zeigen erhöhte Sr-Werte und leichte negative Nb-Anomalien. Die Gruppe 4 (basaltische Andesite) weist die geringsten Gehalte an inkompatiblen Spurenelementen auf, Gruppe 6 (basaltische Trachyandesite) die höchsten.

REE-Spider-Diagramme aller GG-Gruppen

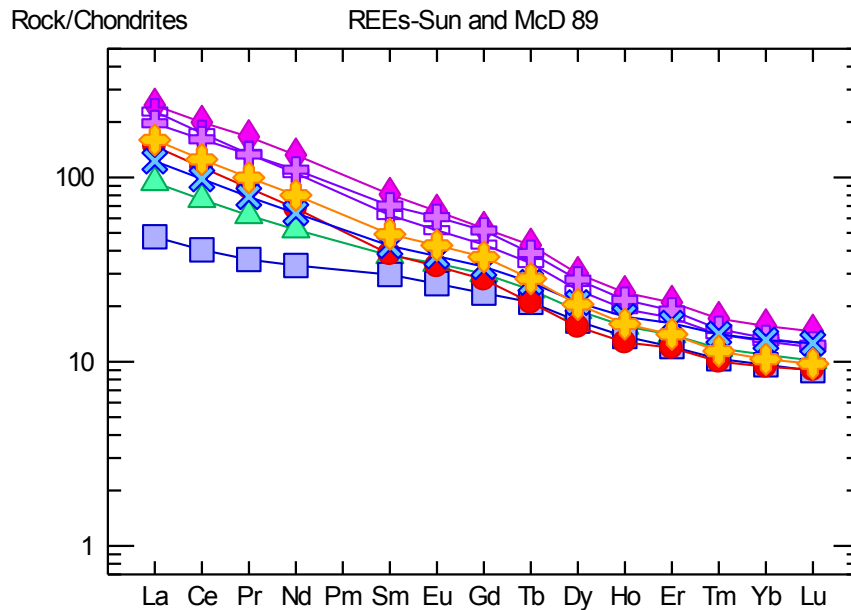


Abb.10.2.4 REE-Spider-Diagramm aller GG-Gruppen
(Mittelwerte) chondritisch normiert, Normierung nach Sun & McDonough 1989

LREE sind inkompatibler als HREE und reichern sich daher bei Aufschmelzung in der Schmelze an. Bei geringen Aufschmelzgraden ist die Anreicherung am höchsten.

Falls die Gruppen kogenetisch sind würde das REE- Muster die Annahme rechtfertigen, daß die basaltischen Andesite (Gruppe 4, blaue Quadrate) höhere Aufschmelzgrade durchlaufen haben als die darüber befindlichen Gruppen. Für diese Gruppen muß auch noch die Möglichkeit von fraktionierter Kristallisation betrachtet werden.

REE-Spider-Diagramme der Gruppen 6, 8 und 14

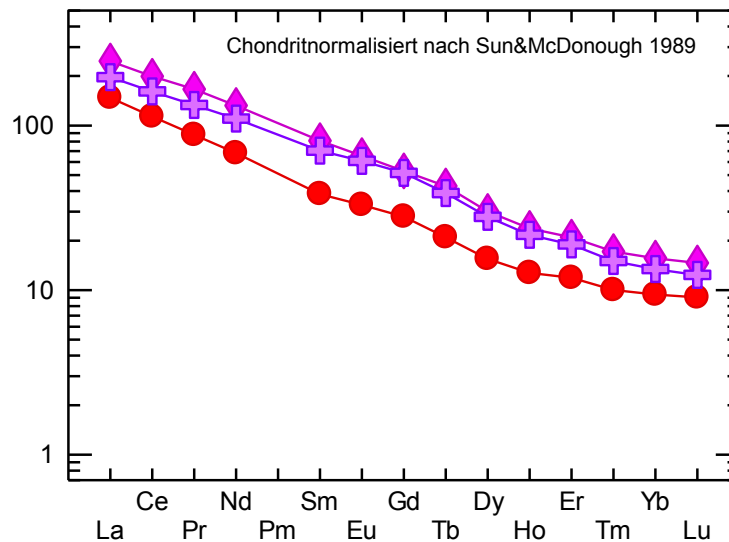


Abb.10.2.5 REE-Spider-Diagramm der GG-Gruppen 6, 8 und 14
Mittelwerte, Chondritnormierung nach Sun & McDonough 1989

Die Basaltgruppen 8, 14 und 6 (von unten nach oben in Abb. 10.2.5) liegen parallel zueinander. Vorausgesetzt, daß die Magman einer gemeinsamen Magmakammer entstammen, ist ein solches Muster typisch für eine fraktionierte Kristallisation. Da die allgemein inkompatiblen REE so gut wie nicht in die ausscheidenden Minerale (vor allem ol) eingebaut werden, steigen die Gehalte mit steigendem Fraktionierungsgrad linear in der Restschmelze an. Die hohe Steigung der Kurve weist überdies auf einen geringen Grad an partieller Aufschmelzung hin.

10.2.2.2 Ba/La und La/Yb vs. La

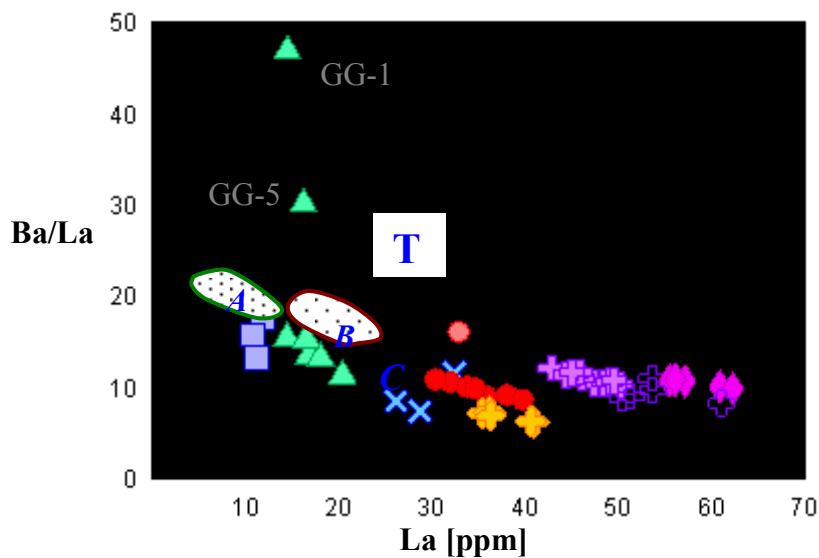


Abb. 10.2.6 Ba/La-Verhältnisse gegen La (ppm) aller GG-Proben. Die Diagrammbereiche sind nach Stern et al. (1989) unterteilt.
 Gepunkteter Bereich A: Quartäre Anden-Stratovulkane nach Hickey et al. (1986)
 Gepunkteter Bereich B: Quartäre Stratovulkane östlich der vulkanischen Front, nach Hickey et al. (1986)
 Grau schattierter Bereich C: „Kratonische“ Basalte nach Stern et al. (1989)
 Gitterschraffur T: „transitional basalts“ nach Stern et al. (1989)

Das Ba/La-Verhältnis liegt bei fast allen Proben unter 20, was gegen die Beeinflussung durch arc-Vulkanismus spricht (nach Gorryng, 2003). Praktisch alle Proben liegen nach Stern et al. (1989) im Bereich der „kratonischen Basalte“, das sind pliozäne bis quartäre Alkali-Basalte mit OIB-Signatur und heterogener Sr- und Nd-Isotopie, die durch geringgradige Aufschmelzung einer asthenosphärischen und/oder tieflithosphärischen verarmten Quelle entstanden sind. „Transitional basalts“ sind nach Stern et al. (1989) Basalte, die kratonisch sind, aber eine Beeinflussung im *back-arc*-Bereich erfahren haben

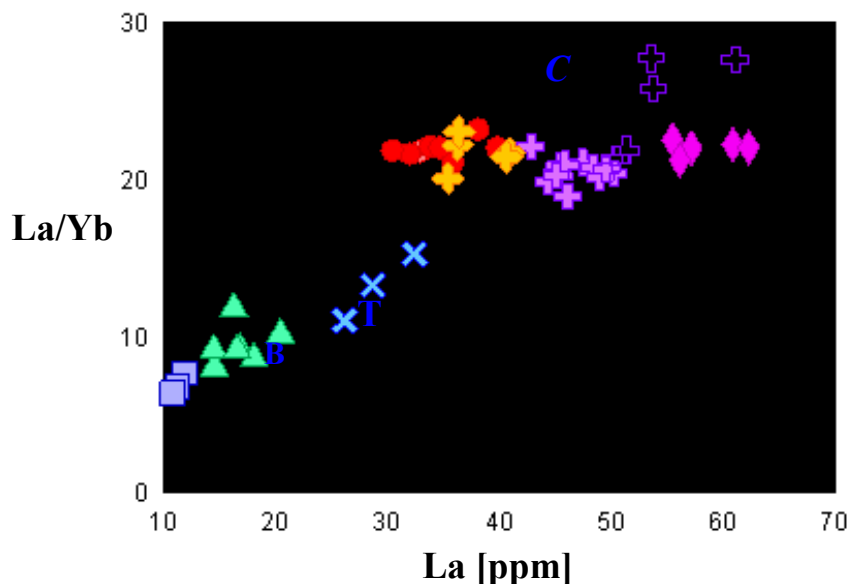


Abb. 10.2.7 Ba/La-Verhältnisse gegen La (ppm) aller GG-Proben. Die Diagrammbereiche sind nach Stern et al. (1989) unterteilt, Bezeichnungen wie in Abb. 10.2.6

Die Gruppen 8, 18, 14 und 6 weisen ein sehr uniformes La/Yb-Verhältnis von 20-22 auf, während der La-Gehalt zwischen 25 und 65 ppm variiert.

10.2.2.3 Zr-Nb- Plots

Die Elemente Zr und Nb sind beide inkompatibel und haben große geochemische Ähnlichkeiten.

	Ionenradius [nm]
Zr ⁴⁺	7,9
Nb ⁵⁺	7,4

Zr ist vom Radius her dem Sc³⁺ und Mg²⁺ (aber hoher Ladungsunterschied) ähnlich.
Zr ist in Basalten etwas inkompatibler als Nb.

geringe Gehalte an Zr und Nb : Ankaramite und Pikrite, die als parentale Magmen gelten, ebenso Tholeiite, die höhergradige Aufschmelzungsprodukte einer verarmten Quelle darstellen.

erhöhte Zr- und Nb-Werte: die stärker differenzierten Alkalibasalte, OIB, Hawaiite und Mugearite. Ein hoher Nb-Gehalt ist typisch für eine angereicherte Quelle

Eine negative Nb-Anomalie hingegen wäre ein Anzeichen für Krustenkontamination.

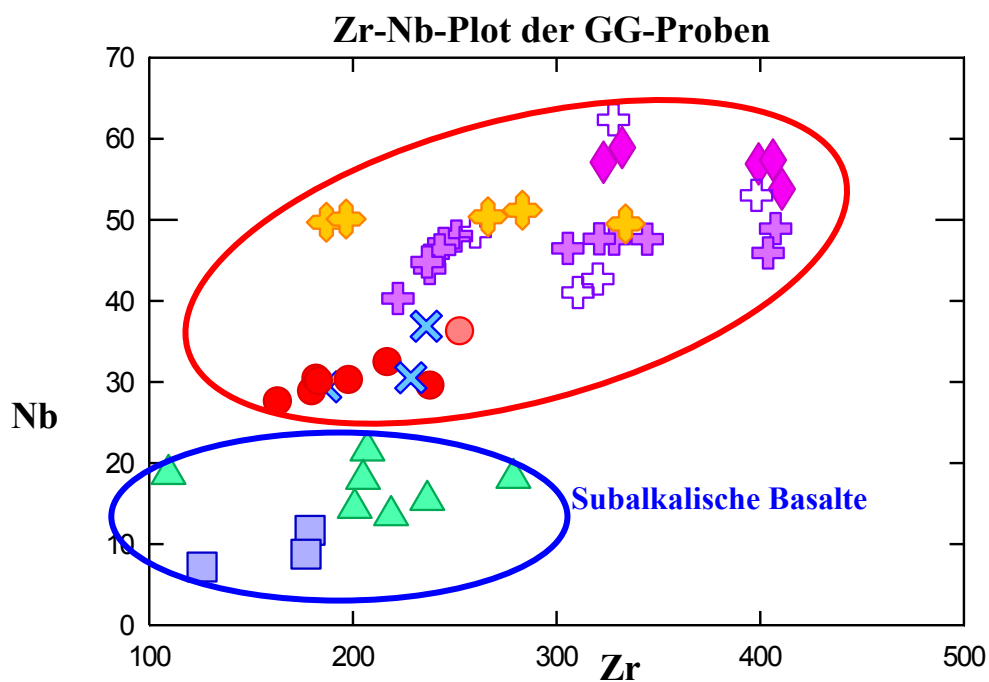


Abb.10.2.8 Nb vs. Zr von allen GG-Proben (ppm)

Die subalkalischen Basalte (Gruppe2-grüne Dreiecke, Gruppe4-blaue Quadrate in Abb. 10.2.8) haben einen höheren Aufschmelzungsgrad durchlaufen und sind in der Schmelzphase weniger angereichert an den hochinkompatiblen Elementen Zr und Nb als die Alkalibasalte (rote Ellipse), welche aus geringeren Aufschmelzungsgraden resultieren.

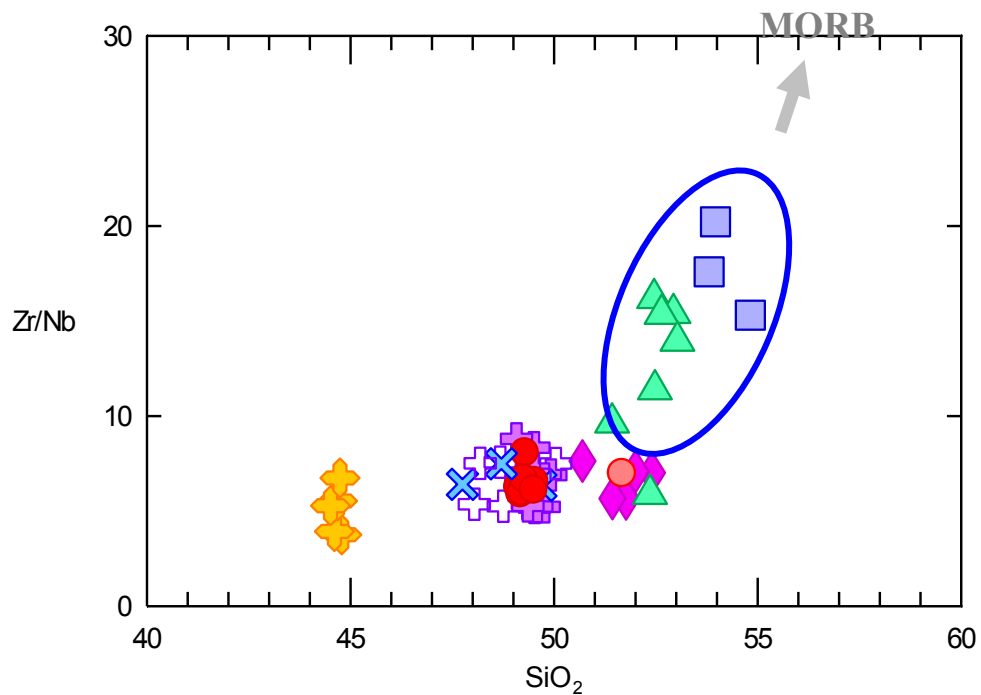


Abb.10.2.9 Verhältnis Nb/Zr vs. SiO₂ von allen GG-Proben

Das **Zr/Nb-Verhältnis** ist ein Indikator, der generell für **MORB** bei **>30** liegt, bei **OIBs** jedoch bei **<10**. Bei der Krustensegregation ging Zr hauptsächlich in die Kruste, während von Nb ein größerer Teil im Mantel verblieb, von wo er in den MORB gefördert wird. OIBs stammen hingegen aus angereicherten Quellen, wo auch Zr in höherem Ausmaß vorhanden ist, was das Verhältnis nivelliert.

11 Isotope

Folgende Isotope wurden massenspektrometrisch analysiert:

^{87}Rb , ^{87}Sr , ^{86}Sr , sowie ^{147}Sm , ^{143}Nd , ^{144}Nd

Tabelle 11.1 Isotopenanalysen der GG-Proben

Probe	 GG-1	 GG-4	 GG-7	 GG-12	 GG-14	 GG-15
Gruppe	2	2	13	6	8	14
Klassifikation	BAnd	BAnd	TB	BTAnd	BTAnd	TB
Rb	38,1	17,8	38,5	29,5	15,5	27,7
Sr	1035	417	1045	1020	917	929
Rb/Sr	0,037	0,043	0,037	0,029	0,017	0,030
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0,106	0,124	0,107	0,084	0,049	0,086
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,704368	0,704417	0,703974	0,704173	0,703748	0,704180
Rb,Sr +/-						
2s_m	3,5E-06	3,8E-06	3,5E-06	3,5E-06	3,4E-06	3,4E-06
Sm	4,68	5,22	9,17	12,43	7,82	10,61
Nd	18,41	20,27	45,27	63,05	33,48	50,17
Sm/Nd	0,254	0,258	0,203	0,197	0,234	0,211
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,154	0,156	0,122	0,119	0,141	0,128
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,512687	0,512681	0,512756	0,512728	0,512754	0,512700
Sm,Nd +/-						
2s_m	3,9E-06	3,3E-06	3,5E-06	3,9E-06	3,6E-06	1,3E-05
ε-Sr	-4,7	-4,0	-10,3	-7,5	-13,5	-7,4
ε-Nd	1,0	0,8	2,3	1,8	2,3	1,2

Tabelle 11.2 Isotopenanalysen der GG-Proben

Probe	 GG-27	 GG-31	 GG-36	 GG-46	 GG-51
Gruppe	4	13	8	18	2
Klassifikation	BAnd	TB	B	BN	Band
Rb	13,7	24,2	25,2	16,3	20,9
Sr	335	757	1163	771	551
Rb/Sr	0,041	0,032	0,022	0,021	0,038
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0,118	0,093	0,063	0,061	0,110
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,704544	0,704238	0,703434	0,703055	0,704038
Rb,Sr +/-					
2s_m	3,6E-06	3,3E-06	3,6E-06	3,3E-06	3,5E-06
Sm	4,38	9,65	6,06	8,13	5,12
Nd	15,24	48,56	32,32	39,62	20,16
Sm/Nd	0,287	0,199	0,188	0,205	0,254
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,174	0,120	0,113	0,124	0,154
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,512667	0,512690	0,512863	0,512949	0,512757
Sm,Nd +/-					
2s_m	4,4E-06	3,3E-06	4,5E-06	3,8E-06	3,6E-06
ε-Sr	-2,2	-6,5	-18,0	-23,3	-9,4
ε-Nd	0,6	1,0	4,4	6,1	2,3

Gesteinsklassifikationen in den Tabellen 11.1 und 11.2: nach *LeBas et al., 1986*

BN=Basanit, B=Basalt, TB=Trachybasalt, BTAnd=Basaltischer Trachyandesit, BAnd=Basaltischer Andesit

11.1 Das Rb-Sr-Isotopensystem

^{87}Rb zerfällt mit einer Halbwertszeit von $48,8 \cdot 10^9$ Jahren zu ^{87}Sr .

2 Prinzipien sind für die Sr-Isotopie wichtig:

- ◆ Gesteine aus einer gemeinsamen Quelle haben das gleiche **initiale** $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis.
- ◆ Magmen aus Quellen mit niedrigem Rb/Sr-Verhältnis (z.B. Mantel) haben ein niedriges **initiales** $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis, Magmen aus Quellen mit hohem Rb/Sr-Verhältnis (z.B. Kruste oder Krustenkontamination) haben ein hohes **initiales** $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis

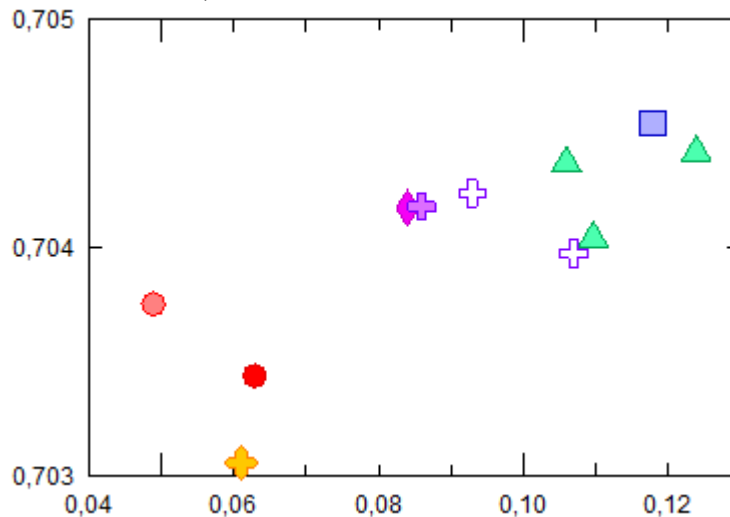


Abb.11.1 GG-Proben im Isotopensystem Rb-Sr
Die GG-Proben liegen mit Ausnahme von GG-36 auf 2 linearen Trends:
blaue Linie: Isotopengruppe 1 und rote Linie: Isotopengruppe 2

Im Rb-Sr-Isotopensystem liegen die untersuchten GG-Proben entlang von 2 linearen Trends zwischen denen sich die Probe GG-36 befindet. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der GG-Proben liegen zwischen 0,703 und 0,7045 und damit tiefer als der Wert von BSE (*bulk silicate earth*, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis: 0,7047). Die Proben mit dem höchsten MgO-Gehalt (Basalte, Basanite, GG-36, GG-14, GG-36) weisen die tiefsten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte auf, die basaltischen Andesite (GG-4, GG-27) die höchsten. Würden den linearen Trends Alterswerte zugeordnet werden können, dann würde dem Trend von Isotopengruppe 1 mit einem initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0,7017 ein Alter von 1,5 Ga und Isotopengruppe 2 mit einem initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0,7032 ein Alter von 790 Ma zukommen.

11.2 Das Sm-Nd-Isotopensystem

^{147}Sm (Anteil am natürlichen Sm 15%, Halbwertszeit 106 Ga, d.h. Zerfallskonstante $\lambda = 6.54 \times 10^{-12} \text{y}^{-1}$) zerfällt zu ^{143}Nd durch einen α -Zerfall. Das durch diesen Zerfall gebildete, d.h. **radiogene** ^{143}Nd ist ein **stabiles** Isotop (Anteil am natürlichen Nd 12,18%), während ^{144}Nd ein **quasi-stabiles radiogenes** Isotop (α -Zerfall, Halbwertszeit $2,29 \times 10^{15}$ a, zweithäufigstes der 7 natürlich vorkommenden Nd-Isotope, Anteil am natürlichen Nd 23,8%) ist, welches durch α -Zerfall von ^{148}Sm (Anteil am natürlichen Sm 11,3%, Halbwertszeit 7×10^{15} a) entstehen kann. ^{144}Nd zerfällt zwar sehr langsam, aber immerhin ca. 3mal so schnell wie es nachgebildet wird. Aufgrund der sehr langen Halbwertszeit von ^{147}Sm wird in irdischen Zeiträumen auch nur sehr wenig ^{143}Nd gebildet, was sich in einer geringen Isotopenvariation ausdrückt. Der Großteil des irdischen ^{143}Nd -Bestandes stammt jedenfalls nicht vom Zerfall von ^{147}Sm , sondern ist bereits von vor Beginn der Erdbildung vorhanden. Sm und Nd gehören zu den LREE. Nd hat aufgrund der „Lanthanidenkontraktion“ einen um 0,04 Å größeren Ionenradius als Sm. Beide sind dreiwertig und **Nd ist etwas inkompatibler als Sm**.

Rb/Sr- und Sm/Nd-Verhältnisse zeigen gegensätzliche Anreicherungsmuster bei partiellen Schmelzvorgängen.

Nd- und Sr-Isotopenplot der GG-Proben

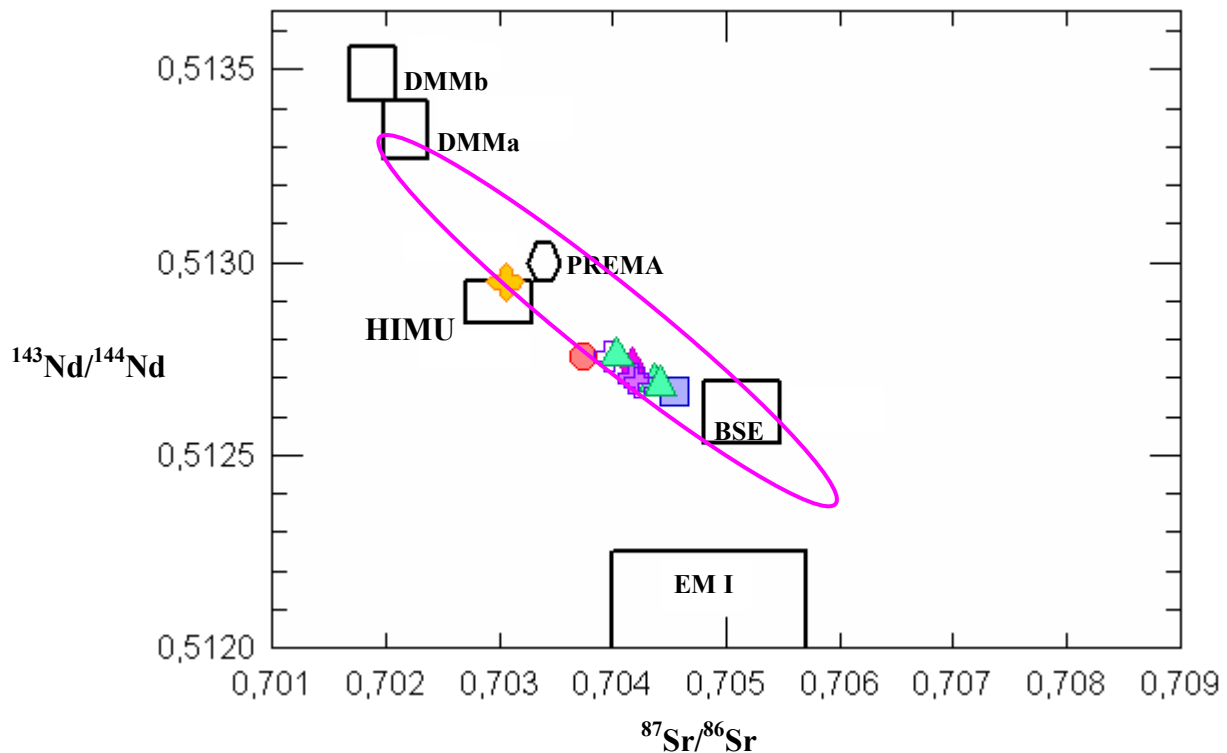


Abb.11.2 GG-Proben im Isotopensystem Sm-Nd . Die violette Ellipse umschreibt den ‚mantle array‘
Werte und Symbole laut Tabellen 11.1 und 11.2

In Abb. 11.2 ist zu sehen, daß die GG-Proben im „mantle array“ (DePaolo and Wasserburg ,1976) liegen, einem Bereich, von dem angenommen wird, daß alle dort befindlichen Vulkanite, z.B. MORB, OIB, *arc*-Basalte und viele kontinentale Flutbasalte, aus einer Mantelquelle stammen.

Mantle Components

Die Entstehung verschiedener Basalttypen kann unter anderem auch durch Mischung verschiedener Mantelquellen erklärt werden.

DM (depleted mantle): Nach Krustensegregation an inkompatiblen Spurenelementen verarmter asthenosphärischen Mantel

HIMU (high μ , d.h. $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$): Plume-Material mit einem Anteil von recycler (=subduzierter) alter ozeanischer Kruste (1-2 Ga, nach Hofmann, 1997 und Christensen & Hofmann, 1994). Durch hydrothermale Prozesse wurde Pb entzogen, was zu erhöhten U/Pb– und Th/Pb– Verhältnissen führt. Auch die Pb-Isotopenverhältnisse und das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – Verhältnis sind erhöht.

MORB – Mantel : Mischung aus DM und HIMU, daher weniger verarmt.

EM 1 und EM 2 (enriched mantle) enthalten Zusätze von pelagischen oder koontinentalen Sedimenten.

BSE: bulk silicate earth (= PUM , primitive upper mantle). Hat jene Isotopenverhältnisse, die sich im Verlauf des Erdalters aus chondritischen Verhältnissen gebildet hätten (vor Krustensegregation).

Tabelle 11.3 Sr- und Nd-Isotopie der wichtigsten Mantelkomponenten

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
HIMU	0,7028	0,51285
BSE	0,7045	0,512638
EM I	0,7055	0,51235
EM II	0,7075	0,51265
DMM I	0,7026	0,51315

Nd- und Sr-Isotopenplot der GG-Proben, eingetragen in ein Diagramm für patagonische *slabwindow*-Lavas nach Gorrying (2003):

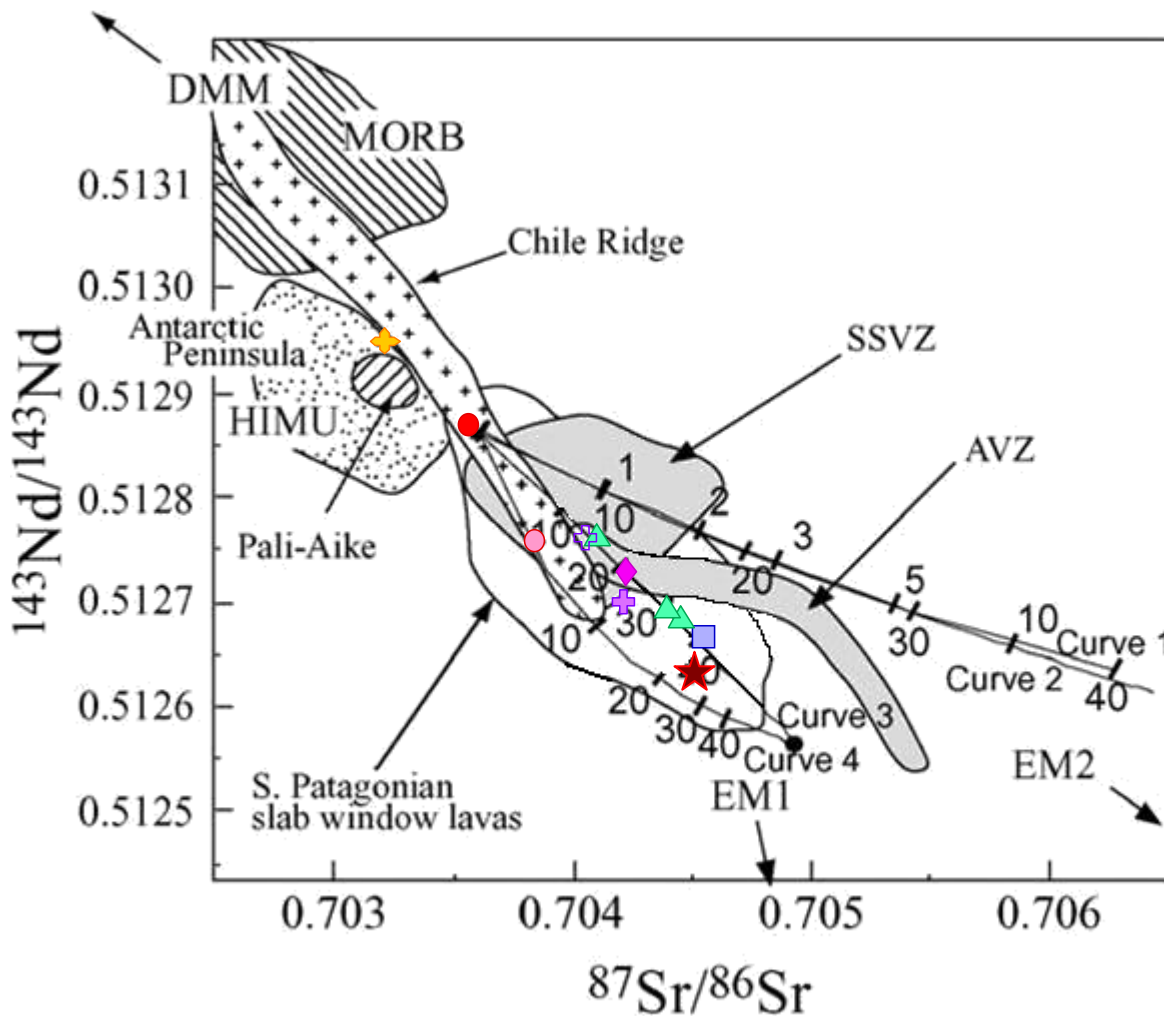


Abb. 11.3 GG-Proben im Isotopensystem Rb-Sr und Sm-Nd

Feldereinteilung nach Gorrying (2003), SSVZ=southern Southern volcanic zone, AVZ=Austral volcanic zone

In Abb. 11.3. werden die GG-Proben mit der Unterteilung patagonischer slabwindow-Lavas (nach Gorrying, 2003) verglichen. Der Basanit GG-46 (gelbes Symbol) weist ein Naheverhältnis zu HIMU auf, der Basalt GG-36 (roter Kreis) liegt an der Basis eines Mischungstrends von EM I und einer 5%igen partiellen Aufschmelzung von Mantelmaterial mit 50%MORB und 50% OIB. Die Ticks auf Kurve 3 bezeichnen den Anteil an EM I (Gew.%). Hinweise auf eine solche Mischung sind außer in diesem Diagramm nicht vorhanden. In dieser geotektonischen Lage wäre eine Mischung von N-MORB und E-MORB zu erwarten. Alle Proben außer GG-46 liegen im von Gorrying angegebenen Bereich für patagonische *slabwindow*-Lavas.

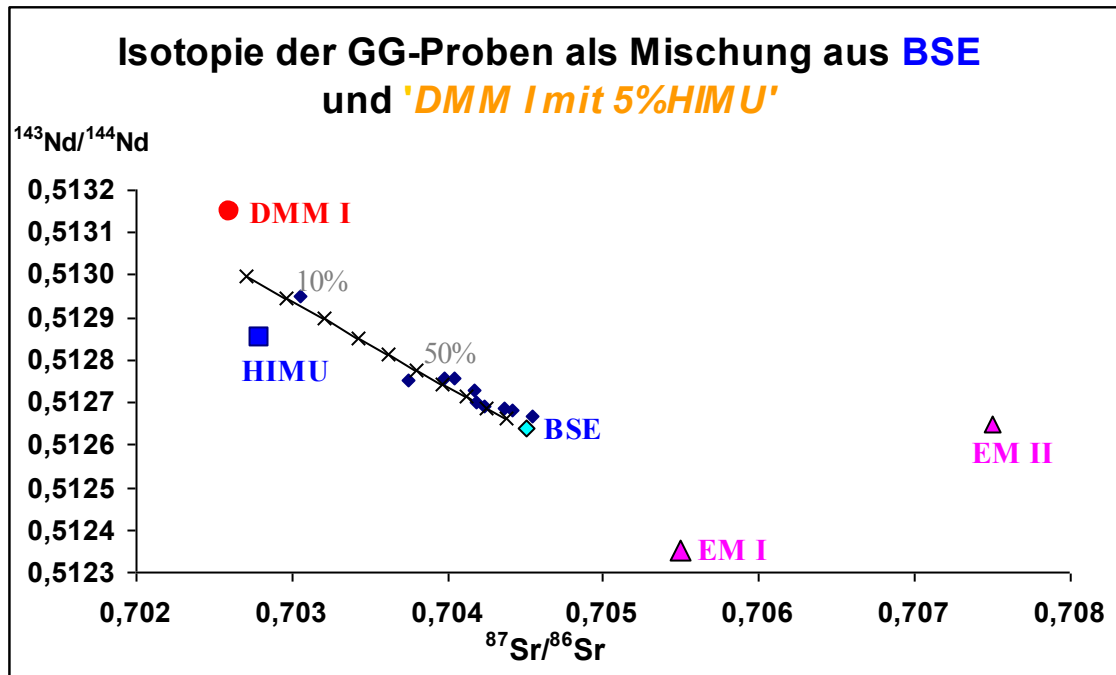


Abb. 11.4 GG-Proben im Isotopensystem Sr-Nd als Mischungsreihe zwischen BSE und einer Mischung aus DMM I mit 5% HIMU-Komponente. Die Ticks geben in 10%-Abstufung den Anteil (Gew%) an BSE an.

Eine weitere Möglichkeit, die beobachteten Trends zu erzeugen, wäre die Mischung von oberem primitiven Mantel (BSE) mit einer Melange aus DMM, die 5% HIMU enthält.

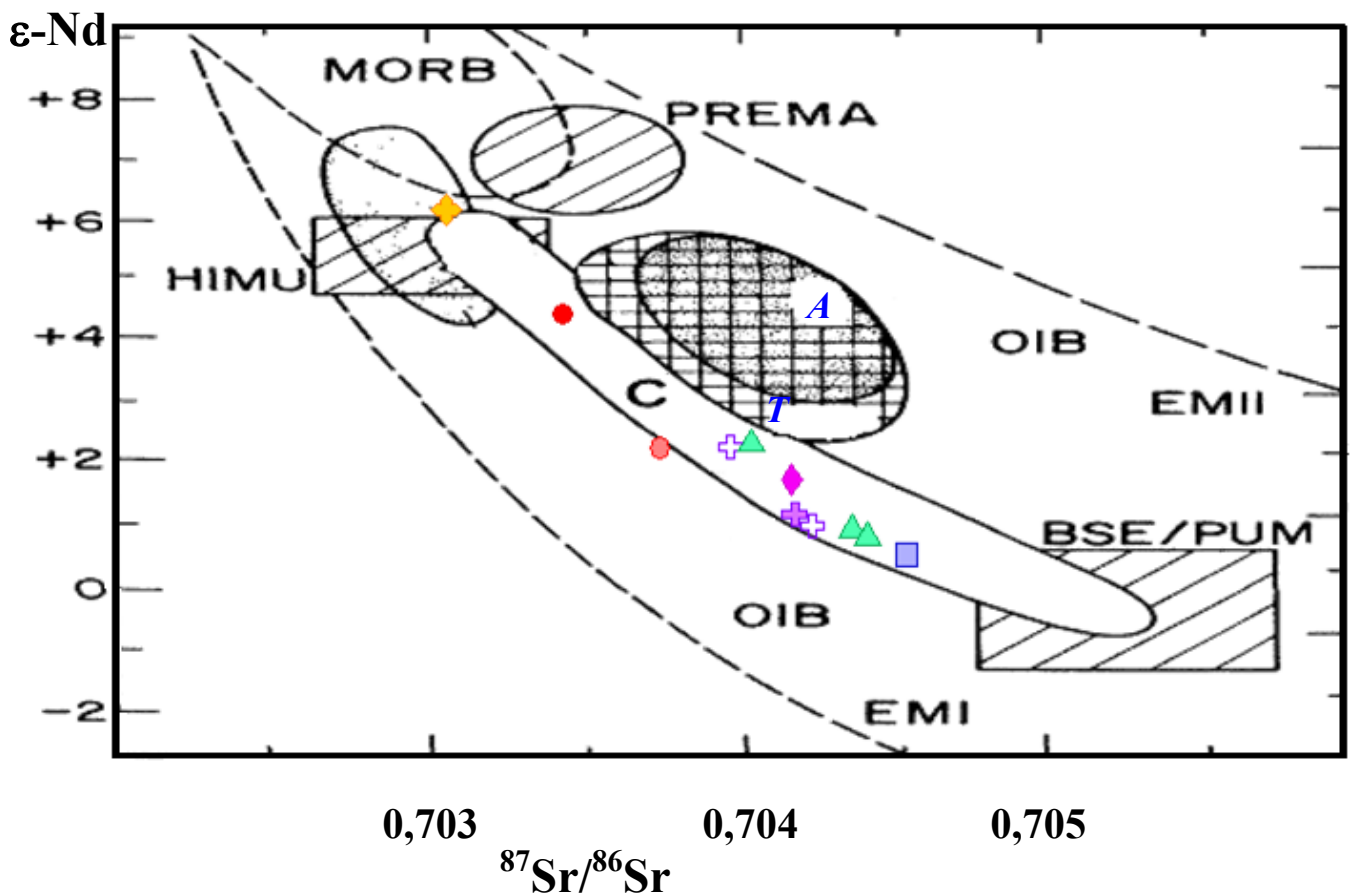


Abb. 11.5 $\epsilon\text{-Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Alle GG-Proben liegen im kratonischen Bereich.

12 Diskussion

Die GG-Proben weisen insgesamt eine Charakteristik auf, wie sie von Alkalibasalten aus einer kratonischen OIB-Quelle zu erwarten sind.

Um Erkenntnisse über die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Gruppen zu gewinnen, wurden Übereinstimmungen mit bereits bekannten Basalten aus dieser Region gesucht, sowie verschiedene Modellrechnungen zu Fraktionierungen und Aufschmelzung durchgeführt.

Aus einer CIPW-Analyse (nach Johannsen, 1931) können die GG-Proben im Basalttetraeder nach Yoder und Tilley (1962) auf Alkalibasalt oder Tholeiit typisiert werden:

Enthält die Probe normativen Quarz (q) und Hypersthen (hy), dann handelt es sich um Quarztholeiit.

Olivintholeiit : normativer Olivin(ol) und Hypersthen (hy).

Alkalibasalt: normativer Nephelin (ne) und Olivin(ol).

Basanit sind Alkalibasalte mit mehr als 5% normativem Nephelin und < 45% SiO₂.

Tab. 12.1 Unterteilung der GG-Proben nach normativer Zusammensetzung
Normative Mineralgehalte (Gew%) aus CIPW-Analyse (Johannsen, 1931)

Mittelwerte (GG-Gruppen)				
normative Minerale (Gew%)				
	ne	ol	q	hy
Gr. 2		7,2		19,8
Gr. 4			0,9	27,0
Gr. 6	3,4	15,7		
Gr. 8	2,2	25,5		
Gr. 13	5,5	19,5		
Gr. 14	3,7	16,9		
Gr. 16	3,4	20,5		
Gr. 18	10,5	24,1		
Sonderfälle:				
GG-5		17,6		6,0
GG-14		16,1		3,0
GG-34	0,89	25,7		
GG-35		25,4		0,22
GG-45	3,05	26,4		
GG-48	5,16	18,9		

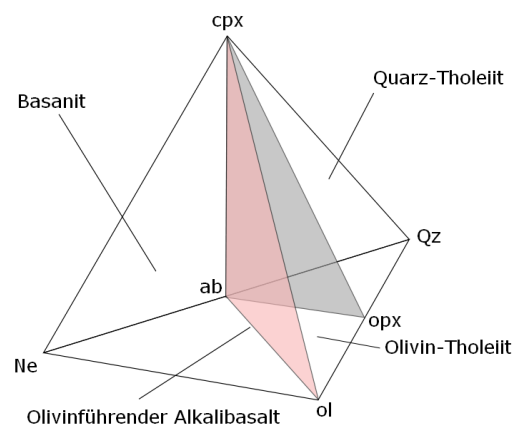


Abb.12.1. Basalttetraeder nach Yoder & Tilley, 1962

Der Mittelwert der Gruppe 2 wurde ohne GG-5 berechnet (In GG-5 ist das ol/hy-Verhältnis umgekehrt zum Rest der Gruppe 2). Die Proben GG-34 und GG-35, welche beide als Basalt gelten, liegen knapp an der Trennfläche, welche die Alkalibasalte von den Olivintholeiiten trennt, wobei GG-34 noch als Alkalibasalt anzusehen ist, GG-35 jedoch bereits als Olivintholeiit. GG-35 enthält auch sehr titanarme Titanomagnetite im Vergleich zur Gruppe (repräsentiert durch GG-39, Tab 9.2.5) .

Tab 12.2 Allgemeine Übersicht über die GG-Proben (s. Ausnahmen Tab12.1)

Basaltischer Andesit	▲	Gruppe 2	GG-1-5, 49,51	Olivintholeiit
Basaltischer Andesit	■	Gruppe 4	GG-6, 27-28	Quarztholeiit
Basalt. Trachyandesit	◆	Gruppe 6	GG-9-13	Alkalibasalt
Basalt	●	Gruppe 8	GG-34-41 u. GG-14:●	Alkalibasalt
Trachybasalt	✚	Gruppe 13	GG-7, 29,31,33,50	Alkalibasalt
Trachybasalt	✚	Gruppe 14	GG-15-26	Alkalibasalt
Basalt-Trachybasalt	✕	Gruppe 16	GG-32,45,48	Alkalibasalt
Basanit	◆	Gruppe 18	GG-42-44, 46,47	Basanit

Mit tektonischen Diskriminationsdiagrammen lässt sich das tektonische Umfeld eingrenzen, aus welchem die Basalte entstammen:

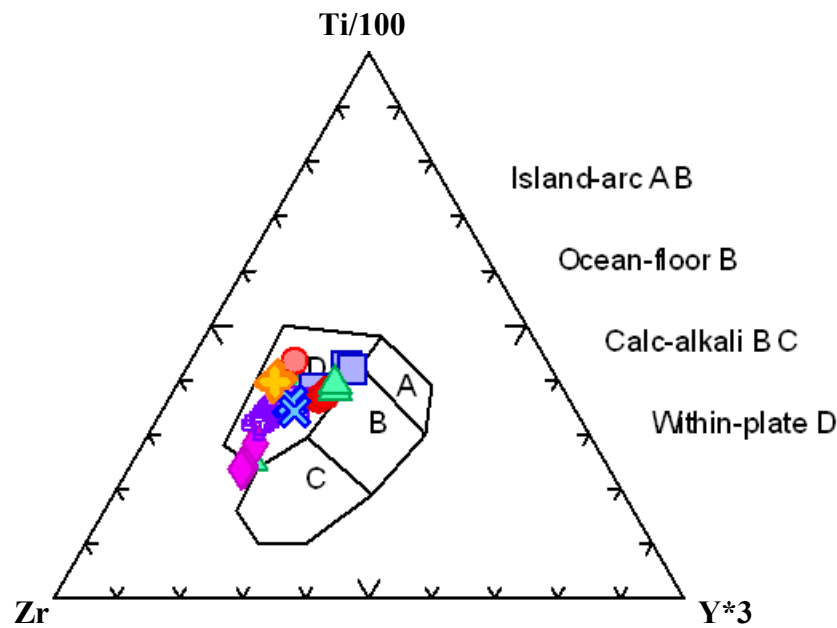


Abb. 12.2 Tektonisches Diskriminationsdiagramm der GG-Proben nach Pearce & Cann (1973)

Ti und Zr sind klassische immobile inkompatible Elemente, die in Intraplattenbasalten mit OIB-Muster stärker vertreten sind. Sie gehen bevorzugt in die Schmelze, wobei kleine Aufschmelzraten (wenige %, OIB, Alkalibasalte) die höchsten Akkumulationen erzielen. Die Intraplattenbasalte werden nach Stern et al. (1989) auch als kratonisch bezeichnet, d.h. daß sie nicht von *arc*- bzw. Subduktionseinflüssen gezeichnet sind. Bei den GG-Proben handelt es sich um Intraplattenbasalte.

Um einen möglichen **arc-Einfluß** des Andenvulkanismus festzustellen, ist die Ermittlung von Anreicherungsfaktoren der LIL- gegenüber den HFS-Elementen hilfreich. Da LILE eine höhere Mobilität in wässrigen Phasen aufweisen, könnte deren Erhöhung auf subduktionsinduzierte Freisetzung wässriger Phasen hinweisen.

Tab. 12.3: Mittlere Anreicherungsfaktoren von LILE und HFSE gegenüber dem primitiven Mantel (PM nach Sun/McDon., 1989)

Mittelwert	Alle	BN	B	TB	BTAnd	BAnd
Anreicher.faktor	Proben	Basanit	Basalt	Tr.basalt	Bas.Tr.And.	Basalt. And.
LIL	46	34	46	52	59	30
HFSE	46	49	39	54	64	23

LIL: Rb,Sr,Ba und HFSE: Nb, Zr, La, Ce, Nd, Th, U

Die Anreicherungsfaktoren von LILE gegenüber HFSE weisen im Ganzen keinen Unterschied auf und sind im Detail nur bei den basaltischen Andesiten (Gruppe 2 und 4) etwas deutlicher erhöht. Ein *arc*-Einfluß scheint insgesamt kaum begründet.

Einem möglichen *arc*-Einfluß wird auch in den Abbildungen 10.2.6 (Ba/La gegen La) und Abb. 10.2.7 (La/Yb gegen La) nachgegangen. Auch hier sind es die Gruppen 2 und 4, die einen möglichen *arc*-Einfluß ausdrücken bzw. im Übergangsbereich der *transitional basalts* liegen. Und auch die Nd-Sr-Isotopie zeigt allein die Zugehörigkeit zu den kratonischen Basalten.

Im Bereich des mittleren Santa Cruz erstreckt sich zwischen 46,5° und 49,5° südlicher Breite eine Lücke im Andenvulkanismus (VAG, volcanic activity gap). Trotzdem ist mafischer Plateau-Vulkanismus in zahlreichen Ereignissen seit dem Paläozän aufgetreten. Die Zeitspanne erstreckt sich de facto bis heute. Als Ursache des späten OIB-artigen Vulkanismus wird oft die Ausbildung eines *slabwindows* angesehen, das heißt eines Fensters in der subduzierten ozeanischen Platte, welches sich bei der Kollision des Chilerückens mit dem Chile-Graben vor 12 Ma (Ramos und M.Kay 1992, Gorrington et al. 1997, D'Orazio et al. 2001) gebildet hat.

Neogene Laven, die mit der Öffnung eines *slabwindows* (Ramos und M.Kay 1992, Gorrington et al. 1997) in Beziehung stehen, sollen durch eine Serie von Chile-Rücken-Graben-Kollisionen südöstlich der Chile Triple Junction im Mittel- bis Spätmiozän entstanden sein (Forsythe & Nelson, 1985; Cande & Leslie, 1986; Forsythe et al., 1986). Weitere Plateaubildungen fanden im Miozän/Pliozän sowie im Pliozän/Holozän statt.

Tab.12.4 Neogene patagonische main- und post-plateau-Basalte:

	Volumen	max.Dicke	Alter [Ma]	Chemismus	SiO ₂	Na ₂ O+K ₂ O	Aufschmelzung
main	>1000km ³	100m	5 bis 12	tholeiitisch, alkalisch	48-55%	4-5%	10-15%
post	ca. 100km ³	<100m	2 bis 7	alkalisch	43-49%	5-8%	1-4%

(nach Gorrington et al., 2001)

Vergleich unserer GG-Proben mit Proben aus dem gleichen Gebiet, der **Meseta de la Muerte**, von Gorrington & M.Kay (2001), Stern et al. (1990) und Ramos & M.Kay (1992) zeigt ein sehr ähnliches Bild:

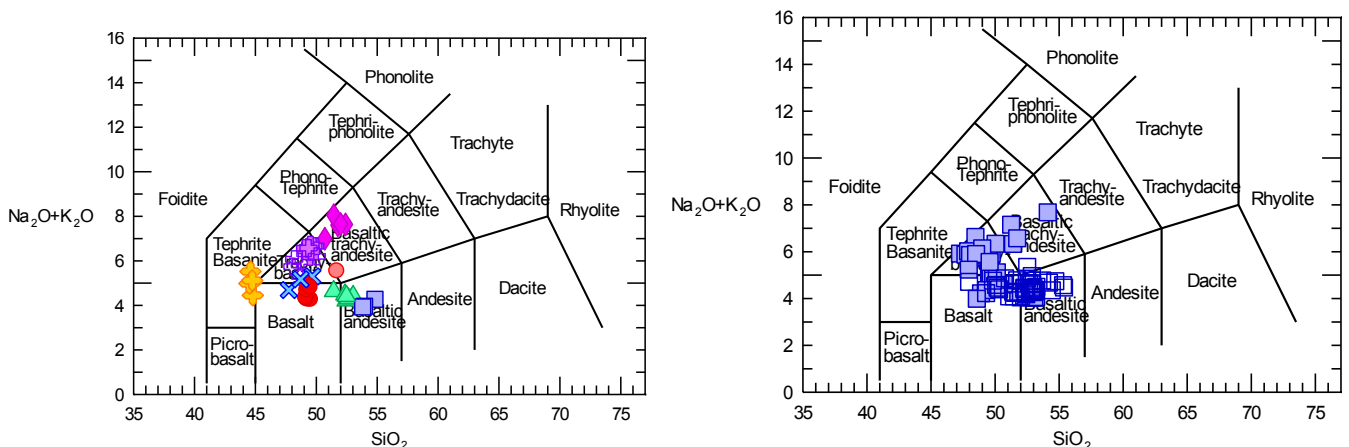


Abb. 12.3 Probenvergleich im TAS-Diagramm

links : GG-Proben im TAS (Total Alkali-Silica)-Diagramm (LeBas et al., 1986)

rechts : Laven der Meseta de la Muerte nach Gorrington & M.Kay (2001), Stern et al. (1990) und Ramos et al. (1992)

Gefüllte Quadrate: **post-plateau**, leere Quadrate: **main-plateau**,

Main-plateau-Laven sind nach Gorrington et al. (Abb.12.3 rechts) überwiegend SiO₂-gesättigte tholeiitische Basalte bis basaltische Andesite, seltener Alkalibasalte. Na₂O+K₂O liegt bei 4-5,4 % (Median 4,4%), SiO₂ bei 48-55,5%.

Post-plateau-Laven liegen nach Gorrington et al. (Abb.12.3 rechts) im gleichen SiO₂-Bereich (im Median aber um ca. 3% w/w tiefer), zeigen größere Variabilität im Alkaligehalt mit allgemein höherem Na₂O+K₂O: 3,3-7,7% (Median 5,2%). Es handelt sich um Alkalibasalte, Hawaiiite und Basanite (letztere nicht in den Meseta de la Muerte-Proben von Gorrington enthalten). Ein Teil der Post-plateau-Laven (<5% Na₂O+K₂O) überlappt mit den Main-plateau-Laven.

Tab.12.5 Einteilung der alkalischen und subalkalischen Proben der Meseta de la Muerte
mit Werten von Gorrington & M.Kay (2001), Stern et al. (1990) und Ramos et al. (1992)

	SiO_2		$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$	
	Bereich	Median	Bereich	Median
Post-Plateau	47,2 – 54,2 %	49,7 %	3,3 – 7,7 %	5,2 %
Main-Plateau	47,9 – 55,4 %	52,8 %	4 – 5,4 %	4,4 %

Vergleicht man dies mit den GG-Proben, so zeigt sich eine deutliche Übereinstimmung der **alkalischen** GG-Proben mit den **Post-plateau**-Basalten sowie der **subalkalischen** GG-Proben mit den **Main-plateau**-Basalten.

Die **Main-plateau**-Basalte weisen eine höhere Mächtigkeit und größeres Volumen auf. Sie wurden durch höhere Schmelzraten (bis 15 % Aufschmelzung) hervorgebracht und weisen deshalb einen geringeren Gehalt an inkompatiblen (z.B. Na und K) Elementen auf und sind stärker SiO_2 -gesättigt.

Betrachtung des Alkaligehalts der GG-Proben hinsichtlich des Verhältnisses $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$

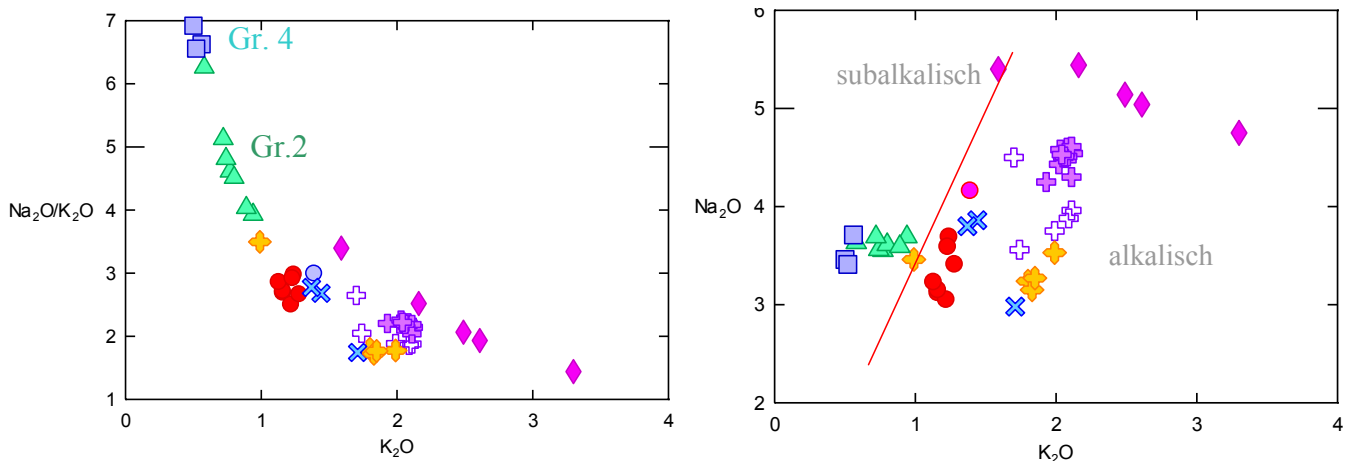


Abb.12.4 Alkalidiagramme der GG-Proben
links: $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. K_2O

rechts: Na_2O vs. K_2O

Das Verhältnis $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ist umgekehrt proportional dem K_2O -Gehalt. Die subalkalischen Gruppen 2 und 4 zeichnen sich durch ein besonders hohes ($>3,5$) $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis aus, obwohl der Na_2O -gehalt sogar 10 % unter dem Mittelwert liegt. Der sehr geringe K_2O -Gehalt ($<1\%$) ist bei den Gruppen 2 und 4 das entscheidende Kriterium, warum sie subalkalisch sind.

Proben der **Meseta de la Muerte** von Gorrington & M.Kay (2001), Stern et al. (1990) und Ramos & M.Kay (1992) zeigen ein sehr ähnliches Bild:

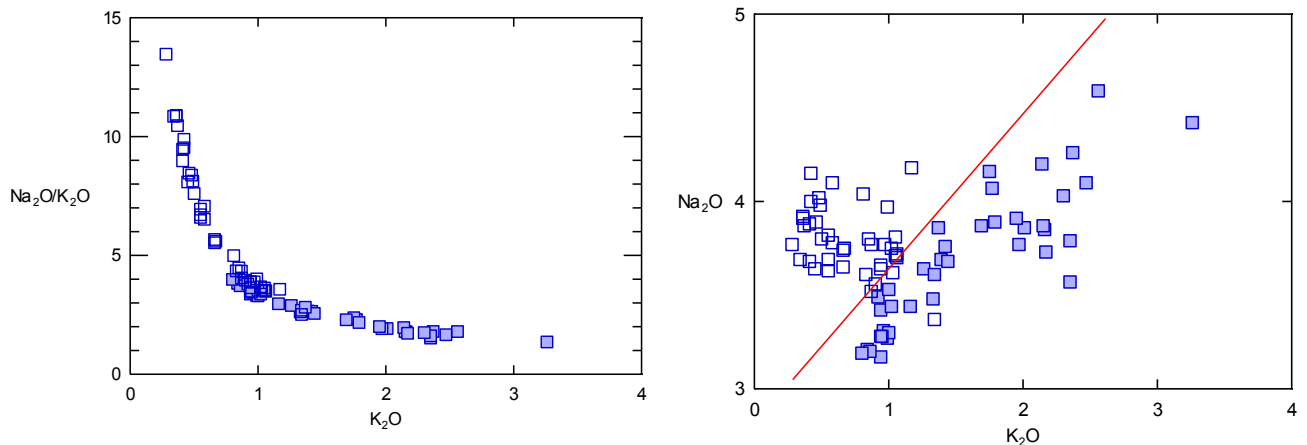


Abb.12.5 Meseta de la Muerte-Proben

links: $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. K_2O

rechts: Na_2O vs. K_2O

Proben von Gorrington & M.Kay (2001), Stern et al. (1990) und Ramos et al. (1992)

Gefüllte Quadrate: **post-plateau**, leere Quadrate: **main-plateau**

Einige Main-plateau-**Alkalibasalte** überlappen mit den Post-plateau-Basalten. Alkalibasalte sind jedoch untypisch für das Main-plateau.

Um dem alkalischen bzw. dem tholeiitischen Bereich **Fraktionierungstrends** zuordnen zu können, betrachtet man Verteilungsdiagramme der Elemente, welche in den jeweiligen Mineralen vorkommen. In Olivin werden vornehmlich Mg und Ni eingebaut, was bei Fraktionierung von Olivin zu einer Abnahme dieser Komponenten in der Restschmelze führen muß. Gleiches gilt im Falle von Klinopyroxen für Ca, Cr und Sc.

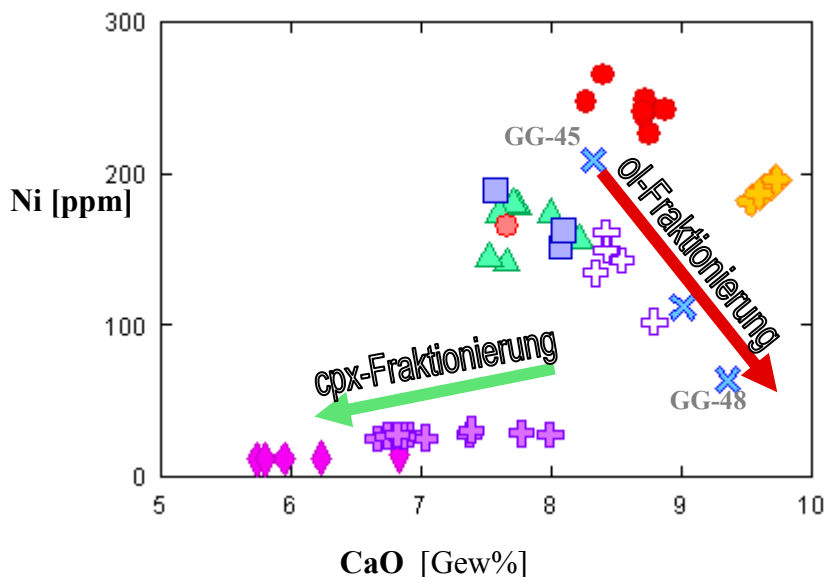


Abb.12.6 Ni vs. CaO für alle GG-Proben.

Der rote Pfeil zeigt die Richtung von ol-Fraktionierung,
der grüne Pfeil die Richtung von cpx-Fraktionierung

Die alkalische Gruppen 14 (Trachybasalte) und 6 (basalt. Trachyandesite) sind bereits sehr an Olivin verarmt und können noch durch cpx-Fraktionierung voneinander unterschieden werden. Bei den subalkalischen tholeiitischen Gruppen 2 und 4 ist die Fraktionierung nicht so weit fortgeschritten, sie sind jedoch gegenüber Basalt an ol und cpx verarmt.

Zwischen der Probe GG-45 und der Probe GG-48 lässt sich eine Olivinfraktionierung von ca. 8 Gew% berechnen, sowie eine cpx-Fraktionierung von ca. 3 Gew%. Das REE-Muster der beiden Proben ist sehr ähnlich und beide stammen von der Nordseite des Lago Cardiel. Die angereicherte Probe GG-45 stammt aus einem Bereich in unmittelbarer Nähe des „neck“, der einen Vulkankegel aus der Postplateauphase darstellt und von welchem die gesamte Basanitgruppe 18 stammt. GG-48 wurde einige km westlich davon entnommen, aus einer Region mit Trachybasalten und Olivintholeiten.

Als weiteres Phänomen ist ein starkes **Oxidationsereignis** zu erwähnen. Die meisten Basalte sind iddingsitisiert, was bereits auf Alteration hinweist.

Die bestuntersuchte Probe der ganzen Suite ist GG-42, ein Basanit. Diese Probe enthält gleichzeitig Olivine mit normaler und inverser Zonierung. Inverse Zonierung bedeutet, daß der Forsterit-Gehalt im Olivin vom Kern zum Rand ansteigt, während bei normaler Zonierung das Umgekehrte der Fall ist.

Die Olivine 3 und 4 in GG-42 unterscheiden sich deutlich von den anderen analysierten Olivinen in dieser Probe:

- ol-3 und ol-4 besitzen **randliche Mg-Anreicherung** und erneute Fe-Anreicherung in der äußersten Zone.
- Die **Fe- Konzentrationen im core-bereich liegen höher** (bzw. die Mg-Konz. tiefer) als bei den anderen analysierten Olivinen.
- Die **Spinell-Einschlüsse sind äußerst chromarm** (Spinelle in ol-3 haben <0,5 % Cr₂O₃, in ol-4 <1,8 % Cr₂O₃), in den anderen analysierten Olivinen handelt es sich um Chrom-Spinelle mit durchschnittlich ca. 20 % Cr₂O₃.

An 15 Olivinen von GG-42 wurden Mikrosondenanalysen vorgenommen, wobei Kern- und Randbereiche, sowie Spinelleinschlüsse in den Olivinen untersucht wurden.

Die Analysenergebnisse wurden auf 3 Kationen und 4 Sauerstoffionen umgerechnet, wodurch sich die Eisenoxidation ergab. Dieses Ionenverhältnis wird von Spinell, aber auch von Olivin und Magnetit erfüllt. Aus den **atomaren** Verhältnissen lässt sich die **Cr#** und die **Mg#** der Spinelle sowie die **Mg#** der Olivine berechnen (Fe = Gesamteisen):

$$Cr\# = \frac{Cr}{Cr + Al} \qquad Mg\# = \frac{Mg}{Mg + Fe}$$

Nach Kamenetsky et al. (2001) wird die **Mg# von Chromspinellen** in erster Linie von der **Schmelzzusammensetzung**, aber auch durch **Substitutionen auf den Oktaederplätzen** sowie die **Abkühlrate** beeinflusst. Die **Al-** und **Ti-Gehalte** stehen ebenfalls in guter Übereinstimmung mit der **Schmelzzusammensetzung**, werden jedoch durch **nachträgliche Veränderungen kaum mehr beeinflusst**. Durch erhöhte Al-Aktivität wird die Ti-Aufnahme in Spinell vermindert. Der Al-Gehalt in Spinellen ist ein Indikator für das Ausmaß der partiellen Aufschmelzung des Mantelperidotits, in Vulkaniten ist jedoch weniger die Quellzusammensetzung als die Zusammensetzung der Schmelze für den Al-Gehalt maßgeblich.

Inverse Forsterit-Verteilung im euhedralen Olivin ol-4 in GG-42

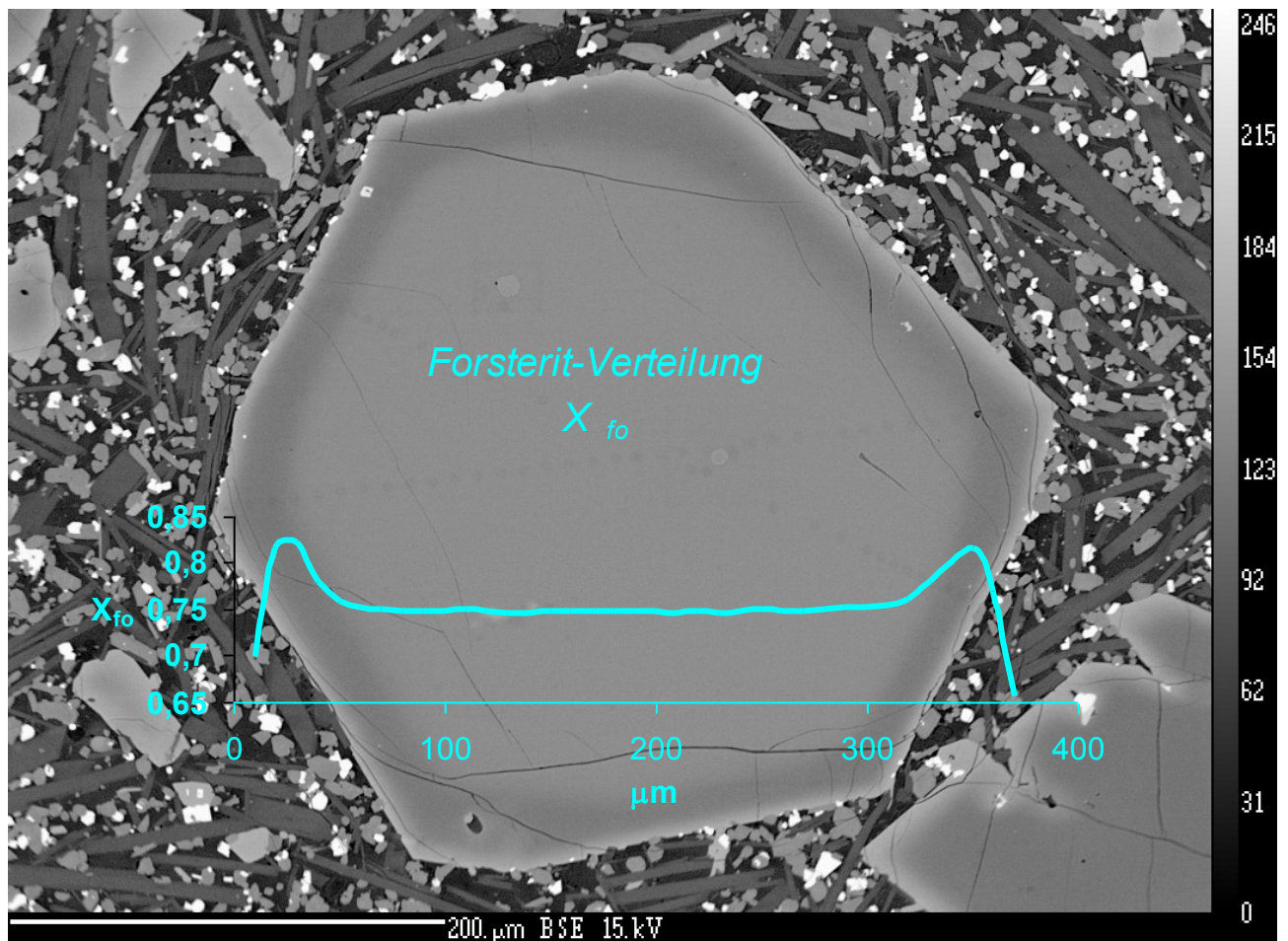


Abb.12.7 ol-4 in GG-42 mit darübergeplotteter Forsteritverteilung, BSE-Bild.

Der Fe- und Mg-Gehalt wurde mittels Mikrosonde entlang einer von links nach rechts verlaufenden Linie gemessen. Der Durchmesser des Kristalls von Ecke zu Ecke beträgt 370 µm. Der höhere Forsterit-Gehalt im randlichen Bereich zeigt sich auch bereits rein optisch als dunkler ($Z_{\text{Mg}} < Z_{\text{Fe}}$, daher weniger BSE) Ring im BSE-Bild.

Die randlich erhöhte fo-Anreicherung kommt vermutlich durch Diffusionsverlust von Eisen aus dem Olivin zustande, da durch randliche Oxidation, die auch in der Pyroxenanalyse pyx-1 zu erkennen ist, Fe^{2+} in Fe^{3+} überführt wird, welches kaum in die Olivinstruktur eingebaut werden kann. Allerdings wirkt Fe^{3+} als Diffusionskatalysator, weil mit jedem Fe^{3+} ein Loch zum Ladungsausgleich entstehen muß. Mit dem Verlauf von Fe# führe ich eine Diffusionsmodellierung durch. Als Ausgangsbedingung dient eine konstante Konzentration im ganzen Kristall, welche der maximalen jetzt noch vorhandenen Konzentration im zentralen Bereich entspricht ($\text{Fe\#} = 0,257$)

Die Lösung der Diffusionsgleichung mit der Randbedingung $n(\text{Rand}, t) = 0$ lautet für diesen Fall:

$$n = \frac{1}{2} \cdot \left(\text{erf} \left(\frac{(x+h)}{2\sqrt{Dt}} \right) - \text{erf} \left(\frac{(x-h)}{2\sqrt{Dt}} \right) \right)$$

Da der Durchmesser des Olivins ol-4 entlang des Profils 312 µm beträgt, ist $h = 156 \mu\text{m}$ von einer gedachten Mitte aus gerechnet. x ist die Entfernung von der Mitte, t die Zeit seit Beginn der Diffusion und D der Diffusionskoeffizient, der mit etwa $D = 10^{-17} \text{ m}^2/\text{s}$ angenommen wird. Dies entspricht nach Dohmen & Chakraborty (2007) einem Diffusionskoeffizienten D_{FeMg} bei 1000°C in natürlichem Olivin. Die Ergebnisse der Linienanalyse entlang von ol-4 sind in Tab. 9.1.4.4a-b gelistet

Diffusionsmodellierung für Fe-Diffusion aus ol-3 in GG-42

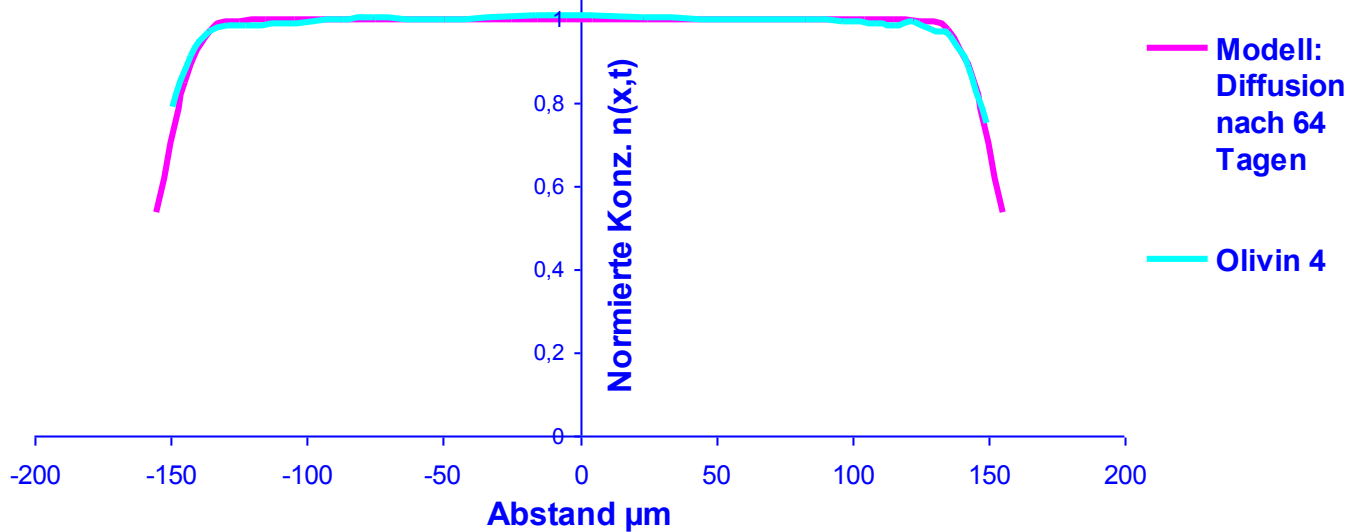


Abb.12.8 Fe-Diffusionsmodellierung für ol-4 aus GG-42

Der gemessene Fe-Verlust im Außenbereich passt sehr gut zu einem Diffusionsprofil.

Auch Olivin ol-3 in GG-42 wird mit der Mikrosonde analysiert.

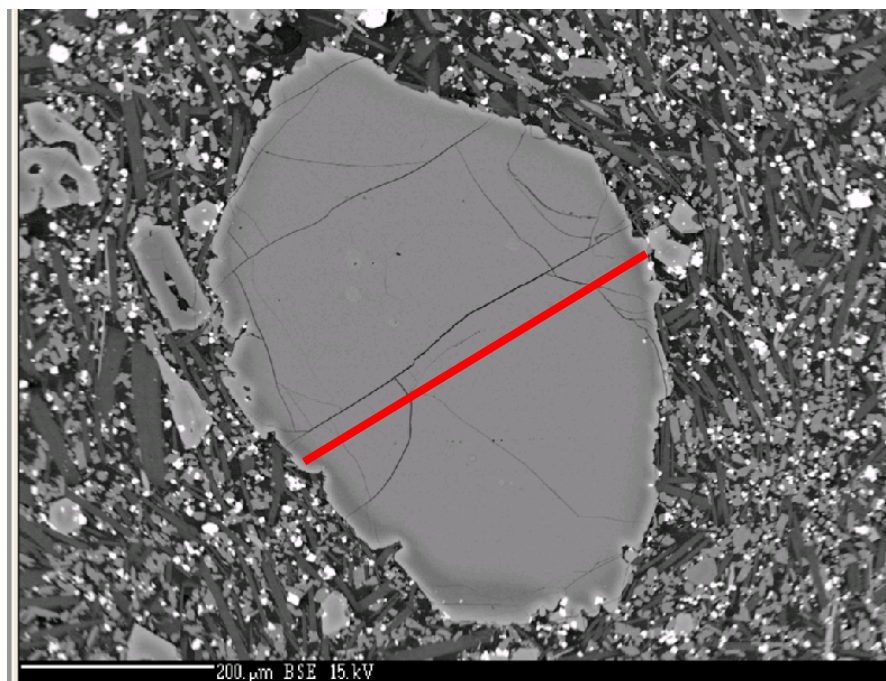


Abb.12.9 ol-3 in GG-42
mit Linienanalysenprofil (rote Linie), BSE-Bild

Die Ergebnisse der Linienanalyse entlang von ol-3 sind in Tab. 9.1.4.3a-b aufgelistet

Diffusionsmodellierung für Fe-Diffusion aus ol-3 in GG-42

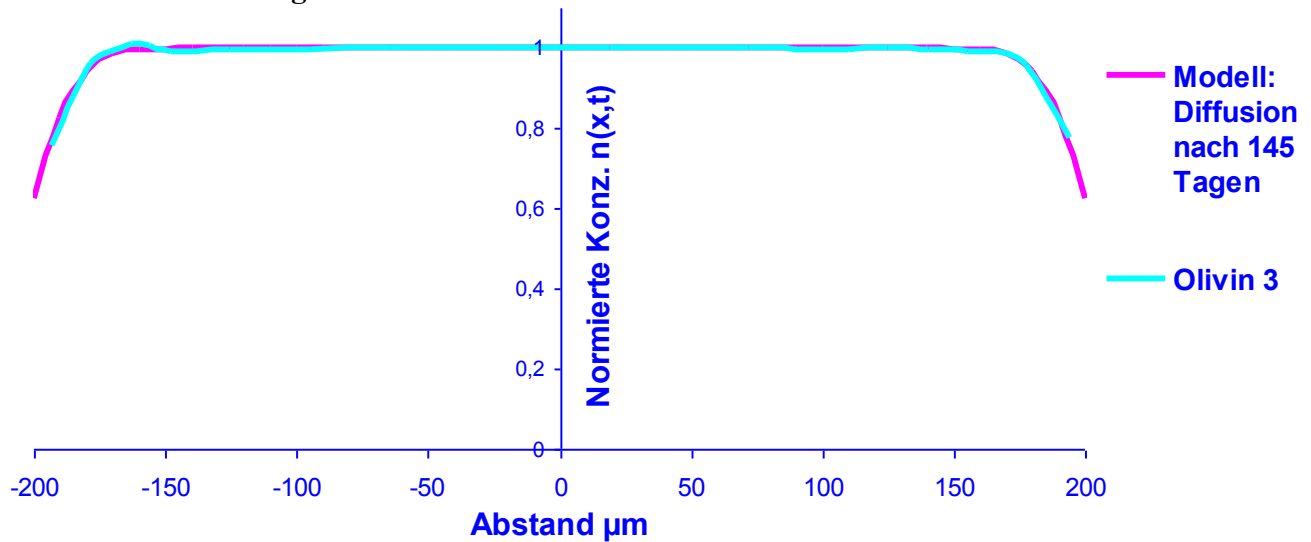


Abb.12.10 Fe-Diffusionsmodellierung für ol-3 aus GG-42

Unter den genannten Annahmen dauert es also ca. 145 Tage bis zur Einstellung des beobachteten Konzentrationsprofils, da der Olivin etwas größer ist als ol-4.

Die beiden Olivine haben zwar randlich Eisen verloren, es kam aber nicht zur Ausbildung einer untersättigten Randzone, da Olivin als Inselsilikat bereits maximal an SiO_2 untersättigt ist, während der Pyroxen pyx-1 im Zuge der oxidativen Alteration von einer SiO_2 -untersättigten Reaktionszone umwachsen wurde, wie in Folgenden gezeigt wird.

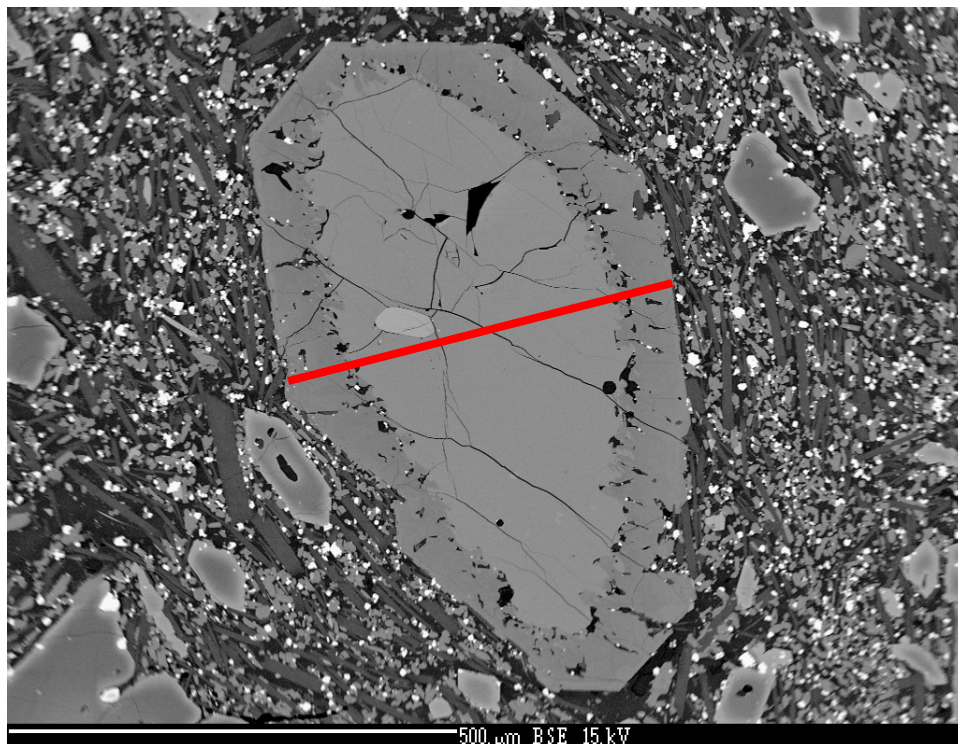


Abb.12.11 pyx-1 in GG-42
mit Linienanalysenprofil (rote Linie), BSE-Bild

Die Ergebnisse der Linienanalyse entlang von pyx-1 sind den Tab. 9.2.2.1-2 zu entnehmen.

Außen- wie Kernbereich von pyx-1 zählen zu den **quadrilateralen Pyroxenen** (s. Diagramm 9.2.2.2). Im aufgewachsenen **Reaktionssaum** (= Randbereich) sind die inkompatibleren, weniger Quadratischen Elemente konzentriert (vor allem Na^+ , Al^{3+} , Ti^{4+} , Cr^{3+} , Ni^{2+}).

Nach Morimoto (1988) gibt es bezüglich der Pyroxen Standardformel 4 gekoppelte Substitutionsmöglichkeiten :

Tab. 12.6: Die 4 gekoppelten Substitutionsmöglichkeiten bezüglich der Pyroxen Standardformel nach Morimoto (1988)

Four coupled substitutions* of pyroxenes in the standard chemical formula $\text{R}^{2+}\text{R}^{2+}\text{R}_2^{4+}\text{O}_6$				
	Substitution site			Examples
	M2	M1	T	
Standard occupancy	R^{2+}	R^{2+}	2R^{4+}	
Substitution 1	(R^+)	(R^{3+})	2R^{4+}	Na-Al Na- Fe^{3+} Na- Cr^{3+} Na- Sc^{3+}
Substitution 2	(R^+)	$\text{R}_{0.5}^{2+}(\text{R}_{0.5}^{4+})$	2R^{4+}	Na- $(\text{Ti}^{4+}/2)$
Substitution 3	R^{2+}	(R^{3+})	$(\text{R}^{3+})\text{R}^{4+}$	Al-Al Fe^{3+} -Al Cr^{3+} -Al
Substitution 4	R^{2+}	$\text{R}_{0.5}^{2+}(\text{R}_{0.5}^{4+})$	$(\text{R}^{3+})\text{R}^{4+}$	$(\text{Ti}^{4+}/2)$ -Al
* Shown by parentheses.				

Diese Substitutionsmöglichkeiten werden im Folgenden S1 bis S4 genannt. Man sieht, daß S1 mit S3 und S2 mit S4 gekoppelt ist und diese wiederum untereinander. Das System ist also variabel, kann aber durch Anfangsbedingungen nur einer Substitutionsart vollständig festgelegt werden. Wird die Verteilung des Natriumgehalts der Analyse (Mittelwert Kern und Mittelwert Rand) festgelegt, so ergeben sich 2 Extremannahmen: **Fall 1:** der maximal mögliche Na-Anteil wird in **S2**-Art substituiert. **Fall 2:** der maximal mögliche Na-Anteil wird in **S1**-Art substituiert.

Aus den beiden Extremvarianten werden dann die Mittelwerte berechnet.

Das Ergebnis in Abb. 12.12 zeigt, daß der im Kern zu zwei Dritteln vorherrschende Substitutionstyp S3 (Tschermak-Substitutionstyp) im Rand an Bedeutung verliert, und die Substitutionstypen S3 und S4 gleichauf liegen.

Mittelwerte der beiden Verteilungsextremfälle für Na, berechnet auf die 4 gekoppelten Substitutionsmöglichkeiten bezüglich der Pyroxen Standardformel nach Morimoto (1988), für Kern und Rand von pyx-1 in GG-42:

mittlerer Anteil der Substitutionsarten S1 bis S4
an Kern und Rand von pyx-1

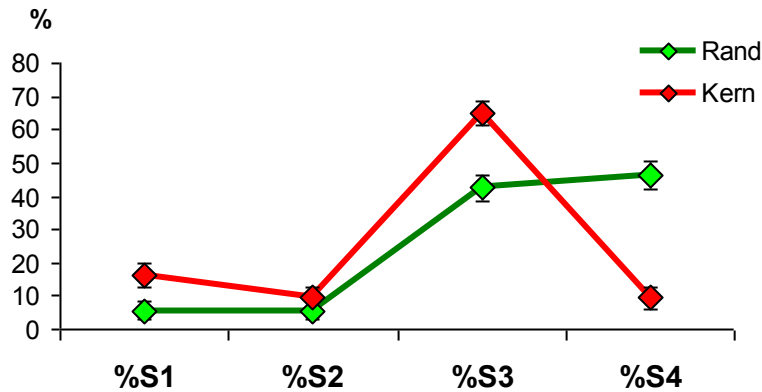


Abb.12.12 Substitutionsarten in pyx-1
Mittlerer Anteil der Substitutionsarten S1 bis S4 an Kern und Rand von pyx-1. Die Summe für Kern und Rand ist jeweils 100%. Eingetragen sind die %-Werte und das 5%-Konfidenzintervall.

Da im **Kern** viel weniger Ti und auch weniger Na vorliegen, dominiert dort der **Tschermak-Substitutionstyp (S3)**: Al wird zwischen M1 und T aufgeteilt.

Im **Reaktionssaum** mit viel Ti, Na und Al wird auch der Einbau von **Ti** auf M1 bedeutend. Dieser wird vorwiegend durch **Ersatz von Si durch Al** auf T kompensiert (**S4**) und kaum durch Na auf M2 (S1). Der **Reaktionssaum** ist **stärker an SiO₂ untersättigt** als der Kernbereich.

Zusammengefasst bedeutet dies, daß das neu eingebaute Titan den Platz des Aluminiums (M1) einnimmt, wodurch dieses von dort als Beitrag zum Ladungsausgleich in die tetraedrische Position wandert. Dadurch wird Si abgegeben, was zu einer Untersättigung führt.

Tab. 12.7: Durchschnitt der Linienanalyse für Kern und Rand von Pyroxen pyx-1 in GG-42
(nach Berechnung der Eisenoxidation laut Pyroxenformel).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	Fe ³⁺ /Fe ²⁺
Durchschnitt Rand:	44,97	3,23	8,02	0,25	3,65	4,09	0,11	0,02	12,14	22,54	0,51	1,10
Durchschnitt Kern:	49,71	0,47	3,24	0,02	11,66	2,40	0,33	0,01	11,65	19,43	0,48	0,19
Faktor Rand/Kern	0,9	6,9	2,5	11,2	0,3	1,7	0,3	3,1	1,0	1,2	1,1	5,8

Im **Kernbereich** des Pyroxens sind **SiO₂**, **MnO** und **FeO** angereichert, im Randbereich die kompatiblen Elemente **Cr**, **Ni**, **Mg**, **Ca** und die inkompatibleren **Al**, **Ti**, **Na**. Insbesondere ist die **Oxidation von Eisen im Randbereich** signifikant

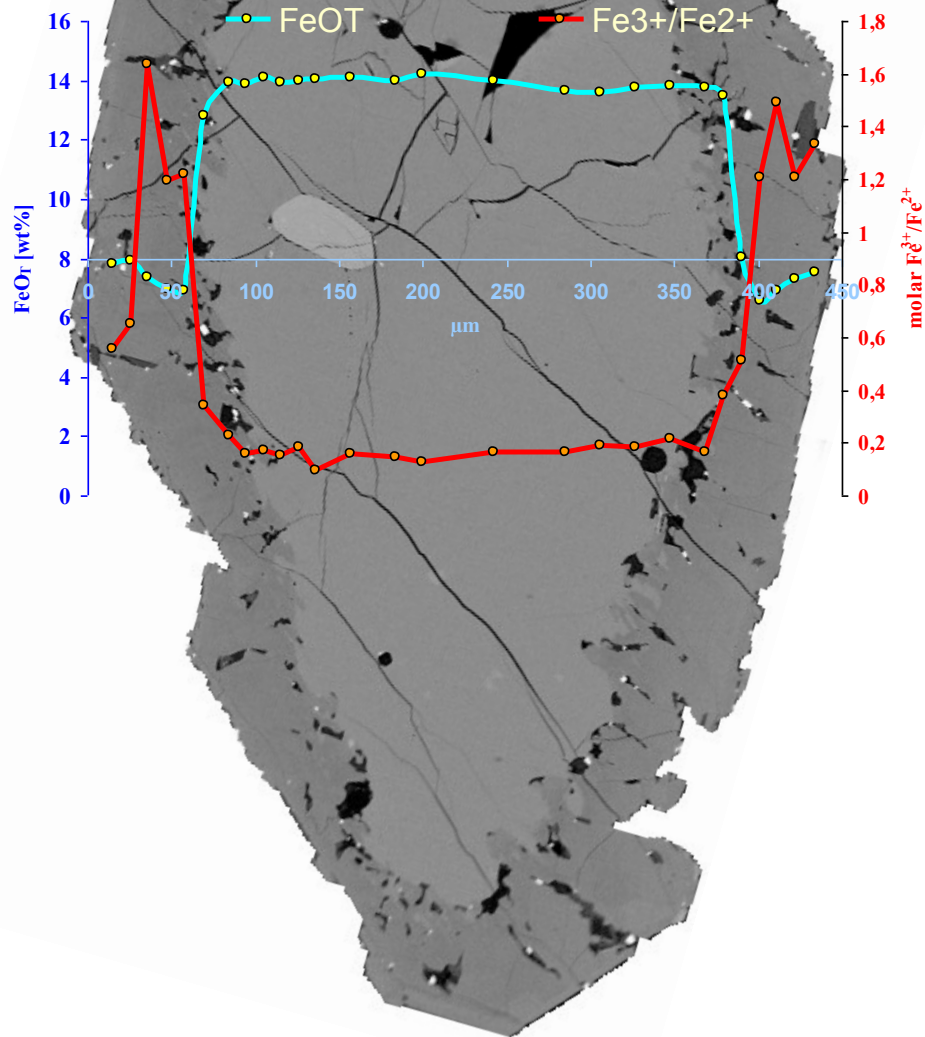


Abb.12.13 Pyroxen pyx-1 in GG-42
mit darübergeplotteten Werten von FeO (als Gew% FeO_T) sowie
dem Verhältnis $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. Das Diagramm zeigt die Verteilung der Werte entlang des
Breitenprofils des Pyroxens.

Im Reaktionssaum von pyx-1, GG-42 ist zwar nur etwa **halb so viel Fe** (als FeO) wie im Kernbereich enthalten, dieses ist jedoch **sechs bis sieben mal so stark oxidiert** wie im Kern.

Dies lässt auf eine stark erhöhte Sauerstofffugazität während der Reaktion schließen.
Der Anwachsraum ist eindeutig auf *magma mixing* zurückzuführen (T. Ntaflos, pers. Mitteilung)

13 Conclusio

Bei den Basalten der Umgebung von Gobernador Gregores handelt es sich um eine Suite von Alkalibasalten und tholeiitischen Basalten, die als kratonische Intraplattenbasalte anzusprechen sind. Die **Alkalibasalte** entstammen einer Postplateauphase, die vermutlich pliozänen bis quartären Alters ist (Gorring et al. 2001). Typische Vertreter dieser Serie sind die Basanite, welche am „neck“, einem Vulkanschlot an der Nordseite des Lago Cardiel vorzufinden sind. Vulkane dieser Art haben an vielen Stellen das in dieser Region überwiegend miozäne *mainplateau* durchschlagen und typischerweise alkalibasaltische Flüsse mit OIB-Charakteristik generiert. Geochemische Merkmale dieser Serie sind deutlich angereicherte Muster in den Seltenerdelementen (REE) mit steilem Anstieg von schweren (HREE) zu leichten (LREE). Das La/Yb-Verhältnis liegt sehr uniform bei 20-22, was auf eine asthenosphärische Quelle im Granat-Stabilitätsfeld schließen lässt. Diese Alkalibasaltgruppen zeigen ein paralleles REE-Muster mit ansteigenden REE-Werten von Alkalibasalt über Trachybasalt bis hin zu basaltischem Trachyandesit, einhergehend mit sinkenden Gehalten an kompatiblen Hauptelementen (prominent MgO, CaO), was auf fraktionierte Kristallisation von Olivin und Klinopyroxen hinweist. Die Fraktionierung von Plagioklas kann durch eine fehlende Europiumanomalie nicht von Ausschlag gewesen sein.

Das Probengebiet in der Meseta de la Muerte befindet sich im Bereich des VAG (volcanic arc gap), welches sich zwischen 36,5-39,5°S erstreckt, und durch die Öffnung eines *slab-windows* erklärt wird, das heißt eines Fensters in der subduzierten ozeanischen Platte, welches sich bei der Kollision des Chilerückens mit dem Chile-Graben an der Chile Triple Junction vor 12 Ma reißverschlußartig aufgetan hat. Durch dieses Fenster sind Magmen mit OIB-Charakteristik aufgestiegen und führten zu Vulkanismus im patagonischen Hinterland und weiteren Plateaubildungen bis ins Holozän hinein (Ramos und M. Kay 1992, Gorring et al. 1997, D’Orazio et al. 2001).

Ob bei den Proben dennoch Subduktionsbeeinflussung feststellbar ist, wurde unter anderem dadurch ermittelt, ob die in wässrigen Phasen mobileren LILE (*large ion lithophilic elements*) gegenüber den HFSE (*high field strength elements*) anreichert sind. Dies war bei den Alkalibasalten nicht der Fall und da auch das Ba/La –Verhältnis <20, das La/Yb–Verhältnis >20 ist, kann ein *arc*-Einfluß nicht begründet werden. Und auch durch die Nd-Sr-Isotopie werden die Proben den kratonischen Basalten (nach Stern et al., 1989) zugeordnet, das bedeutet, daß es sich um nicht krustenkontaminierte Basalte ohne Subduktions- bzw. *arc*-Einfluß handelt.

Sämtliche Proben in dieser Untersuchung liegen bezüglich der Nd-Sr-Isotopie in einem Bereich zwischen HIMU-DMM und BSE, wobei die Alkalibasalte die tiefsten, die tholeiitischen Basalte die höchsten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnismerte aufweisen. Die Quarztholeiite liegen nahe bei BSE. Da alle Proben Rb-Sr-isotopisch tiefer liegen als BSE, können sie nicht durch Aufschmelzung von primitivem Mantel entstanden sein. Vielmehr ist eine Aufschmelzung von DMM (*depleted morib mantle*) wahrscheinlich, wobei eine früher erfolgte Aufschmelzung der tholeiitischen *mainplateau*-Basalte höhere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnismerte erreicht als die später segregierten Alkalibasalte, trotz deren höherem Rb/Sr-Verhältnisses. Die Aufschmelzraten liegen bei den *postplateau*-Alkalibasalten im Bereich von ca. 1-4%, bei den tholeiitischen Basalten des *mainplateau* über 10%.

Die **tholeiitischen** *mainplateau*-Basalte teilen sich in zwei Gruppen, in Olivintholeiite und Quarztholeiite. Beide Gruppen sind als basaltische Andesite zu klassifizieren (nach LeBas et al., 1986). Es ist eine leichte Anreicherung der LILE gegenüber den HFSE bemerkbar. Im Ba/La-Verhältnis ist jedoch im Allgemeinen kein Subduktionseinfluß bemerkbar, im La/Yb-Verhältnis werden die tholeiitischen Basalte aber in den Bereich der Übergangsbasalte (*transitional basalts*, nach Stern et al., 1989) zwischen arc-Basalten und kratonischen Basalten eingeordnet. In der Nd-Sr-Isotopie wird dieser arc-Einfluß aber nicht sichtbar, da Übergangsbasalte bei gleichem Nd-Isotopenverhältnis ein deutlich höheres Sr-Isotopenverhältnis aufweisen müssten.

Zuletzt wurden bei der Basanitgruppe Indizien für ein starkes Oxidationsereignis gefunden, welches sich in inverser Zonierung der eingeschlossenen Olivine, sowie einem Alterationssaum mit sechsfacher Fe^{3+} -Anreicherung nach Migration der Hälfte des Gesamteisens bei den Klinopyroxenen äussert.

14 Abbildungsverzeichnis

Abb.4.1	Benennung der Ultramafite nach IUGS, Streckeisen, 1976	8
Abb. 4.2.1	Basaltbildung aus fertilem Lherzolit.....	9
Abb. 4.2.2	Entstehungsbereiche der unterschiedlichen Basalte (nach C.Jung, 2003)	10
Abb.4.2.3	Basalttetraeder nach Yoder & Tilley, 1962.....	11
Abb. 5.1	Karte von Patagonien	12
Abb. 5.2.1	Satellitenbild der Provinz Santa Cruz, Patagonien	13
Abb.5.2.2	Satellitenbild von Gobernador Gregores.....	13
Abb. 5.2.3	Lago Cardiel und „neck“	14
Abb. 5.2.4	Lago Cardiel und „neck“, Foto von Prof. Ntaflos.....	14
Abb. 5.3	Satellitenbild und Probenlokalitäten der GG-Proben.....	15
Abb.6.1.1	Subduktionstheorie und Trennung des Deseado- u. Somuncura-Massivs	16
Abb. 6.1.2	Allochthone Hypothese nach Ramos (1984 und 1986).....	17
Abb. 6.1.3	Autochthone Hypothese	17
Abb. 6.1.4	Geologische Bereiche in Patagonien (nach Ramos, 2008)	18
Abb. 6.2	Die beiden magmatischen Gürtel nach Ramos (2008).....	19
Abb. 6.3.1	tektonische Karte Patagoniens, nach Gorrington, (2001)	21
Abb. 6.3.2	Tektonik Patagoniens nach Yuji Orihashi et al. (2004)	21
Abb. 6.3.3	Känozoische Plateaubasalte (nach Kay 2002)	22
Abb. 6.3.4	Verteilung des main- und post-plateau-Vulkanismus im Mittelteil der Provinz Santa Cruz. 23	
Abb. 7.1.2	Gewichtsänderung der GG-Proben nach Trocknen und Glühen.....	26
Abb. 8.1.1.1	GG-2, Handstück-Anschnitt.....	31
Abb. 8.1.1.2	GG-49, Handstück-Anschnitt.....	31
Abb. 8.1.1.3	GG-51, Handstück-Anschnitt.....	32
Abb. 8.1.2.1	GG-27, Handstück-Anschnitt.....	32
Abb. 8.1.2.2	GG-28, Handstück-Anschnitt.....	33
Abb. 8.1.3	GG-9, Handstück-Anschnitt.....	33
Abb. 8.1.4.1	GG-14, Handstück-Anschnitt in 2 Lagen.....	34
Abb. 8.1.4.3	GG-38, Handstück-Anschnitt.....	34
Abb. 8.1.4.2	GG-35, Handstück-Anschnitt.....	34
Abb. 8.1.5	GG-31, Handstück-Anschnitt.....	35
Abb. 8.1.6.1	GG-16, Handstück-Anschnitt.....	36
Abb. 8.1.6.2	GG-17, Handstück-Anschnitt.....	36
Abb. 8.1.6.3	GG-19, Handstück-Anschnitt.....	36
Abb. 8.1.6.4	GG-20, Handstück-Anschnitt.....	36
Abb. 8.1.6.6	GG-23, Handstück-Anschnitt.....	36
Abb. 8.1.6.5	GG-22, Handstück-Anschnitt.....	36
Abb. 8.1.6.7	GG-25, Handstück-Anschnitt.....	37
Abb. 8.1.6.8	GG-26, Handstück-Anschnitt.....	37
Abb. 8.1.7	GG-48, Handstück-Anschnitt.....	37
Abb. 8.1.8.1	GG-46, Handstück-Anschnitt.....	38
Abb. 8.1.8.2	GG-47, Handstück-Anschnitt.....	38
Abb. 8.2.1.1	Dünnschliff GG-1 Übersicht	39
Abb. 8.2.1.2	Dünnschliff GG-1 Olivin-Phänokristall.....	39
Abb. 8.2.1.3	Dünnschliff GG-1 Olivin--Phänokristall.....	39
Abb. 8.2.1.5	GG-1 Subidiomorpher Olivin	40
Abb. 8.2.1.4	GG-1 Subidiomorphe Olivine mit ausgeprägter Iddingsitisierung, #	40
Abb. 8.2.1.6	GG-1, Olivin, #	40
Abb. 8.2.2.1	GG-2 Übersicht	41
Abb. 8.2.2.3	GG-2, Olivin, stark korrodiert.....	41
Abb. 8.2.2.2	GG-2, Olivin, stark magmatisch korrodiert	41

Abb. 8.2.3.2	GG-6, subophitische Textur, Durchlicht , #	42
Abb. 8.2.3.1	GG-6, subophitische Textur, Durchlicht	42
Abb. 8.2.3.3	GG-6,gestreckter Klinopyroxen	42
Abb. 8.2.3.5	GG-6, xenomorpher iddingsitisierter Olivin,#	42
Abb. 8.2.4.1	GG-7 Übersicht, trachytische Textur, #	43
Abb. 8.2.4.2	GG-7, ol-Phänokristall	43
Abb. 8.2.4.3	GG-7, ol-Phänokristall	43
Abb. 8.2.5.1	GG-14, (Sub)trachytische Textur mit Olivinen	44
Abb. 8.2.5.2	GG-14, wie Abb. 8.2.5.1,#	44
Abb. 8.2.5.4	GG-14, Olivin, GG-14, #	44
Abb. 8.2.5.3	GG-14, Olivin, GG-14, Durchlicht	44
Abb. 8.2.5.6	GG-14 , (hyp)idiomorpher Olivin	44
Abb. 8.2.5.5	GG-14 ,großer hypidiomorpher Olivin (>3mm)	44
Abb. 8.2.6.1	GG-19 Übersicht, trachytische Textur	45
Abb. 8.2.6.2	GG-19 Olivin mit Korrosionshöhlräumen, #	45
Abb. 8.2.7.1	GG-25, Übersicht, Durchlicht	46
Abb. 8.2.7.3	GG-25, #	46
Abb. 8.2.7.2	GG-25, Durchlicht	46
Abb. 8.2.7.4	GG-25, Hohlraum- Kristallisation von Calcit, #	46
Abb. 8.2.8.1	GG-29, Übersicht, #	47
Abb. 8.2.8.2	GG-29, iddingsitisierter Olivin, #	47
Abb. 8.2.8.3	GG-29, Olivin mit Zweiphaseneinschluß	47
Abb. 8.2.8.4	GG-29, iddingsitisierte Olivine, #	47
Abb. 8.2.9.1	GG-31, Übersicht, #	48
Abb. 8.2.9.2	GG-31, hypidiomorpher Olivin	48
Abb. 8.2.9.3	GG-31, hypidiomorpher Olivin	48
Abb. 8.2.9.4	GG-31, möglicherweise Faserzeolith , #	48
Abb. 8.2.10.1	GG-33, Übersicht, #	49
Abb. 8.2.10.2	GG-33, Olivin mit randlicher Iddingsitisierung,#	49
Abb. 8.2.10.3	GG-33, Olivin	49
Abb. 8.2.10.4	GG-33, iddingsitisierter Olivin	49
Abb. 8.2.10.5	GG-33, hypidiomorpher Olivin	50
Abb. 8.2.11.3	GG-33, #	50
Abb. 8.2.11.2	GG-33, #	50
Abb. 8.2.11.1	GG-33, Übersicht, Durchlicht	50
Abb. 8.2.12.1	GG-42, Übersicht, #	51
Abb. 8.2.12.2	Idiomorpher Olivin-Phänokristall mit 2-Phaseneinschluß	51
Abb. 8.2.12.3	GG-42,Klinopyroxen cpx-1, #	52
Abb. 8.2.12.4	GG-42,Olivin, #	52
Abb. 8.2.13.1	GG-47, Übersicht	53
Abb. 8.2.13.3	GG-47, möglicherweise ein Mantelxenolith, #	53
Abb. 8.2.13.2	GG-47, Olivin mit Kristallsaum,#	53
Abb. 8.2.13.4	GG-47, Olivin mit Einschlüssen,#	53
Abb. 8.2.13.5	GG-47, iddingsitisierter Olivin,#	53
Abb. 8.2.14.2	GG-49, #	54
Abb. 8.2.14.1	GG-49, Durchlicht	54
Abb. 8.2.14.3	GG-49,Übersicht, #	54
Abb. 8.2.14.5	GG-49, idiomorpher Olivin	54
Abb. 8.2.14.4	GG-49, Olivin	54
Abb. 8.2.15.1	GG-50, Konturfolgend iddingsitisierte Olivine, #	55
Abb. 8.2.15.2	GG-50, iddingsitisierte Olivine	55
Abb. 8.2.15.3	GG-50, korrodierter iddingsitisierter Olivin	55

Abb. 8.2.16.1	GG-51, Übersicht, subophitischer basaltischer Andesit	56
Abb. 8.2.16.3	GG-51, iddingsitisierte Olivin mit Zweiphaseneinschluß, #	56
Abb. 8.2.16.2	GG-51 iddingsitisierte Olivine, #	56
Abb. 8.2.16.4	Zweiphaseneinschluß in Abb. 8.2.16.3	56
Abb. 9.1.0	Fe- und Mg-Gehalt der Olivine in den GG-Proben	58
Abb. 9.1.1	GG-2 Bild1, zwei grosse Olivine in plagioklasreicher Matrix	61
Abb. 9.1.2.1	GG-28 Bild1, grosser hypidiomorpher Olivin	63
Abb. 9.1.2.2	GG-39 Bild1, zwei grosse Olivine	63
Abb. 9.1.4.1	GG-42, Olivin 1	66
Abb. 9.1.4.2	GG-42, Olivin 2	66
Abb. 9.1.4.3	GG-42, umgekehrt zonierter Olivin 3	71
Abb. 9.1.4.4	GG-42, umgekehrt zonierter Olivin 4	71
Abb. 9.1.4.5	GG-42, Olivin 5 normal zonierte, BSE-Bild	76
Abb. 9.1.4.6	GG-42, Olivin 6 normal zonierte, BSE-Bild	76
Abb. 9.1.4.7	GG-42, Olivin 7 normal zonierte, BSE-Bild	78
Abb. 9.1.4.8	GG-42, Olivin 8, ohne erkennbare Zonierung, BSE-Bild	78
Abb. 9.1.4.9	GG-42, Olivin 9 normal zonierte, BSE-Bild	80
Abb. 9.1.4.10	GG-42, Olivin 10 normal zonierte, BSE-Bild	80
Abb. 9.1.4.11	GG-42, Olivin 11	82
Abb. 9.1.4.12	GG-42, Olivin 12	82
Abb. 9.1.4.13	GG-42, Olivin 13	84
Abb. 9.1.4.14	GG-42, Olivin 14	84
Abb. 9.1.4.15	GG-42, Olivin 15	86
Abb. 9.2.1.1	GG-7, Olivin, cpx, Titanomagnetit und Ilmenitnadeln	90
Abb. 9.2.1.2	Pyroxene, Pyroxennomenklatur nach Morimoto, 1988	91
Abb. 9.2.1.3	GG-9, Großer Calcit	92
Abb. 9.2.1.4	GG-42, Zwickel-Pyroxen in korrodiertem ol-Kristall	92
Abb. 9.2.2.1	GG-42, Klinopyroxen mit Reaktionssaum für Linienanalyse	93
Abb. 9.2.2.2	Klinopyroxen-Linienanalyse aus GG-42	96
Abb. 9.5.1	Großer Titanomagnetit in GG-35	101
Abb. 10.1.1	GG-Proben im TAS- Diagramm	109
Abb. 10.1.3	GG-Proben im Diagramm Alkalisch vs. Subalkalisch	111
Abb. 10.1.4	Harker-Variationsdiagramme	117
Abb. 10.2.1	Variationsdiagramme kompatible Spurenelemente	118
Abb. 10.2.2	Kompatibilitätskoeffizienten	119
Abb. 10.2.3	Spider-Diagramm aller GG-Gruppen	120
Abb. 10.2.4	REE-Spider-Diagramm aller GG-Gruppen	121
Abb. 10.2.5	REE-Spider-Diagramm der GG-Gruppen 6, 8, 14 und 18	121
Abb. 10.2.6	Ba/La-Verhältnisse gegen La (ppm)	122
Abb. 10.2.7	Ba/La-Verhältnisse gegen La (ppm)	122
Abb. 10.2.8	Nb vs. Zr von allen GG-Proben (ppm)	123
Abb. 10.2.9	Verhältnis Nb/Zr vs. SiO ₂ von allen GG-Proben	124
Abb. 11.1	GG-Proben im Isotopensystem Rb-Sr	126
Abb. 11.2	GG-Proben im Isotopensystem Sm-Nd	127
Abb. 11.3	GG-Proben im Isotopensystem Rb-Sr und Sm-Nd	128
Abb. 11.4	GG-Proben im Isotopensystem Sr-Nd als Mischungreihe	129
Abb. 11.5	ε-Nd vs. ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	129
Abb. 12.1	Basalttetraeder nach Yoder & Tilley, 1962	130
Abb. 12.2	Tektonisches Diskriminationsdiagramm	131
Abb. 12.3	Probenvergleich im TAS-Diagramm	132
Abb. 12.4	Alkalidiagramme der GG-Proben	133
Abb. 12.5	Meseta de la Muerte-Proben	134

Abb.12.6	Ni vs. CaO	134
Abb.12.7	ol-4 in GG-42	136
Abb.12.8	Fe-Diffusionmodellierung	137
Abb.12.9	ol-3 in GG-42	137
Abb.12.10	Fe-Diffusionmodellierung für ol-3 aus GG-42	138
Abb.12.11	pyx-1 in GG-42	138
Abb.12.12	Substitutionsarten in pyx-1	140
Abb.12.13	Pyroxen pyx-1 in GG-42	141

15 Tabellenverzeichnis

Tab. 7.1.2 Trocknungsverlust und Glühgewinn/-verlust der GG-Proben.....	25
Tab. 7.1.3 Schmelzprozess, Programm 34 mit Perl'X3.....	27
Tab. 7.1.4.1 Mikrowellen-Aufschlußprogramm für ICP-MS-Analytik.....	27
Tab. 7.1.4 Herstellung von Standards für ICP-MS	28
Tab. 7.2.3 Mikrosonden-Spektronmeter-Setup für Silikate.....	30
Tab. 9.1.0 Oxid- und Forsteritgehalte in den GG-Olivin-Proben.....	58
Tab. 9.1.1 Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Olivin, GG-2, Gruppe2.....	60
Tab. 9.1.2 Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Olivin in GG-28, GG-35, GG-39.....	62
Tab. 9.1.3 Haupt- und Nebenelementzusammensetzung von Olivin in GG-45, GG-48.....	64
Tab. 9.1.4.1 GG-42 Olivin 1.....	65
Tab. 9.1.4.2 GG-42 Olivin 2.....	67
Tab. 9.1.4.3a,b GG-42 Olivin 3 Linienanalyse	68
Tab. 9.1.4.3c GG-42 Olivin 3 Olivin Nähe Spinell und Spinellanalysen.....	70
Tab. 9.1.4.4a,b GG-42 Olivin 4 Linienanalyse	72
Tab. 9.1.4.4c GG-42 Olivin 4 Olivin Nähe Spinell und Spinellanalysen.....	74
Tab. 9.1.4.5 GG-42 Olivin 5.....	75
Tab. 9.1.4.6 GG-42 Olivin 6	75
Tab. 9.1.4.7 GG-42 Olivin 7.....	77
Tab. 9.1.4.8 GG-42 Olivin 8.....	77
Tab. 9.1.4.9 GG-42 Olivin 9.....	79
Tab. 9.1.4.10 GG-42 Olivin 10	79
Tab. 9.1.4.11 GG-42 Olivin 11.....	81
Tab. 9.1.4.12 GG-42 Olivin 12.....	81
Tab. 9.1.4.13 GG-42 Olivin 13.....	83
Tab. 9.1.4.14 GG-42 Olivin 14.....	83
Tab. 9.1.4.15 GG-42 Olivin 15.....	85
Tab. 9.1.0 Klinopyroxen: Hauptelemente, Mittelwerte.....	87
Tab. 9.2.1.1 Klinopyroxene in GG-2,-7,-9,-28,-39 und GG-19.....	88
Tab. 9.2.1.2 Klinopyroxene in GG-35,-45,-48 und GG-42.....	89
Tab. 9.2.2.1 Klinopyroxen in GG-42, Linienanalyse.....	94
Tab. 9.2.2.2 Klinopyroxen in GG-42, Linienanalyse.....	95
Tab. 9.3.1 Orthopyroxen, GG-19.....	97
Tab. 9.4.0 Oxidgehalte (Gew.%), Mg# und Cr# in den Spinell-Einschlüssen von GG-42.....	98
Tab. 9.4.1.1 Spinell-Einschlüsse in Olivinen in GG-42.....	99
Tab. 9.4.1.2 Spinell-Einschlüsse in Olivinen in GG-42.....	100
Tab. 9.5.1 Referenzwerte Titanomagnetit.....	101
Tab. 9.5.2 Magnetit/Titanomagnetit.....	102
Tab. 9.5.2 Magnetit/Titanomagnetit (Mittelwerte).....	103
Tab. 9.6.1 Ilmenit Mittelwerte.....	104
Tab. 9.6.2 Ilmenit.....	105
Tab. 9.7.1 Albit und Anorthit, Mittelwerte	106
Tab. 9.7.2 Plagioklas Hauptelemente, Mittelwerte	106
Tab. 9.7.3 Plagioklas/Kalifeldspat.....	107
Tab. 9.7.4 Plagioklas/Kalifeldspat.....	108
Tab. 9.7.5 Kalifeldspat, Foid.....	108
Tab. 10.1 Zuordnung der GG-Proben zu den GG-Gruppen.....	109
Tab. 10.2 Hauptelemente der GG-Proben (Gew.% als Oxide).....	110
Tab. 10.3 Haupt-, Neben- und Spurenelemente in den GG-Proben.....	112
Tab. 10.4 -10.7 Haupt-, Neben- und Spurenelemente in den GG-Proben.....	113
Tab. 11.1-11.2 Isotopenanalysen der GG-Proben.....	125

Tab. 11.2	Sr- und Nd-Isotopie der wichtigsten Mantelkomponenten.....	128
Tab. 12.1	Normative Mineralgehalte (Gew%) aus CIPW-Analyse.....	130
Tab. 12.2	Allgemeine Übersicht über die GG-Proben	130
Tab. 12.3	Mittlere Anreicherungsfaktoren von LILE und HFSE (gegen PM).....	131
Tab. 12.4	Neogene patagonische main- und post-plateau-Basalte.....	132
Tab. 12.5	Einteilung der alkalischen und subalkalischen Proben der Meseta de la Muerte.....	133
Tab. 12.6	Die 4 gekoppelten Substitutionsmöglichkeiten in Pyroxen.....	139
Tab. 12.7	Linienanalyse für Kern und Rand von Pyroxen pyx-1 in GG-42.....	140

16 Literaturverzeichnis

- Almeida, F.F.M.de, Hasui, Y., Brito Neves, B.B. (1976). The Upper Precambrian of South America. *Universidade de Sao Paulo, Instituto de Geociencias, Boletim*, vol. 7, pp. 45–80.
- Arai, S. (1994). Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chemical Geology* 113, 191–204
- Basei, M.A.S., Brito Neves, B.B., Varela, R., Teixeira, W., Siga Jr., G., Sato, A.M., Cingolani, C.A. (1999). Isotopic dating on the crystalline basement rocks of the Bariloche Region, Río Negro, Argentina. *2° Simposio sudamericano de geología isotópica (Carlos Paz), Servicio Geológico Minero Argentino, Anales*, vol. 34, pp.15–18.
- Basei, M.A., Varela, R., Passarelli, C., Siga Jr., O., Cingolani, C., Sato, A., Gonzalez, P.D.(2005). The crystalline basement in the north of Patagonia: isotopic ages and regional characteristics. In: *Pankhurst, R., Veiga, G. (Eds.), Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana, Abstracts, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*, p. 62.
- Belloso, E.S., Jalfin, G.A. (1989). Cuencas neopaleozoicas de la Patagonia extraandina e Islas Malvinas. In: *Chebli, G., Spalletti, L. (Eds.), Cuencas Sedimentarias. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, Tucumán*, vol.6, pp. 379–394.
- Bjerg, E.A., Ntaflos, Th., Kurat, G., Dobosi, G. & Labudia, C.H.(2005). The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences*, 18, 125–145.
- Burckhardt, C. (1902). Traces géologiques d'un ancien continent pacifique. *Revista del Museo de La Plata* 10, 179–192.
- Cagnoni, M.C., Linares, E., Ostera, H.A., Parica, C.A., Remesal, M.B. (1993). Caracterización geoquímica de los metasedimentos de la Formación Nahuel Niyeu: Implicancias sobre su proveniencia y marco tectónico. *12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas* 1, pp. 281–288.
- Chen, C.-Y., Frey F.A. (1983) Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii. *J. Petrol.*23, p. 447–504
- Chernicoff, J., Zapettini, E. (2004). Geophysical evidence for terrane boundaries in South-Central Argentina. *Gondwana Research* 7 (4), 1105–1117.
- Cox, K. G., & Bell, J. D. (1972). A crystal fractionation model for the basaltic rocks of the New Georgia Group, British Solomon Islands. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 37(1), 1–13.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J. (1979). The Interpretation of Igneous Rocks, *Allen and Unwin, London*. 450p.
- Dalla Salda, L.H., Varela, R., Cingolani, C.A. (1992). Los granitoides de Chasicó Mencué, Macizo Norpatagónico, Río Negro, Su importancia geotectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46 (1–4), 189–200
- Dalla Salda, L., Varela, R., Cingolani, C.A., Aragón, E. (1994). The Río Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal South American Earth Sciences* 7 (3–4), 377–386.
- Darwin, Charles Robert (1809–1882). (1909–14) The Voyage of the Beagle. *The Harvard Classics*.
- DePaolo, D. J., & Wasserburg, G. J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3(5), 249–252.
- De Wit, M., Armstrong, R., Bowring, S., Alexander, J., Branch, T., Decker, J., Ghosh, J., Moore, S., Lindeque, A., Stankiewicz, J., Rakatolosofo, N. (2007). Chrono-, chemical-, seismic-, electrical- and tectono-stratigraphy across parts of the Cape Fold Belt – Karoo Basin of South Africa: new foundations for correlations across the South Atlantic. In: *1° Workshop: Problems in Western Gondwana Geology (Gramado), Extended Abstracts, Porto Alegre*, pp. 34–41.
- Dohmen R., Chakraborty S. (2007). Fe–Mg diffusion in olivine II: point defect chemistry, change of diffusion mechanisms and a model for calculation of diffusion coefficients in natural olivine. *Phys Chem Minerals* (2007) 34:409–430

- du Toit, A. (1927). A geological comparison of South America with South Africa. With a paleontological contribution by F. Cowper Reed. *Carnegie Institute of Washington, Washington, Publication* 381, 158 p.
- Fitton, J.G. (2007). The OIB paradox. The Geological Society of America, Special Paper 430 (Plates, Plumes and Planetary Processes, edited by Gillian R. Foulger, Donna M. Jurdy)
- Forsythe, R. (1982). The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of Southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal Geological Society* 139, 671–682.
- Frutos, J., Tobar, A. (1975). Evolution of the southwestern continental margin of South America. In: *Campbell, K.S.W. (Ed.), III. International Gondwana Symposium (Canberra), Gondwana Geology, Australian National University Press, pp. 565–578.*
- Gallagher, J.J. (1990). Andean chronotectonics. In: *Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemud, J.A. (Eds.), Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Earth Sciences Series, vol. 11, pp. 23–38.*
- Ghidella, M.E., Yañez, G., LaBrecque, H.L. (2002). Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the Western Weddell Sea. *Tectonophysics* 347 (1-3), 65–86.
- Goldstein et al. (1992). Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis, *Plenum Press*
- Gorring, M., Brad Singer, Jason Gowers, Suzanne M. Kay (2003). Plio–Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere–lithosphere interactions during slab window magmatism. *Chemical Geology, Volume 193, Issues 3-4, 14 February 2003, Pages 215-235*
- Harrington, H.J. (1962). Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 46 (10), 1773–1814.
- Heide Gerhard (2005). Grundlagen der Geowissenschaften: Mineralogie, *TU-Freiburg*.
- Hickey-Vargas, R., Roa, H. M., Escobar, L. L., & Frey, F. A. (1989). Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcanic chain (39.5 S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103(3), 361-386.
- Homoc, J.F., Constantini, L.A. (2001). Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters, Deseado and San Julián basins, southern Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 85 (10), 1795–1816.
- Introcaso, A. (2003). Significativa descompensación isostática en la Cuenca del Colorado (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (3), 474–478.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8:523-548.
- Jaques and Green (1980). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 287-310.
- Jung Caroline (2003). Geochemische und Isotopen – geochemische Untersuchungen an tertiären Vulkaniten der Hoheifel – Ein Beitrag zur Identifizierung der Mantelquellen von Rift – bezogenen Vulkaniten. *Dissertation, Philipps – Universität Marburg*
- Kamenetsky, V.A., Crawford, A.J., Meffre, S. (2001). Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an Empirical study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks. *J. of Petrology* 42, vol. 42, no. 4, pp. 655-671
- Kay, S.M., Gorring, M. and Ramos, V.A. (2004). Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Rev. Asoc. Geol. Argent, Dec 2004, vol.59, no.4, p.556-568. ISSN 0004-4822:*
- Keidel, J. (1925). Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Anales* 4, 251–312.
- Kostadinoff, J., Gregori, D.A., Raniolo, A. (2005). Configuración geofísica-geológica del sector norte de la provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60, 368–376.

- Leanza, A.F. (1958). Geología Regional. In *La Argentina, Suma de Geografía*, Editorial Peuser 1 (3), 217–349. Buenos Aires.
- LeBas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *J. Pet.* 27:745-750.
- Lepage L.D. (2003). ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers & Geosciences* 29 (2003) 673–678
- Linares, E., González, R.R. (1990). Catalogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales, Serie B, Didáctica y Complementaria*, vol. 19, 628 pp.
- Lizuaín, A. (1981). Características y edad del plutonismo en los alrededores de Lago Puelo, Prov. del Chubut. 8° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas 3, pp. 607–616.
- López Gamundi, O.R., Breitreuz, C. (1997). Carboniferous to Triassic evolution of the Panthalassan margin in southern South America. In: López Dickins, J.M. (Ed.), *Late Paleozoic and Early Mesozoic Events and Their Global Correlation*. Cambridge University Press, pp. 8–19.
- Martínez, C. (1980). Geologie des Andes Bolivienues. Estructure et evolution de la chaine hercynienne et de la chaine andine dans le nord de la Cordillere des Andes de Bolivie. *Travaux et Documents de ORSTOM (Office Recherche Scientifique Technique Outre-Mer)* 119, 1–352. Paris.
- Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.* 56; 207-218.
- Milani, E.J., De Wit, M.J. (2008). Correlations between the classic Parana' and Cape-Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, Special Publications, London, vol. 294, pp. 319–342.
- Monger, J.H.W., Price, R.A., Tempelman-Kluit, D.J. (1982). Tectonic accretion and the origin of two major metamorphic and plutonic welts in the Canadian Cordillera. *Geology* 10, 70–75.
- Mullen, E.D. (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis *E.P.S.L.*, 62:53-62.
- Moreno, F.P. (1882). Patagonia, resto de un antiguo continente hoy sumergido. *Anales de la Sociedad Científica Argentina* 14, 97–131. Buenos Aires.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of Pyroxenes. *American Mineralogist*, Volume 73, pp. 1123-1133
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M. (2006). Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews* 76, 235–257.
- Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B. & De Wit, M. J. (eds) 2008. West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. *Geological Society, London, Special Publications*, 294.
- Pearce, J.A., and Cann, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 19, Issue 2, June 1973, Pages 290-300
- Ramos, V.A. (1983). Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. 2° Congreso Nacional Geología Económica (San Juan), Actas 1, pp. 108–124.
- Ramos, V.A. (1984). Patagonia: Un continente paleozoico a la deriva? 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2, pp. 311–325.
- Ramos, V.A. (1986). Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic Basins by H. de la R. Winter, discussion. *Transactions Geological Society South Africa*, vol. 87(2), pp. 169–179.
- Ramos, V.A., Palma, M.A. (1996). Tectónica del Pérmico de Argentina. In Archangelsky, S. (Ed.): *El sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 239–254.

- Ramos, V.A. (1996). Evolución tectónica de la Plataforma Continental. In: Ramos, V.A., Turic, M.A. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, Buenos Aires*, pp. 359–368.
- Ramos, V.A. (2004a). Tectonics of the southernmost Andes: a comparison between the Patagonian and the Fuegian Cordilleras. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata* 45, 1–10 (2, supplement, Trieste).
- Ramos, V.A. (2004b). La Plataforma Patagónica y sus relaciones con la Plataforma Brasileña. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Ré Carneiro, C.D., Brito Neves, B.B. (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano, Sao Paulo*, vol. 22, pp. 371–381.
- Ramos, V.A. (2008). Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26, 235–251.
- Silvestro, J., Zubiri, M. (2008). Convergencia oblicua: Modelo estructural alternativo para la dorsal neuquina (39°S) Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1), 49–64.
- Stern, C. R., Frey, F. A., Futa, K., Zartman, R. E., Peng, Z., and Kyser, T. K. (1990). Traceelement and Sr, Nd, Pb and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104:294–308.
- Stern, C. and Kilian, R. (1996). Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123:263–281.
- Stosch, H. G. (2006). Geochemie der seltenen Erden, *Onlinescript Univ. Karlsruhe*.
- Sun, S. and McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Oceanic Basins. Geological Society of London Special Publication*, 42:313–345.
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M. (1985). The continental crust: its composition and evolution: *Blackwell, Oxford*, 312 p.
- Toubes, R.O., Spikermann, P.J. (1974). Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° y 44° de latitud sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2 (4), 382–396.
- Varela, R., Basei, M., Sato, A., Siga Jr., O., Cingolani, C., Sato, K. (1998a). Edades isotópicas Rb/Sr y U/Pb en rocas de Mina Gonzalito y Arroyo Salado. Macizo Norpatagónico Atlántico, Río Negro, Argentina. *10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Buenos Aires, Actas* 1, pp. 71–76.
- Varela, R., Basei, M., Sato, A.M., Llambías, E.J., Siga Jr., O. (1998b). Edades isotópicas del Complejo Yaminué, Macizo Norpatagónico. *2° Simposio Argentino Paleozoico Superior, Resúmenes, Trelew*, vol. 31, p. 33.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Brito Neves, B.B., Sato, A.M., Teixeira, W., Cingolani, C.A., Siga Jr., O. (1999). Isotopic study of igneous and metamorphic rocks of Comallo-Paso Flores, Río Negro, Argentina. *2° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (Carlos Paz). Servicio Geológico Minero Argentino, Anales, Buenos Aires*, vol. 34, pp. 148–151.
- Varela, R., Basei, M., Cingolani, C.A., Siga Jr., O., Passarelli, C.R. (2005). El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista geológica de Chile* 32 (2), 167–187.
- Varela, R., Sato, K., González, P.D., Sato, A., Basei, M. (2007). Descifrando la edad y significado del plutonismo Paleozoico en Sierra Grande, Noreste Patagónico, Argentina. *5° Congreso Uruguayo de Geología, Resúmenes*, vol. 132.
- Vermeesch, P. (2005). Tectonic discrimination with classification trees. *AGU Fall Meeting Abstracts*, 12.
- Vermeesch, P. (2006). Tectonic discrimination diagrams revisited. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. Vol.7, no.6
- Valencio, D.A., Vilas, J.F.A. (1985). Evidence of a microplate in the Southern Andes. *Journal of Geodynamics* 2 (2-3), 183–192.
- Wilson, M. (1989). Igneous Petrogenesis. *Unwin and Hyman, London*. 466p.

- Winter, J. (2001). An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. *Prentice Hall, Upper Saddle River (U.S.)*.
- Windhausen, A. (1931). Geología Argentina. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. *J. Peuser* 2, 1–645. *Buenos Aires*.
- Yoder, H. S., & Tilley, C. E. (1962). Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, 3(3), 342-532.
- Yuji Orihashi, José A. Naranjo, Akihisa Motoki , Hirochika Sumino, Daiji Hirata , Ryo Anma, Keisuke Nagao. (2004). Quaternary volcanic activity of Hudson and Lautaro volcanoes, Chilean Patagonia: New constraints from K-Ar ages . *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, No. 2, p. 207-224, December 2004
- Zindler, A. & Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual review of earth and planetary sciences. Volume 14 (A87-13190 03-46)*. Palo Alto, CA, Annual Reviews, Inc., p. 493-571.

17 Lebenslauf

<u>Name</u>	Harald Pimminger
<u>Geburtsdatum</u>	13. April 1963
<u>Staatsbürgerschaft</u>	Österreich
<u>Familienstand</u>	ledig
<u>Wohnort</u>	Wien, Österreich
<u>Ausbildung</u>	1981 Reifeprüfung Stiftsgymnasium Wilhering 1981-1998 Chemiestudium Univ. Wien 1983-1985 Studium Pharmazie Univ. Wien 1993 Gesellenbrief Goldschmied 1995 Gemmologische Ausbildung in Idar-Oberstein Fachmitglied der dt. gemmologischen Gesellschaft (DGemG) 1998 Diplom Fremdenverkehrskolleg Kleßheim 1999-2002 Studium Erdwissenschaften 2002-2013 Individuelles Diplomstudium Geochemie 2013 Abschluß Diplomarbeit Geochemie
<u>Praxis</u>	Chemiearbeit und Forschung in chemischen und pharmazeutischen Betrieben in OÖ. 1995-1996 Aufbau und Leitung einer Lodge in Johannesburg, SÜDAFRIKA 2001-2011 Servicemitarbeiter, Fa.Manpower Tutor: paläontologische Übungen 2011-2012 Tutor: hydrogeologische Modellierung mit MODFLOW 2011-2013 Tutor: geochemische Modellierung mit PHREEQC 2012 Kooperations-Projekt Uni Wien mit RHI, Leoben „Sinterung von Chromoxid mit Sinteradditiven (Mg-Titanat)“
<u>Sonstige Kenntnisse</u>	Englisch fließend in Wort und Schrift Französisch: gute Sprachbeherrschung Spanisch: mittlere Kenntnisse WORD, EXCEL, COREL DRAW, BASIC-Programmierung
<u>Kontakt</u>	ha.pi@gmx.at