

**MANTEL-XENOLITHE DES HARRAT UWAYRID (SAUDI-ARABIEN):  
ARCHIVE DER STOFFLICHEN UND THERMISCHEN  
ENTWICKLUNG DES LITHOSPHERISCHEN ERDMANTELS  
IM BEREICH EINES PASSIVEN KONTINENTALRANDES**

**Inaugural-Dissertation**

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät

der

Ruprecht-Karls-Universität

Heidelberg

vorgelegt von

Diplom-Mineralogin Melanie Kaliwoda

aus Mainz

Heidelberg, November 2004



Gutachter: Prof. Dr. Rainer Altherr, Heidelberg  
Prof. Dr. Angelika Kalt, Neuchâtel

Tag der mündlichen Prüfung: 14.01.2005





***„Wer den Tag mit Lachen beginnt,  
hat ihn bereits gewonnen.“***

*(Tschechisches Sprichwort)*



## VORWORT

Meinem Doktorvater Prof. Dr. Rainer Altherr möchte ich ganz besonders herzlich für die ausgezeichnete Betreuung während meiner Doktorandenzeit und speziell in der Phase des Zusammenschreibens danken. Rainer Altherr nahm sich sehr viel Zeit, wenn ich Fragen hatte. Er hat mit seinem Interesse, seiner Diskussionsfreude und seinen neuen Ideen entscheidend zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Erwähnen möchte ich an dieser Stelle auch, dass er immer offen war für neue Gedanken meinerseits und sich als guter Zuhörer erwiesen hat. Zudem danke ich ihm für die Bereitstellung der Mantel-Xenolith-Proben aus dem Harrat Uwayrid in Saudi Arabien, die er selbst vor einiger Zeit im Rahmen eines DFG-Projektes gesammelt hat.

Mein herzlicher Dank gilt auch Prof. Dr. Angelika Kalt, die sich bereit erklärt hat, die Zweitkorrektur der Doktorarbeit zu übernehmen.

Mein besonderer Dank gilt Thomas Ludwig, weil er immer zur Stelle war, wenn man seine Hilfe brauchte, egal, ob es Probleme mit Computer, Mikrosonde oder Ionensonde waren, Thomas wusste immer Rat. Zudem möchte ich mich für die Betreuung an der Ionensonde bedanken.

Bei Hans-Peter Meyer bedanke ich mich für die Hilfe an der Mikrosonde und am REM. Mein Dank gilt auch Ilse Glas, die mich in die Geheimnisse der „guten“ BSE-Bilder am Raster einführte. Zudem danke ich Ilona Fin und Oliver Wienand für die Herstellung meiner Dünnschliffe.

Bei Ursula Sauerzapf möchte ich mich für die konstruktive Kritik und die mineralogische Diskussionsfreude bedanken. Obwohl oder gerade weil sie aus der experimentellen Fachrichtung kommt, hatte sie immer Interesse an meiner Arbeit.

Ein Dankeschön geht auch an meine Zimmerkameradin Joan Cabato, sie hat immer für gute Stimmung während der Arbeit gesorgt.

Den „Bewohnern“ des 5. Stocks, die zwar in wechselnder Besetzung, aber dennoch im Naturell gleich bleibend, zu einem festen Begriff in einigen Doktorarbeiten geworden sind, gilt mein Dank für die Kommunikationsfreude und Hilfsbereitschaft. Zu nennen sind hier Joan Cabato, Iris Sonntag, Emily Lowe, Thomas Zack, Thomas Ludwig, Stephan Klemme, Angela Helbling und Peter Meyer, sowie die ehemaligen Gültekin Topuz, Nicole Steppan, Vesna Garasic und Bettina Olker.

Natürlich danke ich auch allen aus dem 4. OG und 6. OG für ihre Hilfsbereitschaft, namentlich sind dies Stefan Prowatke, Horst Marschall, Jens Hopp und Mario Trieloff, sowie Ursula Sauerzapf, Ralf Bernhardt, Ralf Engelmann, Michael Hanel und Georg Partzsch.

Des weiteren möchte ich mich bei Marc Bornefeld, Maike Hillers und Marco Brandner bedanken, die mich mit e-Mails aus der „Ferne“ erfreuten und das Arbeiten am Computer oft sehr lustig gestalteten.

Mein herzlicher Dank gilt meinen Eltern Liesel und Meinhard Kaliwoda für die liebevolle Unterstützung während meiner gesamten Heidelberger Studien- und Doktorandenzeit, sie haben mit ihrer freundschaftlichen verständigen Art viel zum Erfolg beigetragen. Ein liebes Dankeschön geht auch an meinen Freund Dirk Obergfell.



# INHALTSVERZEICHNIS

<b>ABSTRACT</b>	1
<b>KURZFASSUNG</b>	3
<b>1. EINLEITUNG</b>	6
<b>2. GEOLOGIE DES AFRO-ARABISCHEN RIFTSYSTEMS UND DES HARRAT UWAYRID</b>	9
<b>3. MINERALBESTAND UND GEFÜGE DER XENOLITHE</b>	13
3.1. Zur Nomenklatur	13
3.2. Unterteilung der Xenolithe des Harrat Uwayrid	15
3.3. Spinell-Peridotite	16
3.4. Spinell-Wehrlit	29
3.5. Spinell-Pargasit-Phlogopit-Olivin-Websterit	30
3.6. Spinell-Websterite	33
3.7. Spinell-Olivin-Clinopyroxenit	37
3.8. Spinell-Clinopyroxen-Orthopyroxenit	39
<b>4. CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER MINERAL- UND GLASPHASEN (OHNE LITHIUM, BERYLLIUM UND BOR)</b>	41
4.1. Vorbemerkung	41
4.2. Spinell	42
4.3. Olivin	45
4.4. Clinopyroxen	47
4.5. Orthopyroxen	49
4.6. Amphibol	51
4.7. Phlogopit	57
4.8. Ba-reicher Feldspat (Celsian)	57
4.9. Glas	58
4.10. Plagioklas	60
<b>5. PYROXEN-ZONIERUNGEN UND THERMOBAROMETRIE</b>	63
5.1. Theoretische Grundlagen der Thermobarometrie	63
5.2. Verwendete Geothermobarometer	64
5.3. Ergebnisse der Thermobarometrie	66
5.3.1. Vorbemerkung	66
5.3.2. Zwei-Pyroxen-Thermometer auf der Basis des Enstatit-Diopsid-Solvus	66
5.3.3. Ca-in-Orthopyroxen-Thermometer	70
5.3.4. Na-Austausch zwischen Clino- und Orthopyroxen	71
5.3.5. Verteilung von Übergangsmetallen zwischen Cpx und Opx	73
5.3.6. Mg-Fe <sup>2+</sup> -Austausch zwischen Spinell und Olivin	75
5.3.7. Ca-Austausch zwischen Olivin und Clinopyroxen	77
5.3.8. „Granat-in“ nach Carroll Webb & Wood (1986)	78
5.4. Pyroxenzonierungen, ihre Ursachen und P-T-Entwicklung der Proben	78
5.4.1. Vorbemerkungen	78
5.4.2. Äquilibrierte Xenolithe mit chemisch nahezu homogenen Pyroxenen	80

5.4.2.1.	<i>Spinell-Peridotit SA84–91 (Gruppe 3)</i>	80
5.4.2.2.	<i>Pargasitreicher Peridotit SA84–128/3</i>	81
5.4.2.3.	<i>Spinell-Peridotit SA84–136 (Gruppe 1)</i>	83
5.4.2.4.	<i>Spinell-Peridotit SA84–48 (Gruppe 2)</i>	84
5.4.3.	Xenolithe mit Pyroxen-Abkühlungszonierungen	85
5.4.3.1.	<i>Spinell-Peridotit SA84–38 (Gruppe 2)</i>	85
5.4.3.2.	<i>Spinell-Peridotit SA84–35 (Gruppe 2)</i>	86
5.4.3.3.	<i>Spinell-Peridotit SA84–88 (Gruppe 2)</i>	87
5.4.3.4.	<i>Spinell-Peridotit SA84–20 (Gruppe 1)</i>	88
5.4.3.5.	<i>Spinell-Peridotit SA84–97 (Gruppe 2)</i>	89
5.4.3.6.	<i>Spinell-Peridotit SA82–288b (Gruppe 1)</i>	91
5.4.3.7.	<i>Spinell-Websterit SA82–288f</i>	92
5.4.4.	Xenolithe mit Pyroxen-Aufheizungszonierungen	93
5.4.4.1.	<i>Spinell-Peridotit SA84–66 (Gruppe 1)</i>	93
5.4.4.2.	<i>Spinell-Peridotit SA84–128/1 (Gruppe 1)</i>	94
5.4.4.3.	<i>Spinell-Peridotit SA84–29 (Gruppe 2)</i>	96
5.4.4.4.	<i>Spinell-Peridotit SA84–28 (Gruppe 3)</i>	97
5.4.4.5.	<i>Spinell-Peridotit SA84–141 (Gruppe 1)</i>	98
5.4.5.	Xenolithe mit Pyroxen-Zonierungen, die durch Abkühlung und spätere Aufheizung erklärbar sind	99
5.4.5.1.	<i>Spinell-Peridotit SA84–128/2 (Gruppe 1)</i>	99
5.4.5.2.	<i>Spinell-Peridotit SA84–32 (Gruppe 1)</i>	100
5.4.5.3.	<i>Spinell-Peridotit SA84–132 (Gruppe 1)</i>	101
5.4.5.4.	<i>Spinell-Peridotit SA84–123 (Gruppe 1)</i>	102
5.4.5.5.	<i>Spinell-Peridotit SA84–39 (Gruppe 2)</i>	104
5.4.5.6.	<i>Spinell-Websterit SA82–288h</i>	105
5.4.5.7.	<i>Spinell-Websterit SA82–288n</i>	106
5.4.5.8.	<i>Spinell-Peridotit SA84–98 (Gruppe 1)</i>	107
5.4.5.9.	<i>Spinell-Peridotit SA84–124b (Gruppe 1)</i>	108
5.4.5.10.	<i>Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit SA84–63</i>	109
5.4.5.11.	<i>Spinell-Peridotit SA84–85 (Gruppe 1)</i>	110
5.4.6.	Xenolithe mit komplexen Pyroxen-Zonierungsmustern	112
5.4.6.1.	<i>Spinell-Peridotit SA84–31 (Gruppe 2)</i>	112
5.4.6.2.	<i>Spinell-Peridotit SA84–166 (Gruppe 4)</i>	113
5.4.6.3.	<i>Spinell-Peridotit SA84–33 (Gruppe 2)</i>	114
5.4.6.4.	<i>Spl-Cpx-Orthopyroxenit SA84–124a</i>	115
5.4.7.	Clinopyroxen-Zonierungen in Xenolithen ohne Orthopyroxen	117
5.4.7.1.	<i>Spl-Ol-Clinopyroxenit SA84–50</i>	117
5.4.7.2.	<i>Spinell-Wehrlit SA82–288c</i>	117

## 6. DARSTELLUNG MÖGLICHER GEOTHERMEN UNTER DEM HARRAT UWAYRID 119

7.	<b>LITHIUM, BERYLLIUM UND BOR IN MINERALEN DER XENOLITHE</b>	123
7.1.	Allgemeines zum Verhalten von Li, Be und B im Erdmantel	123
7.2.	Li-, Be- und B-Gehalte in Mineralen und Gläsern der Uwayrid-Xenolithe	126
7.2.1.	<i>Spinell-Peridotit SA84-128/1 (Gruppe 1)</i>	126
7.2.2.	<i>Spinell-Peridotit SA84-123 (Gruppe 1)</i>	129
7.2.3.	<i>Spinell-Peridotit SA84-32 (Gruppe 1)</i>	131
7.2.4.	<i>Spinell-Peridotit SA84-128/2 (Gruppe 1)</i>	134
7.2.5.	<i>Spinell-Peridotit SA84-124b (Gruppe 1)</i>	137

7.2.6.	Spinell-Peridotit SA84-38 (Gruppe 2)	140
7.2.7.	Spinell-Peridotit SA84-97 (Gruppe 2)	143
7.2.8.	Spinell-Peridotit SA84-91 (Gruppe 3)	146
7.2.9.	Spinell-Peridotit SA84-166 (Gruppe 4)	147
7.2.10.	Pargasitreicher Peridotit SA84-128/3	150
7.2.11.	Spinell-Websterit SA82-288h	152
7.2.12.	Spinell-Websterit SA82-288n	154
7.2.13.	Spinell-Olivin-Clinopyroxenit SA84-50	156
7.2.14.	Spinell-Clinopyroxen-Orthopyroxenit SA84-124a	158
7.2.15.	Spinell-Pargasit-Phlogopit-Olivin-Websterit SA84-63	160
7.3.	Diskussion der Zonierungsmuster	163
7.4.	Interphasen von Li, Be und B	164
7.5.	Temperaturabhängigkeit der Li-, Be- und B-Verteilung	168
7.6.	Konzentrationen von Li, Be und B und Natur der Anreicherungsprozesse	169
<b>8.</b>	<b>SCHLUSSFOLGERUNGEN</b>	<b>173</b>
<b>9.</b>	<b>LITERATUR</b>	<b>175</b>
<b>INHALTSVERZEICHNIS ANHANG</b>		
<b>A.1.</b>	<b>MESSMETHODIK</b>	<b>185</b>
A.1.1.	Elektronenstrahlmikrosonde (EMS)	185
A.1.2.	Sekundärionenmassenspektrometer (SIMS)	186
A.1.3.	Rasterelektronenmikroskop (REM)	189
<b>A.2.</b>	<b>THERMOBAROMETERFORMULIERUNGEN</b>	
A.2.1.	Zwei-Pyroxen-Thermometer basierend auf Enstatit-Diopsid-Austausch	192
A.2.2.	Das Ca-in-Opx-Thermometer	193
A.2.3.	Das Na-in-Px-Thermometer	194
A.2.4.	Das Spl-Ol-Thermometer	194
A.2.5.	Verteilung der Übergangselemente (Sc, V, Co, Cr) zwischen Cpx und Opx	195
A.2.6.	Minimale und maximale Druckstabilität von Spinell-Peridotit	196
A.2.7.	Das Ca-in-Olivin-Barometer	197
<b>A.3.</b>	<b>TABELLEN</b>	
A.3-1.	Berechnete Temperaturen für Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid	198
A.3-2.	Zwischen-Temperaturen für Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid	203
A.3-3.	Sc-V-Co-Temperaturen für Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid	204
A.3-4.	Berechnete Drücke anhand der minimalen und maximalen Druckstabilität von Spinell-Peridotit	205
A.3-5.	Berechnete Drücke anhand des Ca-in-Ol-Barometers	206
<b>A.4.</b>	<b>REPRÄSENTATIVE MIKROSONDEN- UND IONENSONDENANALYSEN SOWIE ZONIERUNGSPROFILE</b>	<b>207</b>





## ABSTRACT

Harrat Uwayrid is a volcanic field located on the eastern rift flank of the Red Sea graben in the northwestern part of the Arabian peninsula. Volcanic activity started in the late Miocene with mildly alkaline flood basalts and ended with Quaternary basanitic and foiditic cinder cones and flows that are most abundant in the central part of the volcanic field and contain abundant mantle xenoliths. These xenoliths contain important information on the thermal and chemical evolution of the lithospheric mantle.

Most xenoliths are ordinary *spinel peridotites* with variable amounts of clinopyroxene. Based on  $X_{Cr}$  [= Cr/(Cr+Al)] of spinel and  $X_{Mg}$  [= Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)] of olivine, these peridotites can be further classified into four types:

- Type-1 peridotites are most fertile and contain spinel with  $X_{Cr}$  ranging from 0.074 to 0.139 and olivine with  $X_{Mg}$  ranging from 0.892 to 0.911.
- Type-2 peridotites are characterized by spinel with  $X_{Cr}$  of 0.195 – 0.277 and olivine with  $X_{Mg}$  of 0.901 – 0.908.
- Type-3 peridotites are strongly depleted with  $X_{Cr}$  of spinel and  $X_{Mg}$  of olivine ranging from 0.600 to 0.636 and from 0.895 to 0.905, respectively.
- Type-4 is represented by only one sample that is characterized by relatively Fe-rich olivine ( $X_{Mg}$  = 0.864 to 0.871) and Cr-poor spinel ( $X_{Cr}$  = 0.201 to 0.298). It is suggested that this xenolith represents a recrystallized mixture of former ordinary peridotite and some basaltic melt.

Apart from the spinel peridotites, several *spinel websterites*, one *spinel wehrlite*, one *clinopyroxene-bearing orthopyroxenite*, one *olivine-bearing clinopyroxenite* and an exotic *spinel-pargasite-phlogopite-olivine websterite* were investigated.

Most xenoliths bear evidence for (multiple) metasomatic overprint. The spinel-pargasite-phlogopite-olivine websterite, for example, contains Sr-bearing baryte in addition to Ba-rich pargasite and phlogopite. All three minerals are in textural equilibrium with the main mineral phases olivine, orthopyroxene and clinopyroxene indicating that the metasomatic overprint by which K, Ba, Sr and other components were added to the rock was followed by complete recrystallization. The abundances of Li and B in all minerals are relatively high, while those of Be are low, suggesting that the metasomatic agent was an aqueous fluid rather than a hydrous melt. Before incorporation into the host magma, the rock was infiltrated by melts that reacted with its minerals (second metasomatism). Phlogopite grains, for example, were decomposed into Ba-K-rich feldspar (celsian), Cr-rich spinel and Ba-K-rich melt (→ glass) along their rims.

A further example of early metasomatism is represented by a type-3 spinel peridotite. The mineral phases of this originally depleted peridotite are characterized by exceptionally high abundances of all three low-atomic-mass elements (Li, B and Be) suggesting that the metasomatic agent was a melt and not a fluid phase. Metasomatism was followed by recrystallization.

Almost all xenoliths contain intergranular glass that locally forms larger patches. In most of these patches, small phenocrysts of olivine, clinopyroxene, spinel and amphibole are present. The

original melts from which microphenocrysts and glass were formed, were not derived from the host magmas, as indicated by textural evidence. Locally, the minerals of the mantle rocks reacted with the infiltrated melts resulting in Cr-rich rims of spinel, spongy-type rims of clinopyroxene, the formation of secondary pargasite/kaersutite or decomposition of phlogopite.

Chemical zonation patterns of mineral grains display limited heterogeneity in all but five xenoliths. The mantle source domains of most xenoliths experienced a prolonged period of cooling that, in some xenoliths, was followed by a heating event. Temperature ( $T$ ) and pressure ( $P$ ) estimates for all xenoliths fall into the ranges 800 to 1100 °C and 1.1 to 1.8 GPa. These  $P$ – $T$  conditions are compatible with a continental model steady-state geotherm corresponding to a surface heat flow of  $\sim 90 \text{ mW m}^{-2}$ . This result is in line with literature data obtained on xenolith populations from other Neogene to Quaternary volcanic fields in Saudi Arabia. However, direct measurements of surface heat flow in some volcanic fields yielded values that are considerably lower than  $90 \text{ mW m}^{-2}$ . This apparent discrepancy indicates that thermal equilibrium (after the input of heat from the convecting part of the mantle) has not yet been reached in the lithosphere beneath Saudi Arabia.

In the course of this study, detailed zonation patterns of Li, Be and B in minerals of 15 selected xenoliths were determined by secondary ionization mass spectrometry (SIMS). Li zonation patterns of clinopyroxene grains from most xenoliths exhibit a core-to-rim decrease, while Be and B are nearly constant. This rimward decrease in Li was most probably caused by a diffusive loss of Li into intergranular melts that infiltrated the lithospheric sources of the xenoliths before sampling by the host magmas. Using Li abundances measured in the cores of mineral grains and average abundances of Be and B, nearly constant inter-mineral partition coefficients for all three elements were obtained:

$$D_{\text{Li}}^{\text{Ol/Cpx}} = 1.74 \pm 0.41, D_{\text{Li}}^{\text{Ol/Opx}} = 1.75 \pm 0.33, D_{\text{Li}}^{\text{Opx/Cpx}} = 0.98 \pm 0.22;$$

$$D_{\text{Be}}^{\text{Ol/Cpx}} = 0.019 \pm 0.008, D_{\text{Be}}^{\text{Ol/Opx}} = 0.520 \pm 0.031, D_{\text{Be}}^{\text{Opx/Cpx}} = 0.39 \pm 0.25;$$

$$D_{\text{B}}^{\text{Ol/Cpx}} = 0.63 \pm 0.19, D_{\text{B}}^{\text{Ol/Opx}} = 1.03 \pm 0.66, D_{\text{B}}^{\text{Opx/Cpx}} = 0.66 \pm 0.23.$$

Within the range of  $\sim 800$  to  $1100$  °C, the partitioning of Li, Be and B between olivine, clinopyroxene and orthopyroxene is apparently independent of temperature.

Li/Be and B/Be ratios can be used to discriminate between different metasomatic agents. Metasomatism by aqueous fluids that are not enriched in fluorine results in the addition of Li and B, while all three low atomic mass elements are added by melts.

## KURZFASSUNG

Der Harrat Uwayrid, im Nordwesten der Arabischen Halbinsel gelegen, ist ein spätmiozänes bis quartäres Vulkanfeld, das im Zusammenhang mit der Bildung des Roten Meeres, eines embryonalen Ozeans, entstand. Vor allem die jüngeren, alkali-reichen, SiO<sub>2</sub>-untersättigten und weitgehend undifferenzierten Vulkanite im Zentralteil dieses Vulkanfeldes führen häufig Mantel-Xenolithe, d.h. Fragmente des lithosphärischen Erdmantels, die von den schnell aufsteigenden basischen Magmen mitgerissen und an die Erdoberfläche transportiert wurden. Diese Fragmente stellen Archive dar, in denen Informationen über die stoffliche und thermische Entwicklung des panafrikanisch gebildeten und känozoisch überprägten lithosphärischen Mantels gespeichert sind.

Auf Grund ihres primären und sekundären Mineralbestandes lassen sich die Xenolithe in unterschiedliche Gesteinstypen unterteilen. Bei den meisten Xenolithen handelt es sich um *Spinell-Peridotite*, die alle Clinopyroxen führen und sich an Hand der  $X_{Cr}$ -Werte [= Cr/(Cr+Al)] ihrer Spinelle sowie der  $X_{Mg}$ -Werte [= Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)] ihrer Olivine in vier kompositionelle Untergruppen aufteilen lassen:

- Peridotite der Gruppe 1 sind am fertilsten und besitzen Spinelle mit  $X_{Cr}$ -Werten von 0.074 – 0.139 und Olivine mit  $X_{Mg}$ -Werten von 0.892 – 0.911.
- Peridotite der Gruppe 2 sind durch Spinelle mit  $X_{Cr}$ -Werten von 0.195 – 0.277 und Olivine mit  $X_{Mg}$ -Werten von 0.901 – 0.908 charakterisiert.
- Peridotite der Gruppe 3 sind stark verarmt. Ihre Spinelle weisen  $X_{Cr}$ -Werte von 0.600 bis 0.636 und Olivine mit  $X_{Mg}$ -Werten von 0.895 bis 0.905 auf.
- Gruppe 4 ist nur durch einen Xenolith vertreten, der sich durch außergewöhnlich Fe-reichen Olivin ( $X_{Mg} = 0.864 – 0.871$ ) und relativ Cr-armen Spinell ( $X_{Cr} = 0.201 – 0.298$ ) auszeichnet. Bei diesem Xenolith handelt es sich wahrscheinlich um eine rekristallisierte und weitestgehend homogenisierte Mischung aus normalem Peridotit und einer basaltischen Schmelze.

Neben den Spinell-Peridotiten wurden auch *Spinell-Websterite*, ein *Spinell-Wehrlit*, ein *Spinell-Clinopyroxen-Orthopyroxenit*, ein *Spinell-Olivin-Clinopyroxenit* und ein außergewöhnlich zusammengesetzter *Spinell-Pargasit-Phlogopit-Olivin-Websterit* untersucht.

Viele Xenolithe zeigen Anzeichen einer oder mehrerer metasomatischer Überprägungen. Beispielsweise enthält der Spinell-Pargasit-Phlogopit-Olivin-Websterit neben den Hauptmineralen Clinopyroxen, Orthopyroxen und Olivin als Nebengemengteile Ba-reichen Pargasit und Phlogopit sowie Sr-haltigen Baryt. Die letztgenannten drei Mineralphasen entstanden durch eine ältere Metasomatose (wahrscheinlich handelte es sich um eine Stoffzufuhr durch eine ältere Fluidphase) zu Beginn der vulkanischen Aktivität. Danach entstand durch Rekristallisation ein neues textuelles Gleichgewicht. Alle Minerale dieses Xenoliths zeichnen sich durch relativ hohe Li- und B-Konzentrationen aus. Eine kurz vor der Beprobung durch das Transportmagma eingedrungene Schmelze reagierte mit dem Altbestand, dabei wurde u.a. der Ba-reiche Phlogopit unter Bildung von Celsian, Cr-reichem Spinell und Ba-K-reicher Schmelze zersetzt. Als weiteres Beispiel für eine relativ frühe metasomatische Überprägung lässt sich ein bezüglich der Hauptelemente stark verarmter Peridotit der Gruppe 3 anführen, dessen Minerale sich durch sehr hohe Gehalte aller drei leichten Elemente Li, Be und B auszeichnen, was auf die frühere Zufuhr einer Schmelze und anschließende Rekristallisation hinweist.

Fast alle Xenolithe enthalten intergranulare Glasfilme und -nester, in denen sich auch Einsprenglinge von Olivin, Cpx, Spinell und Amphibol befinden können. Die Texturen der Xenolithe belegen, dass die früheren Schmelzen nicht aus den Transportmagmen stammen, sondern sich bereits vor der Beprobung durch letztere in den Gesteinen befanden. Stellenweise haben die Minerale des Altbestandes mit den infiltrierten Schmelzen reagiert. Dabei kam es zur Bildung Cr-reicher Spinellränder und schwammiger, chemisch veränderter Clinopyroxenränder, zur Bildung sekundärer Pargasite und Kaersutite oder zum Zerfall von Phlogopit.

Chemische Zonierungsprofile durch Mineralkörner zeigen, dass viele Xenolithe eine Abkühlung erlitten haben, die bei manchen Xenolithen von einer Aufheizung gefolgt war. Das Ausmaß der Äquilibration nach der Abkühlung und nach der Aufheizung ist in den Xenolithen unterschiedlich. Insgesamt sind jedoch bei fast allen Xenolithen die chemischen Heterogenitäten innerhalb ihrer Mineralkörner nicht besonders groß und wirken sich auf die Ergebnisse geothermobarometrischer Berechnungen nur geringfügig aus. Die ermittelten Temperaturen liegen zwischen ca. 800 und 1100 °C und die Ca-Gehalte der Olivine belegen Äquilibrationsdrücke zwischen ca. 1.1 und 1.8 GPa. Die abgeleiteten  $P$ - $T$ -Bedingungen sind mit einer kontinentalen Modell-Geotherme, die einem Oberflächen-Wärmefluss von ca. 90 mW m<sup>-2</sup> entspricht, kompatibel. Dieser Wert ist im Einklang mit Literaturdaten, die an Xenolithen anderer Vulkanfelder der Arabischen Halbinsel gewonnen wurden. Allerdings lieferten direkte Messungen des Oberflächen-Wärmeflusses in einigen Vulkanfeldern deutlich niedrigere Werte. Diese Diskrepanz deutet darauf hin, dass sich der Wärme-Input in den lithosphärischen Mantel noch nicht bis in die Oberkruste durchgepaust hat. Für den Harrat Uwayrid liegen leider keine Wärmefluss-Daten vor.

Mit Hilfe ortsaufgelöster Messungen der Li-, Be- und B-Konzentrationen, die mit einem Sekundärionenmassenspektrometer an 15 ausgewählten Xenolithen erfolgten, wurde herausgefunden, dass in fast allen Xenolithen eine angenäherte Gleichgewichtsverteilung von Li zwischen Olivin, Clinopyroxen und Orthopyroxen vorliegt. Dies bestätigt Untersuchungen von Seitz & Woodland (2000) an unterschiedlichen Mantel-Xenolithen aus anderen Regionen.

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Messungen der Be-Konzentrationen in Olivin, Orthopyroxen, Clinopyroxen und anderen Mantelphasen lieferten die ersten derartigen Daten an Mantel-Xenolithen. Bislang war man nicht in der Lage, die niedrigen Be-Konzentrationen in Mineralen des Erdmantels (meist < 100 ng/g) zu bestimmen. Die Ergebnisse dieser Messungen sind kompatibel mit kosmo- und geochemischen Abschätzungen des Be-Gehaltes im Erdmantel. Auch für Be wurde eine von der Konzentration weitgehend unabhängige, annähernd konstante Verteilung zwischen den Mineralen der Xenolithe beobachtet.

Diese Arbeit enthält auch eine bislang nicht zur Verfügung stehende große Anzahl verlässlicher B-Konzentrationsdaten von Erdmantel-Mineralen. Da B in unserer Umgebung allgegenwärtig ist, besteht bei der ortsaufgelösten Analyse geringer B-Konzentrationen eine erhebliche Kontaminationsgefahr. Viele der insgesamt spärlichen B-Konzentrationsdaten in der Literatur sind sehr wahrscheinlich durch Kontamination beeinflusst.

Zumindest über das Temperaturintervall zwischen 800 und 1100 °C ist die Verteilung von Li, Be und B zwischen Olivin, Orthopyroxen und Clinopyroxen nicht merklich temperaturabhängig. Die an metasomatisch stärker überprägten Mantel-Xenolithen gewonnenen ortsaufgelösten Konzentrationsmessungen ergaben, dass sich die drei leichten Elemente Li, Be und B bei

gemeinsamer Betrachtung hervorragend eignen, um Aussagen über das metasomatische Agens (Fluidphase oder Schmelze) zu machen. Da Be in F-armen wässrigen Fluidphasen nicht transportierbar ist, weisen hohe Li/Be- und B/Be-Verhältnisse bei gleichzeitig erhöhten Li- und B-Konzentrationen auf eine metasomatische Überprägung durch eine Fluidphase hin. Dagegen werden bei einer Überprägung durch Schmelzen die Konzentrationen aller drei leichten Elemente erhöht.

Insgesamt lässt sich feststellen, dass der lithosphärische Mantel unter der Nordostflanke des Rote-Meer-Grabens im Zuge der Riftbildung thermisch und stofflich überprägt wurde.



## 1. EINLEITUNG

Die Bildung kontinentaler Rifts und ihre Weiterentwicklung zu Ozeanen und passiven Kontinentalrändern steht seit längerem im Fokus geowissenschaftlicher Forschung. Kontinentale Rifts sind längliche, manchmal aus mehreren Armen bestehende Bereiche, in denen die Lithosphäre gegenüber der Umgebung ausgedünnt ist. Junge Riftsysteme, die morphologisch noch nicht durch Erosion modifiziert wurden, zeichnen sich durch ein Grabensystem mit herausgehobenen Riftflanken sowie einen erhöhten Oberflächen-Wärmefluss aus (z.B. Olsen & Morgan 1995). Die Ausdünnung der Lithosphäre kann mechanisch (Extension) und/oder thermisch (physikalische Transformation von höher viskosem lithosphärischen in gering viskosen asthenosphärischen Mantel) erfolgen. Die mechanische Ausdünnung wird im wesentlichen durch so genannte Plattenrandkräfte verursacht. Dabei verhält sich die Oberkruste in der Regel spröde, d.h., es kommt zu (Graben-)Brüchen. Mit zunehmender Tiefe nehmen jedoch Druck und Temperatur zu und das Verhalten der Gesteine ändert sich von spröde zu duktil. Aus Brüchen werden Scherzonen. Gegenüber der untersten Kruste zeigt der oberste Mantel jedoch wiederum eine erhöhte Scherfestigkeit, die dann allerdings mit der Tiefe wiederum rasch abnimmt. Für die thermische Ausdünnung ist in der Regel ein so genannter Mantel-Plume verantwortlich. Darunter versteht man einen im Querschnitt mehr oder weniger rundlichen Aufwärtsstrom anomal heißen Mantelmaterials, dessen Ursprung in einer thermischen Grenzschicht liegt. Im Erdmantel gibt es zwei derartige Grenzschichten. Der größte Temperatur-„Sprung“ besteht an der Kern-Mantel-Grenze (D''-Schicht), wo die Geotherme vom äußeren Kern zum untersten Mantel um ca. 1000 °C abnimmt. Zumindest für größere Plumes wie die unter Hawaii oder Island gilt sie als Quellregion. Daneben stellt aber auch der Übergang vom Unteren Mantel in die Übergangszone eine thermische Grenzschicht dar. Trifft ein Plume auf die Lithosphäre, so wird er seitlich abgelenkt und gibt einen Teil seiner Wärme an sie ab. Auch bei einer rein mechanischen Ausdünnung der Lithosphäre wird diese aufgeheizt, da durch die Ausdünnung ein höherer Temperaturgradient entsteht. Man kann also davon ausgehen, dass bei der Riftbildung zumindest die unteren Bereiche des lithosphärischen Mantels aufgeheizt werden. Wie weit sich diese Aufheizung nach oben „durchpaust“, hängt von den jeweils gültigen Parametern (z.B. Plume-Temperatur und -Aufstromrate, Extensionsrate,  $\beta$ -Faktor) ab.

Viele Rifts sind durch mehr oder weniger intensiven Magmatismus charakterisiert. Zunächst können sich im aufsteigenden Mantel-Plume basische Schmelzen bilden, segregieren, bei entsprechender Extension der Lithosphäre durch diese aufsteigen und entweder in der Kruste zu Plutonen kristallisieren oder als Lava oder pyroklastisches Material an die Erdoberfläche gelangen. Basische Schmelzen können jedoch auch im lithosphärischen Teil des Mantels entstehen, sofern dort einzelne Bereiche über ihre Solidustemperatur hinaus erwärmt werden. Die durch die Lithosphäre aufsteigenden Magmen heizen diese zusätzlich auf; im Extremfall kann es sogar in der Unterkruste zur Schmelzbildung kommen.

Durch Reaktion mit aufsteigenden Magmen können Gesteine der Lithosphäre nicht nur aufgeheizt, sondern auch stofflich überprägt werden. Neben einer direkten Wechselwirkung zwischen Schmelzen und Gesteinen kann es in seichteren Bereichen auch zur Wechselwirkung zwischen Fluidphasen, die aus den aufsteigenden Magmen entmischt werden, und den lithosphärischen Gesteinen kommen. Da basische Schmelzen vor allem in Extensionsregimes rasch aus der Asthenosphäre bis an die Erdoberfläche aufsteigen, können Lithosphären-Fragmente, die während des

Aufstiegs auf Grund hoher Reibungskräfte mitgerissen wurden, bis an die Erdoberfläche transportiert werden. Diese Xenolithe liefern oft wichtige Informationen über die thermische und stoffliche Entwicklung ihrer Quellregionen. In aller Regel sind die Xenolith-Mineralkörner chemisch heterogen und häufig lassen sich systematische Zonierungen erkennen, aus denen sich Änderungen der intensiven Zustandsvariablen rekonstruieren lassen. Da der Aufenthalt im Transportmagma meist zu kurz ist, um wesentliche chemische Änderungen in den Xenolith-Mineralen hervorzurufen, spiegelt sich in den meisten Xenolithen ihre metamorphe Entwicklung bis zur Inkorporation ins Transportmagma wieder.

Während man mit geophysikalischen Methoden (z.B. Seismik, Magnetotellurik, Schwere-messungen) nur die derzeitigen physikalischen und strukturellen Eigenschaften der Kruste und des Mantels unter Riftsystemen erfassen kann, erlauben Xenolithe einen Blick in die Vergangenheit. Insbesondere enthalten sie Informationen über die stoffliche und physikalische Entwicklung ihrer Quellregionen. Theoretische Modelle der Bildung kontinentaler Rifts und passiver Kontinentalränder können demnach nicht nur an Hand geophysikalisch ermittelter Parameter, sondern auch mit petrologischen Daten überprüft und gegebenenfalls modifiziert werden.

Das größte derzeit noch aktive Riftsystem der Erde ist das Afro-Arabische Riftsystem, das sich von Syrien/Jordanien/Israel, den Golf von Aquaba, das Rote Meer und das Afar-Dreieck über Äthiopien nach Ostafrika erstreckt. Dieses Riftsystem ist durch intensiven Vulkanismus geprägt und an vielen Orten wurden Mantel- und Unterkrusten-Xenolithe an die Erdoberfläche transportiert (z.B. McGuire 1987, 1988; McGuire & Bohannon 1989; Henjes-Kunst et al. 1990; Henjes-Kunst & Altherr 1992; Chazot et al. 1996; Conticelli et al. 1999; Dawson 2002; Baker et al. 2002; Al Mishwat & Nasir 2004; Hopp et al. 2004). Diese Dissertation beschäftigt sich mit Xenolithen, die aus dem lithosphärischen Mantel unter der Ostflanke des Roten Meeres stammen und im Zeitraum spätes Pliozän bis Quartär durch basanitische Magmen an die Erdoberfläche transportiert wurden. Die Xenolithe wurden in den Jahren 1982 und 1984 durch Rainer Altherr und Friedhelm Henjes-Kunst im Harrat Uwayrid, einem größeren Vulkanfeld im Nordwesten der Arabischen Halbinsel, im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Sonderforschungsbereichs an der Universität Karlsruhe (SFB 108 „Spannung und Spannungsumwandlung in der Lithosphäre“) gesammelt und bereits bezüglich ihrer Sr-Nd-Isotopie untersucht (Henjes-Kunst et al. 1990). Diese Autoren konnten erstmals zeigen, dass Xenolithe aus diversen jungen Vulkanfeldern der Arabischen Halbinsel ihre wesentliche stoffliche Prägung vor ca. 700 Ma, also gleichzeitig mit der Bildung der überlagernden kontinentalen Kruste erhielten. Dieses Modell wurde durch zusätzliche Daten anderer Autoren bestätigt (Blusztajn et al. 1995; Baker et al. 2002). Ein wesentliches Ziel dieser Dissertation war es nun, in den Xenolithen aus dem Harrat Uwayrid durch ortsaufgelöste Mikroanalyse (Elektronenstrahl-Mikrosonde und Sekundärionenmassenspektrometrie) die chemische Internstruktur der Mineralkörner zu erfassen und daraus die thermische Entwicklung der Xenolithe und ihrer Quellregionen zu abzuleiten.

Untersuchungen der letzten Jahre haben gezeigt, dass sich u.a. die leichten Elemente Li, Be und B besonders gut eignen, um stoffliche Veränderungen im Erdinneren zu detektieren und zu charakterisieren (z.B. Ryan & Langmuir 1987, 1988; Johnson & Plank 1999; Leeman & Sisson 2002; Morris et al. 1990, 2002; Ryan 2002; Shearer 2002; Tomascak et al. 2002; Paquin et al. 2004; Tomascak 2004). Bislang ist jedoch das Verhalten dieser Elemente in Erdmantelgesteinen nur unzureichend bekannt. Dies liegt vor allem daran, dass man bis vor kurzem nicht in der Lage war, die



niedrigen Be-Gehalte in Erdmantelgesteinen ( $< 0.1 \mu\text{g/g}$ ) mit dem Sekundärionenmassenspektrometer zu messen. Außerdem traten wegen einer allgegenwärtigen „Verseuchung“ unserer Umwelt mit Bor bei der Messung geringer Bor-Gehalte ( $< 1 - 2 \mu\text{g/g}$ ) Kontaminationsprobleme auf. Beide analytischen Probleme konnten vor kurzem in unserer Arbeitsgruppe gelöst werden (Paquin et al. 2004; Marschall & Ludwig 2004). Daher war es ein weiteres Ziel dieser Dissertation, erstmals die Inter- und Intraphasen-Verteilung aller drei leichten Elemente in Mantelxenolithen zu bestimmen und zu interpretieren. Damit sollte ein Beitrag zum geochemischen Verhalten von Li, Be und B im Erdmantel geleistet werden. Weiterhin galt es zu klären, inwieweit sich die drei leichten Elemente dazu eignen, die stoffliche und thermische Entwicklung der lithosphärischen Quellregionen besser zu rekonstruieren.

Insgesamt sollten die Ergebnisse der durchgeführten Untersuchungen zu einem besseren Verständnis der Riftbildung und der Entstehung passiver Kontinentalränder beitragen.



## 2. GEOLOGIE DES AFRO-ARABISCHEN RIFTSYSTEMS UND DES HARRAT UWAYRID

Die untersuchten Mantel-Xenolithe stammen aus dem Harrat Uwayrid, einem pliozän-quartären Vulkanfeld (Harrat) im nördlichen Teil der Arabischen Halbinsel, das im Zusammenhang mit der Bildung des Afro-Arabischen-Riftsystems (AARS) entstanden ist (z.B. Coleman et al. 1983; Camp & Roobol 1989, 1991, 1992; Camp et al. 1992; Shaw et al. 2003). Das AARS erstreckt sich von Syrien im Norden über Jordanien/Israel, das Rote Meer ins Afar-Dreieck bis nach Ostafrika (Abb. 2-1) und stellt das größte aktive Riftsystem auf unserem Planeten dar. Der Abschnitt des Roten Meeres ist besonders interessant, denn er bietet die einzigartige Chance, den Übergang von einem kontinentalen Rift zu einem ozeanischen Spreizungssystem zu studieren. Derzeit befindet sich das Rote Meer bereits im Stadium eines embryonalen Ozeans (z.B. Bonatti 1985; Altherr et al. 1990; Bohannon et al. 1989; Prodehl & Mechie 1991; Prodehl et al. 1997; Volker et al. 1993, 1997; Zeyen et al. 1997).

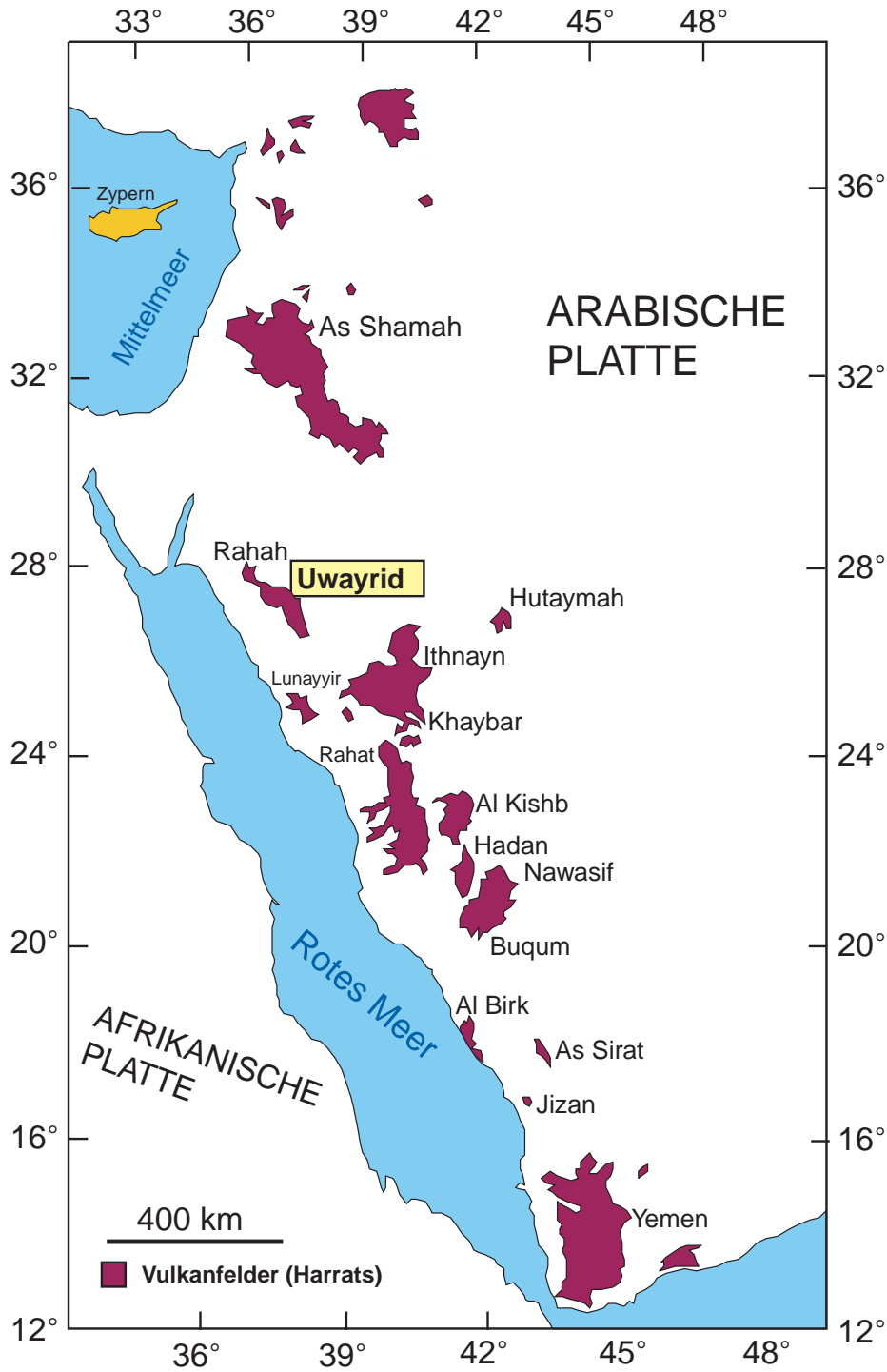


Abb. 2-1. Das Afro-Arabische Riftsystem (modifiziert nach Bohannon et al. 1989).

Die Bildung und Entwicklung der Riftsysteme innerhalb des afrikanischen Kontinents, zu denen neben dem AARS u.a. auch das West- und Zentral-Afrikanische-Riftsystem sowie das Karroo-Riftsystem zählen, wurde stark durch Lithosphären-Strukturen beeinflusst, die bereits während der Pan-Afrikanischen-Orogenese entstanden waren (z.B. Steckler & ten Brink 1986; Bohannon 1989; Bohannon et al. 1989; Maurin & Guiraud 1993; Hetzel & Strecker 1994; Bosworth & Strecker 1997; Zeyen et al. 1997). Die Lithosphäre im Bereich des Arabisch-Nubischen Schildes (ANS) erfuhr ihre Prägung vor ca. 800 bis 600 Ma. In dieser Zeit kam es zur Verschweißung mehrerer kleiner Inselbögen und Mikroterranes mit den älteren Festlandsblöcken von Arabien und Afrika. Während der westliche Teil des ANS aus jüngeren Inselbogen-Terranes mit juvenil panafrikanischer Kruste besteht, ist der östliche Teil hauptsächlich aus älteren kontinentalen Terranes aufgebaut, die panafrikanisch unterschiedlich stark überprägt und wiederaufgearbeitet wurden (z.B. Duyverman et al. 1982; Stoesser & Camp 1985; Gettings 1981, Gettings et al. 1986; Dixon & Golombek 1988; Kröner et al. 1987; Henjes-Kunst et al. 1990; Stern & Kröner 1993; Al-Mishwat & Nasier 2004). Das Rote Meer sowie die meisten Vulkanfelder im angrenzenden Bereich der Arabischen Halbinsel, zu denen auch der Harrat Uwayrid zählt, liegen innerhalb des panafrikanisch juvenilen Bereichs (Altherr et al. 1990; Henjes-Kunst et al. 1990; Blusztajn et al. 1995; Baker et al. 2002).

Die Krustenmächtigkeit beträgt in den zentralen Bereichen der Arabischen Halbinsel ca. 42 km. Im Yemen ist die Kruste unter der nordöstlichen Riftflanke jedoch nur ca. 25 – 30 km mächtig und unter dem Harrat Uwayrid wurden Mächtigkeiten von 30 – 33 km gemessen. Im Bereich des Rote Meer-Grabens beträgt die Krustenmächtigkeit weniger als 18 km. Der Übergang von der nicht ausgedünnten Kruste in den Grabenbereich ist meist abrupt (Gettings et al. 1986; Mechie & Prodehl 1988; Prodehl & Mechie 1991; Prodehl et al. 1997). Im Süden der Arabischen Halbinsel erreichen die Riftflanken derzeit Höhen von 1900 – 2600 m auf der afrikanischen und von 2750 – 3200 m auf der arabischen Seite. Beide Höhenzüge fallen nach Norden ab. Man kann demnach davon ausgehen, dass die Heraushebung im Süden am stärksten war.

Den Riftingprozessen, die zur Bildung des Roten Meeres führten, ging wahrscheinlich keine Aufdomung voraus (Bohannon et al. 1989; Altherr et al. 1990; Henjes-Kunst et al. 1990). Apatit-Spaltspuren-Datierungen belegen nämlich, dass es vermutlich keine größeren Hebungsvorgänge vor dem mittleren Miozän gab (Bohannon et al. 1989; Omar & Steckler 1995). Vulkanische Aktivitäten im Zusammenhang mit der Bildung des Roten Meeres begannen vor 32 – 30 Ma im Afar-Gebiet (Hofmann et al. 1997; Ukstins et al. 2002; Coulié et al. 2003) mit der Förderung großer Mengen an Flutbasalten (Bohannon et al. 1989; Baker et al. 1996, 1997, 1998, 2002; Courtillot et al. 1999; Bertrand et al. 2003; Kieffer et al. 2004). Die Förderung enormer Magmamengen ( $> 500.000 \text{ km}^3$ ) innerhalb von (deutlich) weniger als 2 Millionen Jahren steht wahrscheinlich in Verbindung mit der Ankunft des Afar-Mantel-Plumes an der Unterseite der Lithosphäre (White & McKenzie 1989; Altherr et al. 1990; Schilling et al. 1992; Baker et al. 1997; Hofmann et al. 1997; Pik et al. 1999; Menzies et al. 2001; Debayle et al. 2001; Kieffer et al. 2004; Hopp et al. 2004). Courtillot et al. (1999) nahmen an, dass es im Zeitraum 32 – 30 Ma vor heute gleichzeitig mit der Förderung der Flutbasalte erste Hebungsvorgänge im Afar-Gebiet gab, an die sich eine zweite Hebungsphase im mittleren Miozän (20 – 25 Ma) angeschlossen hat. Im Gegensatz dazu werden von anderen Autoren (Bayer et al. 1988; Henjes-Kunst et al. 1990; Altherr et al. 1990; Bohannon et al. 1989) nur die Hebungsvorgänge im Zeitraum von 25 bis 20 Ma als gesichert angesehen.



**Abb. 2–2.** Größere neogen-quartäre Vulkanfelder (Harrats) auf der Arabischen Halbinsel. Karte modifiziert nach Gettings et al. (1986).

Unstrittig ist inzwischen, dass das eigentliche Seafloor-Spreading im Golf von Aden ab ca. 10 Ma und in der Region des Roten Meeres um ca. 5 Ma einsetzte (Bayer et al. 1988; Bohannon et al. 1989; Altherr et al. 1990). Der enge Axial-Trog (2 – 3 km) des Roten Meeres besteht aus ozeanischer Kruste, die beim Seafloor-Spreading während der letzten 5 Ma gebildet wurde (Cochran 1983; Altherr et al. 1990). Es gibt aber immer noch unterschiedliche Meinungen über die Zusammensetzung der Kruste im Bereich des breiten Haupttrog, der von miozänen Evaporiten und jüngeren Sedimenten bedeckt wird (Cochran 1983; Gettings et al. 1986; Le Pichon & Gaulier 1988; Altherr et al. 1990).

Altherr et al. (1990) und Volker et al. (1993, 1997) konnten zeigen, dass der Chemismus der jungen Basalte entlang des Zentraltrogs des Roten Meeres in systematischer Weise regional variiert. So besteht der Zentralabschnitt zwischen 20 und 23 °N aus „normalen“ Ozeanrückenbasalten (N-MORB). Mit zunehmender Entfernung nach Süden wechselt die Zusammensetzung zu E-MORB (E: enriched), das heisst an inkompatiblen Elementen angereicherten ozeanischen Tholeiiten, sowie kontinentalen Tholeiiten und schließlich schwach alkalischen Basalten. Die Anreicherung inkompatibler Elemente in den Basalten wird auf das Vorhandensein des Afar-Plumes zurückgeführt (Altherr et al. 1990; Volker et al. 1993, 1997). Auch nördlich des Zentralabschnittes wurden E-MORB-Basalte gefördert. Da auch die Zusammensetzung der känozoischen Basalte Israels auf eine angereicherte Mantelquelle hinweist, postulierten Stein & Hofmann (1992) sowie Stein & Goldstein (1996), dass der lithosphärische Mantel im Bereich des nördlichen Roten Meeres und der nördlichen Arabischen Halbinsel chemische und isotopische Komponenten aus einem fossilen, ca. 200 Ma alten Mantelplume enthält.

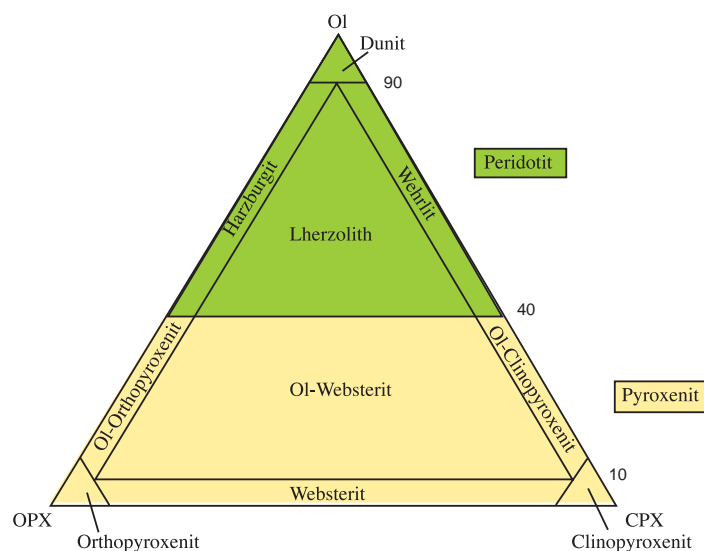
Der Harrat Uwayrid gehört zusammen mit den Harrats Rahah und As Shamah (auch Ash Sham genannt) zu den am nördlichsten gelegenen miozän–quartären Vulkanfeldern im Bereich der Arabischen Halbinsel (Abb. 2–2). Vor allem in den jüngeren (< 5 Ma) Vulkanfeldern kommen in primitiven Vulkaniten, seltener auch in Hawaiiten und Mugeariten, Xenolithe vor, die aus der Unterkruste oder dem lithosphärischen Erdmantel stammen (Menzies & Murthy 1980; McGuire 1988a, b; McGuire & Bohannon 1989; Camp & Roobol 1989; Henjes-Kunst et al. 1990; Nasir 1992; McGuire & Stern 1993; Blusztajn et al. 1995; Chazot et al. 1996a, b; Baker et al. 2002; Al-Mishwat & Nasir 2004).

### 3. MINERALBESTAND UND GEFÜGE DER XENOLITHE

#### 3.1. Zur Nomenklatur

Die Hauptgesteine des oberen Erdmantels bestehen aus den Mineralen Olivin (Ol), Orthopyroxen (Opx) und Clinopyroxen (Cpx) sowie einer sogenannten Al-Phase, die – abhängig von der Chromzahl [= Cr/(Cr+Al)] des Gesamtgesteins und den herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen – mit steigendem Druck von anorthitreichem Plagioklas (Pl) über Cr-Al-Spinell (Spl) bis zu Granat (Grt) variiert. Entlang einer Geotherme lassen sich die Übergänge von Plagioklas- über Spinell- zu Granat-Peridotit durch die gleitenden Reaktionen  $Pl + Ol = Opx + Cpx + Spl = Grt + Ol$  beschreiben (z.B. Jenkins & Newton 1979; Gasparik 1984, 1987; Carroll Webb & Wood 1986).

Inkonsequenterweise werden traditionell auch die metamorphen Erdmantelgesteine nach der IUGS-Nomenklatur für magmatische Kumulatgesteine benannt (Streckeisen 1976). Sofern die Erdmantelgesteine ganz überwiegend aus Ol, Opx und Cpx bestehen, geht ihr Name aus dem in Abb. 3–1 gezeigten Dreieck (Volumenanteile) hervor.



**Abb. 3–1.** Benennung der ganz überwiegend aus Olivin, Orthopyroxen und Clinopyroxen bestehenden Gesteine nach Streckeisen (1976). Die Einteilung basiert auf den relativen Volumenanteilen der drei Minerale.

Zusätzlich zu den oben genannten Mineralen enthalten Erdmantelgesteine nicht selten auch weitere Phasen wie Pargasit (Prg), Phlogopit (Phl), Apatit (Ap), Dolomit (Dol), Ba-reiche Feldspäte wie Celsian (Ce), Ni-Fe-Sulfide, Fe-Ni-Oxide, Diamant oder Graphit. Oft sind diese zusätzlichen Phasen, die in vielen Fällen nur akzessorisch auftreten, sekundär durch metasomatische Reaktionen zwischen dem primären Mineralbestand und Schmelz- oder Fluidphasen entstanden. Dabei werden prinzipiell zwei verschiedene Arten der Metasomatose unterschieden (Harte 1977):

- (1) *Kryptische Metasomatose*: Es kommt zu einer Veränderung in der chemischen Zusammensetzung der Minerale (vor allem bezüglich ihrer Spurenelementgehalte), ohne dass neue zusätzliche Mineralphasen gebildet werden.

- (2) *Modale Metasomatose*: Wesentliche Änderungen der Gesamtgesteinszusammensetzung sind mit Änderungen im Mineralbestand verknüpft, d.h., es kommt zur Neubildung von Mineralen wie Amphibol, Phlogopit oder Apatit. Diese Art der Metasomatose schließt in der Regel auch eine Änderung im Mineralchemismus ein.

Sekundär gebildete Minerale (z.B. Amphibol, Phlogopit, Apatit, Sulfide), die sich zunächst im textuellen und chemischen Ungleichgewicht mit dem primären Mineralbestand befinden, können durch Rekristallisation (z.B. im Zuge einer Aufheizung) ins Gleichgewicht mit den ursprünglichen, ebenfalls rekristallisierenden Mineralen gelangen. In diesem Fall kann sich ein neuer „primärer“ Mineralbestand bilden. Bei chemisch äquilibrierten fertilen Erdmantelgesteinen, die relativ reich an sogenannten basaltischen Komponenten (z.B.  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) sind, ist es oft schwierig oder sogar unmöglich, zwischen primärer und sekundärer Fertilität zu unterscheiden.

In Mantelxenolithen, die nach ihrer Beprobung durch das aufsteigende „Wirtsmagma“ meist rasch abgekühlt sind, kann zusätzlich eine intergranulare Glasphase auftreten, welche die ehemalige Anwesenheit einer Schmelzphase dokumentiert. Derartige Schmelzen könnten

- bereits zum Zeitpunkt der Beprobung durch das Wirtsmagma in dem entsprechenden Mantelbereich vorhanden gewesen sein,
- aus dem Wirtsmagma stammen und während des Transports in den Xenolith intrudiert sein oder
- sich während des Aufstiegs in-situ durch Dekompressionsschmelzen (z.B. durch Zerfall von Amphibol) gebildet haben.

Oft enthalten die Glasbereiche hypidiomorphe Einsprenglinge (z.B. Olivin, Clinopyroxen, Amphibol, Spinell), die während der Abkühlung aus einer ursprünglich basischeren Schmelze auskristallisiert sind. Möglich ist auch, dass die ehemaligen Schmelzen in komplexer Weise mit dem Mineralbestand der Xenolithe reagiert haben.

Unabhängig von metasomatischen Phänomenen wird zur Beschreibung der Gefüge von MantelXenolithen meist die Terminologie von Harte (1977) verwendet. Diese basiert im wesentlichen auf den durch Rekristallisation und Deformation hervorgerufenen textuellen Eigenschaften der Xenolithe. Das sogenannte *grobkörnige Gefüge* („coarse“) ist durch mittlere Korngrößen von  $\geq 2$  mm, das Fehlen von Porphyroklasten und durch gebogene und/oder gerade Korngrenzen charakterisiert. Häufig weisen die Olivine, manchmal aber auch die Pyroxene, sogenannte Kink-bands auf. Subkorngrenzen sind dagegen selten. Diese Gefüge entstehen durch mäßige Deformation. Beim *porphyroklastischen Gefüge* („porphyroclastic“) sollten mehr als 10 Vol.-% größere Porphyroklasten (z.B. Orthopyroxen, Olivin) vorhanden sein und kleinere Neoblasten finden sich vor allem randlich zu diesen Porphyroklasten. Weitere, von Harte (1977) verwendete Gefügebegriffe, die für die hier untersuchten Xenolithe jedoch keine Relevanz haben, sind „*mosaic-porphyroclastic*“ (mehr als 90 % des Olivins ist neoblastisch) und „*granuloblastic*“ (< 5 % Porphyroklasten und nahezu gleichkörnige Matrix).



### 3.2. Unterteilung der Xenolithe des Harrat Uwayrid

Ausgehend von der durch Frey & Prinz (1978) in ihrer klassischen Arbeit vorgenommenen Unterteilung von Mantel-Xenolithen in solche der Cr-Diopsid- und der Al-Augit-Suite (Typ I bzw. Typ II), untergliederten Henjes-Kunst et al. (1990) die Mantelxenolithe des Harrat Uwayrid auf der Basis ihrer metasomatischen Überprägung in 3 Typen:

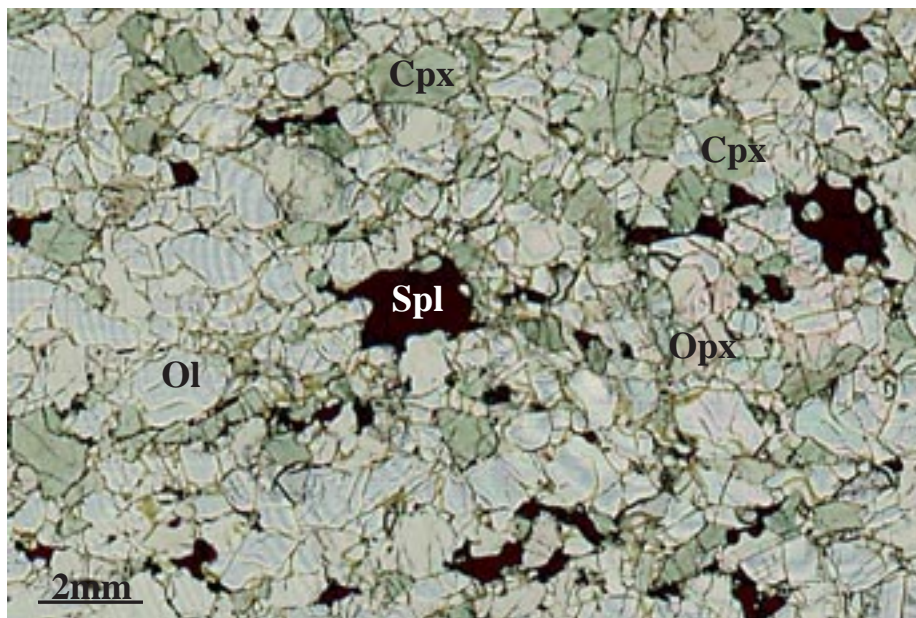
- *Typ IA1*: „Trockene“, nicht metasomatisch überprägte Spinell-Peridotite (Lherzolithe bis Harzburgite) ohne OH-haltige Minerale oder Karbonate. Cr-Al-Spinell kommt in wechselnder Korngröße sowohl in Form „selbständiger“ Körner als auch eingeschlossen in Clinopyroxen und Olivin vor. Eine intergranulare Glasphase ist lichtoptisch nicht zu beobachten.
- *Typ IA2*: Spinell-Lherzolithe mit wenig gelbbraunem Pargasit, der teilweise in Form „selbständiger“ Körner, teilweise aber auch als Einschluß in Clinopyroxen auftritt und sich im textuellen Gleichgewicht mit den anderen Phasen befindet. Die Bildung dieses Pargasits wurde einer ersten Metasomatose (M1) mit anschließender Rekristallisation zugeschrieben. Auch in den Xenolithen dieses Typs wurde von Henjes-Kunst et al. (1990) keine intergranulare Glasphase beobachtet.
- *Typ IB*: Die Xenolithe dieses Typs weisen sehr variable „primäre“ Mineralbestände auf. Neben Spinell-Lherzolithen, -Harzburgiten und -Wehrliten kommen auch Spinell-Pyroxenite mit unterschiedlichen Olivin-Gehalten und Opx/Cpx-Verhältnissen vor. In den Peridotiten und Olivin-Websteriten können „primäre“ gelbbraune, Cr-reiche und manchmal auch Ba-reiche Pargasite sowie auch Ba-reicher Phlogopit vorkommen, die sich im textuellen Gleichgewicht mit den Hauptphasen befinden bzw. befanden. Charakteristisch für diesen Xenolith-Typ ist das Vorhandensein einer intergranularen hellen Glasphase, in der sich oft hypidiomorphe Einsprenglinge von Olivin, Clinopyroxen und Spinell befinden. Die ehemalige Schmelze hat an vielen Stellen mit dem Clinopyroxen oder Spinell des Altbestandes reagiert. Charakteristisch ist ferner die späte Bildung von braunem Cr-armem Pargasit, meistens auf Kosten von Clinopyroxen, seltener auch von Orthopyroxen. Diese Überprägungen wurden von Henjes-Kunst et al. (1990) einer zweiten Metasomatose (M2) zugeordnet.

Die obige Einteilung der Uwayrid-Xenolithe nach Henjes-Kunst et al. (1990) wird jedoch in dieser Dissertation nicht beibehalten, da sich durch detailliertere Untersuchungen mit dem Rasterelektronenmikroskop und der Elektronenstrahl-Mikrosonde ergeben hat, dass nahezu alle Xenolithe, und zwar auch solche, die den Typen IA1 oder IA2 zugerechnet waren, zumindest geringe Mengen einer Glasphase enthalten und/oder an wenigen Stellen entlang der Intergranularen Reaktionsstrukturen aufweisen, die auf eine späte Einwirkung einer Fluid- und/oder Schmelzphase hindeuten. Eine weitere Schwierigkeit ergibt sich dadurch, dass einige Proben sowohl älteren, textuell äquilibrierten, als auch jüngeren, intergranularen, nicht im textuellen Gleichgewicht befindlichen Pargasit enthalten. In einigen Fällen erlauben es die Gesteinsgefüge nicht, zweifelsfrei zwischen „primärem“ und spätem, sekundären Pargasit zu unterscheiden. Im Folgenden werden daher die Xenolithe nach ihrem „primären“ Mineralbestand in Spinell-Peridotite, Spinell-Websterite, Spinell-Pargasit-Phlogopit-Olivin-Websterite, Spinell-Olivin-Clinopyroxenite und Spinell-Clinopyroxen-Orthopyroxenite untergliedert und die Art und das Ausmaß der metasomatischen Überprägung

beschrieben. Alle sekundär entstandenen Mineralphasen werden dabei mit einer „2“ nach der Mineralnamen-Abkürzung bezeichnet, also z.B. „Prg2“. Tabelle 4–1 (Seite 61) gibt eine Übersicht aller im Rahmen dieser Dissertation näher untersuchten Xenolithe mit ihren wesentlichen Merkmalen.

### 3.3 Spinell-Peridotite

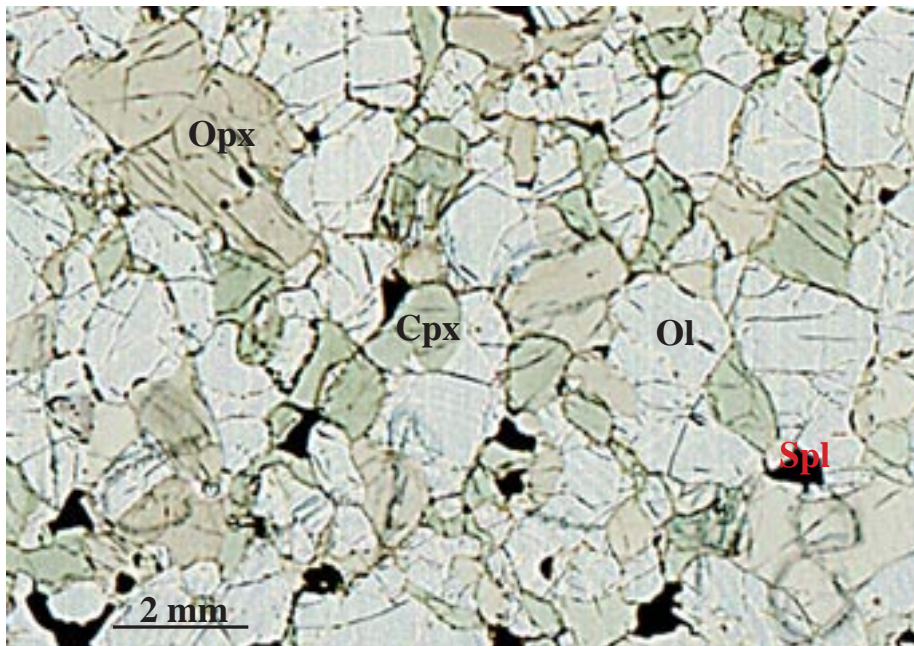
Die meisten im Harrat Uwayrid vorkommenden Xenolithe sind Spinell-Peridotite, von denen einige „primären“, blassgelbbraunen Pargasit führen, der immer im Clinopyroxen eingeschlossen ist. Der Clinopyroxen-Gehalt in den Xenolithen nimmt mit steigendem  $X_{Cr}$  [= Cr/(Cr+Al)] ihrer Spinelle (vgl. Abschnitt 4.4.) ab. Spinell-Harzburgite sind selten, wobei keine völlig clinopyroxenfreien Peridotite gefunden wurden. Das *primäre* Gefüge der peridotitischen Xenolithe ist grobkörnig (Abb. 3–2 bis 3–5). *Olivin* bildet 0.5 bis 4.0 mm große Blasten, die teilweise Kink-bands aufweisen (Abb. 3–6), was auf Deformationen relativ kurz vor der Förderung hindeutet. Die Olivinkörner sind in der Regel einschchlussfrei; nur selten treten Spinell- oder Fluideinschlüsse auf.



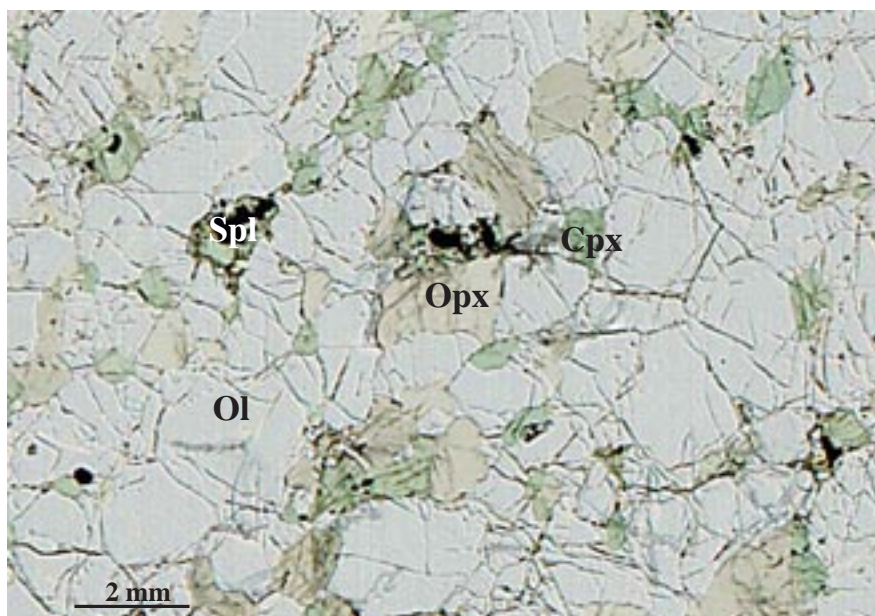
**Abb. 3–2.** Lichtmikroskopisches Bild des Spinell-Lherzolits SA84-20 mit nahezu farblosem Olivin (Ol), hellgrünem Clinopyroxen (Cpx) und hellgraubraunem Orthopyroxen (Opx). Spinell (Spl) zeigt variable Korngröße und ist intensiv rotbraun gefärbt und nahezu opak.

In fast allen Xenolithen weisen *Orthopyroxen* und *Clinopyroxen* ähnliche Korngrößen (0.5 bis 5 mm) auf. Lediglich in den Proben SA84-29 und SA84-132 sind die Orthopyroxenkörner im Mittel größer (bis 1.2 cm) als die Clinopyroxenkörner (Abb. 3–5). *Clinopyroxen* zeigt im Hellfeld je nach Schnittlage und Cr-Gehalt eine unterschiedlich intensive grünliche Farbe. Fast immer vorhandene dünne Entmischungslamellen von Orthopyroxen und wenig Spinell sind auf den inneren Bereich der Cpx-Körner beschränkt (Abb. 3–7). Als Einschlüsse kommen Cr-Al-Spinell, Olivin und eventuell auch gelbbrauner („primärer“) Pargasit vor (Abb. 3–8 und 3–9). *Orthopyroxen* weist unter dem Lichtmikroskop im Hellfeld meist eine hellgraubraune Färbung auf (Abb. 3–2 bis 3–4). Als Einschlüsse

können Cr-Al-Spinell und Olivin auftreten. Cpx-Entmischungslamellen wurden in einigen Opx-Körnern beobachtet. Beide Pyroxene können Fluideinschlüsse enthalten, die vor allem in den stark metasomatisch überprägten Proben häufig sind und oft in „Bahnen“ vorkommen (Abb. 3–9 und 3–10). Diese Fluidbahnen verlaufen vom Rand der Körner in den Kernbereich. Die Fluideinschluss-Häufigkeit nimmt in der Reihenfolge Cpx > Opx > Ol ab. In Pargasiten sind nur äußerst selten Fluideinschlüsse zu beobachten.



**Abb. 3–3.** Lichtmikroskopisches Bild des Spinell-Lherzoliths SA84-128/1 mit hellgraubraunem Orthopyroxen (Opx) und grünem Clinopyroxen (Cpx) neben farblosem Olivin (Ol) und nahezu opakem Spinell (Spl).

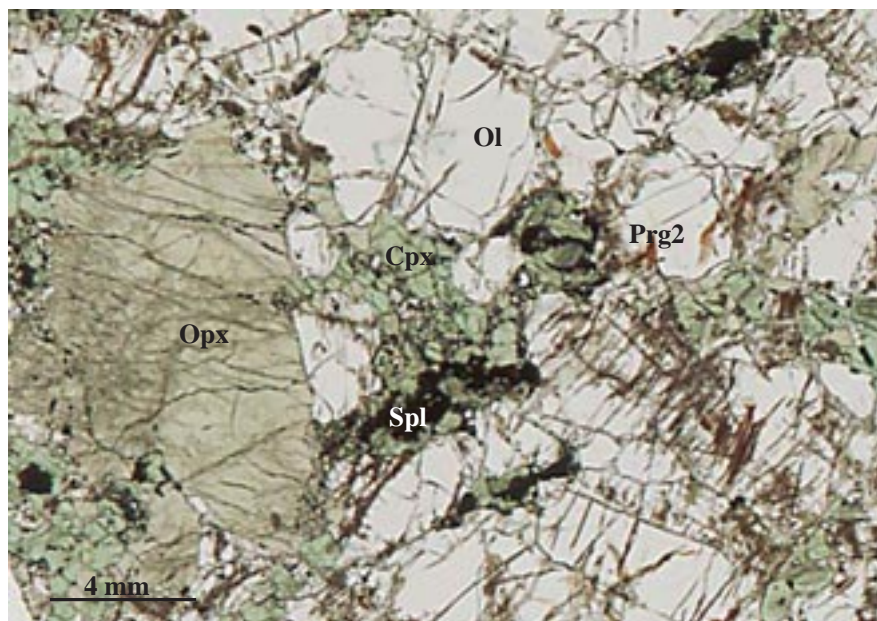


**Abb. 3–4.** Lichtmikroskopisches Bild des Spinell-Lherzoliths SA84-35 mit hellgrünem Clinopyroxen (Cpx), hellgraubraunem Orthopyroxen (Opx) und nahezu opakem Spinell (Spl). Olivin (Ol) besitzt eine gegenüber den anderen Phasen erhöhte Korngröße.

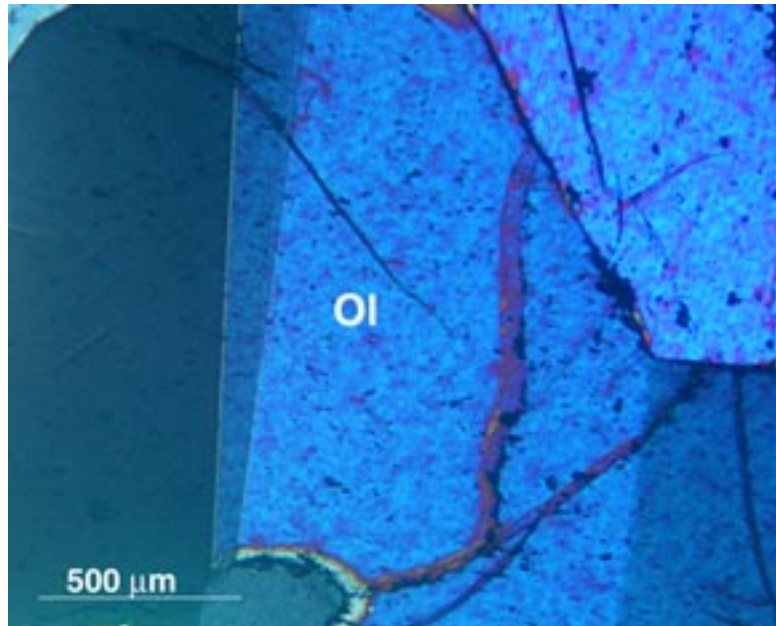


*Cr-Al-Spinell* bildet rundliche bis unregelmäßig geformte braune Körner, die variable Größe (0.05 – 1.5 mm) und Farbintensität zeigen (Abb. 3–2 bis 3–5). Kleinere Körner treten oft als Einschlüsse in Olivin und Clinopyroxenen oder manchmal auch in Clustern auf (Abb. 3–8 und 3–9). Nur zwei Proben (SA84-48, SA84-31) enthalten kleine braune hypidiomorphe Spinelle, die nachträglich auf Kosten der großen Spinelle gebildet wurden.

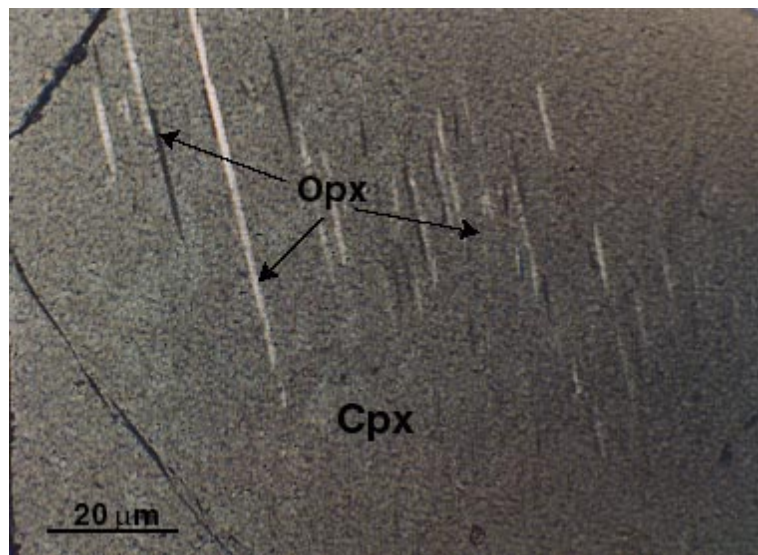
*Pargasit* kommt nur in einigen Proben in Form von Einschlüssen im Clinopyroxenen vor. Die nur schwach gelbbraun gefärbten Körner befinden sich im textuellen Gleichgewicht mit den Hauptphasen Olivin, Orthopyroxenen, Clinopyroxenen und Spinell. Sie können somit als „primäre“ Pargasite bezeichnet werden.



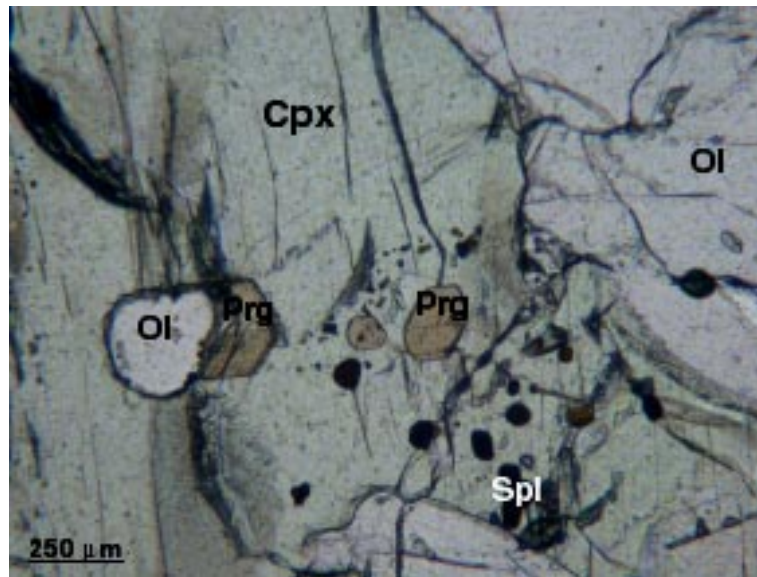
**Abb. 3–5.** Lichtmikroskopisches Bild des Spinell-Lherzoliths SA84-29 mit sehr großen (bis 1.2 cm), grau-braunen Orthopyroxenkörnern (Opx), kleineren, hellgrünen Clinopyroxenkörnern (Cpx), farblosem Olivin (Ol) und nahezu opakem Spinell (Spl). Daneben tritt sekundärer brauner Pargasit (Prg2) auf. Die Probe ist stark oxidiert; dies wird an der dunkelbraunen Verfärbung entlang von Rissen deutlich.



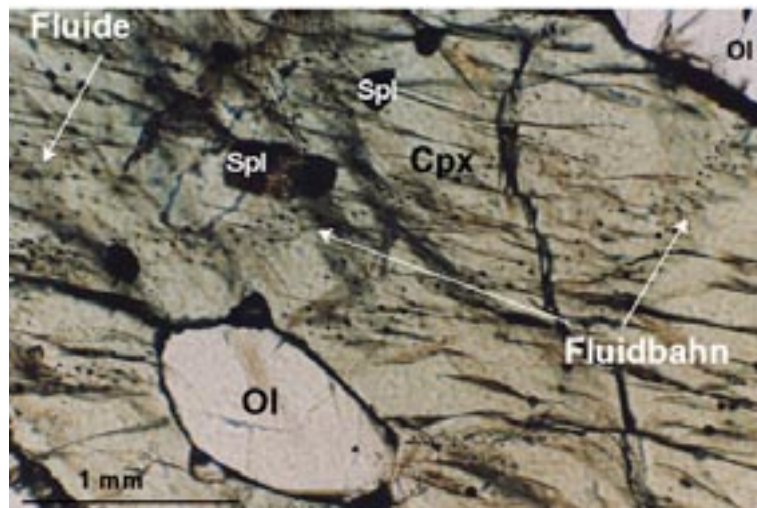
**Abb. 3-6.** Lichtmikroskopisches Bild (gekreuzte Polarisatoren) eines Olivinkorns mit „Kink-bands“ im Spinell-Lherzolith SA84-20.



**Abb. 3-7.** Entmischungslamellen von Orthopyroxen (hell) und Spinell (dunkel) im Kernbereich eines Clinopyroxenkorns in einem Spinell-Lherzolith. Lichtmikroskopisches Bild bei gekreuzten Polarisatoren; Probe SA84-20.

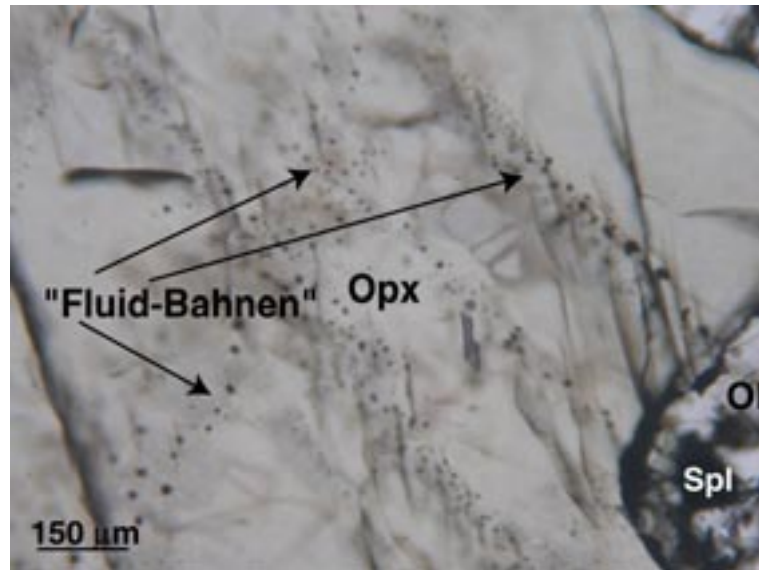


**Abb. 3–8.** Clinopyroxen (Cpx) mit Einschlüssen von („primärem“) Pargasit (Prg), Cr-Al-Spinell (Spl) und Olivin (Ol). Lichtmikroskopisches Bild; Probe SA84-48.



**Abb. 3–9.** Teilbereich eines größeren Clinopyroxen-Korns (Cpx) mit Einschlüssen von Olivin (Ol) und Cr-Al-Spinell (Spl). Deutlich sichtbar sind Fluideinschlussbahnen, die von den Korngrenzen oder von Rissen ausgehen. Lichtmikroskopisches Bild; Probe SA84-29.



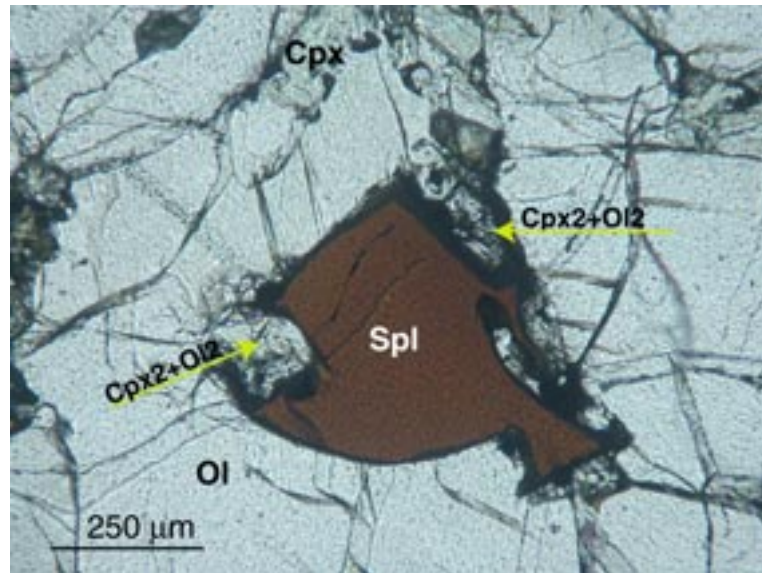


**Abb. 3–10.** Fluideinschlüsse in Orthopyroxen (Opx), die, ausgehend vom Rand, das Mineralkorn in mehreren Bahnen durchziehen. Als Nachbarphasen sind rechts unten Olivin (Ol) und Spinell (Spl) sichtbar. Lichtmikroskopisches Bild; Probe SA84-29.

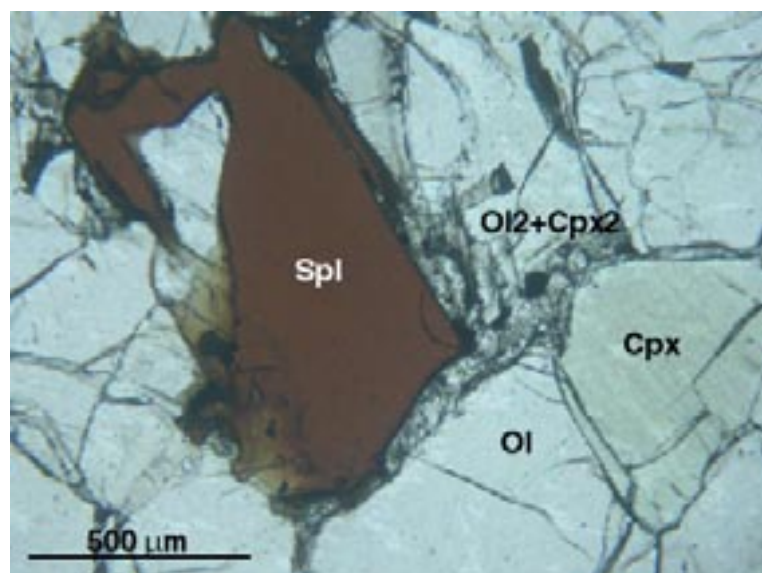
*Sekundäre*, durch die Zufuhr von Schmelz- und/oder Fluidphasen bedingte Änderungen im Mineralbestand und Gefüge der Spinell-Peridotite sind:

- Besonders an der Grenze zu Orthopyroxen wird Spinell buchtig korrodiert. Dabei bilden sich Aggregate aus sekundärem Clinopyroxen (Cpx<sub>2</sub>), Olivin (Ol<sub>2</sub>) und wenig sekundärem, Cr-reichen Spinell (Spl<sub>2</sub>), die auch geringe Mengen Glas enthalten können (Abb. 3–11 und 3–12). Häufig tritt auch sekundärer, bräunlicher Pargasit (Prg<sub>2</sub>) auf (Abb. 3–13). Die Randzonen der korrodierten Spinell-Körner sind meist intensiver als ihre Innenbereiche gefärbt und besitzen höheres  $X_{Cr}$ .
- Vor allem an der Grenze zu Olivin oder Spinell wird Clinopyroxen durch Reaktion mit einer Schmelzphase korrodiert, und es kommt zur Neubildung von Pargasit (Prg<sub>2</sub>) und wenig Spinell (Spl<sub>2</sub>) (Abb. 3–14 und 3–15).
- Durch Reaktion mit einer Schmelze löst sich primärer Orthopyroxen auf; Clinopyroxen (Cpx<sub>2</sub>), Spinell (Spl<sub>2</sub>) und Pargasit (Prg<sub>2</sub>) bilden sich neu. Diese neu gebildeten Körner sind, dort wo sie an Glas grenzen, meist hypidiomorph (Abb. 3–16).
- In manchen Xenolithen gibt es in Zwickeln, aber auch entlang der sonstigen Intergranulare größere Glasbereiche, in denen sich oft hypidiomorphe „Einsprenglinge“ von Cpx<sub>2</sub>, Spl<sub>2</sub> und Prg<sub>2</sub> befinden (Abb. 3–17, 3–18, 3–19 und 3–20).
- Vor allem Pyroxen-Körner und, weitaus seltener, auch Olivin-Körner können Fluideinschlüsse enthalten, die sehr spät entstanden sind. Oft sind diese Fluideinschlüsse auf „Bahnen“ angeordnet (Abb. 3-10), was darauf hinweist, dass die Fluide entlang von sich beim Aufstieg bildenden Rissen in die Mineralkörner eingedrungen sind und die Risse anschließend teilweise verheilten. Es ist anzunehmen, dass die Fluide beim Aufstieg aus dem Wirtsmagma entmisch wurden.

Die in den Xenolithen zum Zeitpunkt des Transports vorhandene Schmelzphase, die mit dem Altbestand reagiert hat, stammt sicherlich nicht aus dem Transportmagma, sondern muss bereits zum Zeitpunkt der Aufnahme ins Wirtsmagma vorhanden gewesen sein. Nur einige wenige Xenolithe enthalten zu braunem Glas erstarrtes, entlang von Rissen eingedrungenes Transportmagma, das in der Regel nicht mit dem Altbestand reagiert hat.

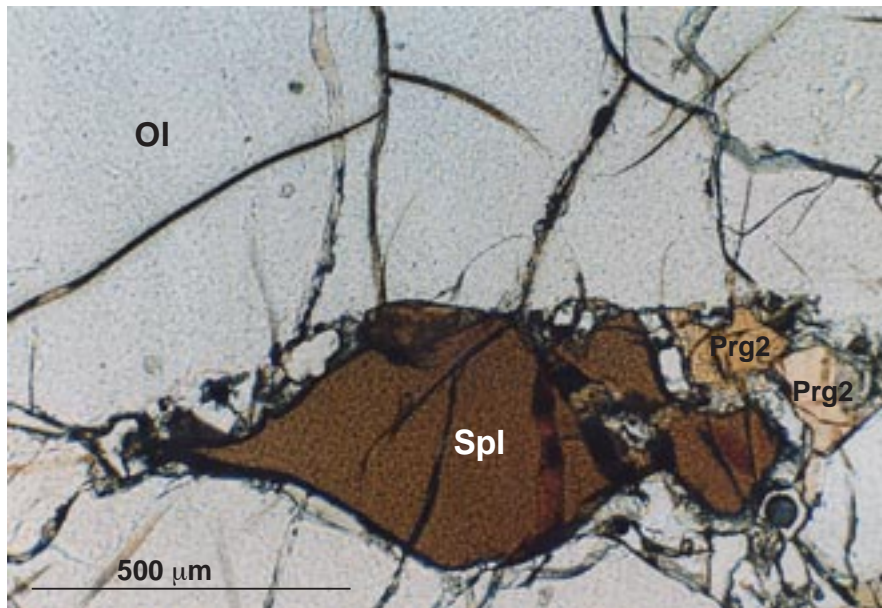


**Abb. 3-11.** Primärer Cr-Al-Spinell (Spl) mit dunklerem Rand und sekundär gebildeten Aggregaten aus Clinopyroxenen und Olivin (Cpx2+Ol2) sowie geringen Anteilen von Spinell (schwarze kleine Körner). Als weitere primäre Phasen sind große Olivin- und Clinopyroxen-Blasten (Ol bzw. Cpx) sichtbar. Lichtmikroskopisches Bild; Probe SA84-98.

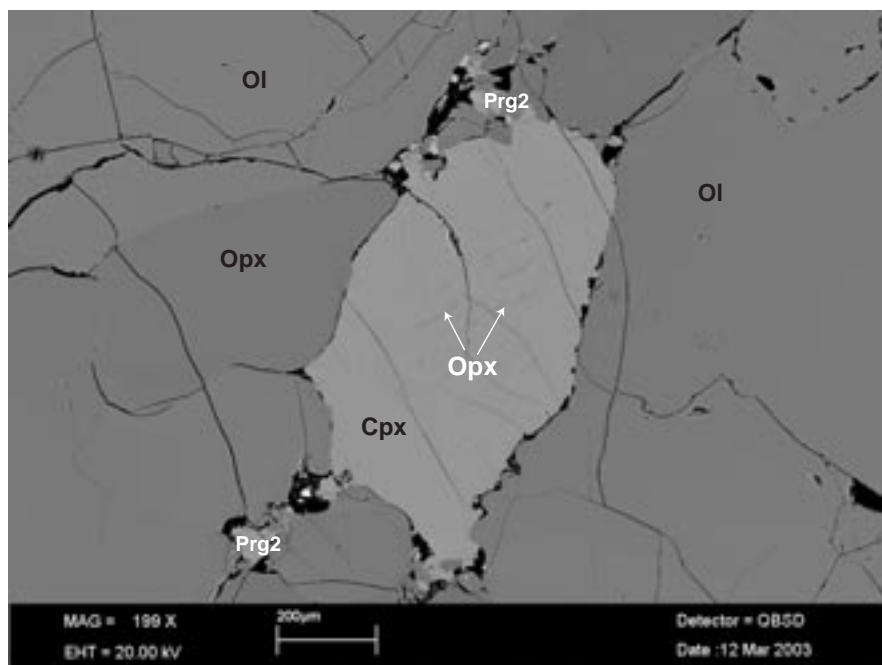


**Abb. 3-12.** Primärer Cr-Al-Spinell (Spl) mit randlichen, sekundär gebildeten Aggregaten aus Olivin und Clinopyroxen (Cpx2+Ol2) sowie geringen Anteilen von Spinell (schwarze kleine Körner) und Glas. Als weitere primäre Phasen sind große Olivin- und Clinopyroxen-Blasten (Ol bzw. Cpx) sichtbar. Lichtmikroskopisches Bild; Probe SA84-97.

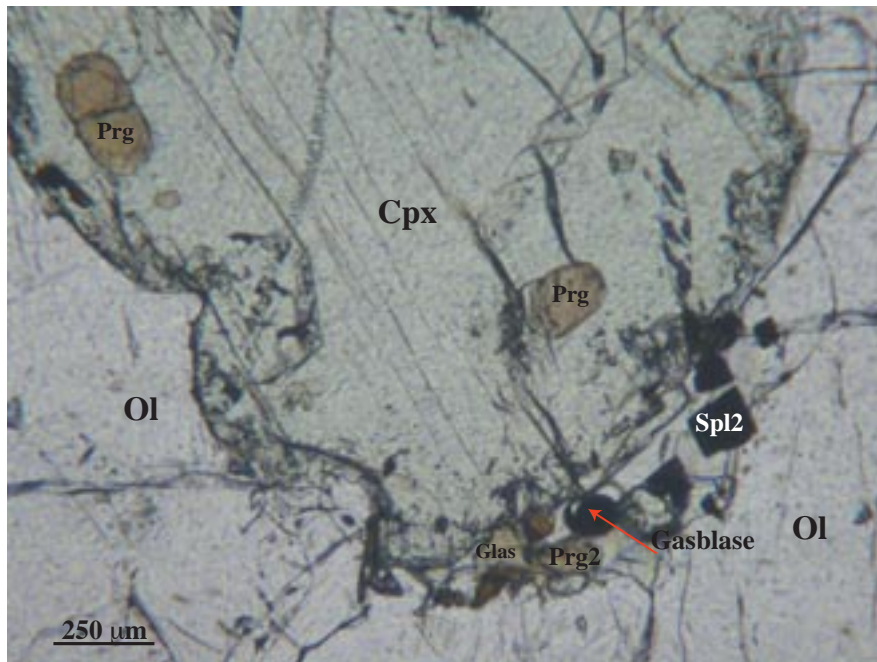




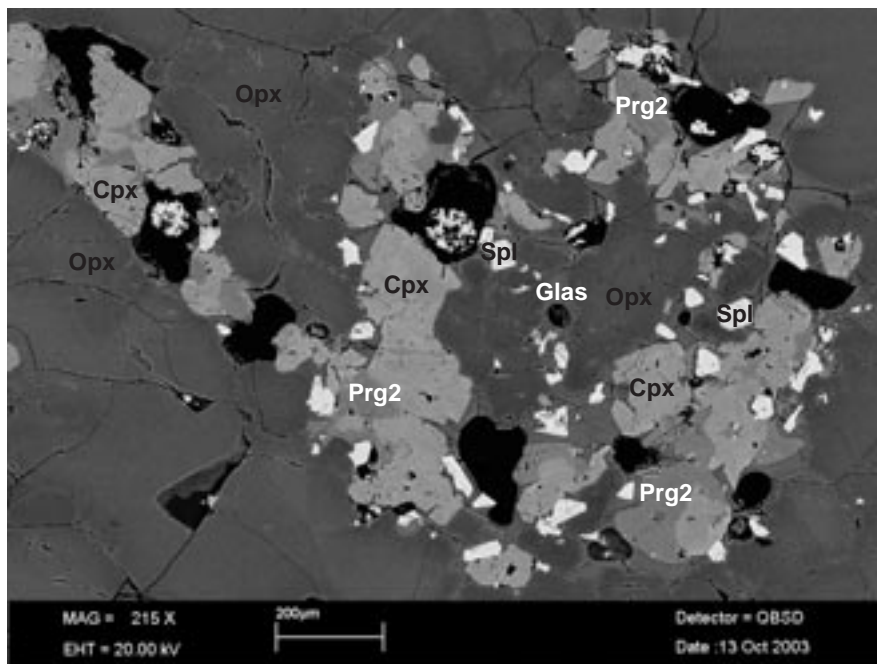
**Abb. 3–13.** Randlich korrodiertes Spinell-Korn (Spl) im Spinell-Lherzolith SA84-98 (lichtmikroskopisches Bild). Es hat sich sekundärer Pargasit (Prg2) gebildet. Rechts unten ist ein farbloser Glasbereich mit einer runden Gasblase (blaugrau) sichtbar.



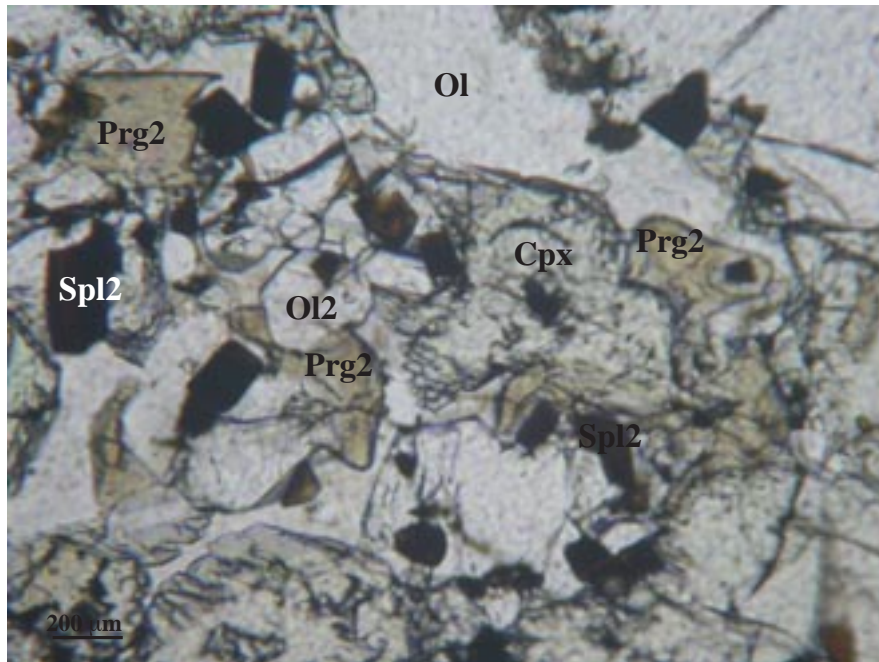
**Abb. 3–14.** Primärer Clinopyroxen (Cpx) wird von den Korngrenzen her buchtig korrodiert. Es kommt zur Neubildung von Pargasit (Prg2) und Spinell (Spl2; kleine helle hypidiomorphe Körner). Die dunklen Bereiche sind entweder Glas oder präparativ bedingte Ausbrüche. Im Clinopyroxen sind Opx-Entmischungslamellen sichtbar. Rückstreuelektronenbild; Probe SA84-98.



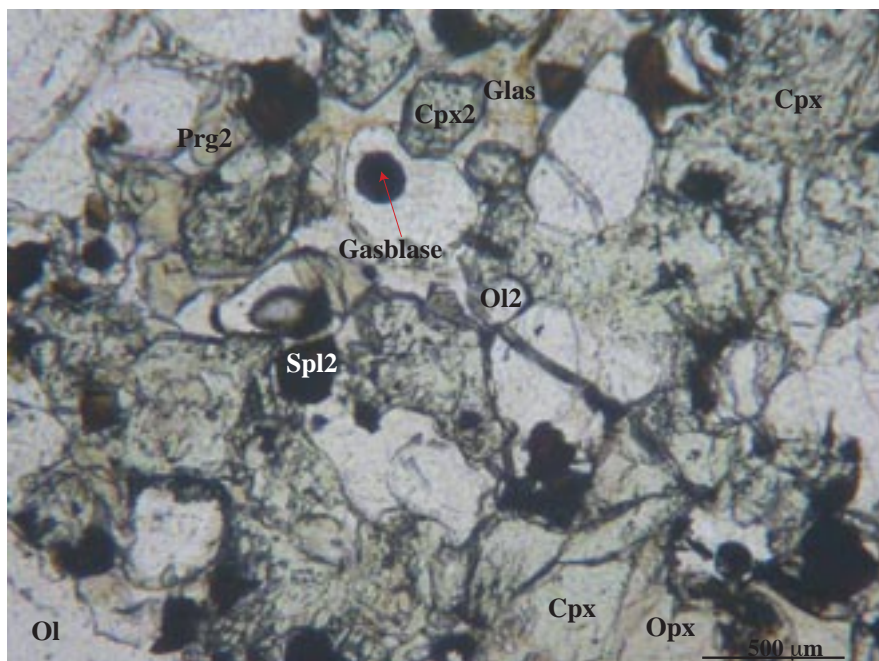
**Abb. 3–15.** Randlich korrodierter Clinopyroxen (Cpx) an der Grenze zu Olivin (Ol). Rechts unten ist ein Bereich zu sehen, der aus neu gebildetem Pargasit (Prg2), Spinell (Spl2) und Glas mit einer Gasblase besteht. Im primären Clinopyroxen befinden sich Einschlüsse eines früher gebildeten Pargasits (Prg). Lichtmikroskopisches Bild; Probe SA84-48.



**Abb. 3–16.** Rückstreuelektronenbild eines metasomatisch entstandenen Aggregats mit reliktschem Orthopyroxen (Opx), neu gebildetem Clinopyroxen (Cpx2), Spinell (Spl2; helle Körner), Pargasit (Prg2) sowie einer Glasphase mit Gasblasen, die zum Teil angeschnitten sind (größere, rundlich begrenzte, schwarze Bereiche) oder sich unterhalb der Präparatoberfläche befinden (rundliche, graue fleckige Bereiche). Rückstreuelektronenbild; Spinell-Lherzololith SA84-48.

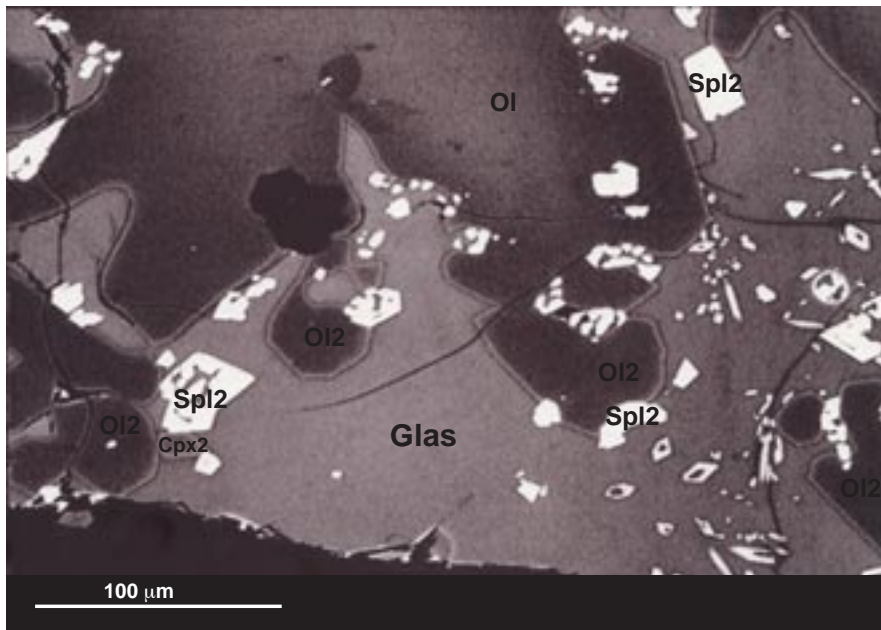


**Abb. 3-17.** Intergranularer Bereich mit neu gebildetem braunem Pargasit (Prg2), hypidiomorphem Spinell (Spl2) und Olivin (Ol2). Reliktische Phasen sind Olivin (Ol) und hellgrüner Clinopyroxen (Cpx). Lichtmikroskopisches Bild; Spinell-Lherzolith SA84-48.

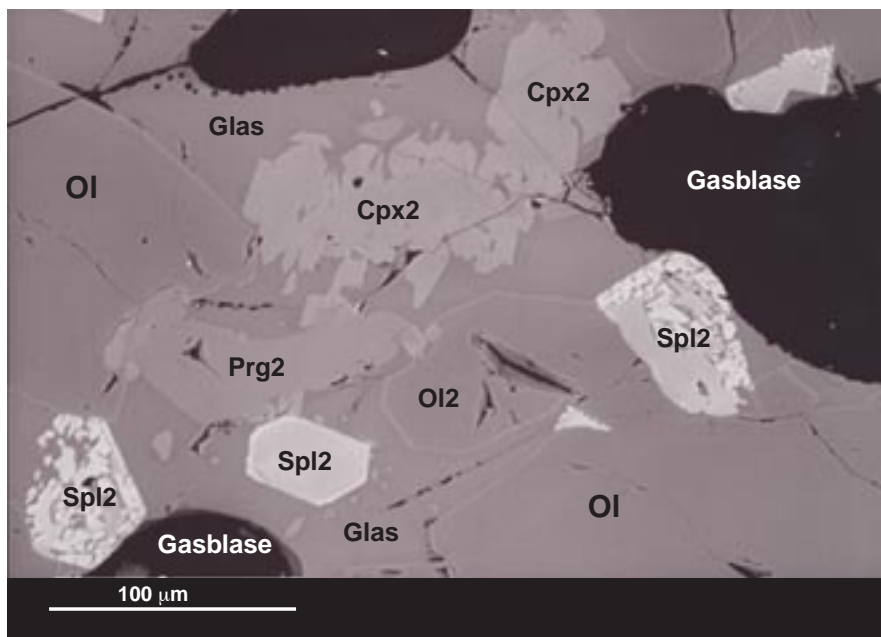


**Abb. 3-18.** Lichtmikroskopisches Bild des Spinell-Lherzoliths SA84-48: Intergranularer Bereich mit neu gebildetem Clinopyroxen (Cpx2), Pargasit (Prg2), Cr-Al-Spinell (Spl2), Olivin (Ol2) und Glas, das stellenweise rundliche, dunkel erscheinende Gasblasen enthält. Rechts unten ist reliktsicher Orthopyroxen zu sehen.



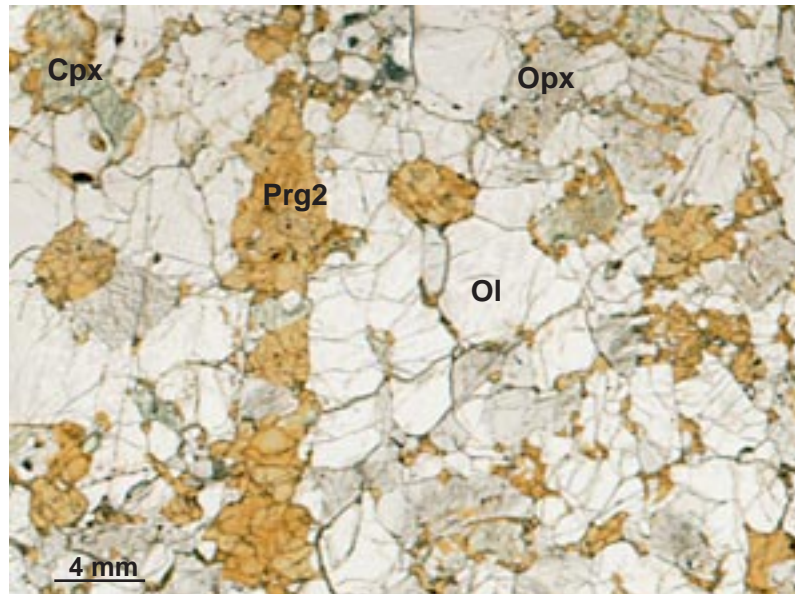


**Abb. 3–19.** Spinell-Lherzolith SA84-28. Das primäre große Olivin-Korn ist von Glas umgeben, in dem Einsprenglinge von Spinell (Spl2), Olivin (Ol2) und Clinopyroxen (Cpx2) auskristallisiert sind (Rückstreuungsbild)

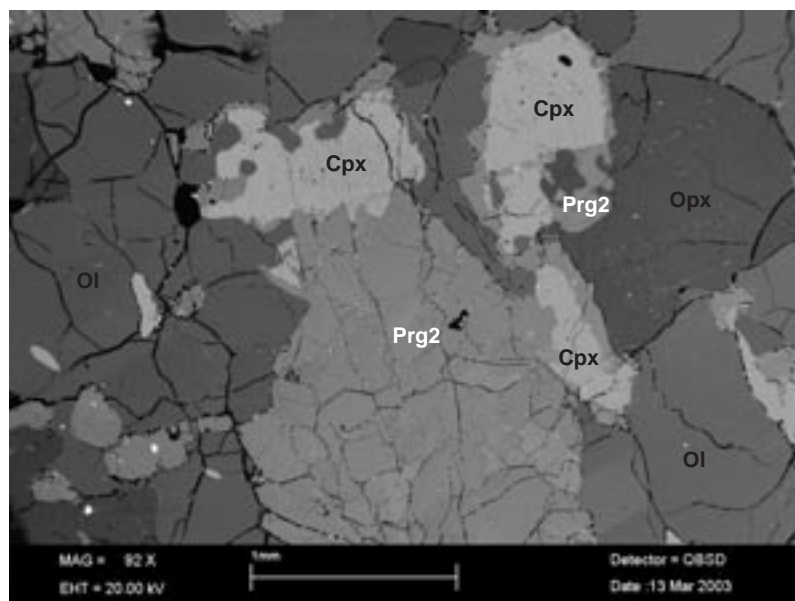


**Abb. 3–20.** Glasnest innerhalb eines Spl-Lherzoliths (SA84-48) mit Einsprenglingen von Clinopyroxen (Cpx2), Pargasit (Prg2), Olivin (Ol2) und Spinell (Spl2).

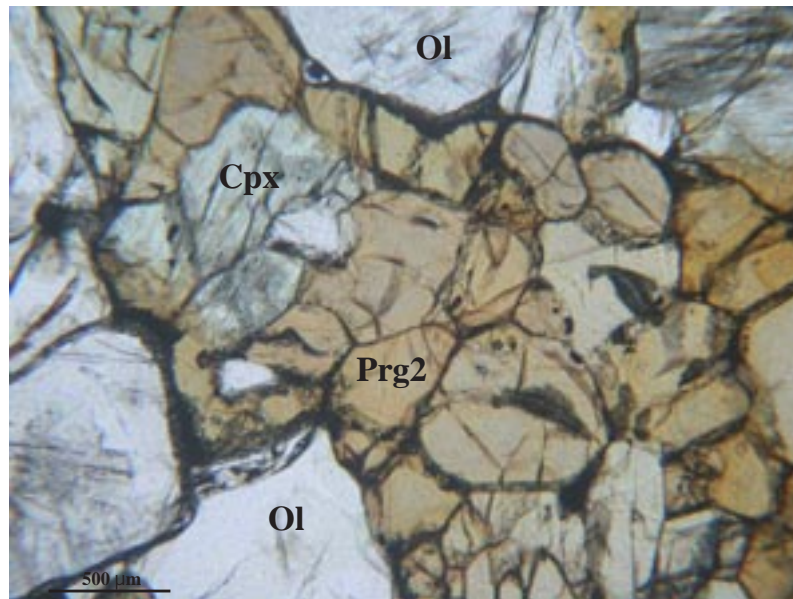
Der Xenolith SA84-128/3 (Prg-Peridotit) unterscheidet sich von den anderen Proben durch einen besonders hohen Anteil an *sekundärem Pargasit* (Prg2) und die Anwesenheit von *Apatit*. Pargasit hat sich vor allem auf Kosten von Clinopyroxenen gebildet, wie entsprechende Relikte belegen (Abb. 3–21 bis 3–23). Ein Anfangsstadium der randlichen Verdrängung von Clinopyroxenen durch Pargasit im Zuge der Reaktion mit einer Schmelz- oder Fluidphase ist in Abb. 3–22 zu sehen. Im Gegensatz zu den anderen Peridotiten ist in dieser Probe kein Spinell (mehr?) vorhanden.



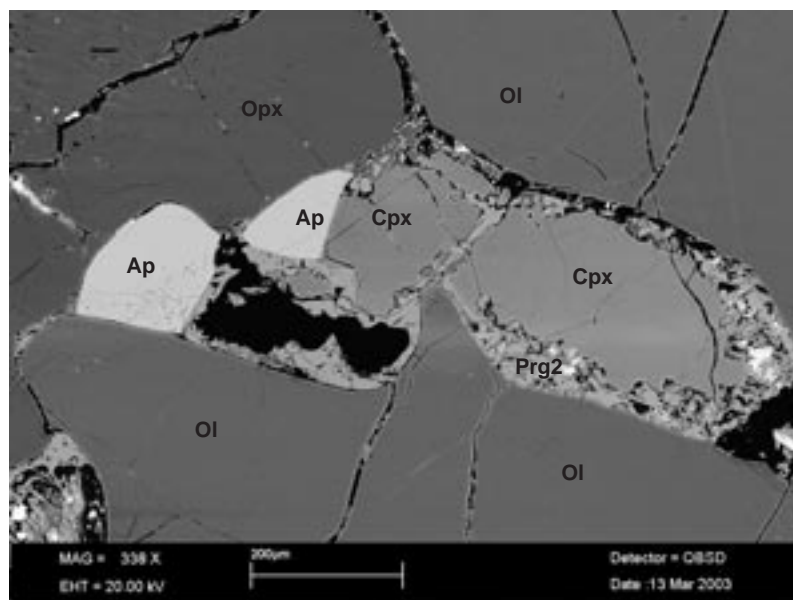
**Abb. 3–21.** Ehemaliger Spinell-Lherzolith SA84-128/3: Grünlicher Clinopyroxen (Cpx) ist weit gehend in braunen Pargasit (Prg2) umgewandelt. Lichtmikroskopisches Bild.



**Abb. 3–22.** Die metasomatische Verdrängung des primäres Clinopyroxens (Cpx) durch Pargasit (Prg2) beginnt von den Korngrenzen her. In der unteren Mitte des Bildes hat Prg2 den primären Cpx völlig verdrängt und dessen Gestalt angenommen. Als weitere primäre Mineralphasen sind Orthopyroxen (Opx) und Olivin (Ol) sichtbar. Rückstreuerelektronenbild; Probe SA84-128/3.



**Abb. 3–23.** Brauner sekundärer Pargasit (Prg2) hat primären Clinopyroxen (Cpx) weit gehend verdrängt. Olivin (Ol) ist nicht an der Reaktion beteiligt. Probe SA84–128/3.

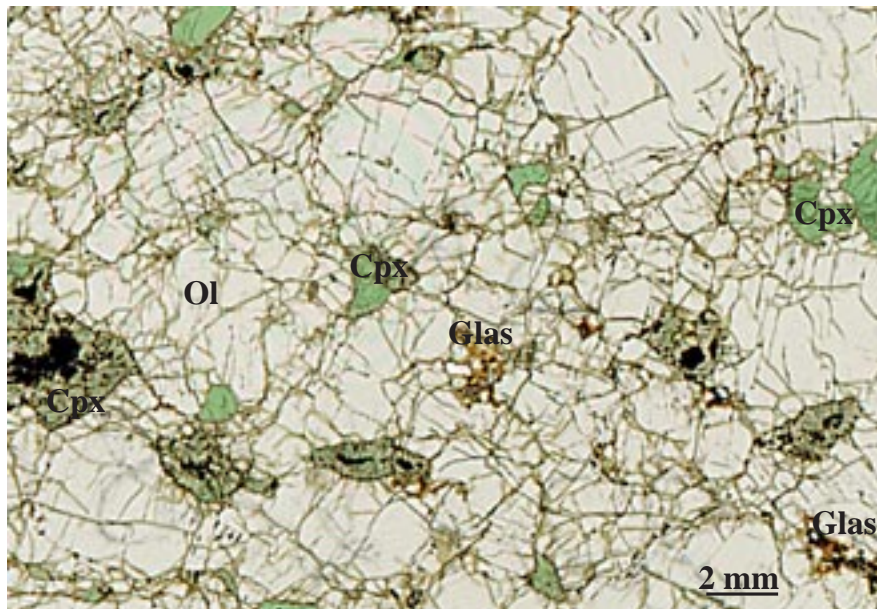


**Abb. 3–24.** Primärer Clinopyroxen (Cpx) reagiert randlich mit einer Schmelzphase (jetzt Glas) unter Bildung von Pargasit (Prg2), Spinell (Spl2) und Apatit (Ap). Bei den schwarzen Bereichen handelt es sich um präparativ bedingte Ausrisse. Rückstreuelektronenbild; Probe SA84-128/3.

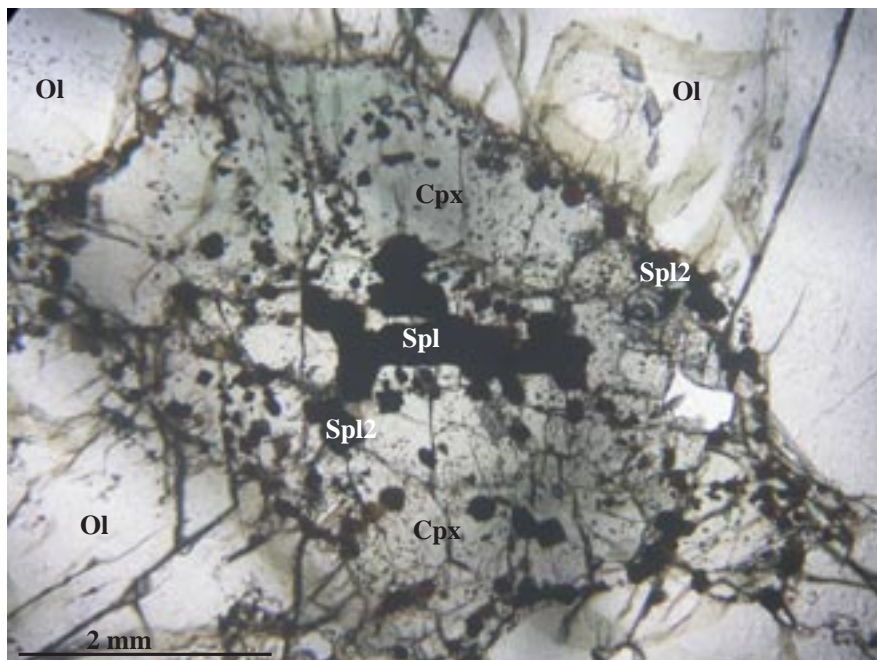


### 3.4. Spinell-Wehrlit

Der untersuchte grobkörnige Spinell-Wehrlit (SA82-288c) besteht vor allem aus farblosen *Olivin*-Körnern, die bei gekreuzten Polaristoren teilweise Kink-bands zeigen, was auf eine späte Deformation des Gesteins kurz vor der Förderung hindeutet. Die mengenmäßig untergeordneten *Clinopyroxen*-Körner sind durch den erhöhten Cr-Gehalt intensiv grün gefärbt (Abb. 3-25 und 3-26).

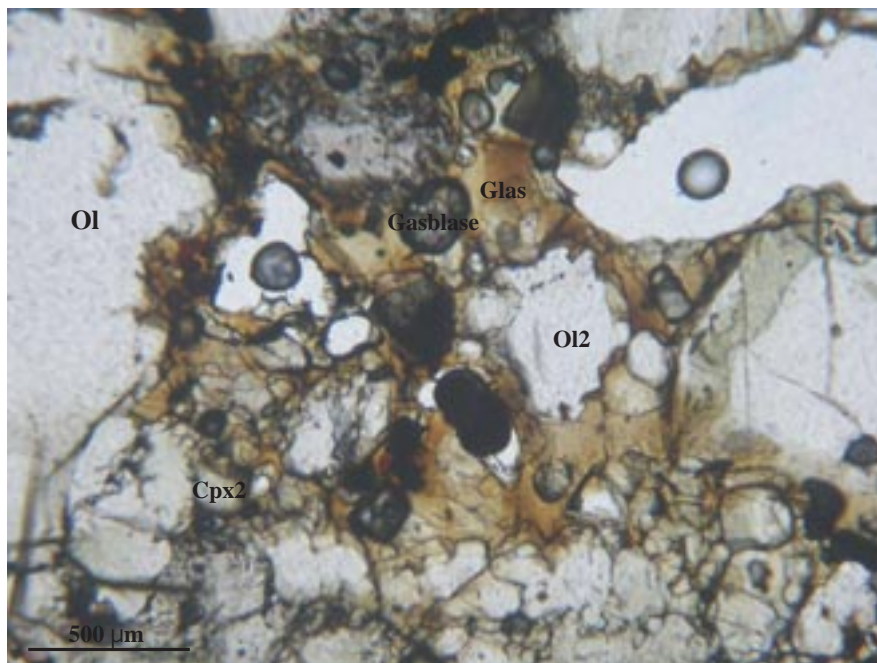


**Abb. 3-25.** Lichtmikroskopisches Bild des Spinell-Wehrlits SA82-288c. Grüner Clinopyroxen (Cpx) und nahezu farbloser Olivin bilden die Hauptgemengteile des Gesteins. Dunkelbrauner Spinell ist teilweise im Cpx eingeschlossen. Zu sehen ist außerdem hellbraunes Glas.



**Abb. 3-26.** Als Einschluss im Clinopyroxen (Cpx) ist dunkelbrauner primärer Spinell (Spl) vorhanden. Am Rand des Cpx haben sich kleine braune sekundäre Spinell-Körner (Spl2) gebildet. Zudem ist farbloser Olivin (Ol) sichtbar (Probe SA82-288c).

Teilweise sind in Clinopyroxenen dunkelbraune bis schwarze *primäre Spinell*-Körner und deutlich kleinere, dunkelbraune hypidiomorphe *sekundäre Spinell*-Körner eingeschlossen (Abb. 3–26). Hellbrauner bis beigefarbener Orthopyroxen ist nur wenig vorhanden (< 10 %). Weiterhin ist der Spinell-Wehrlit durch einen hohen Anteil an hellbraunem *Glas* ausgezeichnet (Abb. 3–27). Dieses Glas enthält vereinzelt Einsprenglinge von Spinell (Spl2), Olivin (Ol2) und Clinopyroxen (Cpx2). Zusätzlich sind (ehemalige) Gasblasen vorhanden. Vor allem in den Clinopyroxenen-, untergeordnet aber auch in den Olivin-Körnern, sind zahlreiche Fluideinschlussbahnen zu sehen, die vom Rand in die Kornmitte laufen.

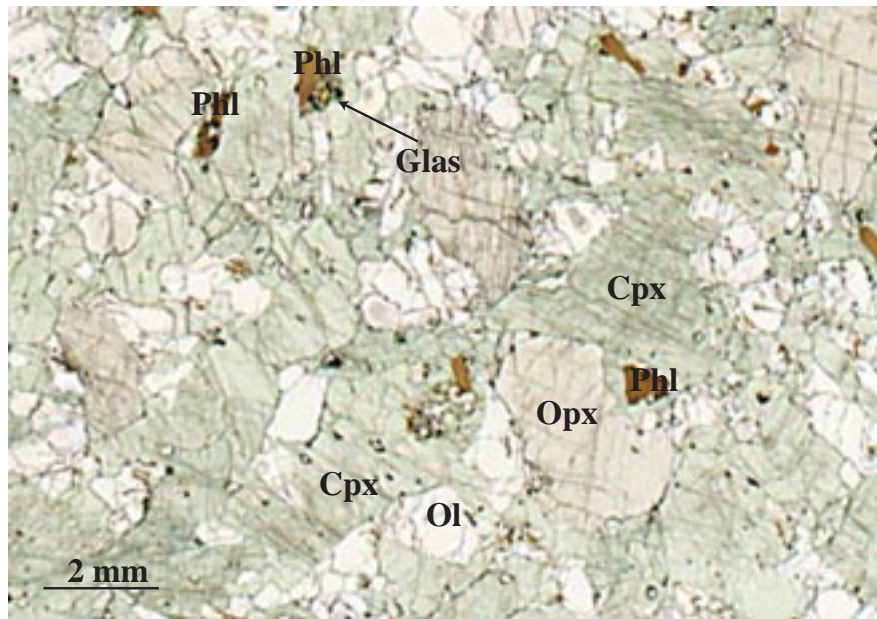


**Abb. 3–27.** Hellbrauner Glasbereich innerhalb des Spinell-Wehrlits SA82-288c mit zahlreichen Gasblasen und sekundären Körnern von Clinopyroxen (Cpx2) und Olivin (Ol2).

### 3.5. Spinell-Pargasit-Phlogopit-Olivin-Websterit

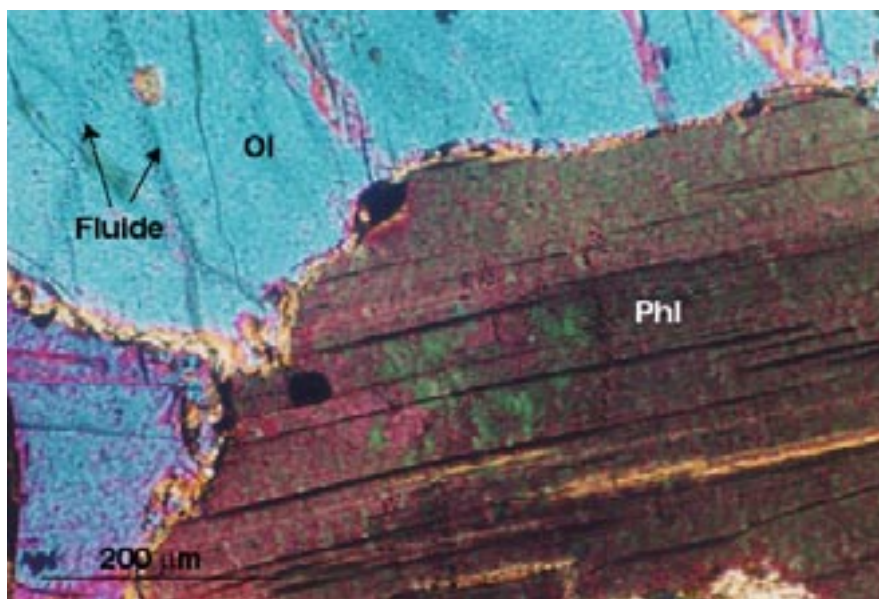
Es wurde nur ein Xenolith olivin-websteritischer Zusammensetzung gefunden. Das *primäre* Gefüge dieses exotischen Xenoliths (Probe SA84-63) ist grobkörnig. Neben den Hauptmineralen Olivin, Clinopyroxen und Orthopyroxen treten als Nebengemengteile Spinell, Ba-reicher Phlogopit sowie – wesentlich seltener – Ba- und Cr-reicher Pargasit auf (Abb. 3–28). Clinopyroxen bildet 1.5 bis 3.0 mm große grünliche Körner, die Orthopyroxen-Entmischungslamellen aufweisen und Einschlüsse von Phlogopit haben können; zudem treten vereinzelt Fluideinschlüsse auf. Orthopyroxen bildet 0.5 bis 2.5 mm große hellgraubraune Körner, die ebenfalls Phlogopit-Einschlüsse besitzen. Die größeren der 0.2 bis 2.0 mm großen primären Olivin-Körner zeigen deformationsbedingte Kink-bands.



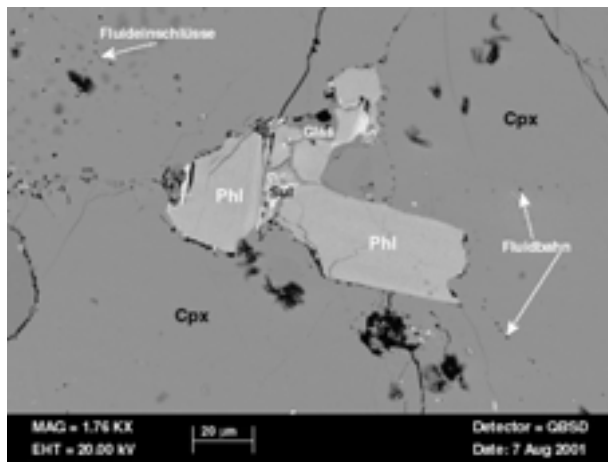


**Abb. 3–28.** Spinell-Pargasit-Phlogopit-Olivin-Websterit (SA84-63). Die lichtmikroskopische Übersichtsaufnahme zeigt hellgrünen Clinopyroxen (Cpx), hellgraubraunen Orthopyroxen (Opx), farblosen Olivin (Ol) und braunen Ba-Phlogopit (Phl).

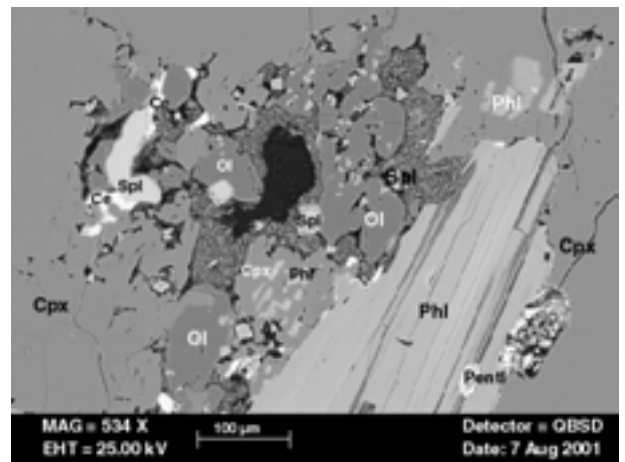
Häufigstes Nebenmineral ist hellgelbbraun pleochroitischer Ba-reicher Phlogopit, der in Form eigenständiger, 0.05 bis 2.0 mm großer Körner (Abb. 3–29) oder als Einschluß in Clino- und Orthopyroxen (Abb. 3–31) auftritt. Einzelne größere Körner weisen Kinkbands auf. Einschlüsse von chemisch heterogenem Sr-reichem Baryt sind nicht selten (Abb. 3–33). Wesentlich seltener als Phlogopit tritt, ebenfalls im texturellen Gleichgewicht mit den Hauptphasen des Gesteins, Ba-reicher Pargasit auf. Alle drei Ba-reichen Phasen müssen als das Resultat einer frühen Metasomatose, an die sich eine Rekristallisation anschloss, gesehen werden.



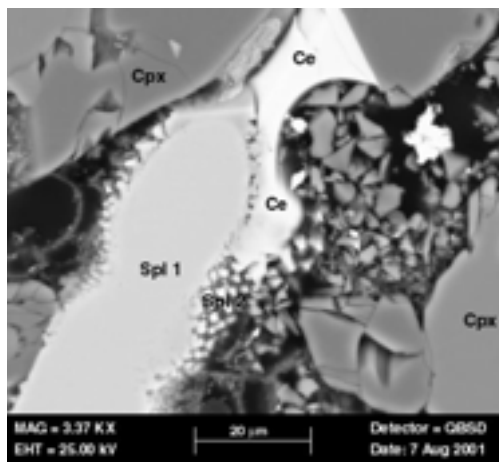
**Abb. 3–29.** Großer Ba-Phlogopit-Kristall im Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit SA84-63. Im angrenzenden Olivin sind Fluideinschlüsse als parallele Bahnen vorhanden. Lichtmikroskopisches Bild mit gekreuzten Polarisatoren.



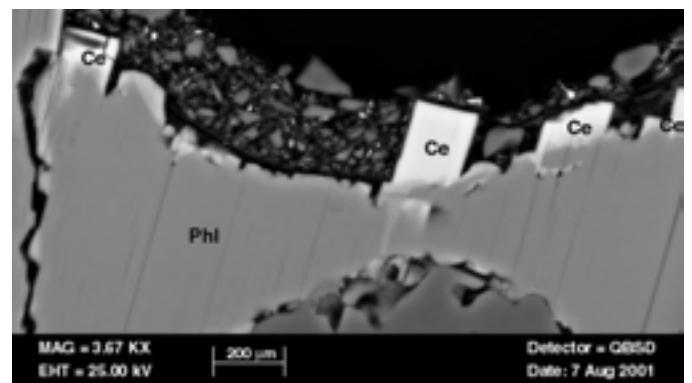
**Abb. 3–30.** Phlogopit (Phl), teilweise eingeschlossen in Clino-pyroxen (Cpx). Sekundär haben sich Glas und Sr-reicher Baryt (Sul) sowie Fluideinschlußbahnen gebildet. Rückstreuelektronenbild; Probe SA84-63.



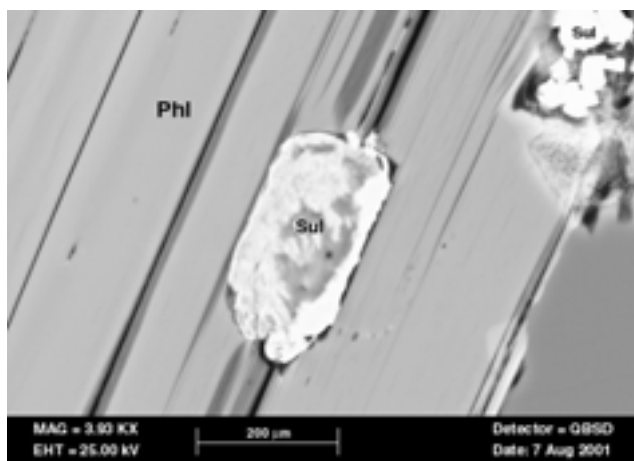
**Abb. 3–31.** Phlogopit (Phl) mit breiterer Reaktionszone aus nachträglich gebildetem Celsian (Ce), Olivin (Ol), Clino-pyroxen (Cpx) und Spinell (Spl). Rückstreuelektronenbild; Probe SA84-63.



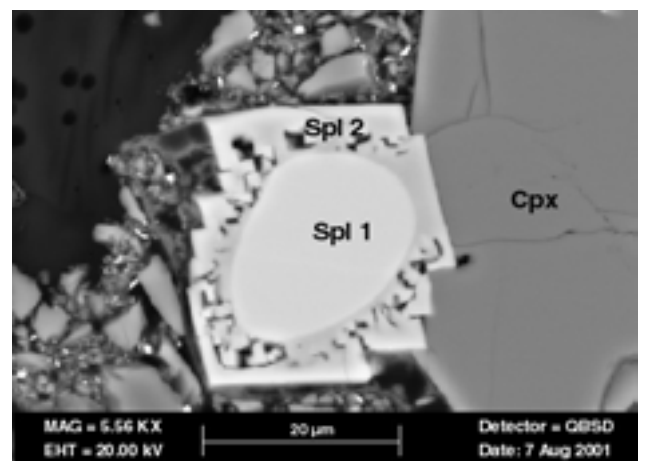
**Abb. 3–32.** Spinell (Spl 1) mit Cr-Fe-reicherem Saum (Spl 2) und Celsian (Ce) in einer Reaktionszone um Ba-Phlogopit. Rückstreuelektronenbild; Probe SA84-63



**Abb. 3–33.** Ba-Phlogopit mit aufgewachsenen Celsiankristallen. Rückstreuelektronenbild; Probe SA84-63.



**Abb. 3–34.** Heterogener Sr-reicher Baryt als Einschluß in einem Ba-Phlogopit; Rückstreuelektronenbild; SA84-63.



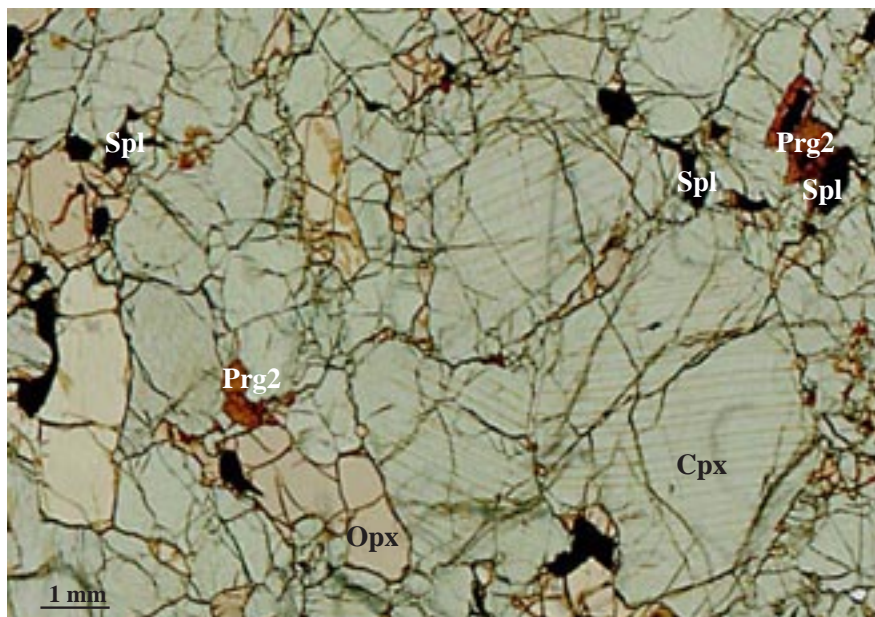
**Abb. 3–35.** Spinellkorn mit Anwachsraum (Spl 2) auf der Intergranularen zwischen Phlogopit (links) und Clino-pyroxen (rechts). Rückstreuelektronenbild; Probe SA84-63.

Um fast alle Phlogopit-Körner findet man sehr dünne, unter dem Lichtmikroskop nicht oder kaum erkennbare *Reaktionszonen*, die aus Glas, Spinell und Ba-reichem Feldspat (Celsian) bestehen (Abb. 3-30 bis 3-33 sowie Abb. 3-35). Texturell deutet alles darauf hin, dass eine eingedrungene Schmelze mit dem Phlogopit reagiert hat.

### 3.6. Spinell-Websterite

Drei einander recht ähnliche spinell-websteritische Xenolithe wurden näher untersucht. Die Gesteine besitzen primär ein isotropes heterogranulares Gefüge, das aus den Hauptbestandteilen Clinopyroxen und Orthopyroxen sowie Spinell als Nebengemengteil aufgebaut wird (Abb. 3-36, 3-37). *Clinopyroxen* bildet bis zu 6 mm große, unregelmäßig geformte, grüne Körner, die fast immer Entmischungslamellen von Orthopyroxen und, schräg dazu, auch von Spinell aufweisen (Abb. 3-38). Die Cpx-Lamellen sind manchmal leicht verbogen, was auf eine tektonische Beanspruchung hinweist (Abb. 3-36). *Orthopyroxen* tritt in Form hellgraubrauner, ebenfalls bis zu 6 mm großer Körner auf, die nur sehr selten Entmischungslamellen aus Clinopyroxen haben. *Spinell* ist schwarzbraun bis opak und bildet bis zu 2 mm große Körner (Abb. 3-36 und 3-37), die meist Entmischungerscheinungen zeigen (Abb. 3-39).

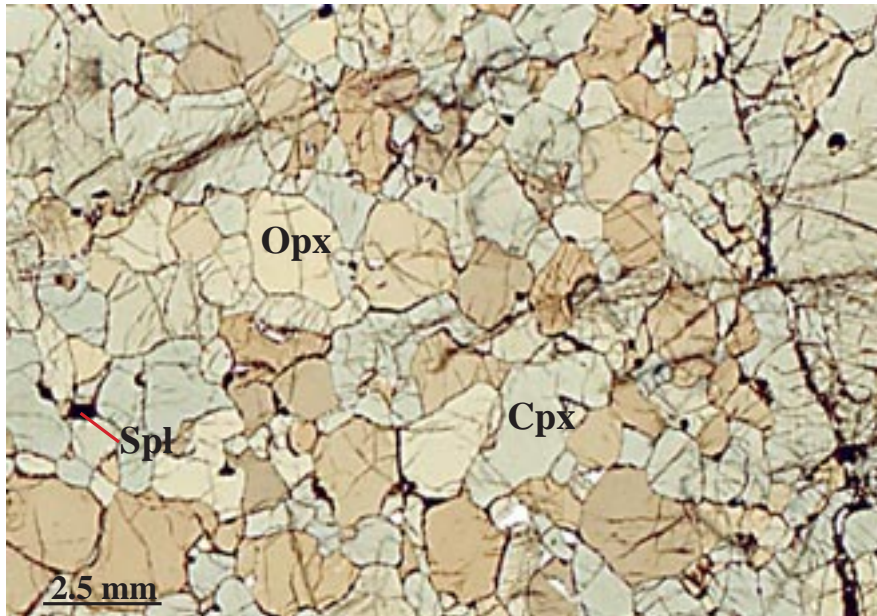
Alle Websterite sind sekundär metasomatisch überprägt. Auffällig ist dabei die Neubildung von braunem *Pargasit* entlang der Intergranularen, wobei die Anwesenheit von Clinopyroxen eine notwendige, aber nicht hinreichende Bedingung für die Pargasitbildung ist. Meist ist Pargasit mit Glas vergesellschaftet (Abb. 3-36, 3-37, 3-40 und 3-41). An einigen Stellen im Gestein sieht der Pargasit bereits rekristallisiert aus.



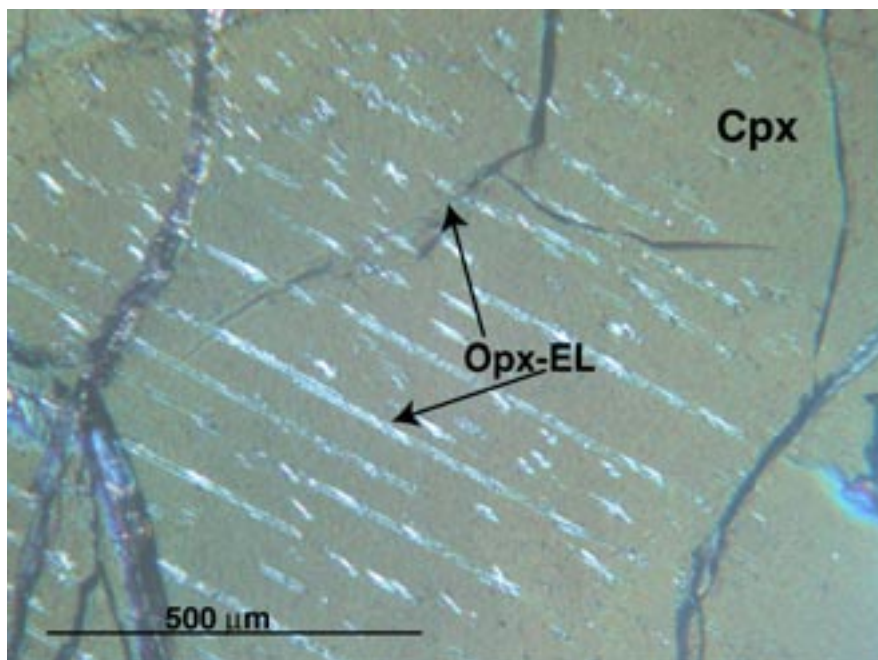
**Abb. 3-36.** Lichtmikroskopisches Bild des Spinell-Websterits SA82-288h mit hellgraubraunem Orthopyroxen (Opx), grünem Clinopyroxen (Cpx) und nahezu opakem Spinell (Spl). Sekundär hat sich brauner Pargasit gebildet.



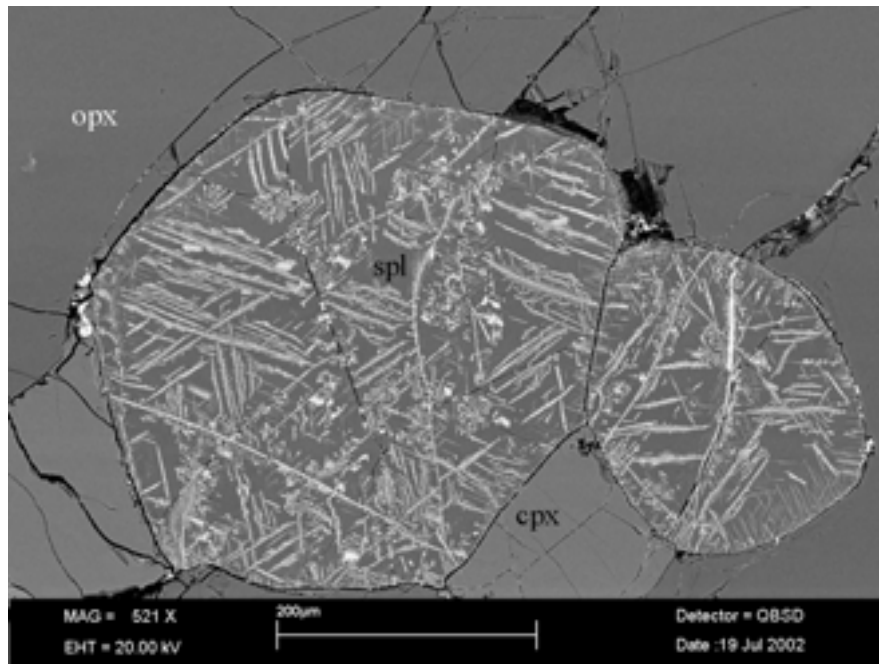
Vor allem im Clinopyroxen, untergeordnet aber auch im Orthopyroxen, sind sehr viele *Fluideinschlüsse*, meist entlang von Flächen angeordnet (teilweise ausgeheilte Risse), zu beobachten (Abb. 3–42 und 3–43). Auch die sekundären Pargasite enthalten Fluideinschlüsse.



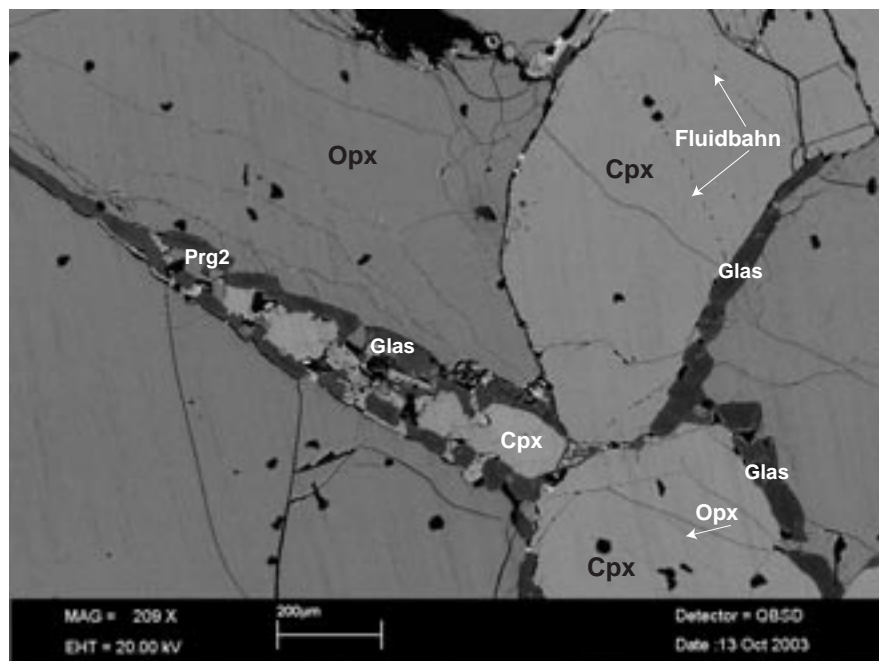
**Abb. 3–37.** Gefüge des Spl-Websterits SA82-288f. mit hellbraunem Orthopyroxen (Opx) und hellgrünem Clinopyroxen (Cpx). Vereinzelt sind kleine braune Spinelle vorhanden.



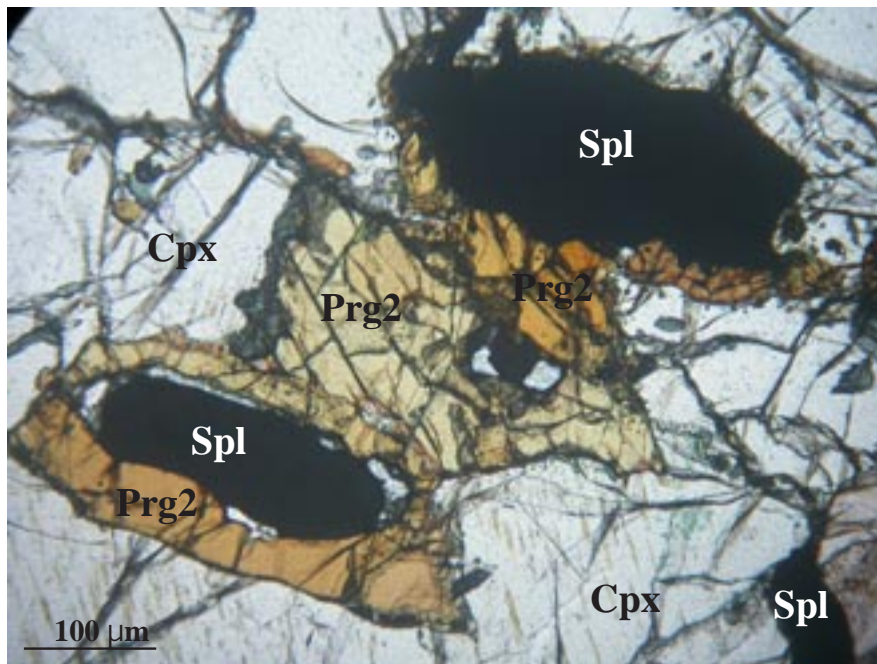
**Abb. 3–38.** Clinopyroxen (Cpx) mit Entmischungslamellen aus Orthopyroxen (Opx-EL) im Spinell-Websterit SA82-288f. Lichtmikroskopisches Bild mit gekreuzten Polarisatoren.



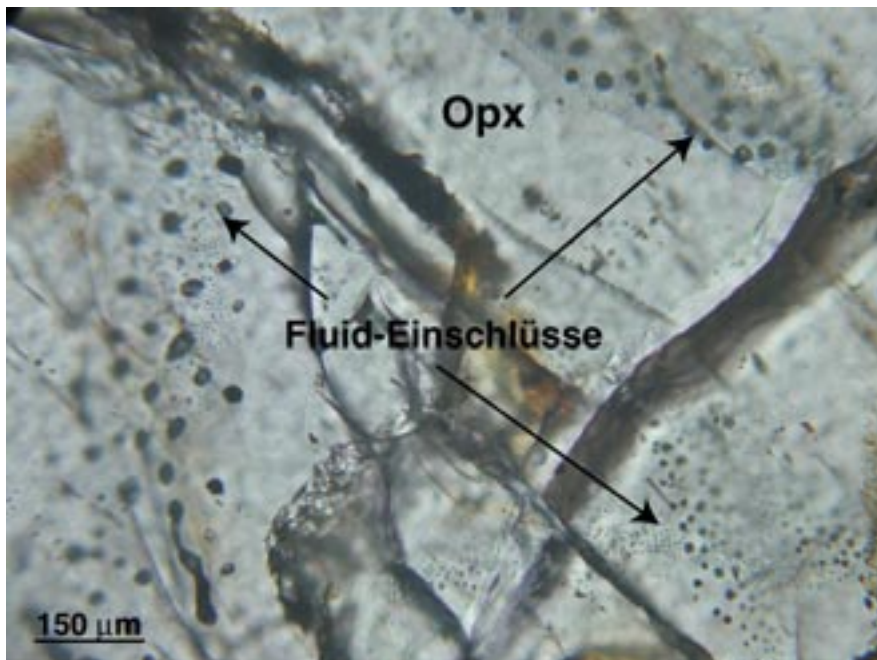
**Abb. 3–39.** Spinell mit Entmischungslamellen von Magnetit (hell) gegenüber einer Mg-reicheren Spinell-Matrix. Im Kontaktbereich zu Spinell treten Clinopyroxen (Cpx) und Orthopyroxen (Opx) auf. Rückstreuelektronenbild; Probe SA82-288h.



**Abb. 3–40.** Intergranulare Reaktionszonen aus Glas und sekundärem Pargasit um Orthopyroxen. Sichtbar sind zudem girlandenartig aneinandergereihte Fluideinschlüsse im Clinopyroxen. Rückstreuelektronenbild; Probe SA82-288f.

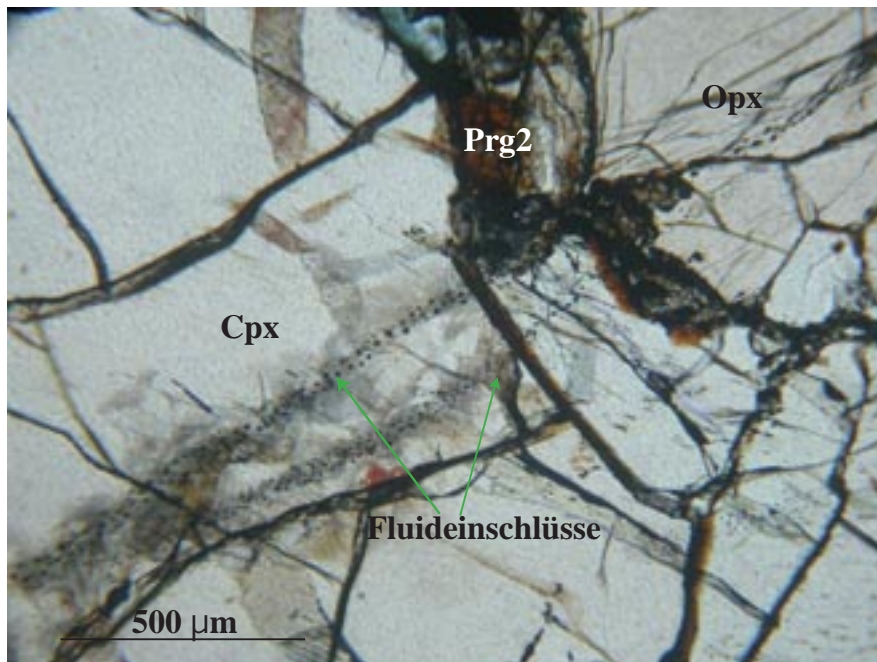


**Abb. 3-41.** Entlang der Grenzflächen zwischen Spinell (Spl) und Clinopyroxen (Cpx) hat sich sekundär brauner Pargasit (Prg2) gebildet. Auffallend ist, dass der Prg2 schon rekrystallisiert zu sein scheint. Lichtmikroskopisches Bild; Probe SA82-288h.



**Abb. 3-42.** Fluideinschlüsse in Orthopyroxen (Opx) eines Spinell-Websterits. Die Einschlüsse sind entlang von geneigten Flächen angeordnet, was auf ehemalige, teilweise ausgeheilte Risse hinweist. Lichtmikroskopisches Bild; Probe SA82-288f.



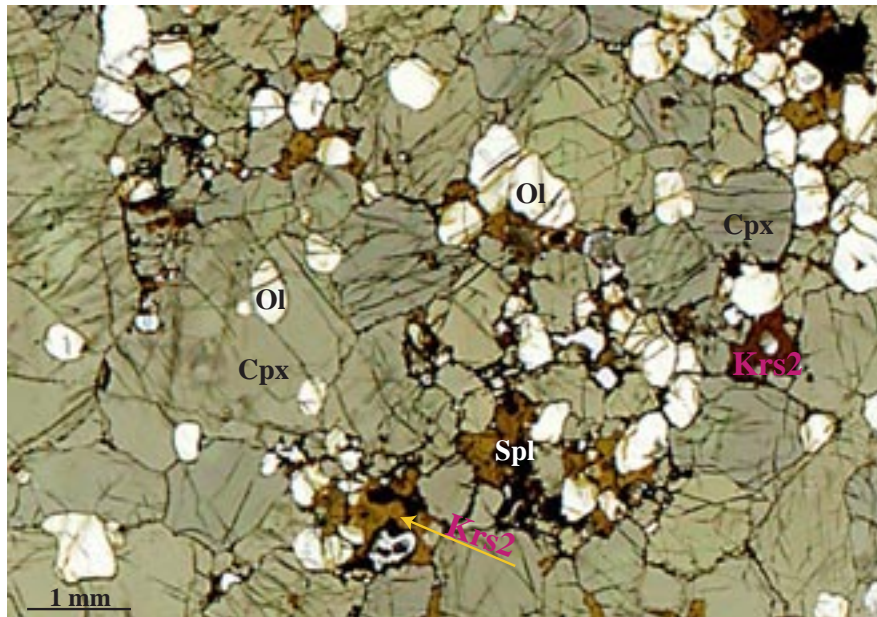


**Abb. 3–43.** Clino- und Orthopyroxen-Körner (Cpx bzw. Opx), die von mehreren Fluideinschlussbahnen durchzogen werden. Lichtmikroskopisches Bild; Probe SA84-288h.

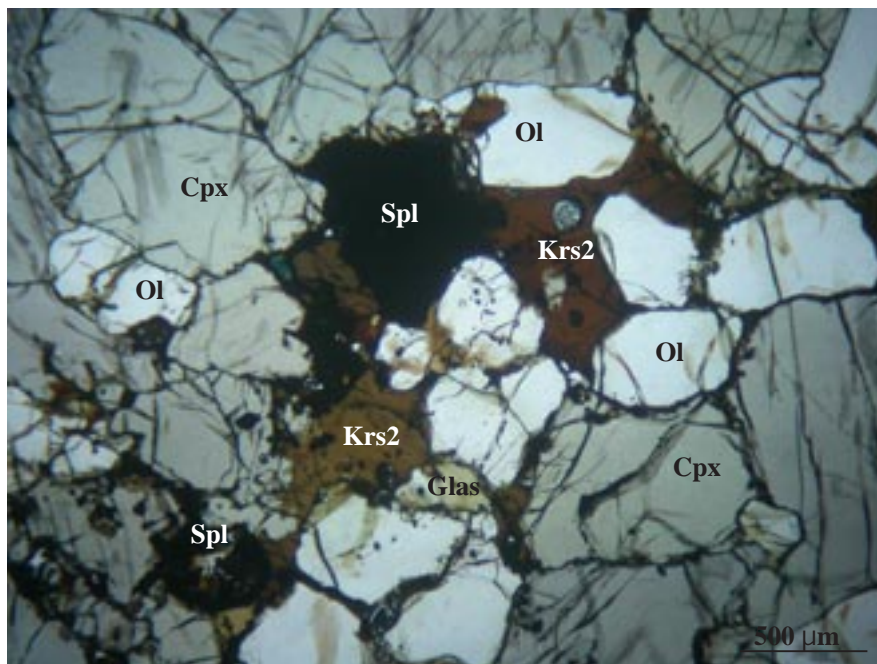
### 3.7. Spinell-Olivin-Clinopyroxenit

Das primäre Gefüge dieses Xenoliths (Probe SA84-50) ist grobkörnig (Abb. 3–44). Hauptbestandteil ist *Clinopyroxen*, der bis zu 6 mm große grüne Körner bildet. Der Anteil an *Olivin* (bis 3 mm große farblose Körner) ist wesentlich geringer. Hinzu kommen dann noch geringe Mengen an nahezu opakem *Spinell*.

Sekundär hat sich brauner Pargasit gebildet, der stellenweise einzelne Clinopyroxenkörner völlig verdrängt hat (Abb. 3–44 und 3–45). Entlang der Intergranularen ist Pargasit mit Glas und geringen Mengen eines sekundären Spinells vergesellschaftet (Abb. 3–45). Fluideinschlüsse sind besonders in Clinopyroxen häufig anzutreffen.



**Abb. 3-44.** Lichtmikroskopisches Bild des Spinell-Olivin-Clinopyroxenits SA84-50 mit grünem Cpx (Cpx), farblosem Olivin (Ol), und dunkelbraunem bis schwarzem Spinell (Spl) als primären Phasen und sekundärem braunen Amphibol (Kaersutit: Krs2).



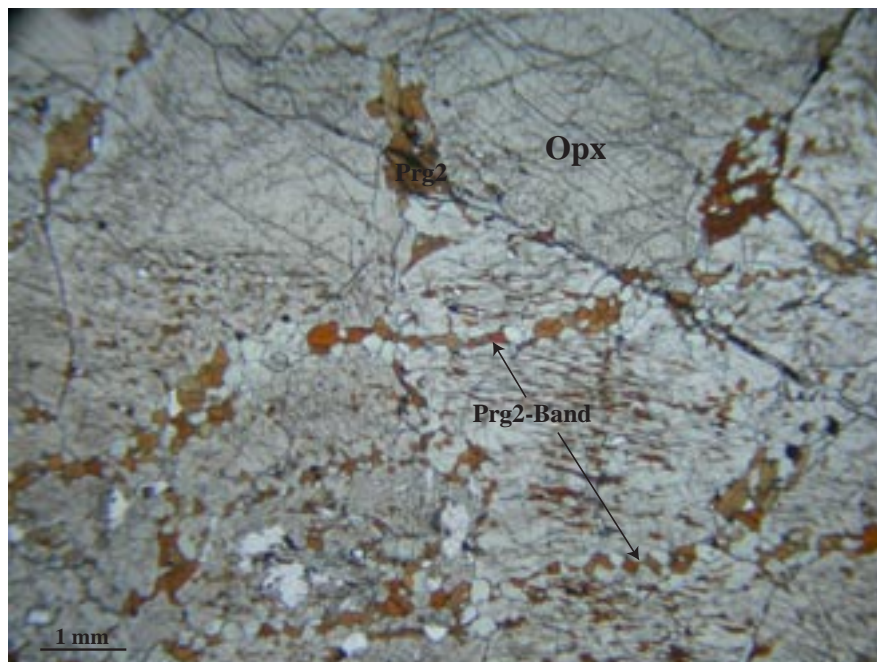
**Abb. 3-45.** Sekundärer brauner Amphibol (Kaersutit: Krs2) und gelbliches Glas in einem Primärgefüge aus Clinopyroxen (Cpx), Olivin (Ol) und Spinell (Spl). Lichtmikroskopisches Bild; Probe SA84-50.



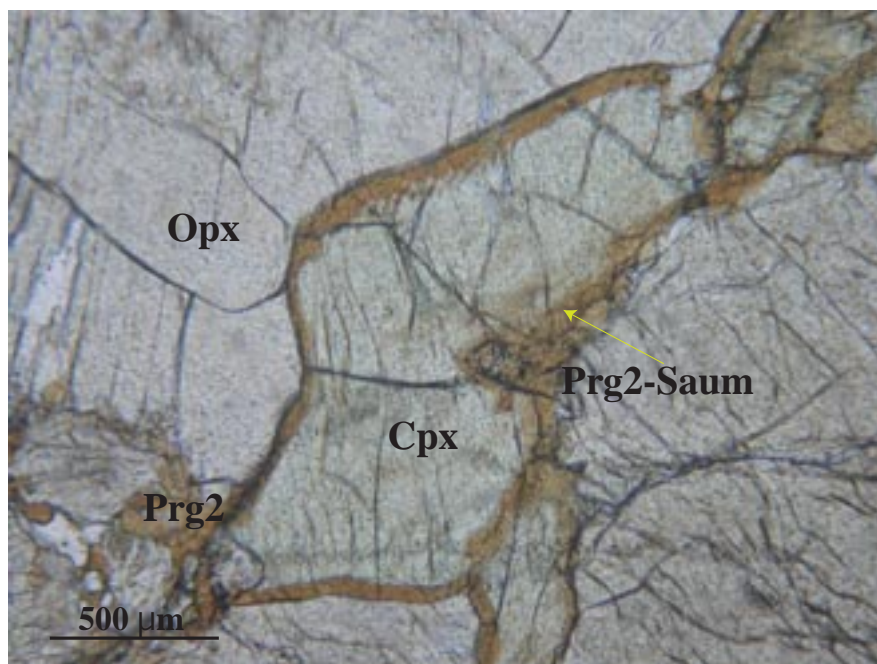
### 3.8. Spinell-Clinopyroxen-Orthopyroxenit

Das Gefüge dieses Xenoliths (SA84–124a) wird durch ein mosaikartiges Geflecht aus 1 – 4 mm großen Orthopyroxen- und 1 – 2 mm großen Clinopyroxen-Körnern gebildet. Die primäre isotrope heterogranulare Struktur wird durch mehrere sekundäre „Amphibol-Bänder“ durchbrochen. Dadurch wird dem Gestein eine leicht foliierte Struktur gegeben (Abb. 3–46).

Die im Hellfeld beigebraun erscheinenden *Orthopyroxen*-Körner haben teilweise Fluid-einschlüsse und sind, genau wie die hellgrünen *Clinopyroxen*-Körner von einem Saum aus sekundärem *Pargasit* (Prg2) umgeben (Abb. 3–47). Sekundärer *Pargasit* tritt zudem in Form 0.5 bis 1 mm großer, zu einem Band aneinander gereihter Körner auf. Zwischen den *Pargasit*-Körnern befinden sich kleine neu gebildete *Clinopyroxen*- und *Plagioklas*-Körner, die teilweise mit einer Glasphase vergesellschaftet sind (aufgrund ihrer Größe sind diese Phasen aber erst unter dem Rasterelektronenmikroskop sichtbar).



**Abb. 3–46.** Spinell-Clinopyroxen-Orthopyroxenit (SA84–124a) mit großen hellbeige gefärbten Orthopyroxen-Körnern (Opx) und braunen, sekundär gebildeten Pargasit-Körnern, die oft in Bändern angeordnet sind.



**Abb. 3-47.** Spinell-Clinopyroxen-Orthopyroxenit (Probe SA84-124a). Clinopyroxen-Korn mit braunem Pargasit-Saum. Benachbart sind hellbeige gefärbte Orthopyroxen-Körner.

## 4. CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER MINERAL- UND GLASPHASEN (OHNE LITHIUM, BERYLLIUM UND BOR)

### 4.1. Vorbemerkung

Die Thermodynamik lehrt uns, dass im (meta)stabilen chemischen Gleichgewicht die einzelnen Mineralphasen eines Gesteinssystems chemisch (und physikalisch) homogen sind. Da jedoch die Erde ein dynamisches System darstellt, in dem sich die intensiven Zustandsvariablen für ein bestimmtes Stoffvolumen mehr oder weniger schnell ändern, und zudem silikatisch-oxidische Systeme auch bei höheren Temperaturen (z.B. ~ 1000 °C) oft eine langsame Reaktionskinetik aufweisen, ist der Idealfall des chemischen Gleichgewichts zumindest in der Erdkruste und im Erdmantel in aller Regel nicht verwirklicht. In den Gesteinen äußert sich dies in Reaktionskoronen und chemischen Zonierungen einzelner Mineralkörner. Da diese Phänomene die Anwendbarkeit sogenannter petrogenetischer Netze (Lage von Reaktionskurven, invarianten Punkten und multivarianten Feldern im *P-T*-Feld) und der Geothermobarometrie einschränken, wird ein nicht vorhandenes Gleichgewicht in einem metamorphen Gestein oft als Nachteil empfunden, da sich die von dem betreffenden Gestein erreichten maximalen *P-T*-Bedingungen oft nur ungenau rekonstruieren lassen. Diesem Nachteil steht jedoch der Vorteil gegenüber, dass vorhandene chemische Zonierungen einzelner Mineralkörner trotz einer eventuellen späteren diffusiven Überprägung oft noch Auskunft über Teile des vom Gestein durchlaufenen *P-T*-Pfades liefert. Stehen Daten zum Diffusionsverhalten der betreffenden Elemente in den jeweiligen Mineralphasen zur Verfügung, so liefern chemische Zonierungen von Mineralkörnern auch die Basis für die „Geospeedometrie“, deren Ziel es ist, aus beobachteten chemischen Zonierungen und experimentell bestimmten Diffusionsdaten die Raten von *P-T*-Änderungen und damit von geodynamischen Prozessen zu bestimmen (z.B. Olker 2001, Olker et al. 2003).

Bei der Untersuchung der Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid wurde relativ viel analytischer Aufwand betrieben, um ein möglichst detailliertes Bild vom chemischen Internbau der Mineralkörner zu erhalten. Die Haupt- und Nebenelementgehalte der einzelnen Mineralkörner (Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ni, Ca, Na, K; in einigen Fällen auch Ba, Sr) wurden mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde (Mineralogisches Institut, Universität Heidelberg) in Einzelpunkt- und Profilmessungen bestimmt. Zusätzlich wurden an ausgewählten Proben mit dem Sekundärionen-Massenspektrometer (Mineralogisches Institut, Universität Heidelberg) die Übergangsmetalle Sc, V und Co (s. Kapitel 5) sowie die leichten Elemente Li, Be und B (s. Kapitel 7) gemessen.

In den einzelnen Xenolithen aus dem Harrat Uwayrid ist primärer Olivin chemisch nahezu homogen und zeigt nur selten im Randbereich der Körner eine leichte Zunahme im  $X_{Mg}$ -Wert. Die Spinellkörner weisen manchmal chemisch überprägte Randbereiche auf, die durch Reaktion mit eindringenden Schmelz- und/oder Fluidphasen entstanden sind. Die Pyroxenkörner zeigen fast immer eine schwache chemische Zonierung, die sich vor allem bei den vergleichsweise schlecht diffundierenden Elementen Si, Al, Cr, Ca und Na zeigt. Pargasitkörner sind entweder homogen oder zoniert. Phlogopit (nur vorhanden im Xenolith SA84-63) ist nahezu homogen.

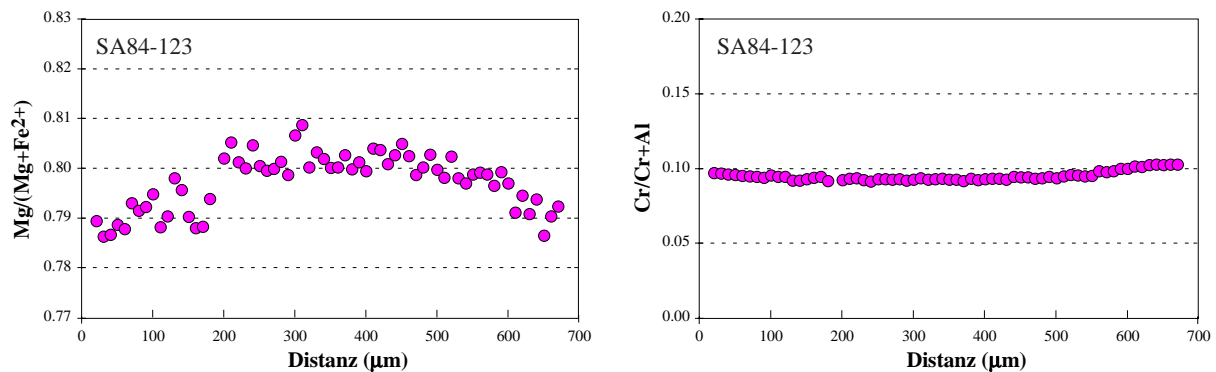
Die sekundären Mineralphasen, die entweder durch Kristallisation aus Schmelzen oder bei der Reaktion von Schmelzen mit dem vorhandenen Altbestand entstanden sind, können in ihrer Zusammensetzung stärker variabel sein. Dies weist darauf hin, dass die sekundären Phasen in

räumlich begrenzten chemischen Subsystemen entstanden sind. Entsprechend sind auch die Glasphasen selbst innerhalb eines Xenoliths sehr variabel zusammengesetzt.

## 4.2. Spinell

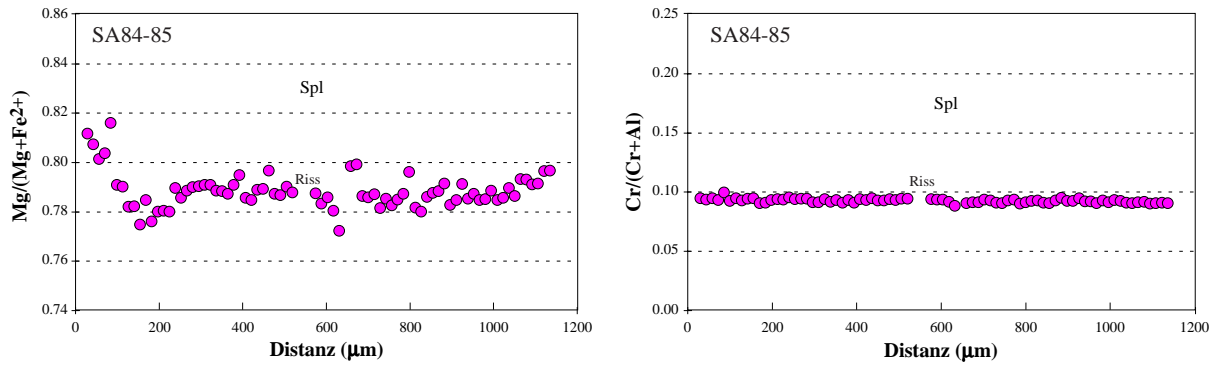
Die Fertilität oder umgekehrt der Verarmungsgrad bezüglich basaltischer Komponenten in Spinell führenden Erdmantelgesteinen lässt sich sehr gut am Chemismus der Spinelle ablesen. Besonders aussagekräftig sind die beiden Parameter  $X_{Mg}$  [=  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ] und  $X_{Cr}$  [=  $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$ ] oder auch oft nur  $Cr/(Cr+Al)$ . Dabei hängt der Wert von  $X_{Mg}$  allerdings nicht nur von der Systemzusammensetzung, sondern auch von der Temperatur und der Sauerstoff-Fugazität ab ( $Fe^{2+}$ -Mg-Austausch zwischen Spinell und Olivin und Spinell und Orthopyroxen).

In den Xenolithen aus dem Harrat Uwayrid weisen die primären Spinelle an ihren Rändern manchmal chemische Zonierungen auf. Dabei sind prinzipiell zwei Arten der Zonierung zu unterscheiden. Eine randliche Ab- oder Zunahme von  $X_{Mg}$  bei mehr oder weniger konstantem  $X_{Cr}$ , besonders an der Grenze zu Olivin, weist auf diffusive Reäquilibrierungsvorgänge (Austausch von  $Fe^{2+}$  und Mg) während der Abkühlung bzw. einer späten Aufheizung im Wirtsmagma hin (Abb. 4–1 und 4–2). Andererseits zeigen manche Spinell-Körner als Folge einer Reaktion mit eingedrungenen Fluid- und/oder Schmelzphasen eine sekundäre Randzone mit erhöhtem  $X_{Cr}$  (z.B. Abb. 4–3). In der Regel sind jedoch zumindest die Kernbereiche der größeren Spinell-Körner homogen zusammengesetzt.

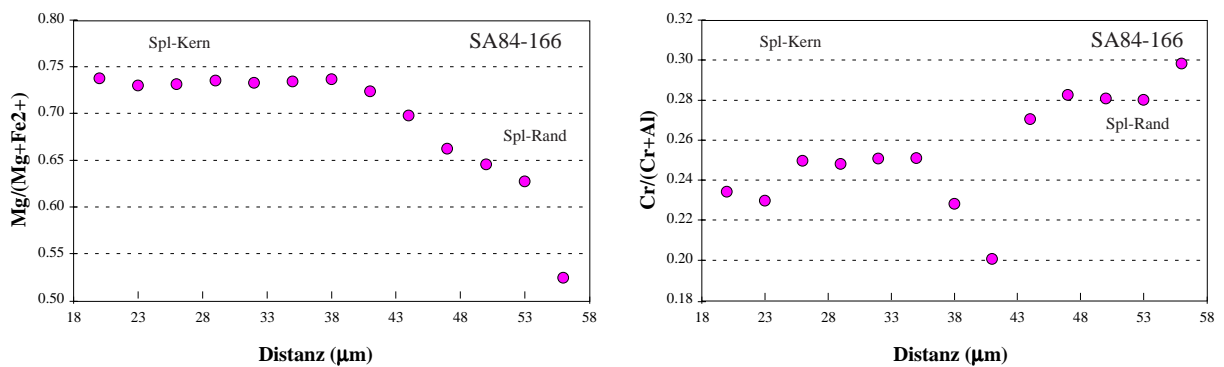


**Abb. 4–1.** Typisches Zonierungsmuster von Spinellen, die eine Abkühlung erlebt haben. Bei nahezu konstantem  $X_{Cr}$  nimmt  $X_{Mg}$  vom Kern zum Rand der Körner ab (Spinell-Lherzolith SA84-123).

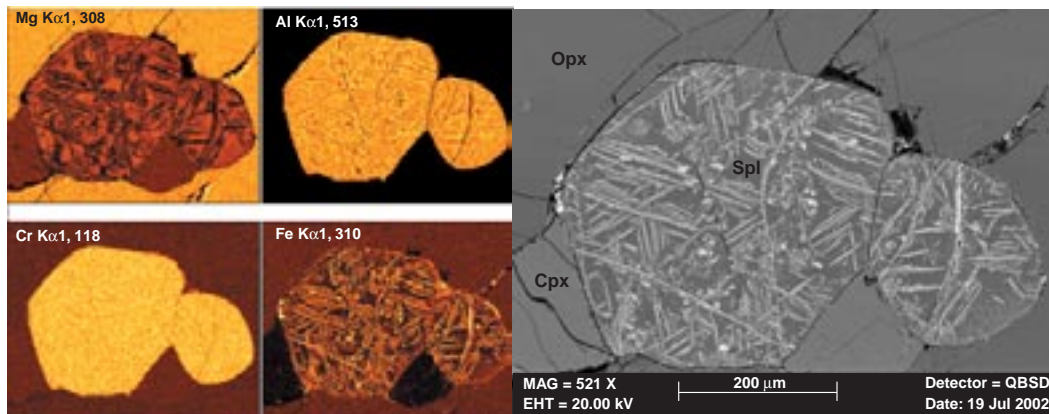
Die Spinellkörner der Spinell-Websterite SA82-288h und SA82-288n weisen Entmischungsstrukturen auf (Abb. 4–4), wobei die Lamellen Fe-reich ( $X_{Mg} = 0.32 - 0.59$ ) sind und die Matrix Mg-reich ( $X_{Mg} = 0.70 - 0.92$ ) ist. In den  $X_{Cr}$ -Werten unterscheiden sich die entmischten Spinelldomänen nicht systematisch.



**Abb. 4-2.** Spinell-Zonierungsmuster, die auf eine junge Aufheizung hinweisen. Vor allem am linken Rand des Profils (Grenze gegen Olivin) nimmt  $X_{Mg}$  deutlich zu. Spinell-Lherzolith SA84-85.



**Abb. 4-3.** Spinellkörner mit sekundären Anwachsäumen (Spl-Lherzolith SA84-166) zeigen eine unstetige Änderung im  $X_{Cr}$ -Wert, während der  $X_{Mg}$ -Wert durch Diffusion bereits eine stetige Änderung zeigt.

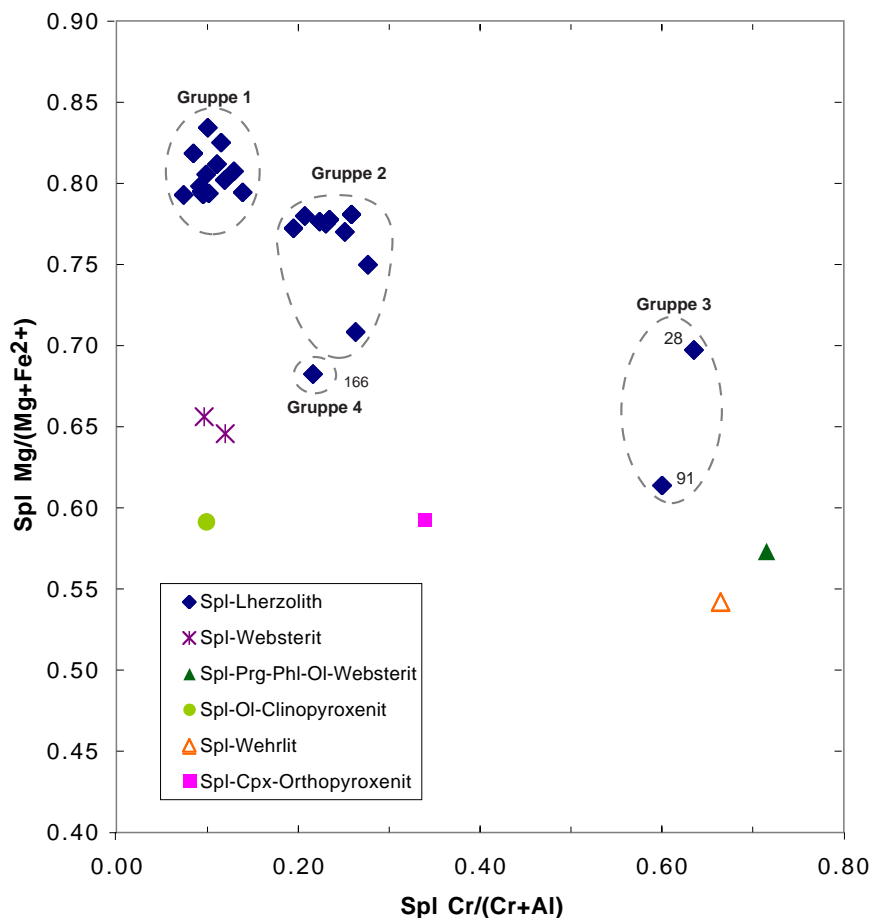


**Abb. 4-4.** Element-Verteilungskarten (Mg, Al, Cr, Fe) (links) und Rückstreuelektronenbild zweier benachbarter Spinellkörner im Spinell-Websterit SA82-288n. Die Entmischungslamellen sind deutlich Fe-reicher und Mg-ärmer als die Matrix. Im Cr- und Al-Gehalt gibt es nur geringe Unterschiede zwischen beiden Bereichen.

In Abb. 4-5 sind die  $X_{Mg}$ -Werte der Spinellphasen aus den unterschiedlichen Xenolithen gegen die  $X_{Cr}$ -Werte aufgetragen, wobei nur die (reintegrierten) Zusammensetzungen der Kernbereiche der Spinellkörner verwendet wurden. Auf der Basis der Spinell-Zusammensetzungen lassen sich vier Gruppen von Spinell-Peridotiten unterscheiden (Tab. 4-1, Seite 61):

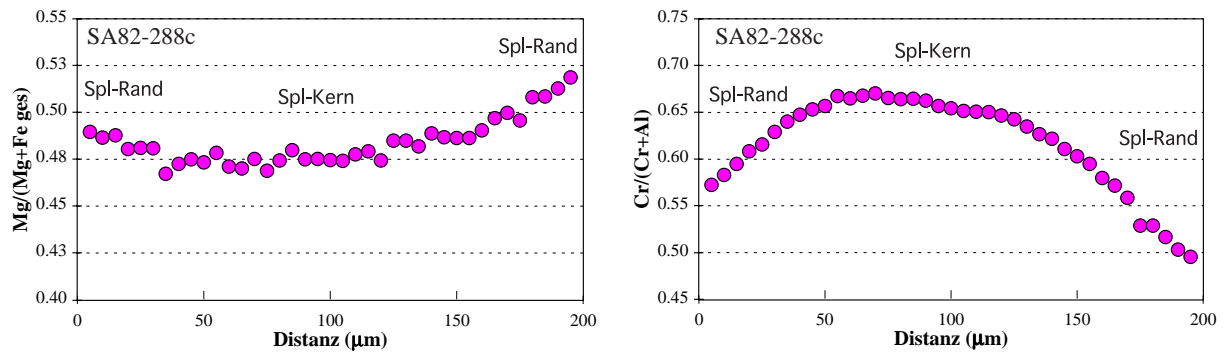
Gruppe 1 besitzt Spinelle mit dem höchsten  $X_{Mg}$  und niedrigstem  $X_{Cr}$  (Abb. 4–5). Die Spinelle der Gruppe 2 weisen geringfügig niedrigere  $X_{Mg}$ - und deutlich höhere  $X_{Cr}$ -Werte auf, während die Spinelle der Gruppe 3 (SA84-28, SA84-91) noch niedrigere  $X_{Mg}$ - und die höchsten  $X_{Cr}$ -Werte aufweisen. Die Gruppe 4 ist nur durch die Probe (SA84-166) vertreten und zeichnet sich durch anomal Mg-arme Spinelle (gemessen am  $X_{Cr}$ ) aus.

Gegenüber den Spinellen der Peridotite weisen die Spinelle der Websterite, Wehrlite und Pyroxenite bei gleichem  $X_{Cr}$  niedrigere  $X_{Mg}$ -Werte auf (Abb. 4–5). Vor allem im Spinell-Wehrlit SA82-288c zeigen die kleineren Spinellkörner einen ausgeprägten Zonarbau, der durch randwärts steigendes  $X_{Mg}$  und abnehmendes  $X_{Cr}$  charakterisiert ist (Abb. 4–6).



**Abb. 4–5.** Chemismus der Spinelle (Kernbereiche der Körner) in den untersuchten Xenolithen. Aufgetragen ist die Variation von  $X_{Mg}$  mit  $X_{Cr}$ . An Hand der Spinell-Zusammensetzungen lassen sich vier Gruppen von Spinell-Peridotiten unterscheiden: Bei der Gruppe 1 handelt es sich um die fertilsten Spinell-Lherzolithe mit den höchsten  $X_{Mg}$ - und niedrigsten  $X_{Cr}$ -Werten. Die Gruppe 2 ist durch Spinelle mit etwas geringeren  $X_{Mg}$ - und höheren  $X_{Cr}$ -Werten charakterisiert. Die beiden Spinell-Harzburgite SA84-28 und SA84-91 bilden die Gruppe 3, deren Spinelle durch niedriges  $X_{Mg}$  und hohes  $X_{Cr}$  charakterisiert sind. Die Gruppe 4 besteht aus der Probe SA84-166, deren Spinelle bei vergleichbarem  $X_{Cr}$  deutlich geringere  $X_{Mg}$ -Werte als die Spinelle der Gruppe 2 aufweisen. Gegenüber den Spinellen der Peridotite zeichnen sich die Spinelle der Websterite, Wehrlite und Pyroxenite durch niedrigere  $X_{Mg}$ -Werte (bei vergleichbarem  $X_{Cr}$ ) aus. Auffällig ist, dass die Spinelle des Spl-Prg-Phl-Ol-Websterits SA84-63 die höchsten  $X_{Cr}$ -Werte aller untersuchten Proben zeigen.





**Abb. 4–6.** Die Spinellkörner im Spinell-Wehrlit SA82-288c weisen vom Kern zum Rand steigendes  $X_{Mg}$  und fallendes  $X_{Cr}$  auf.

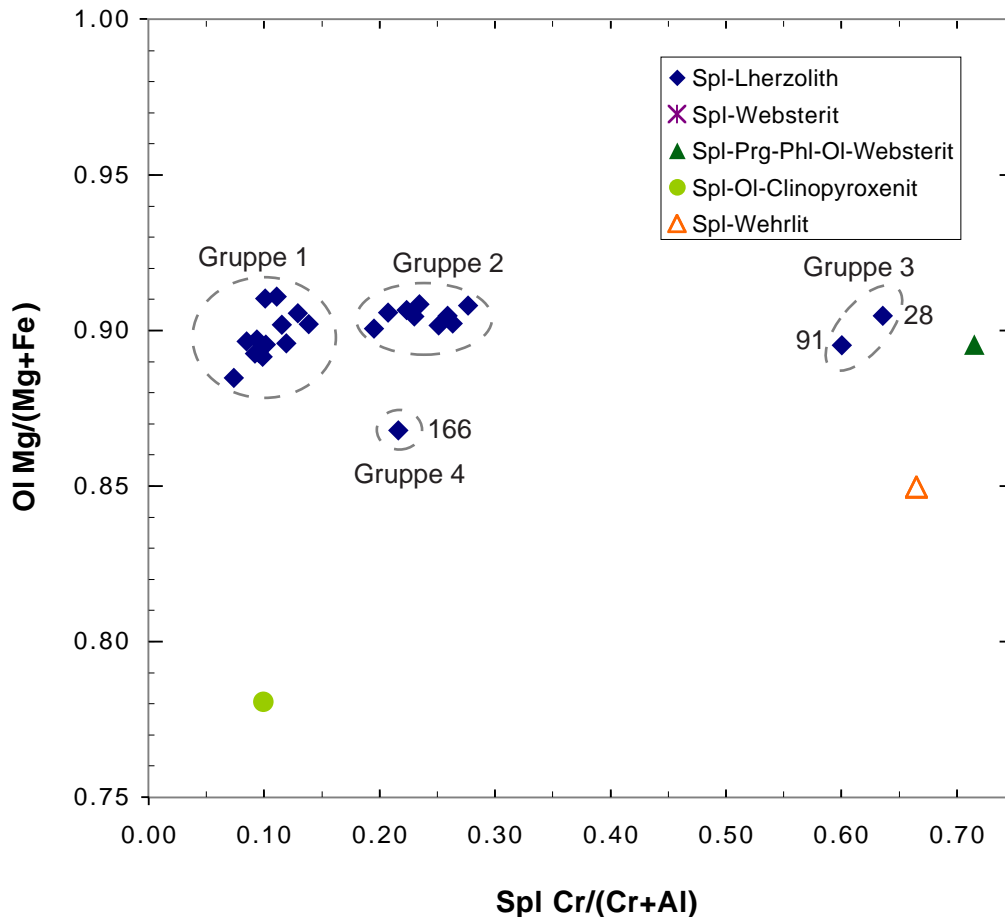
Die sekundär gebildeten Spinell-Körner (Spl2), die entweder durch Reaktion älterer Spinell-Körner mit Fluid- und/oder Schmelzphasen oder aber durch Kristallisation aus Schmelzen entstanden sind, weisen gegenüber den primären Spinellen (Spl1) derselben Probe oft erhöhte  $X_{Cr}$ -Werte auf. Innerhalb einer Probe gibt es jedoch gewissen Variationen in der Zusammensetzung dieser sekundären Spinelle, was wiederum durch unterschiedliche chemische Subsysteme und/oder fehlende Gleichgewichtseinstellung bedingt ist. Primäre Spinelle sind in manchen Proben von Säumen aus sekundärem Spinell (Spl2) umgeben (Abb. 4–3). Dabei kommt es an der Grenze von primärem zu sekundärem Spinell in der Regel zu einer abrupten, un stetigen Erhöhung des  $X_{Cr}$ -Wertes, während das Profil des  $X_{Mg}$ -Wertes durch Diffusion bereits stetig geworden ist.

### 4.3. Olivin

Die  $X_{Mg}$ -Werte der primären Olivine der Spinell-Peridotit-Gruppen 1 bis 3 liegen zwischen 0.885 und 0.911, wobei keine systematischen Unterschiede zwischen den drei Gruppen bestehen. Dagegen sind die Olivine der Spinell-Peridotit-Probe SA84-166 (Gruppe 4) durch wesentlich tiefere  $X_{Mg}$ -Werte von ca. 0.868 charakterisiert. Bei den Proben SA84-48, SA84-39 und SA84-98 zeigen manche Olivin-Körner einen randlichen Anstieg im  $X_{Mg}$  von 0.40 bis 0.90, der möglicherweise auf die Wirkung eingedrungener Fluid- und/oder Schmelzphasen zurückzuführen ist.

Im Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit SA84-63 sind die Olivinkörner homogen bei  $X_{Mg}$ -Werten von ca. 0.90. Dagegen sind die Olivine des Ol-Clinopyroxenits SA84-50 deutlich zoniert und relativ Fe-reich. Die  $X_{Mg}$ -Werte steigen vom Kern (0.77–0.78) zum Rand (0.80–0.81) deutlich an. Auch im Spl-Wehrlit 82-288c sind die Olivine mit  $X_{Mg}$ -Werten von 0.84–0.85 deutlich Fe-reicher als in den Peridotiten.

Innerhalb der Spinell-Peridotite gibt es keine Korrelation zwischen den  $X_{Mg}$ -Werten der primären Olivine und den  $X_{Cr}$ -Werten der koexistierenden Spinelle (Abb. 4–7). Dies bedeutet, dass die durch Extraktion partieller basaltischer Schmelzen hervorgerufene Verarmung in den Spinell-Harzburgiten nicht besonders stark ist. Dies steht auch im Einklang mit dem Vorhandensein geringer Mengen von Clinopyroxen.



**Abb. 4–7.** Variation der  $X_{Mg}$ -Werte der primären Olivine in Abhängigkeit vom  $X_{Cr}$ -Wert der koexistierenden Spinelle. Deutlich sichtbar wird der Unterschied im  $X_{Mg}$  der Spinell-Peridotit-Gruppen 2 und 4.

Die sekundären Olivin-Körner (Ol2), die entweder unmittelbar aus den in die Mantelgesteine eingedrungenen Schmelzen auskristallisiert sind oder aber durch Reaktion primärer Olivine mit diesen Schmelzen entstanden sind (Randbereiche der primären Spinellkörner), zeichnen sich relativ zu den primären Olivinen durch höhere  $X_{Mg}$ -Werte (0.928) aus. Die magmatisch gebildeten Ol2-Einsprenglinge können leicht zoniert sein mit zum Rand fallendem  $X_{Mg}$ .

Die Ca-Gehalte der Olivine sind recht variabel, was mit der unterschiedlichen  $P$ - $T$ -Entwicklung der Gesteine zusammenhängt (Köhler & Brey 1990). An 20 Proben wurden bei geeigneten Messbedingungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde die Ca-Gehalte einzelner Olivinkörner entlang von Profilen bestimmt. In allen Fällen ergaben sich im Kernbereich der Körner konstante Gehalte (Abb. 4–8). Der Anstieg der Ca-Gehalte im äußersten Randbereich der Körner weist auf eine Druckabnahme bzw. eine Temperaturzunahme während des Aufstiegs im Transportmagma hin.



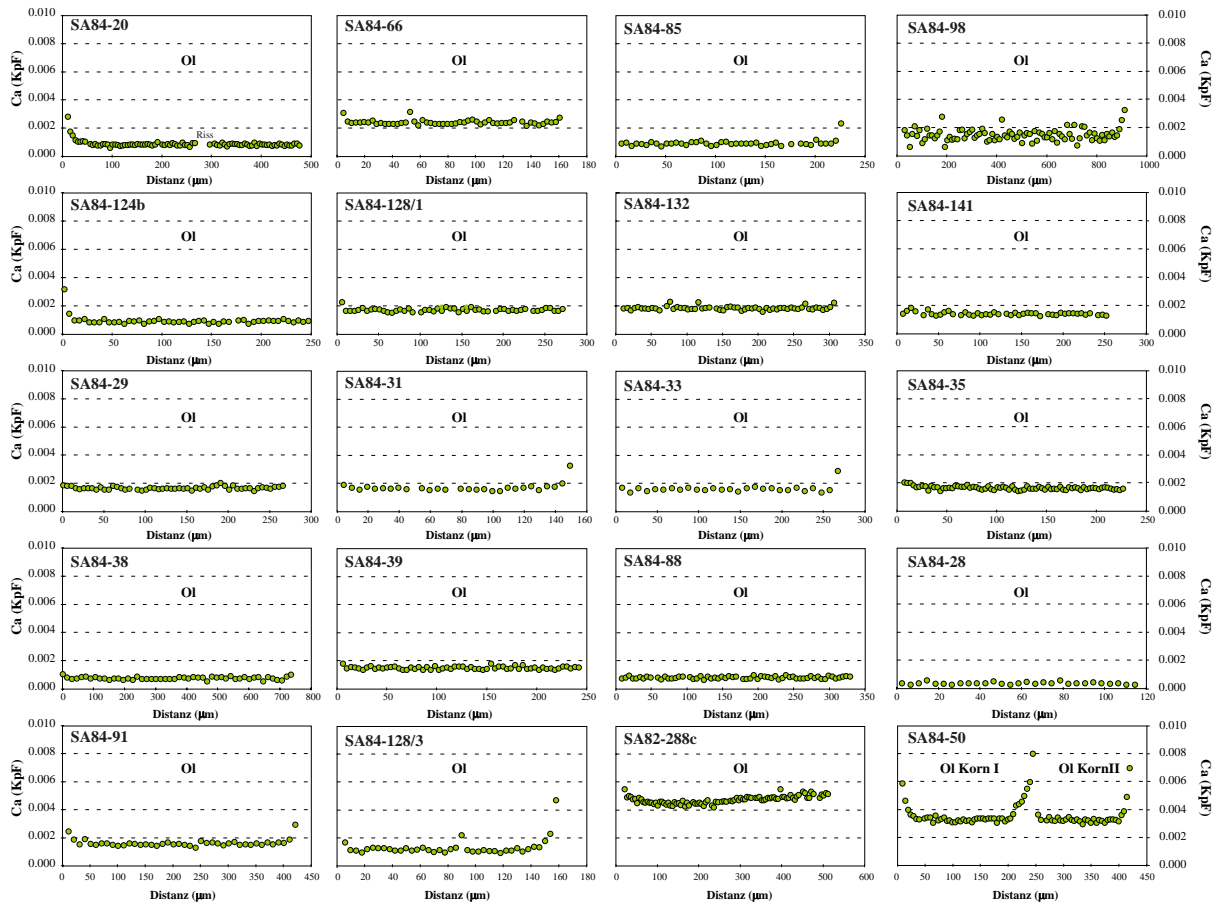


Abb. 4–8. Ca-Zonierungsprofile repräsentativer Olivin-Körner von 20 der untersuchten Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid.

#### 4.4. Clinopyroxen

Die primären Clinopyroxene weisen in der Regel einen schwachen bis moderaten chemischen Zonaraufbau auf, der sich im Wesentlichen auf die Elemente Si, Al, Cr, Ca und Na beschränkt. Um unnötige Wiederholungen zu vermeiden, werden diese Zonierungen erst im Abschnitt 5.4 detailliert dargestellt und diskutiert. Generell handelt es sich bei den primären Clinopyroxenen der untersuchten Xenolithe um Mg- und Cr-reiche Diopside (nach Morimoto 1988). Zwischen Kern- und Randbereichen der Cpx-Körner einer Probe gibt es keine nennenswerten Unterschiede im  $X_{Mg}$ - und im  $X_{Cr}$ -Wert. Die  $X_{Mg}$ -Werte der Cpx-Körner in den Spinell-Peridotiten der Gruppen 1 bis 3 unterscheiden sich nicht systematisch voneinander und variieren in einem Bereich von 0.888 bis 0.931 (Abb. 4–9). Auffallend ist, dass die Clinopyroxene des Spinell-Peridotits SA84-166 (Gruppe 4) deutlich niedrigere  $X_{Mg}$ -Werte (ca. 0.86) als die Clinopyroxene der anderen Spinell-Peridotit-Gruppen aufweisen.

Die Clinopyroxene des Spl-Prg-Phl-Ol-Websterits SA84-63 besitzen ähnliche  $X_{Mg}$ -Werte (0.91 – 0.93) wie die meisten Spinell-Peridotite. Dagegen sind die Clinopyroxene der anderen nicht-peridotitischen Xenolithe durch deutlich niedrigere  $X_{Mg}$ -Werte charakterisiert (Spl-Websterite: 0.810 – 0.836; Spl-Wehrlit: 0.840; Spl-Ol-Clinopyroxenit: 0.792; Spl-Cpx-Orthopyroxenit 0.859).

Trägt man die  $X_{Cr}$ -Werte der Clinopyroxene gegen jene der koexistierenden Spinelle auf, so ergibt sich für die Spinell-Peridotite eine lineare Beziehung (Abb. 4–10). Der durch die verschiedenen Websterite und Pyroxenite sowie den Wehrlit definierte Trend ist von dem der Peridotite deutlich verschieden.

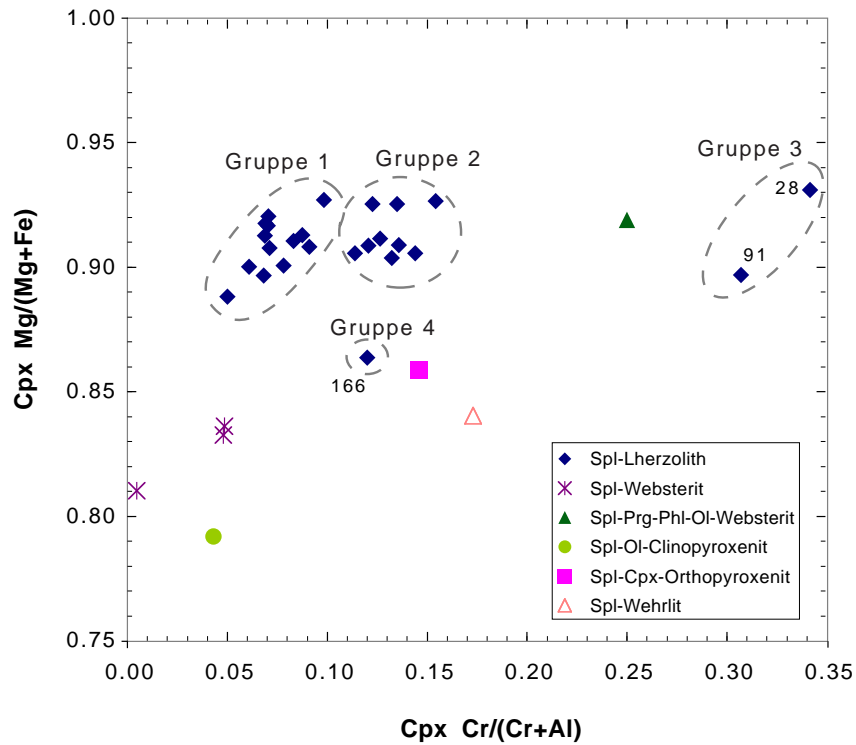


Abb. 4-9.  $X_{Mg}$ - $X_{Cr}$  der Clinopyroxene in Mantel-Xenolithen aus dem Harrat Uwayrid.

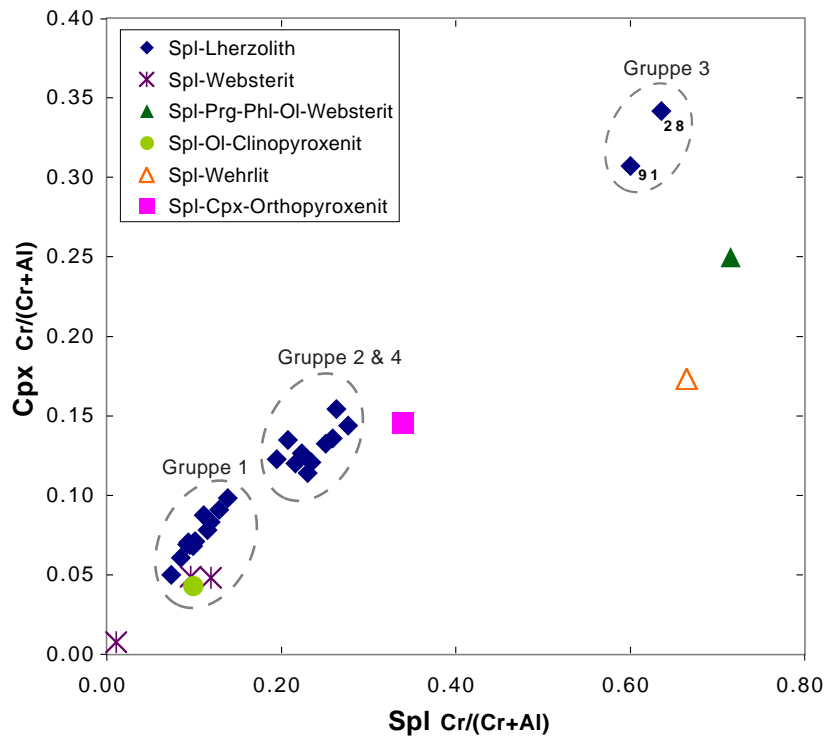


Abb. 4–10. Die  $X_{Cr}$ -Werte der Clinopyroxene korrelieren positiv mit den  $X_{Cr}$ -Werten der koexistierenden Spinelle, wobei die Peridotite einerseits und die Websterite, Wehrlite und Pyroxenite andererseits verschiedene Trends definieren.

In einzelnen Spinell-Peridotiten sowie in den Spinell-Websteriten, dem Spinell-Wehrilit (SA82-288c) und dem Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit (SA84-63) gibt es in den Glasbereichen sekundäre hypidiomorphe kleine Clinopyroxenkörner (Cpx2). Diese haben im Vergleich zu den primären Cpx-Körnern sehr ähnliche  $X_{Mg}$ -Werte, die jedoch auch innerhalb einer Probe stärker variieren können. Die Werte liegen für die Spinell-Peridotite zwischen 0.85 und 0.93, während die Cpx2-Körner in den Spl-Websteriten und dem Spl-Wehrilit von 0.78 bis 0.83 variieren. Dagegen haben die Cpx2-Körner im Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit  $X_{Mg}$ -Werte von 0.91 bis 0.94. Die  $X_{Cr}$ -Werte der Cpx2-Körner sind variabel, im allgemeinen aber höher als die der Cpx1-Körner. Eine Ausnahme bildet der Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit SA84-63, bei dem die  $X_{Cr}$ -Werte der Cpx2-Körner (0.231–0.304) niedriger sind als die der Cpx1-Körner.

#### **4.5. Orthopyroxen**

Auch die Orthopyroxene der untersuchten Xenolithe sind moderat zoniert. Aus Gründen der Übersichtlichkeit und um Wiederholungen zu vermeiden, werden diese Zonierungen erst im Abschnitt 6.4 dargestellt. Generell handelt es sich um Enstatite (Morimoto 1988). Die  $X_{Mg}$ -Werte der Opx-Körner in den einzelnen Spinell-Peridotiten sind sehr ähnlich (0.889–0.914), wobei es keine systematischen Unterschiede zwischen den Peridotit-Gruppen 1 bis 3 gibt (Abb. 4–11). Opx im Spinell-Peridotit SA84-166 zeichnet sich dagegen durch einen deutlich niedrigeren  $X_{Mg}$ -Wert von ca. 0.873 aus. Die Orthopyroxene der Spinell-Websterite besitzen  $X_{Mg}$ -Werte zwischen 0.76 und 0.81, während die Opx-Körner im Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit SA84-63 Werte um 0.90 aufweisen. Die Orthopyroxene der Pyroxenite sind ebenfalls relativ Fe-reich (Abb. 4–11).

Wie bei den Clinopyroxenen korrelieren auch die  $X_{Cr}$ -Werte der Orthopyroxene positiv mit den  $X_{Cr}$ -Werten der koexistierenden primären Spinelle (Abb. 4–12). Wie im Diagramm der  $X_{Cr}$ -Werte von Cpx und Spl fällt auch hier der darstellende Punkt des relativ Fe-reichen Spinell-Peridotits SA84–166 (Gruppe 4) in den durch die Spinell-Peridotit-Gruppe 2 aufgespannten Bereich.

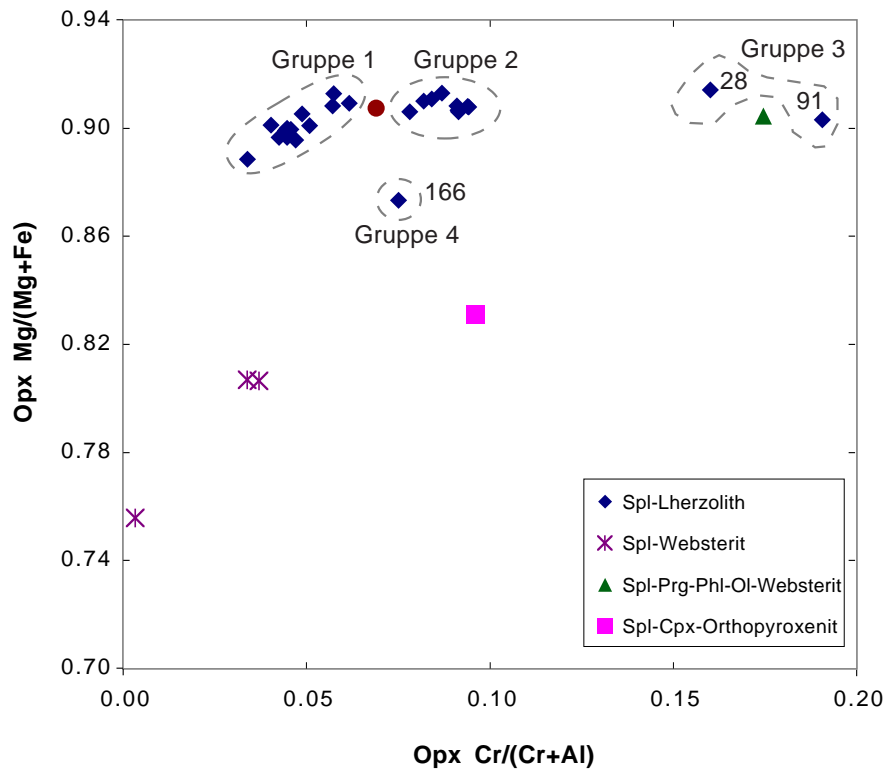


Abb. 4-11.  $X_{Mg}$ - $X_{Cr}$  der Orthopyroxene in Mantel-Xenolithen aus dem Harrat Uwayrid.

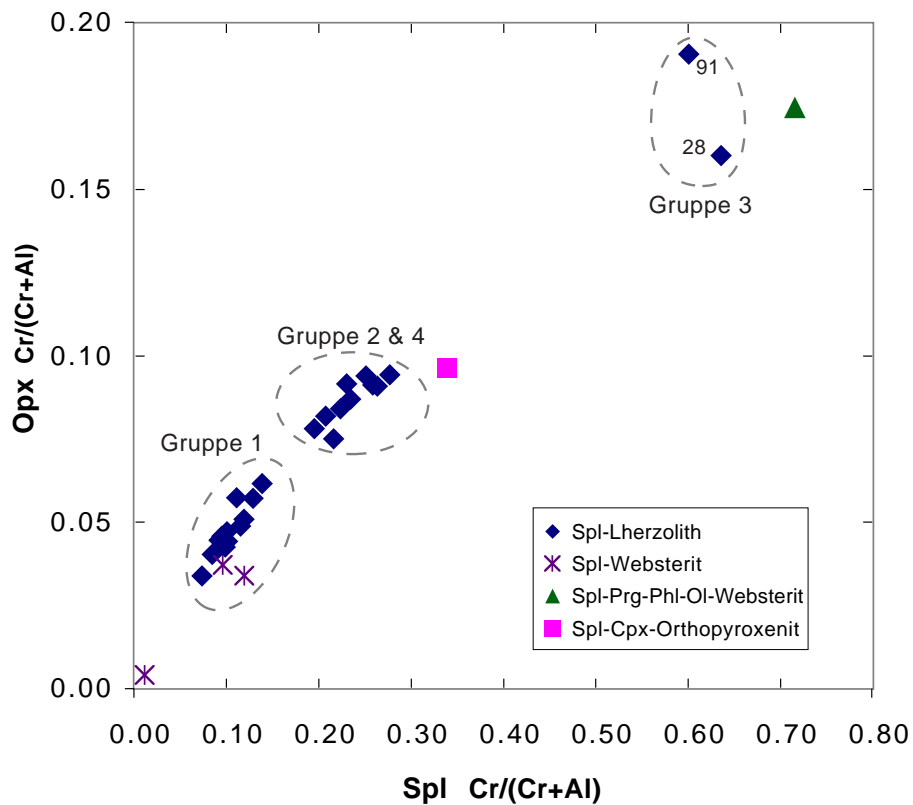


Abb. 4-12.  $X_{Cr}$ -Werte von primärem Opx und Spinell in den Xenolithen des Harrat Uwayrid. Die Werte für den relativ Fe-reichen Spinell-Peridotit SA84-166 fallen in den Bereich der Werte für die Spinell-Peridotit-Gruppe 2.

#### 4.6. Amphibol

Primärer Amphibol tritt nur in drei Xenolithen auf, und zwar in den beiden Spinell-Peridotiten SA84–31 und SA84–48 sowie im Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit SA84–63. Sekundär gebildeter Amphibol kommt in einigen Spinell-Peridotiten, in den Spinell-Websteriten SA82–288h und SA82–288n sowie im Spl-Cpx-Orthopyroxenit SA84–124a und im Spl-Ol-Clinopyroxenit SA84–50 vor. Gemäß der Nomenklatur nach Leake (1997) handelt es sich bei allen Amphibolen generell um Pargasit; lediglich der Amphibol des Ol-Clinopyroxenits ist wegen seines hohen Ti-Gehaltes ( $Ti \geq 0.50$  KpF) als Kaersutit zu bezeichnen.

Im Spinell-Peridotit SA84–31 weist der primäre Amphibol eine nahezu konstante Zusammensetzung auf und ist gegenüber dem chemisch heterogeneren sekundären Amphibol ärmer an Si (ca. 6.15 KpF relativ zu 6.38 KpF), aber deutlich reicher an Al und Cr (Abb. 4–13). Es gibt keine systematischen Unterschiede zwischen den Zusammensetzungen der primären und sekundären Amphibole.

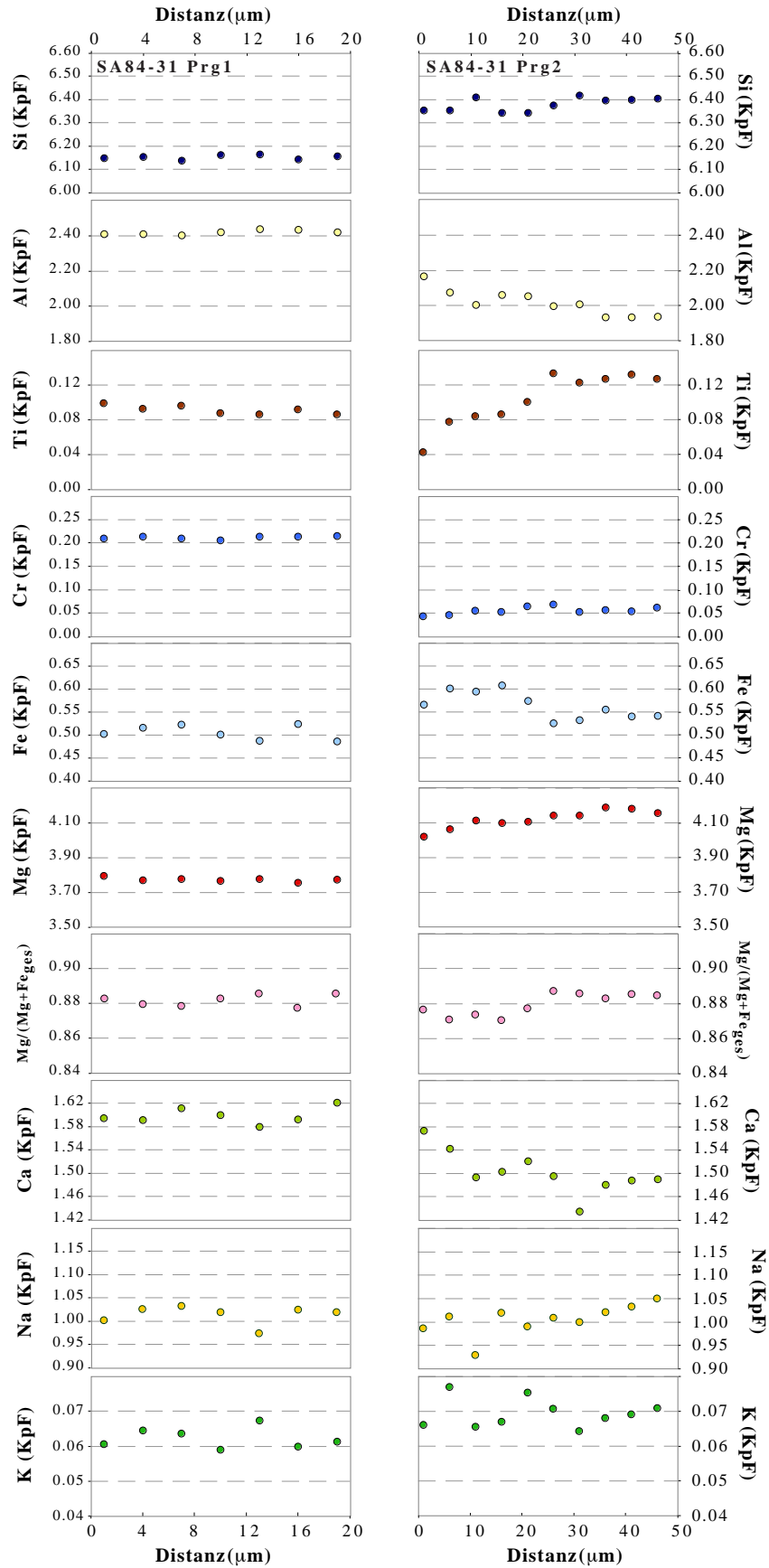
Im Spinell-Peridotit SA84–48 zeigen die primären Amphibol-Körner in Richtung zur Intergranularen einen sekundär gebildeten Saum, der gegen den Kernbereich der Körner scharf abgegrenzt ist, und relativ zu diesem niedrigere Gehalte an Si und Cr und höhere Gehalte an Al, Ti und Ca aufweist (Abb. 4–14).

Im Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit SA84–63 sind die primären Amphibolkörner chemisch nahezu homogen. Allerdings bestehen geringe Unterschiede von Korn zu Korn (Abb. 4–15). Auffällig ist der hohe BaO-Gehalt (0.49 – 0.55 Gew.% relativ zu 0.04 – 0.20 Gew.% in den anderen Proben).

Wegen der oft geringen Korngröße des sekundären Amphibols konnten nicht bei allen Proben Zonierungsprofile gemessen werden. Bei den Spinell-Peridotiten steigen die Cr-Gehalte der Amphibole von Gruppe 1 zu jenen von Gruppe 2 an. Die beiden Peridotite der Gruppe 3 enthalten keinen Amphibol. Gegenüber den sekundären Amphibolen der Peridotit-Gruppen 1 und 2 sind jene der Gruppe 4 durch vergleichsweise geringe  $X_{Mg}$ -Werte charakterisiert (Abb. 4–16). Noch niedrigere  $X_{Mg}$ -Werte weisen die Amphibole des Ol-Clinopyroxenits SA84-50 ( $X_{Mg} = 0.75 - 0.78$ ), des Spl-Cpx-Orthopyroxenits (0.80 – 0.81) und der Spl-Websterite (0.79 – 0.82) auf (Abb. 4–16).

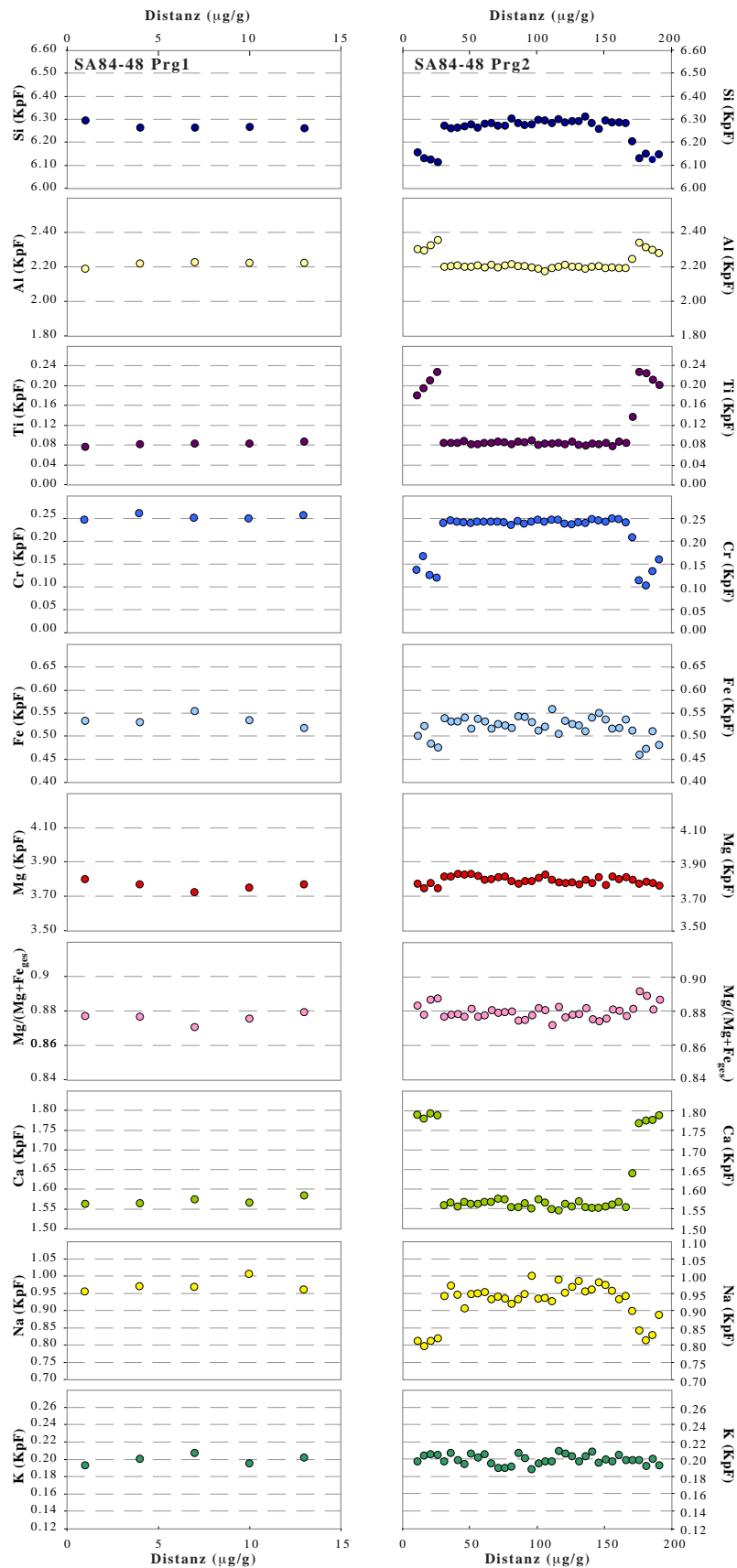
Aus Abb. 4–17 wird deutlich, dass es eine Korrelation zwischen den  $X_{Cr}$ -Werten der Spinelle und der sekundären Amphibole gibt. Dies deutet darauf hin, dass an der Bildung der sekundären Amphibole der Altbestand der Gesteine nicht unerheblich beteiligt war.

Eine besonders deutliche Zonierung zeigen die sekundären Amphibolkörner des Spl-Ol-Clinopyroxenits SA84-50 (Abb. 4–18). Vom Kern zum Rand nehmen Si, Fe und Na zu, Al, Ti, Mg, Ca und K dagegen ab.



**Abb. 4-13.** Chemische Zonierungsmuster von primärem (links) und sekundärem (rechts) Pargasit im Spinell-Peridotit SA84-31. Der nahezu chemisch homogenen primäre Pargasit besitzt deutlich geringere Si-, aber höhere Al- und Cr-Gehalte als der sekundär gebildete chemisch heterogene Pargasit.





**Abb. 4-14.** Chemische Zonierungsmuster von primärem (links) und sekundärem (rechts) Pargasit im Spinell-Peridotit SA84-48. Auffallend ist, dass die Elementzusammensetzung des primären Pargasits (Prg1) mit den Kernen der sekundären Pargasite (Prg2) übereinstimmen. Randlich steigen die Al-, Ti- und Ca-Gehalte der Prg2-Körner deutlich an. Die Na-, Cr-, (Fe-) und Si-Gehalte fallen im Gegensatz dazu am Rand ab.

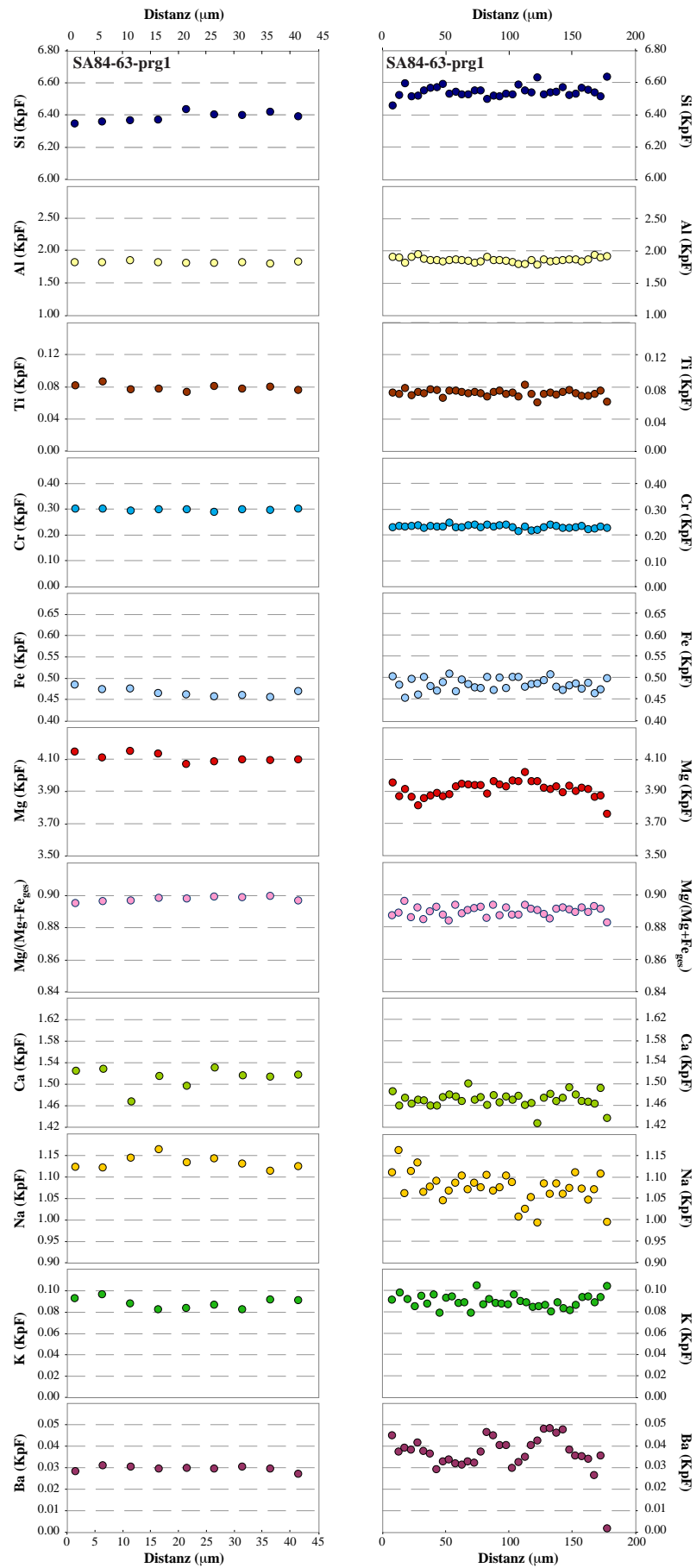


Abb. 4-15. Chemische Profile durch zwei primäre Amphibolkörner des Spl-Prg-Phl-Ol-Websterits SA 84-63.

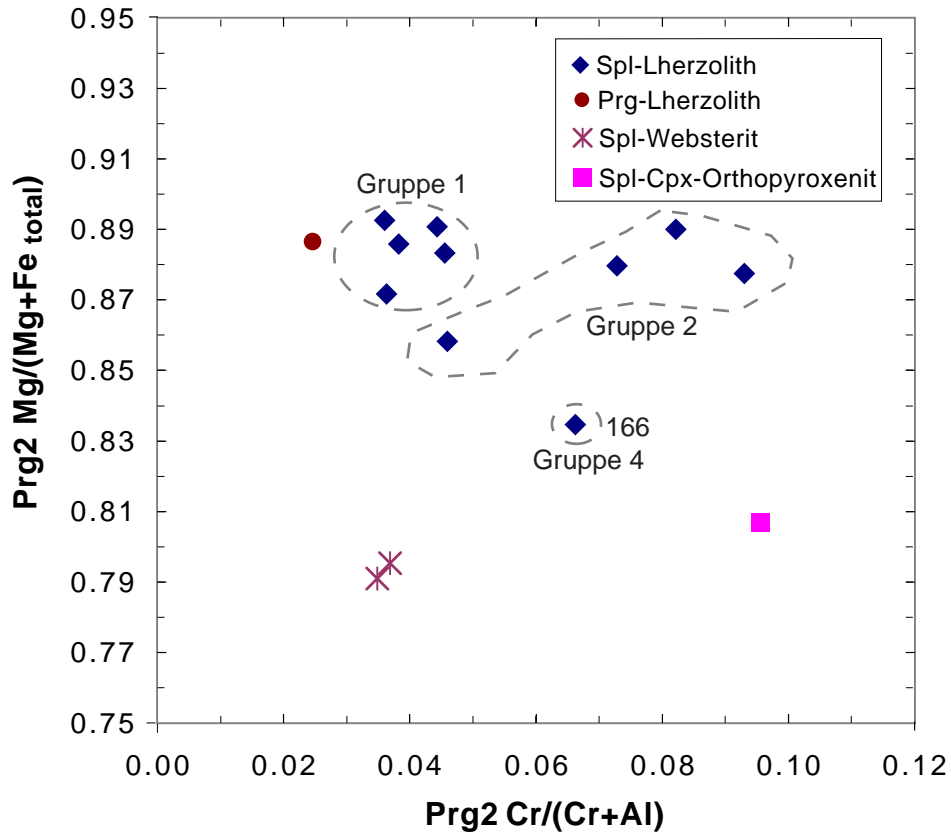


Abb. 4-16.  $X_{Cr}$ - und  $X_{Mg}$ -Werte sekundärer Amphibole in Xenolithen des Harrat Uwayrid.

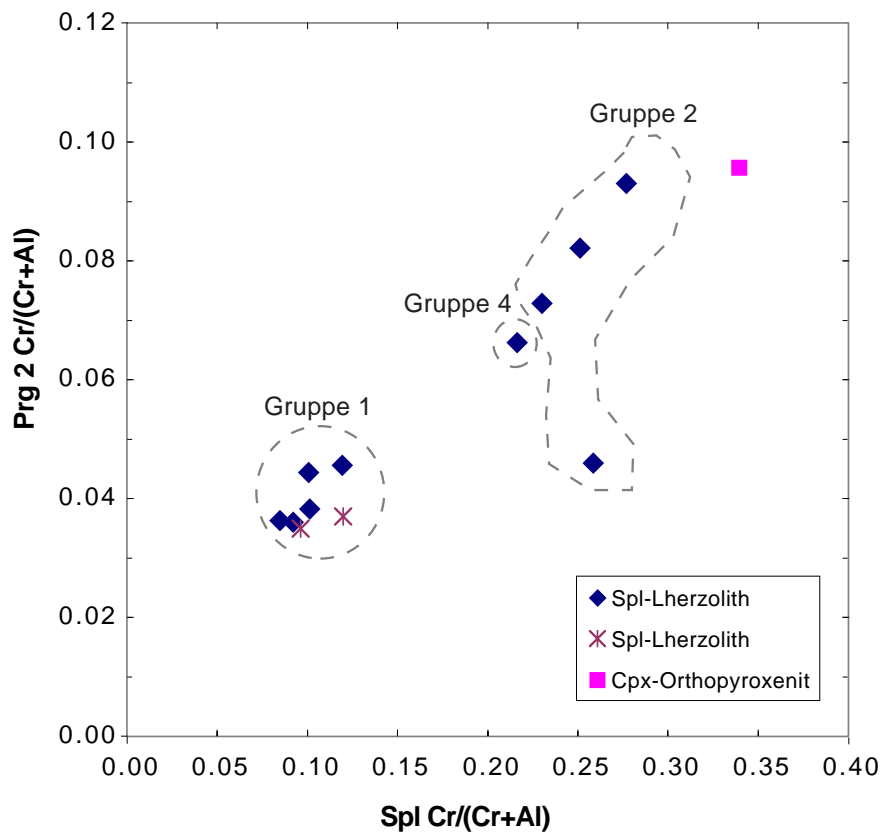


Abb. 4-17.  $X_{Cr}$ -Werte sekundärer Amphibole und der primären Spinelle in Xenolithen des Harrat Uwayrid.

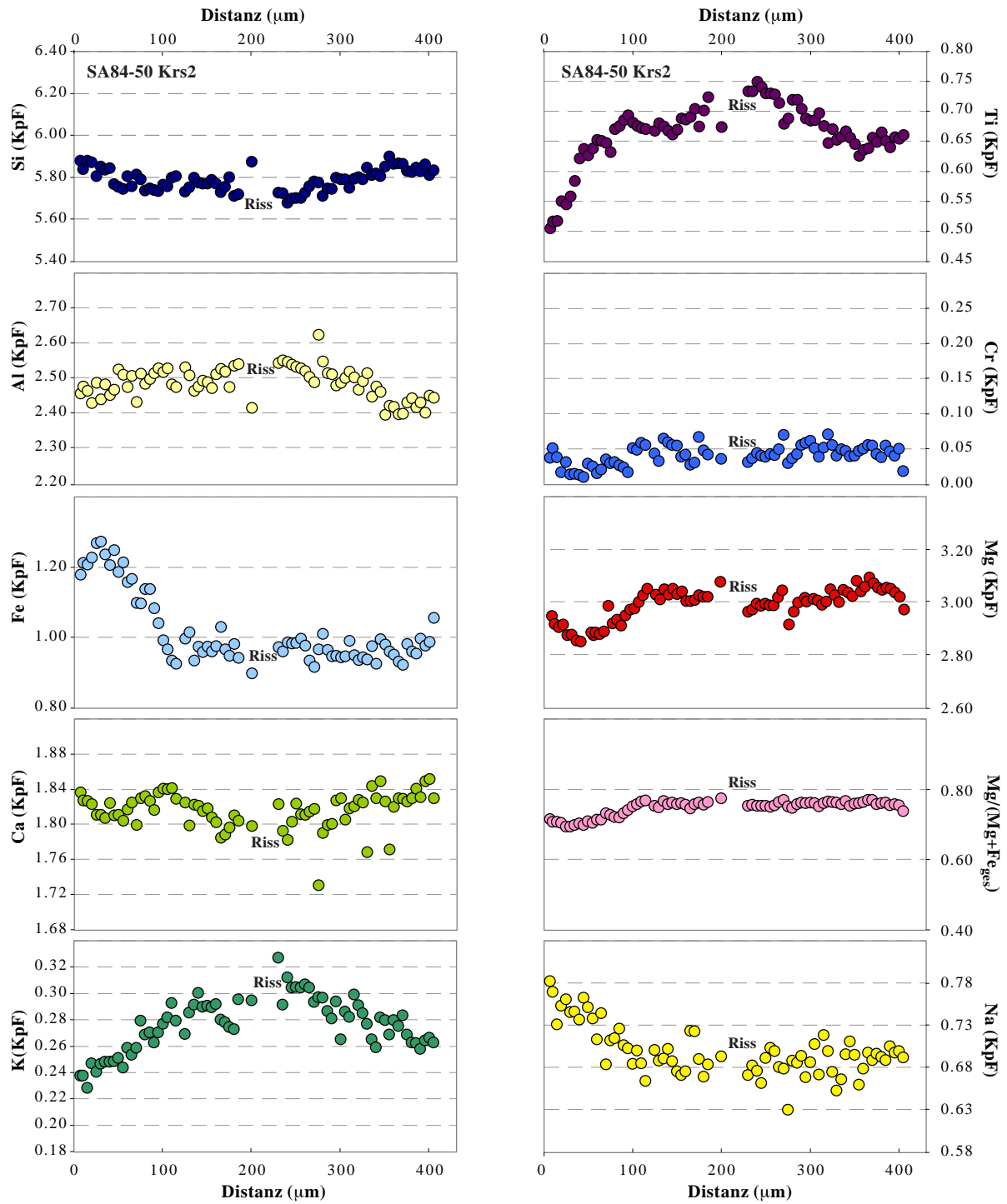
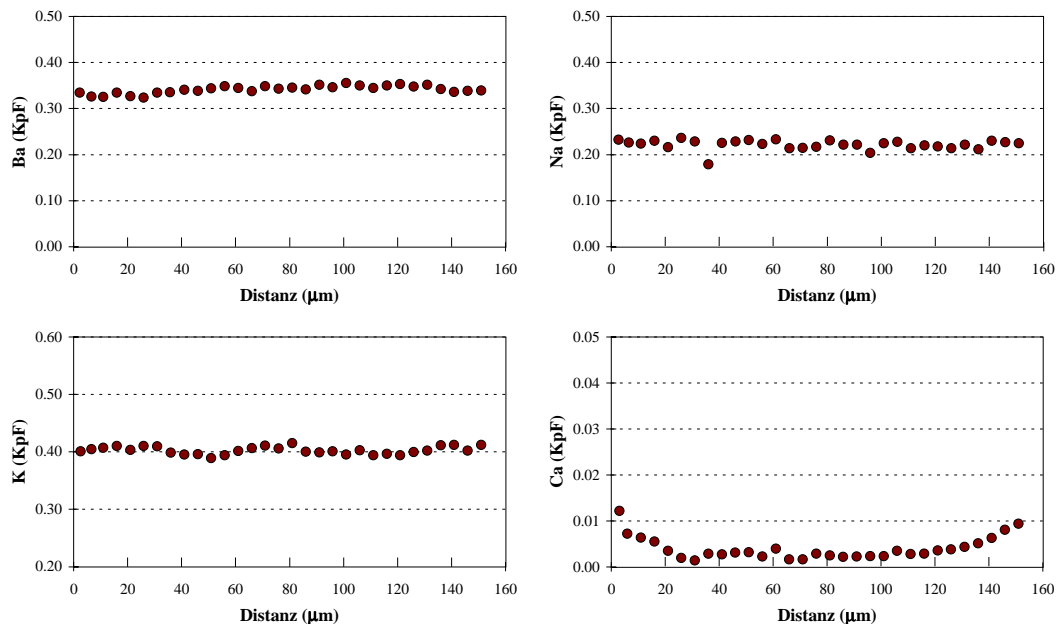


Abb. 4-18. Sekundäres Kaersutite-Korn aus dem Spl-Ol-Clinopyroxenit (SA84-50) mit einer deutlichen Zonierung.

#### 4.7. Phlogopit

Die nur im Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit SA84–63 vorkommenden „primären“ Ba-Phlogopit-Körner sind chemisch nahezu homogen (Abb. 4–19). Die  $X_{Mg}$ -Werte variieren zwischen 0.885 und 0.903; lediglich am äußeren Rand der Körner sinken die Werte teilweise auf 0.865 bis 0.869 ab. Die BaO-Gehalte liegen meist zwischen 10.09 und 11.64 Gew.%; vereinzelt wurden auch höhere Werte von bis zu 13.64 Gew.% gemessen. Bemerkenswerterweise steigen die Ca-Gehalte zum Rand der Körner leicht an (Abb. 4–19). Die Ti-Gehalte variieren zwischen 0.107 und 0.126 KpF. Die  $X_{Cr}$ -Werte liegen meist zwischen 0.08 und 0.11, wobei die niedrigeren Werte bevorzugt am Rand der Körner auftreten. F und Cl wurden nur entlang eines Profils durch ein größeres Korn gemessen. Die Gehalte liegen dort bei 0.06 – 0.12 Anionen pro Formeleinheit F und bei 0.09 – 0.19 Anionen pro Formeleinheit Cl (bezogen auf 22 Anionenvalenzen).



**Abb. 4-19.** Typisches Zonierungsprofil eines Phlogopitkorns der Probe SA84-63. Es gibt keine Zonierung in den Elementen K, Na und Ba. Ca steigt zum Rand hin an.

#### 4.8. Ba-reicher Feldspat (Celsian)

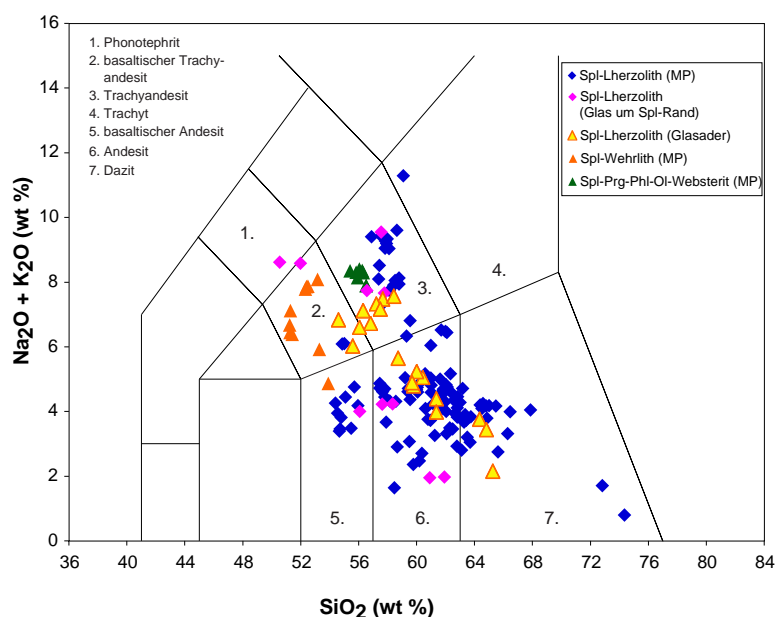
Der Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit SA84–63 ist der einzige untersuchte Mantelxenolith, der sekundäre Ba-reiche Feldspäte enthält. Diese sind durch die Reaktion einer intrudierten Schmelze mit Phlogopit entstanden. Nach bestem Wissen der Autorin sind derartige Ba-reiche Feldspäte bislang aus Mantelgesteinen nicht beschrieben. Die gemessenen BaO-Gehalte von 25.5 bis 35.1 Gew.% kommen dem reinen Celsian-Endglied (40.84 Gew.-% BaO) schon recht nahe. Bemerkenswert sind auch die Gehalte an SrO (0.87 – 1.62 Gew.%).

## 4.9. Glas

Gläser in Mantelxenolithen entstehen bei der schnellen Abkühlung aus Schmelzen, die unterschiedlichen Ursprungs sein können:

- Während des Transports kann Schmelze aus dem Transportmagma in Xenolithe eindringen.
- Vor der Fragmentierung der Mantelgesteine und der Beprobung durch das Transportmagma können Schmelzen in die Xenolith-Quellbereiche eindringen und dort mit den Gesteinen in Wechselwirkung treten.
- Während des Aufstiegs kann es durch Aufheizung und Dekompression zum Zusammenbruch von OH-Phasen (z.B. Amphibol, Phlogopit) kommen. Das freiwerdende H<sub>2</sub>O senkt den Solidus der Mantelminerale und ermöglicht eine in-situ Schmelzbildung. In diesem Fall pausen sich oft die chemischen Signaturen der Amphibole in die entstehenden Schmelzen und damit die späteren Glasnester durch (z.B. Coltorti et al. 2000).
- Durch eindringende Fluide können sich ebenfalls Schmelzen in den Erdmantelgesteinen bilden. Oft kommt es dabei zum inkongruenten Aufschmelzen von Opx und zur sekundären Bildung von Cpx und Glas. Die resultierenden Gläser haben meist relativ hohe SiO<sub>2</sub>-Gehalte (Coltorti et al. 2000).

Die Texturen der untersuchten Xenolithe deuten darauf hin, dass die in ihnen vorhandenen Glasbereiche aus Schmelzen entstanden sind, die in Peridotite des oberen Erdmantels infiltrierte, bevor es zur Fragmentierung und Ablösung der Xenolithe durch aufsteigende Magmen kam. Innerhalb der Glasbereiche befinden sich häufig hypidiomorphe „Einsprenglinge“ von Olivin (Ol<sub>2</sub>), Clinopyroxen (Cpx<sub>2</sub>), Spinell (Spl<sub>2</sub>) und Pargasit (Prg<sub>2</sub>). Bei den sie umgebenden Gläsern handelt es sich demnach um ehemalige Restschmelzen, deren Zusammensetzung lokal variieren kann, abhängig davon, welche Einsprenglingsphase(n) in den jeweiligen Bereichen auskristallisiert sind.



**Abb. 4-20.** Zusammensetzung der in den Xenolithen vorhandenen Glasbereiche im TAS-Diagramm. Es zeigt sich keine Abhängigkeit vom Modalbestand der Wirtsgesteine.



Im TAS-Diagramm (Total Alkalis versus Silica) wird deutlich, dass die Gläser sowohl bezüglich  $\text{SiO}_2$  als auch bezüglich  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  sehr variable, von phonotephritisch bis dazitisch reichende Zusammensetzungen aufweisen (Abb. 4–20). Auf den ersten Blick scheint diese große kompositionelle Variation nicht systematisch zu sein, d.h., die Zusammensetzung der Glasbereiche hängt nicht von der modalen Zusammensetzung der Xenolithe ab. Diese Vermutung bestätigt sich auch in den Harker-Diagrammen (Abb. 4–21).

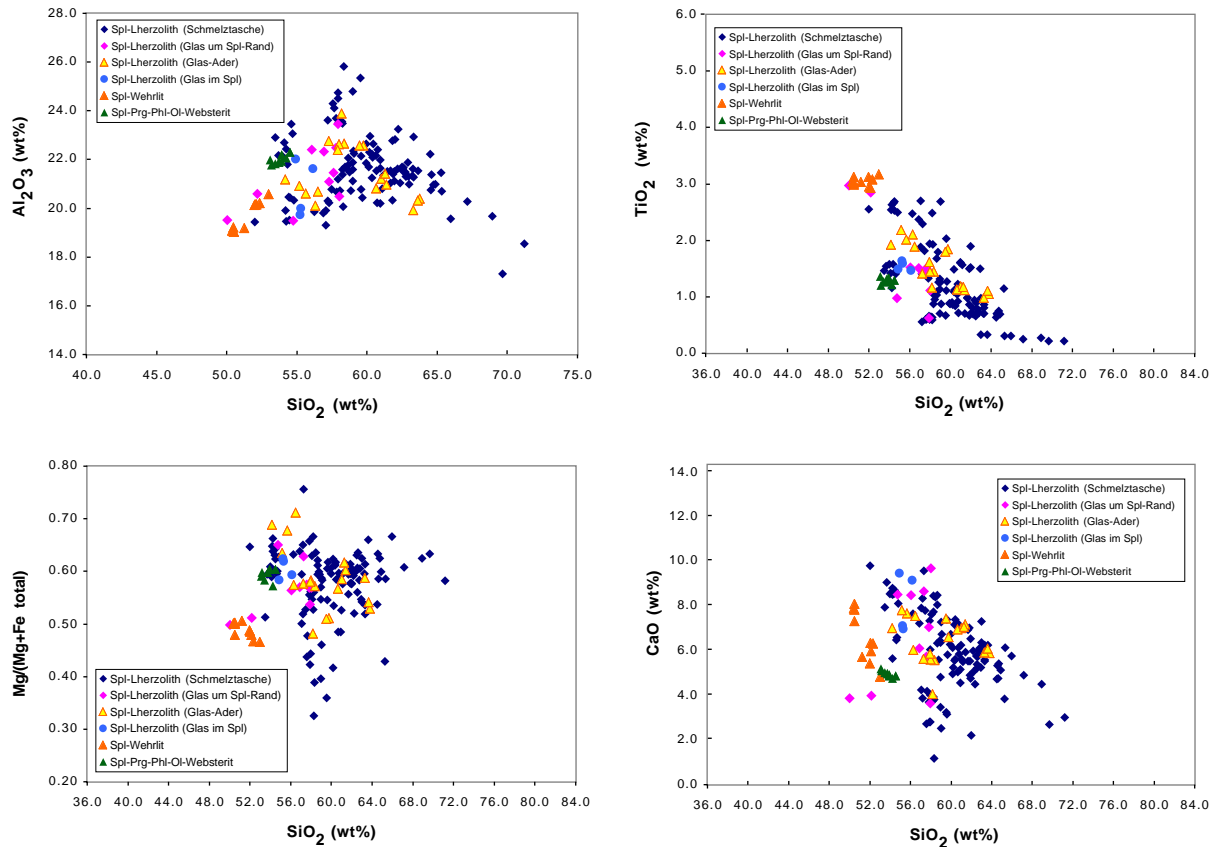
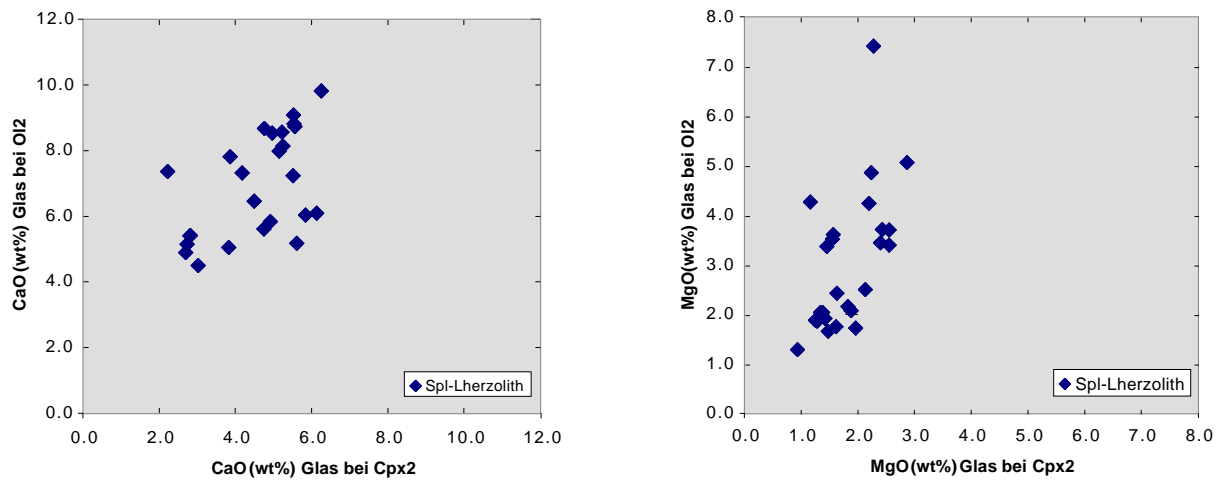


Abb. 4-21. Zusammensetzung der in vielen Uwayrid-Xenolithen vorhandenen Glasbereiche in ausgewählten Harker-Diagrammen.

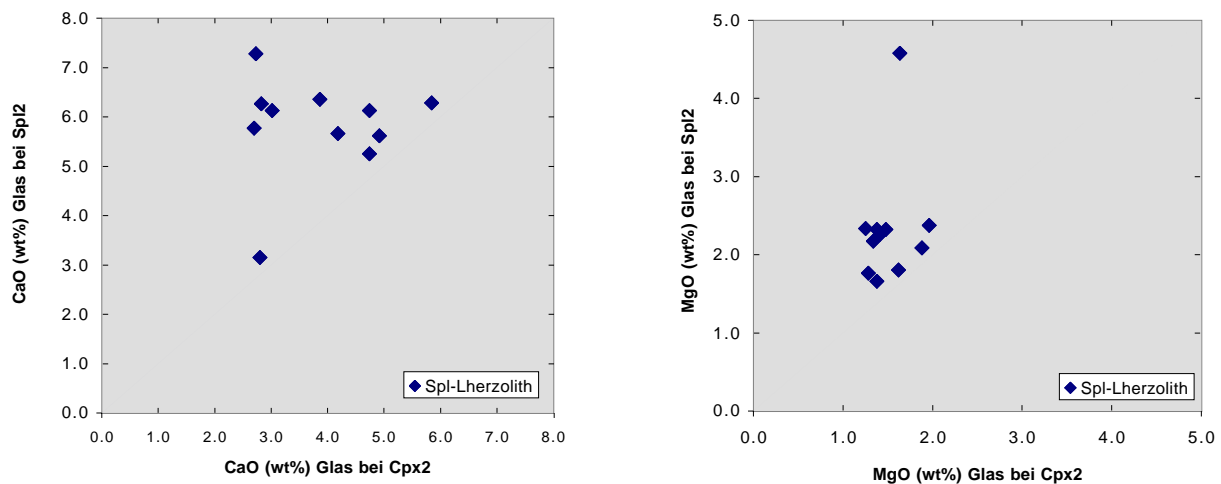
Bei näherer Betrachtung der Daten zeigt sich, dass die Zusammensetzung der Glasbereiche durchaus von den vorhandenen Einsprenglingsphasen abhängt. So ist z.B. zu beobachten, dass die  $\text{CaO}$ - und  $\text{MgO}$ -Gehalte von Glasbereichen, in denen sich  $\text{Cpx}_2$ -Einsprenglinge befinden, etwas niedriger sind als jene Bereiche, in denen sich Einsprenglinge von  $\text{Ol}_2$  befinden (Abb. 4–22). Entsprechendes gilt auch für den Vergleich von Glasbereichen mit  $\text{Cpx}_2$ - und  $\text{Spl}_2$ -Einsprenglingen bzw. Glasbereichen, die an primäre, manchmal kompositionell veränderte Spinellkörner angrenzen (Abb. 4-23).

Eine Besonderheit stellen die im Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit SA84-63 enthaltenen Glasbereiche dar. Sie treten meist an der Grenze zwischen Clinopyroxen und (leicht) korrodiertem primären Phlogopit auf (Abb. 3–31) und enthalten Einsprenglinge von  $\text{Cpx}_2$ ,  $\text{Spl}_2$  und  $\text{Ol}_2$ . Die  $\text{SiO}_2$ -Gehalte dieser Glasbereiche variieren nur wenig (53.1 – 54.5 Gew.%) und die  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalte sind relativ hoch (21.8 – 22.3 Gew.%). Die Summe der Alkalien liegt zwischen 7.6 und 8.0 Gew.% und die  $\text{BaO}$ -Gehalte sind mit 4.62 – 4.81 Gew.% sehr viel höher als die der Glasbereiche anderer Xenolithe, in

denen maximale Gehalte von 0.55 Gew.% BaO gemessen wurden. Offensichtlich haben also die instabil werdenden Phlogopite einen Beitrag zu den Schmelzen geliefert.



**Abb. 4–22.** Elementgehalte von Glasbereichen mit Cpx2-Einsprenglingen und solchen mit O12-Einsprenglingen. Erstere weisen geringere CaO- und MgO-Gehalte als letztere auf.



**Abb. 4–23.** Elementgehalte von Glasbereichen mit Cpx2-Einsprenglingen und solchen mit Spl2-Einsprenglingen. Erstere weisen geringere CaO- und MgO-Gehalte als letztere auf.

#### 4.10. Plagioklas

Sekundär gebildeter Plagioklas (Plg2) wurde nur im Spl-Cpx-Orthopyroxenit SA84-124a beobachtet, wo er in Form kleiner Körner (10 – 15  $\mu\text{m}$ ) mit sekundärem Pargasit (Prg2) und Clinopyroxen (Cpx2) vergesellschaftet ist. Aufgrund der geringen Größe der Plagioklas-Körner konnten nur Einzelpunkt-, nicht aber Profilmessungen durchgeführt werden. Die Anorthit-Gehalte liegen zwischen 33 und 44 Mol.%; es handelt sich demnach um Andesin.

Tab. 4-1. Petrographische Charakteristika der untersuchten Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid

Gesteinstyp Probe	„Primäre“ Minerale	X <sub>Mg</sub> (Ol)	X <sub>Mg</sub> (Spl)	X <sub>Ct</sub> (Spl)	X <sub>Mg</sub> (Cpx)	X <sub>Ct</sub> (Cpx)	X <sub>Mg</sub> (Opx)	X <sub>Ct</sub> (Opx)	Sekundäre Phasen
<i>Spinell-Peridotite, Gruppe 1</i>									
SA84-20	Ol, Opx, Cpx, Spl, Sulfid	0.893	0.793	0.095	0.913	0.069	0.899	0.046	Glas*
SA84-32	Ol, Opx, Cpx, Spl, Sulfid	0.895	0.794	0.101	0.908	0.071	0.899	0.044	Glas*, Prg2
SA84-66	Ol, Opx, Cpx, Spl, Sulfid	0.892	0.805	0.099	0.897	0.068	0.896	0.043	Glas*, Cal2
SA84-85	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.897	0.795	0.094	0.917	0.070	0.896	0.045	–
SA84-98	Ol, Opx, Cpx, Spl, Sulfid	0.896	0.802	0.119	0.910	0.083	0.901	0.051	Glas*, Prg2, Cal2
SA84-123	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.892	0.798	0.092	0.918	0.069	0.900	0.045	Prg2
SA84-124b	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.902	0.794	0.139	0.927	0.098	0.909	0.062	–
SA84-128/1	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.885	0.793	0.074	0.888	0.050	0.889	0.034	Glas*
SA84-128/2	Ol, Opx, Cpx, Spl, Sulfid	0.902	0.825	0.115	0.901	0.078	0.905	0.049	Glas*, Sr-Baryt
SA84-132	Ol, Opx, Cpx, Spl, Sulfid	0.896	0.818	0.085	0.900	0.061	0.901	0.040	Glas*, Prg2
SA84-136	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.906	0.807	0.129	0.908	0.091	0.908	0.057	Glas*
SA84-141	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.911	0.812	0.111	0.913	0.088	0.913	0.057	–
SA82-288b	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.910	0.834	0.101	0.920	0.071	0.896	0.047	Glas*, Prg2
<i>Spinell-Peridotite, Gruppe 2</i>									
SA84-29	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.905	0.775	0.230	0.906	0.114	0.906	0.091	Glas*, Prg2, Cal2
SA84-31	Ol, Opx, Cpx, Spl, Prg	0.905	0.781	0.259	0.909	0.136	0.907	0.091	Glas*, Prg2
SA84-33	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.908	0.777	0.234	0.909	0.121	0.913	0.087	Glas*
SA84-35	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.902	0.770	0.251	0.904	0.132	0.908	0.094	Glas*, Prg2
SA84-38	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.901	0.772	0.195	0.925	0.123	0.906	0.078	Glas*
SA84-39	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.907	0.776	0.224	0.911	0.126	0.911	0.084	Glas*
SA84-48	Ol, Opx, Cpx, Spl, Prg	0.908	0.750	0.277	0.906	0.144	0.908	0.094	Glas*, Prg2, Cal2
SA84-88	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.906	0.780	0.208	0.925	0.135	0.910	0.082	–
SA84-97	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.902	0.708	0.263	0.927	0.154	0.908	0.091	Glas*
<i>Spinell-Peridotite, Gruppe 3</i>									
SA84-28	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.905	0.697	0.636	0.931	0.342	0.914	0.160	Glas*
SA84-91	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.895	0.614	0.600	0.897	0.307	0.903	0.191	Glas*
<i>Spinell-Peridotit, Gruppe 4</i>									
SA84-166	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.868	0.682	0.216	0.864	0.120	0.873	0.075	Glas*, Prg2

Tab. 4-1. Fortsetzung

Gesteinstyp Probe	„Primäre“ Minerale	$X_{Mg}(Ol)$	$X_{Mg}(Spl)$	$X_{Ca}(Spl)$	$X_{Mg}(Cpx)$	$X_{Ca}(Cpx)$	$X_{Mg}(Opx)$	$X_{Ca}(Opx)$	Sekundäre Phasen
<i>Pargasitischer Lherzolith</i>									
SA84-128/3	Ol, Opx, Cpx, Spl	0.899	–	–	0.892	0.108	0.906	0.077	Prg2, Ap2, Cal2
<i>Spinell-Wehrilit</i>									
SA82-288c	Ol, Cpx, Spl	0.850	0.542	0.665	0.840	0.173	–	–	Glas*
<i>Spinell-Pargasit-Phlogopit-Olivin-Websterit</i>									
SA84-63	Ol, Opx, Cpx, Spl, Prg, Phl, Sr-Baryt	0.896	0.573	0.715	0.919	0.250	0.905	0.175	Glas*, Celsian2
<i>Spinell-Websterite</i>									
SA82-288f	Opx, Cpx, (Spl/Mag), Sulfid, Ol	0.782	0.092	0.114	0.810	0.005	0.756	0.003	–
SA82-288h	Opx, Cpx, Spl, Ol	0.889	0.646	0.120	0.833	0.048	0.807	0.034	Prg2
SA82-288n	Opx, Cpx, Spl	–	0.656	0.096	0.836	0.048	0.806	0.037	Prg2
<i>Spinell-Olivin-Clinopyroxenit</i>									
SA84-50	Cpx, Spl, Ol	0.781	0.497	0.093	0.792	0.043	–	–	Krs2
<i>Spinell-Clinopyroxen-Orthopyroxenit</i>									
SA84-124a	Opx, Cpx, Spl	–	0.593	0.340	0.859	0.146	0.831	0.096	Prg2, Pl2

Glas\*: In den Glasbereichen können sekundär als Einsprengling Olivin (Ol2), Clinopyroxen (Cpx2) und Spinell (Spl2) auftreten. „Primärer“ Pargasit (Prg) befindet sich im textuellen Gleichgewicht mit den anderen Phasen. Sekundärer Pargasit (Prg2) kommt nur entlang der Intergranularen vor, wo er häufig Cpx und/oder Spinell verdrängt.

## 5. PYROXEN-ZONIERUNGEN UND THERMOBAROMETRIE

### 5.1. Theoretische Grundlagen der Thermobarometrie

Im thermodynamischen Gleichgewicht sind alle Phasen chemisch und physikalisch homogen und die Elementverteilung zwischen den Phasen ist von den intensiven Zustandsvariablen abhängig. Da die Reaktionskinetik in „trockenen“ silikatischen Systemen vergleichsweise träge ist, erfolgt eine Gleichgewichtseinstellung nur, wenn sich die intensiven Zustandsvariablen über einen ausreichend langen Zeitraum (abhängig von den Diffusivitäten der betreffenden Elemente und der Korngröße der Mineralphasen) nicht ändern. Sind die Zusammenhänge zwischen den intensiven Zustandsvariablen und der chemischen Zusammensetzung der Phasen bekannt, so lassen sich aus metastabilen Gleichgewichten die Bildungsbedingungen einer Paragenese bestimmen. Grundlage aller Geothermobarometer ist die folgende Gleichung:

(1)

$$\Delta G_{T,P} = \Delta G_{T_R,P_R} - \int_{T_R}^T \left( \Delta S_{T_R} + \int_{T_R}^T \frac{\Delta C_P}{T} dT \right) dT + \Delta V_R (P - P_R)$$

$\Delta G_{T,P}$ : Änderung der freien Reaktionsenthalpie bei gegebenem Druck ( $P$ ) und Temperatur ( $T$ ), entspricht der freien Gibbschen Enthalpie.

$\Delta G_{T_R,P_R}$ : Änderung der freien Reaktionsenthalpie bei einer Referenz-Temperatur ( $T_R$ ) und einem Referenz-Druck ( $P_R$ ).

$\Delta V_R$ : Volumenänderung bei Referenzbedingungen ( $P = 1$  bar,  $T = 298.15$  K).

$\Delta S_R$ : Entropieänderungen bei Referenzbedingungen ( $P = 1$  bar,  $T = 298.15$  K).

$\Delta C_p$ : Änderung der Wärmekapazität.

Eine Abschätzung der freien Gibbschen Enthalpie bei hoher Temperatur und hohem Druck kann unter Vernachlässigung des Betrags der Wärmekapazitäten schnell berechnet werden. Unter diesen Bedingungen wird  $\Delta C_p = 0$  gesetzt.  $\Delta H_R$  und  $\Delta S_R$  (und  $\Delta V_R$ ) werden temperaturunabhängig, bzw. als konstant, betrachtet. Gleichung (1) wird somit stark vereinfacht:

(2)

$$\Delta G_{T,P} = \Delta G_{T_R} - \Delta S_{T_R} (T - T_R) + \Delta V_{T_R,P_R} (P - P_R)$$

Meist werden für diese Gleichung (2) Standardbedingungen von 298.15 K und 1 bar benutzt. In Festphasenreaktionen liefert die Gleichung eine gute Näherung; sie gilt aber nur für relativ kleine Änderungen von  $P$  und  $T$ . Bei der Beteiligung einer Fluidphase an der Reaktion darf diese Vereinfachung jedoch nicht mehr angewendet werden.

Unter Gleichgewichtsbedingungen gilt:

(3)

$$d(\Delta G_R) = 0 = \Delta V_R dP - \Delta S_R dT$$

Durch Umstellung von Gleichung (3) ergibt sich die Clausius-Clapeyron'sche Gleichung:

(4)

$$\frac{dP}{dT} = \frac{\Delta S}{\Delta V}$$

Mit dieser Gleichung lässt sich die Steigung einer Reaktionskurve im  $P$ - $T$ -Raum sehr einfach berechnen. Reaktionen, die ein gutes Geothermometer darstellen, sollten eine große Entropieänderung

( $\Delta S$ ) und eine kleine Volumenänderung ( $\Delta V$ ) aufweisen. Dies ergibt sich z.B. durch den Austausch von Elementen mit ähnlichen Ionenradien zwischen ähnlichen Struktur-Positionen koexistierender Minerale. Entsprechend stellen Reaktionen mit großer Volumenänderung ( $\Delta V$ ), im Vergleich zu einer kleinen Entropieänderung ( $\Delta S$ ), gute Geobarometer dar. Eine große Volumenänderung im Kristall kann durch den Austausch von Elementen mit unterschiedlichem Ionenradius auf unterschiedlichen Strukturpositionen erreicht werden.

## 5.2. Verwendete Geothermobarometer

Für peridotitische Systeme gibt es zahlreiche empirische Geothermobarometer, die auf dem Austausch verschiedener Komponenten zwischen den Phasen Olivin, Orthopyroxen, Clinopyroxen, Granat und Spinell beruhen und entweder experimentell oder an natürlichen Systemen kalibriert sind. Leider existieren noch immer keine verlässlichen Löslichkeitsmodelle für natürliche Mineralzusammensetzungen. Die Ursache für diese unbefriedigende Situation liegt vor allem in der geringen Diffusivität von Al und Cr in diesen Systemen bei den relevanten Temperaturen (800 – 1500 °C) und Drücken (0.5 – 8 GPa), wodurch bei Experimenten oft keine Gleichgewichtseinstellung erreicht wird. Somit ist die experimentelle bzw. thermodynamische Datenbasis etlicher Geothermobarometer nicht ausreichend. In vielen einschlägigen Arbeiten gibt es leider keine Informationen über das Ausmaß der chemischen Heterogenität der verwendeten synthetischen oder natürlichen „koexistierenden“ Phasen, und in den wenigsten Fällen wurden „Gleichgewichte“ reversibel reproduziert. Brey & Köhler (1990) lieferten jedoch einen Satz von in sich konsistenten Geothermobarometern, die auf reversibel bestimmten experimentellen „Gleichgewichten“ von Brey et al. (1990) basieren. Diese Geothermobarometer gelten noch immer als die verlässlichsten, obwohl es in den letzten Jahren einige neuere Geothermobarometer-Formulierungen bzw. -Kalibrationen gegeben hat (z.B. Ai 1994, Taylor 1998; Nimis & Taylor 2000). Evaluationen und Diskussionen bestehender Geothermobarometer sind in den Arbeiten von Carswell & Gibb (1987), Werling & Altherr (1997), Canil & O’Neill (1996), Smith (1999), Brey & Köhler (1990), Paquin & Altherr (2001a, b) und Krogh Ravn & Paquin (2003) zu finden.

Den Geothermobarometern von Brey & Köhler (1990) wird auch in dieser Arbeit der Vorzug gegeben. Da die Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid generell granatfreie, spinell-führende Paragenesen enthalten, konnten lediglich folgende Thermo(barometer) verwendet werden:

- Zwei-Pyroxen-Thermo(barometer) basierend auf dem Enstatit-Diopsid-Solvus [in der Folge mit „ $T_{\text{En-DiBK90}}$ “ abgekürzt], wobei zum Vergleich auch die Thermometer-Formulierungen von Wells (1977) [ $T_{\text{En-DiW77}}$ ], Bertrand & Mercier (1985) (in der korrigierten Version nach Brey & Köhler 1990) [ $T_{\text{En-DiBM85}}$ ] und Berchova (1996) [ $T_{\text{En-DiB96}}$ ] herangezogen werden;
- Zwei-Pyroxen-Thermo(barometer) basierend auf der Verteilung von Na zwischen Cpx und Opx [ $T_{\text{NaBK90}}$ ];
- Ca-in-Opx-Thermo(barometer) [ $T_{\text{Ca-OpxBK90}}$ ].

Außer diesen von Brey & Köhler (1990) formulierten Geothermobarometern werden für einige Proben noch verschiedene, auf den temperaturabhängigen Verteilungen der Übergangsmetalle (Cr, Sc, V, Co)

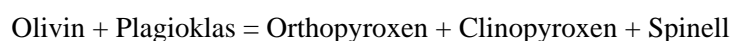


zwischen Cpx und Opx basierende Geothermo(barometer) von Seitz et al. (1999) angewendet [z.B.  $T_{\text{CrSAL99}}$ ]. Diese empirischen Geothermo(barometer) wurden von Seitz et al. (1999) auf der Basis der an natürlichen, weitgehend äquilibrierten Xenolithen mit dem  $T_{\text{En-DiBK90}}$  erhaltenen Temperaturen formuliert.

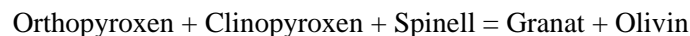
Weiterhin wird das auf dem  $\text{Fe}^{2+}$ -Mg-Austausch zwischen Olivin und Spinell beruhende Geothermo(barometer) in der Formulierung nach Fabriès (1979) verwendet [ $T_{\text{Ol-SplF79}}$ ]. Da dieser Austausch sehr schnell abläuft, liefert die Verteilung von  $\text{Fe}^{2+}$  und Mg zwischen Olivin und Spinell nicht unbedingt Informationen über die vor der Beprobung im entsprechenden Mantelbereich herrschenden  $P$ - $T$ -Bedingungen, sondern eher wichtige Hinweise auf die Verweildauer der Xenolithe in den Transportmagmen bzw. auf die Abkühlgeschwindigkeit nach der Förderung. Zum Test wurden die Mg- $\text{Fe}^{2+}$ -Ol-Spl-Verteilungsdaten auch mit der von Ballhaus et al. (1991) vorgeschlagenen Thermometer-Version berechnet. Es ergaben sich generell unrealistisch hohe Temperaturen von bis zu 1550 °C. Auf eine detaillierte Darstellung dieser Resultate in dieser Arbeit wurde verzichtet.

Für granatfreie Erdmantelgesteine existiert derzeit kein verlässliches Geo(thermo)barometer. Köhler & Brey (1990) konnten zeigen, dass in Gegenwart von Cpx der Ca-Gehalt in Olivin stark von Druck und Temperatur abhängt und formulierten entsprechende Geothermobarometer-Gleichungen. Leider hat dieses Geo(thermo)barometer [ $P_{\text{Ca-OlKB90}}$ ] zwei Nachteile: (1) Ca besitzt in Olivin eine sehr hohe Diffusivität, so dass es während und unmittelbar nach der Xenolith-Förderung zu Umverteilungen von Ca innerhalb einzelner Olivinkörner und zwischen Cpx und Olivin kommen kann. Die hieraus resultierenden Ca-Zonierungen in Olivin müssen sehr sorgfältig „auskartiert“ werden, um festzustellen, ob im Zentrum der Olivinkörner noch die ursprünglichen, vor der Beprobung durch das Wirtsmagma und der Dekompression vorhandenen Ca-Gehalte vorliegen. (2) Durch benachbarte Clinopyroxenkörner kann es bei der Analyse mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde zur Sekundärfluoreszenz kommen (Köhler & Brey 1990; Werling & Altherr 1997; Witt-Eickschen et al. 2003). Insgesamt wurden für 20 Xenolithe die Ca-in-Olivin-Drücke ermittelt.

Die Minimaldrücke von Spinell-Peridotiten sind durch die  $T$ -abhängige gleitende Reaktion



gegeben [ $P_{\text{min}}$ ]. Diese wurde von Gasparik (1987) in den Systemen FMAS, CFMAS und NCFMAS experimentell kalibriert. Die Minimaldrücke für das Auftreten von Spinell liegen je nach Temperatur zwischen ca. 0.7 und 1.0 GPa. Die Maximaldrücke können nach Carroll Webb & Wood (1986) aus der gleitenden Reaktion



berechnet werden [ $P_{\text{maxCW86}}$ ]. Dabei ergibt sich bei gegebener Temperatur mit steigendem  $X_{\text{Cr}}$  des Systems ein immer höherer Maximaldruck für das Erscheinen von Granat neben Spinell.

Näheres zu den in dieser Arbeit verwendeten Geothermobarometern findet sich im Anhang (Anhang A.2).

Die Cr-Al-Verteilung zwischen Orthopyroxen und Spinell ist ebenfalls temperaturabhängig. Das ursprünglich von Sachtleben & Seck (1981) vorgeschlagene und später durch Witt-Eickschen & Seck (1991) modifizierte Thermometer ist allerdings vor allem bei Al-armen Systemzusammensetzungen wegen der nicht vorhandenen Löslichkeitsmodelle für Cr-haltige

Pyroxene problematisch (Klemme & O'Neill 1997, 2000; Brey et al. 1999; Klemme et al. 2000; Klemme 2004).

Seit langem ist bekannt, dass in ultrabasischen bis Mg-reichen basischen Systemen, in denen Olivin, Orthopyroxen, Clinopyroxen und mindestens eine Al-reiche Phase (Plagioklas, Spinell, Granat) im Gleichgewicht vorliegen, die Al-Löslichkeiten in beiden Pyroxenphasen stark von Druck und Temperatur abhängen. Dabei ist bei Anwesenheit von Spinell die Al-Löslichkeit in beiden Pyroxenen vor allem von der Temperatur und kaum vom Druck abhängig, und mit steigender Temperatur wird mehr Al in die Pyroxene eingebaut (Gasparik 1984; Nickel & Green 1985; Brey & Köhler 1990; Berchova 1996). Wichtig ist hierbei die Tschermaks-Substitution mit dem Austauschvektor  $\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}(\text{Ca},\text{Mg},\text{Fe}^{2+})^{\text{VI}}_{-1}\text{Si}^{\text{IV}}_{-1}$ .

### 5.3. Ergebnisse der Thermobarometrie

#### 5.3.1. Vorbemerkung

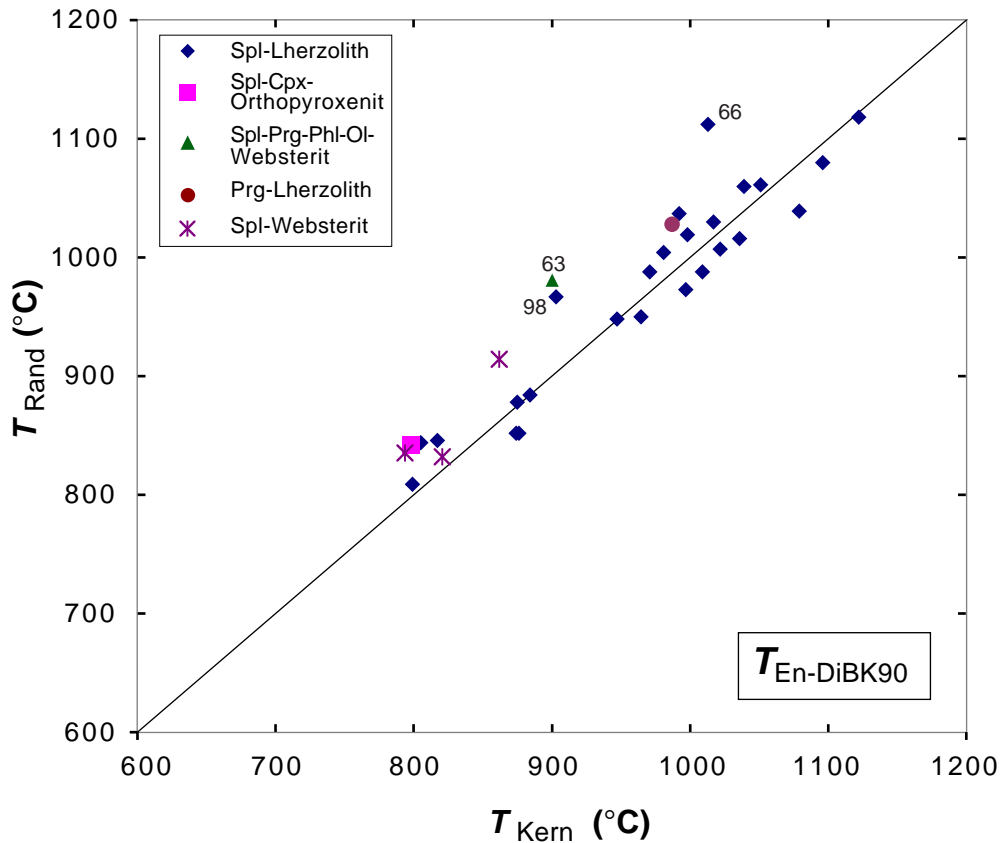
Da es sich bei den hier untersuchten Xenolithen generell um Granat freie, Spinell führende Gesteine handelt, in denen Plagioklas, sofern überhaupt vorhanden, sekundär aus eingedrungenen Schmelzen kristallisiert ist, wurden für die Temperaturberechnungen Drücke von 1.0 und 1.5 GPa angenommen. In Übereinstimmung mit dieser Annahme lieferten Kombinationen von  $T_{\text{En-DiBK90}}$  mit  $P_{\text{Ca-OiKB90}}$  in den meisten Fällen Druckwerte zwischen 0.80 und 1.90 GPa. Auch die nach Carroll Webb & Wood (1986) berechneten Maximaldrücke liegen meist unterhalb von ca. 2.0 GPa. Da die Mineralkörner in den meisten Xenolithen zumindest moderat zoniert sind, wie im Abschnitt 5.4 ausführlich dargestellt wird, wurden Temperaturen für die Kern- und Randbereiche der Mineralkörner getrennt berechnet. Die Ergebnisse dieser Berechnungen sind in Tab. A.3–1 bis A.3–3 (Anhang A.3) zusammengestellt. Die angegebenen Fehler entsprechen  $2\sigma$ .

#### 5.3.2. Zwei-Pyroxen-Thermometer auf der Basis des Enstatit-Diopsid-Solvus

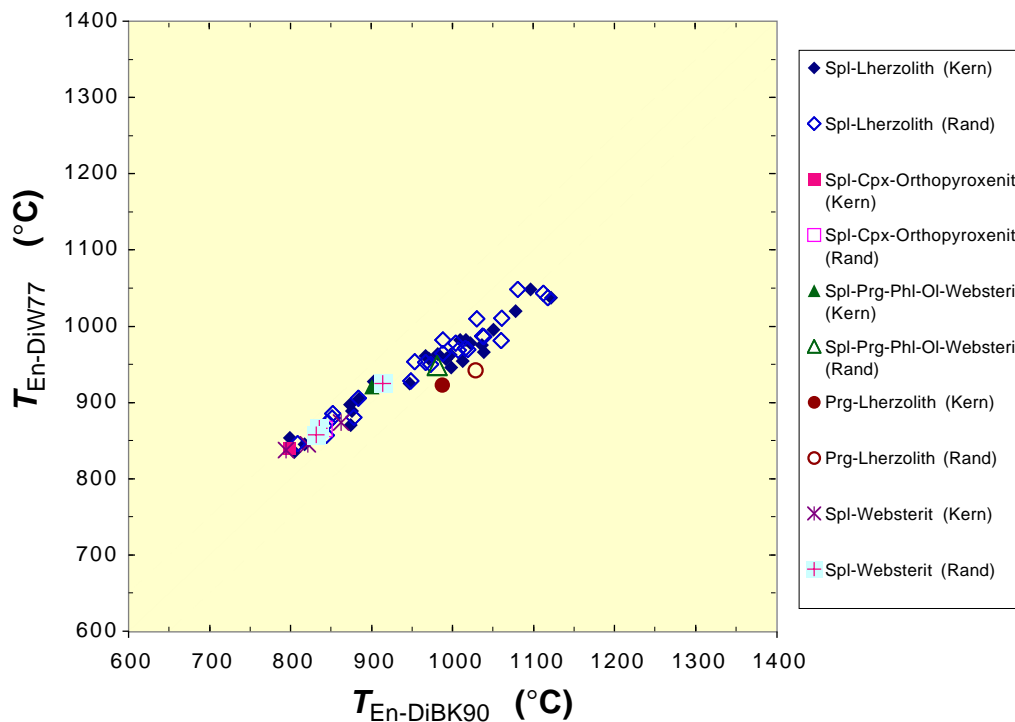
In Abb. 5–1 sind für jeden Cpx- und Opx-führenden Xenolith die mit dem auf dem En-Di-Solvus basierenden Zwei-Pyroxen-Thermometer von Brey & Köhler (1990) [ $T_{\text{En-DiBK90}}$ ] berechneten Temperaturen (für einen angenommenen Druck von 1.5 GPa) für die Kern- und Randbereiche der Pyroxenkörner dargestellt. Bei den meisten Proben unterscheiden sich die beiden Temperaturwerte um weniger als 50 °C bzw., sie sind im Rahmen der Fehler nicht voneinander zu unterscheiden (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Lediglich bei den Spinell-Peridotiten SA84-66 und SA84-132 sowie dem Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit SA84-63 liegen die „Randtemperaturen“ etwas höher. Der durch die Gesamtheit der Xenolithe repräsentierte Temperaturbereich liegt zwischen ca. 790 und 1120 °C (Abb. 5–1).

Vergleicht man die mit  $T_{\text{En-DiBK90}}$  berechneten Temperaturen (Kern- und Randbereiche der Pyroxenkörner) mit den nach Wells (1977) berechneten, so fällt auf, dass die  $T_{\text{En-DiW77}}$ -Werte unterhalb von ca. 925 °C höher, oberhalb dieser Temperatur aber tiefer sind als die  $T_{\text{En-DiBK90}}$ -Werte (Abb. 5–2). Brey & Köhler (1990) stellten ebenfalls systematische Abweichungen von  $T_{\text{En-DiW77}}$  im Vergleich zu  $T_{\text{En-DiBK90}}$  fest. Bei Temperaturen um ca. 900 °C stimmen  $T_{\text{En-DiW77}}$  und  $T_{\text{En-DiBK90}}$  gut überein, bei

Temperaturen > 950 °C liegen jedoch die mit  $T_{\text{En-DiW77}}$  berechneten Temperaturen deutlich tiefer (Brey & Köhler 1990). Möglicherweise liegt dies daran, dass  $T_{\text{En-DiW77}}$  den Einfluss des Drucks auf den En-Di-Solvus nicht berücksichtigt.



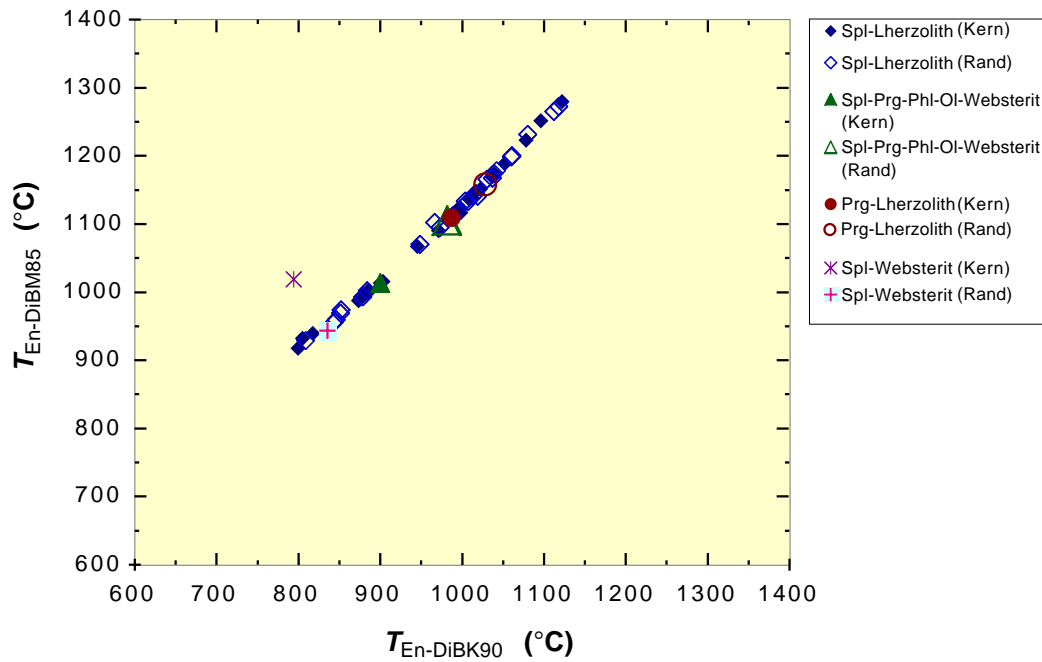
**Abb. 5–1.** Anwendung des auf dem En-Di-Solvus basierenden 2-Pyroxen-Thermometers von Brey & Köhler (1990). Für jeden Xenolith sind die aus den Rand- und Kernbereichen der Pyroxenkörner ermittelten Temperaturwerte (bezogen auf 1.5 GPa) gegeneinander aufgetragen. Die durchgezogene Linie entspricht gleichen Rand- und Kerntemperaturen; die gestrichelten Linien zeigen Abweichungen von  $\pm 50$  °C an. Probe SA84-66 zeigt als einzige eine deutliche randliche Aufheizung.



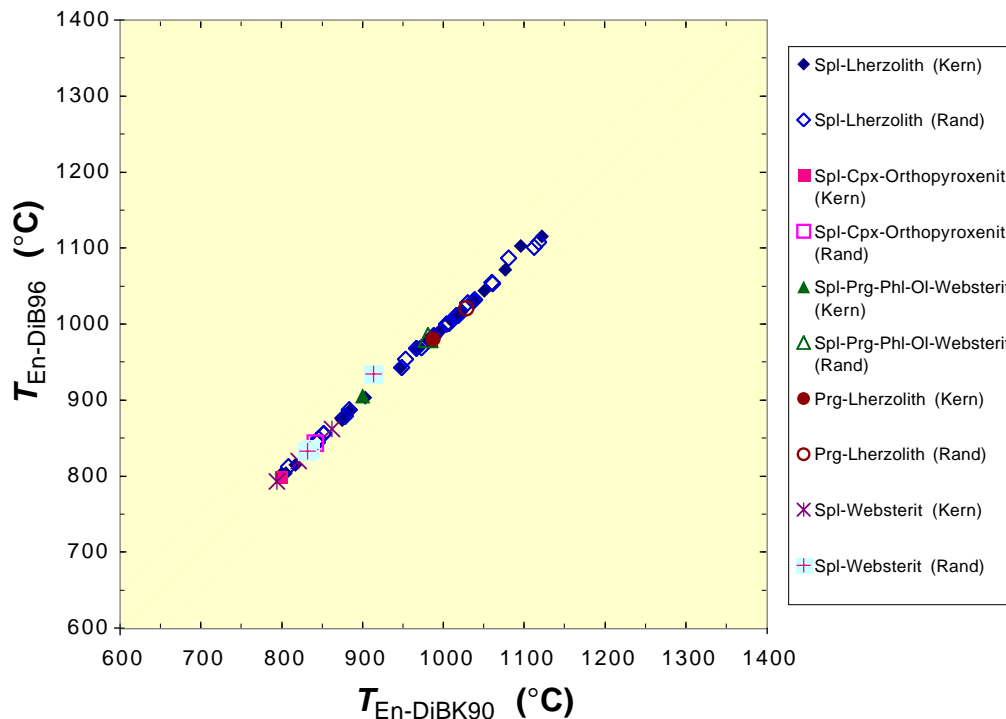
**Abb. 5–2.** Das Diagramm zeigt einen Vergleich der mit den beiden auf dem En-Di-Solvus beruhenden Zwei-Pyroxen-Thermometern von Wells (1977) und Brey & Köhler (1990) berechneten Temperaturwerte (Kern- und Randtemperaturen bei angenommenen 1.5 GPa). Die durch die Datenpunkte definierte Regressionslinie (nicht eingezeichnet) verläuft deutlich flacher als die durchgezogene „1:1-Linie“. Die gestrichelten Linien geben Abweichungen von  $\pm 50$  °C.

Die Temperaturen nach der korrigierten Version des Zwei-Pyroxen-Thermometers nach Bertrand & Mercier (1985) [ $T_{\text{En-DiBM85}}$ ] liegen gegenüber den mit  $T_{\text{En-DiBK90}}$  berechneten systematisch um mehr als 100 °C zu hoch (Abb. 5–3). Demgegenüber stellten Werling & Altherr (1997) in ihrer Studie an (nahezu) äquilibrierten Xenolithen aus dem Französischen Zentralmassiv fest, dass die unkorrigierte Version von  $T_{\text{En-DiBM85}}$  Temperaturen liefert, die um ca. 50-70 °C tiefer sind als die mit dem  $T_{\text{En-DiBK90}}$  berechneten.

Vergleicht man die mit dem Geothermo(barometer) von Berchova (1996) [ $T_{\text{En-DiB96}}$ ] berechneten Temperaturen mit denen des  $T_{\text{En-DiBK90}}$ , so ergibt sich eine sehr gute Übereinstimmung (Abb. 5–4). Die Abweichungen betragen deutlich weniger als  $\pm 50$  °C.



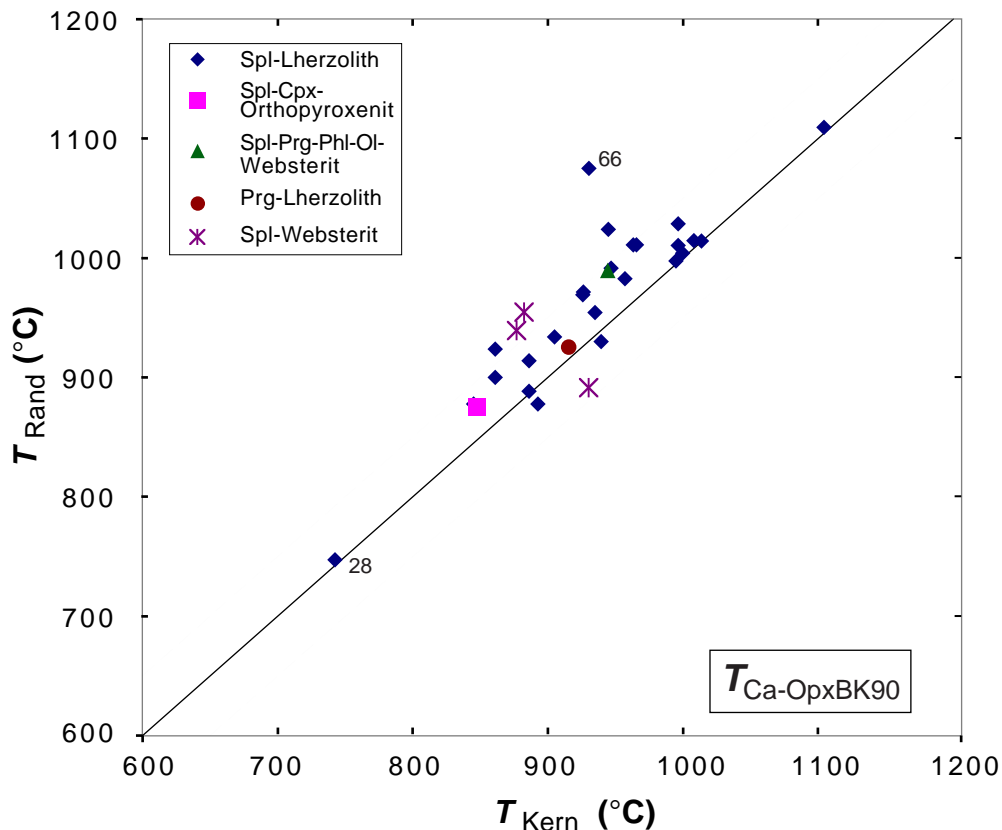
**Abb. 5-3.** Vergleich der „Kern- und Randtemperaturen“, die nach dem Zwei-Pyroxen-Thermometer von Brey & Köhler (1990) [ $T_{\text{En-DiBK90}}$ ] und der korrigierten Version des Thermometers von Bertrand & Mercier (1985) [ $T_{\text{En-DiBM85}}$ ] berechnet wurden. Die durchgezogene Linie entspricht gleichen Temperaturen; die gestrichelten Linien zeigen Abweichungen von  $\pm 50$  °C an.



**Abb. 5-4.** Vergleich der „Kern- und Randtemperaturen“, die nach den Zwei-Pyroxen-Thermometern von Brey & Köhler (1990) [ $T_{\text{En-DiBK90}}$ ] und Berchova (1996) [ $T_{\text{En-DiB96}}$ ] berechnet wurden. Die Übereinstimmung zwischen beiden Thermometern ist sehr gut. Die durchgezogene Linie entspricht gleichen „Rand- und Kerntemperaturen“; die gestrichelten Linien zeigen Abweichungen von  $\pm 50$  °C an.

### 5.3.3. Ca-in-Orthopyroxen-Thermometer

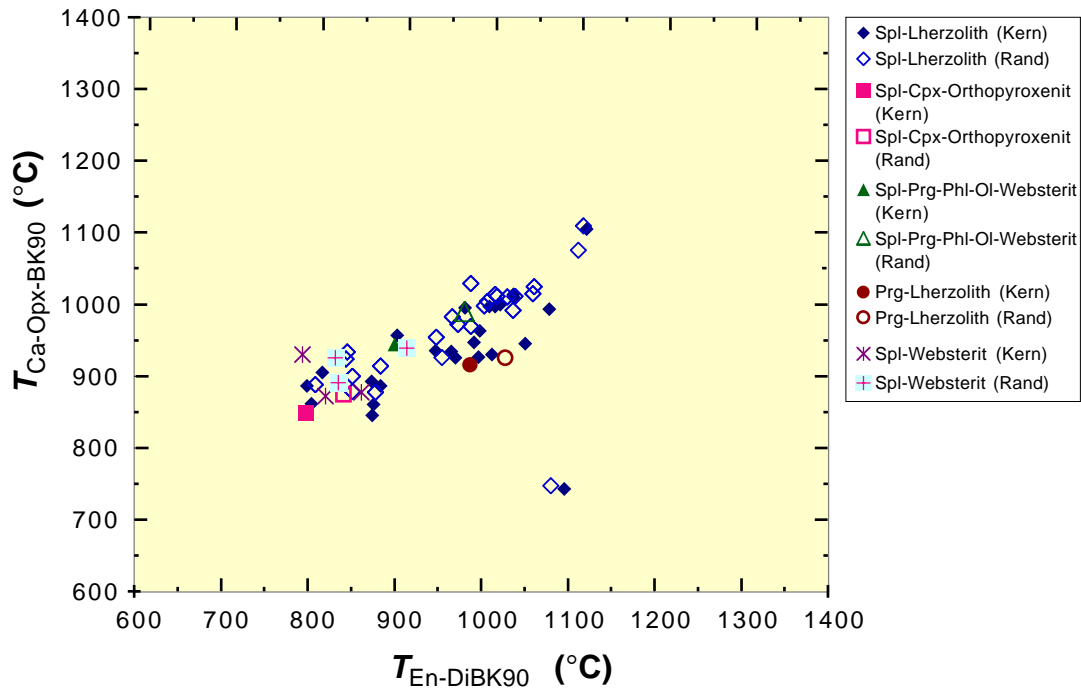
Die Anwendung des Ca-in-Opx-Thermometers von Brey & Köhler (1990) [ $T_{Ca-OpxBK90}$ ] liefert ebenfalls sehr konsistente Ergebnisse (Abb. 5–5). Auch hier betragen die Unterschiede zwischen den für die Kern- und Randbereiche der Pyroxenkörner berechneten Temperaturen bei fast allen Xenolithen weniger als 50 °C.



**Abb. 5–5.** Anwendung des Ca-in-Opx-Thermometers von Brey & Köhler (1990). Für jeden Xenolith sind die aus den Rand- und Kernbereichen der Pyroxenkörner ermittelten Temperaturwerte (bezogen auf 1.5 GPa) gegeneinander aufgetragen. Die durchgezogene Linie entspricht gleichen „Rand- und Kerntemperaturen“; die gestrichelten Linien zeigen Abweichungen von  $\pm 50$  °C an. Probe SA84-66 zeigt als einzige eine deutliche randliche Aufheizung, was auch in der Zonierung der beiden Pyroxene bestätigt wird.

Vergleicht man die mit  $T_{En-DiBK90}$  und  $T_{Ca-OpxBK90}$  erhaltenen Temperaturwerte, so ergibt sich in fast allen Fällen gute Übereinstimmung (Abb. 5–6). Lediglich bei der Probe SA84-28, einem refraktären Spinell-Peridotit, liegen die  $T_{Ca-OpxBK90}$ -Werte deutlich tiefer als die mit  $T_{En-DiBK90}$  berechneten Temperaturen. Eine Erklärung hierfür gibt es derzeit nicht.

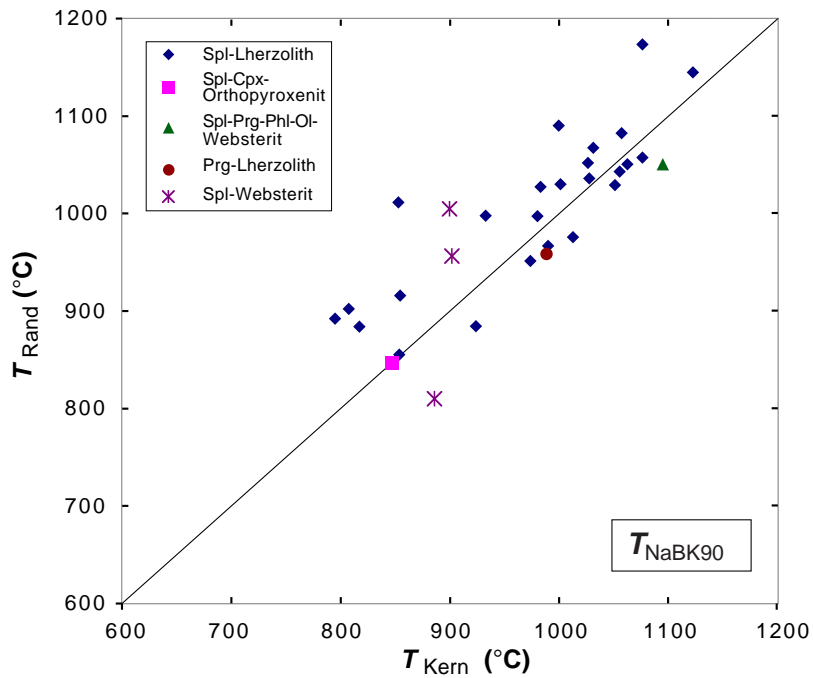




**Abb. 5–6.** Vergleich der „Kern- und Randtemperaturen“, die nach dem Zwei-Pyroxen-Thermometer [ $T_{\text{En-DiBK90}}$ ] und dem Ca-in-Opx-Thermometer [ $T_{\text{Ca-OpxBK90}}$ ], beide von Brey & Köhler (1990), berechnet wurden. Die durchgezogene Linie entspricht gleichen Temperaturen; die gestrichelten Linien zeigen Abweichungen von  $\pm 50\text{ }^{\circ}\text{C}$  an.

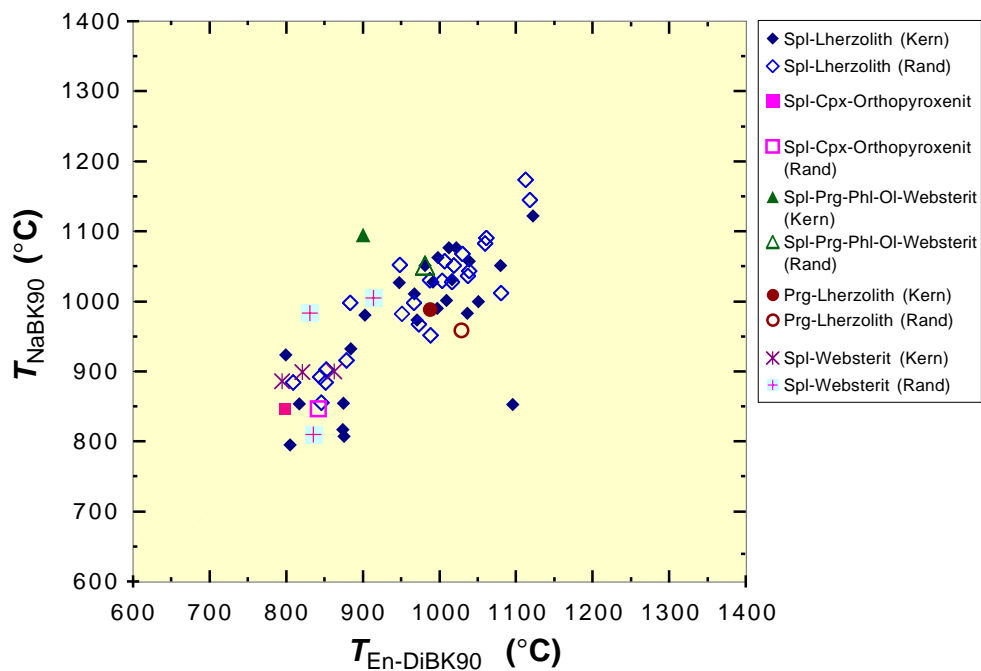
#### 5.3.4. Na-Austausch zwischen Clino- und Orthopyroxen

Bei dem auf der Verteilung von Na zwischen Cpx und Opx basierenden Zwei-Pyroxen-Thermometer von Brey & Köhler (1990) [ $T_{\text{NaBK90}}$ ] ergeben sich wegen der oft niedrigen Na-Gehalte im Opx und den daraus resultierenden analytischen Unsicherheiten meist deutlich höhere Fehler als bei den mittels  $T_{\text{En-DiBK90}}$  und  $T_{\text{Ca-OpxBK90}}$  berechneten Temperaturen (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Die bei zahlreichen Proben zu beobachtenden großen Unterschiede zwischen „Kerntemperaturen“ und „Randtemperaturen“ sind daher zu relativieren (Abb. 5–7). Auffällig ist jedoch die Tendenz, dass die „Randtemperaturen“ höher sind als die „Kerntemperaturen“. Auf dieses Problem wird im Abschnitt 5.4 nochmals eingegangen.



**Abb. 5–7.** Anwendung des auf der Na-Verteilung zwischen Cpx und Opx basierenden Zwei-Pyroxen-Thermometers von Brey & Köhler (1990). Für jeden Xenolith sind die aus den Rand- und Kernbereichen der Pyroxenkörner ermittelten Temperaturwerte (bezogen auf 1.5 GPa) gegeneinander aufgetragen. Die durchgezogene Linie entspricht gleichen „Rand- und Kerntemperaturen“; die gestrichelten Linien zeigen Abweichungen von  $\pm 50$  °C an.

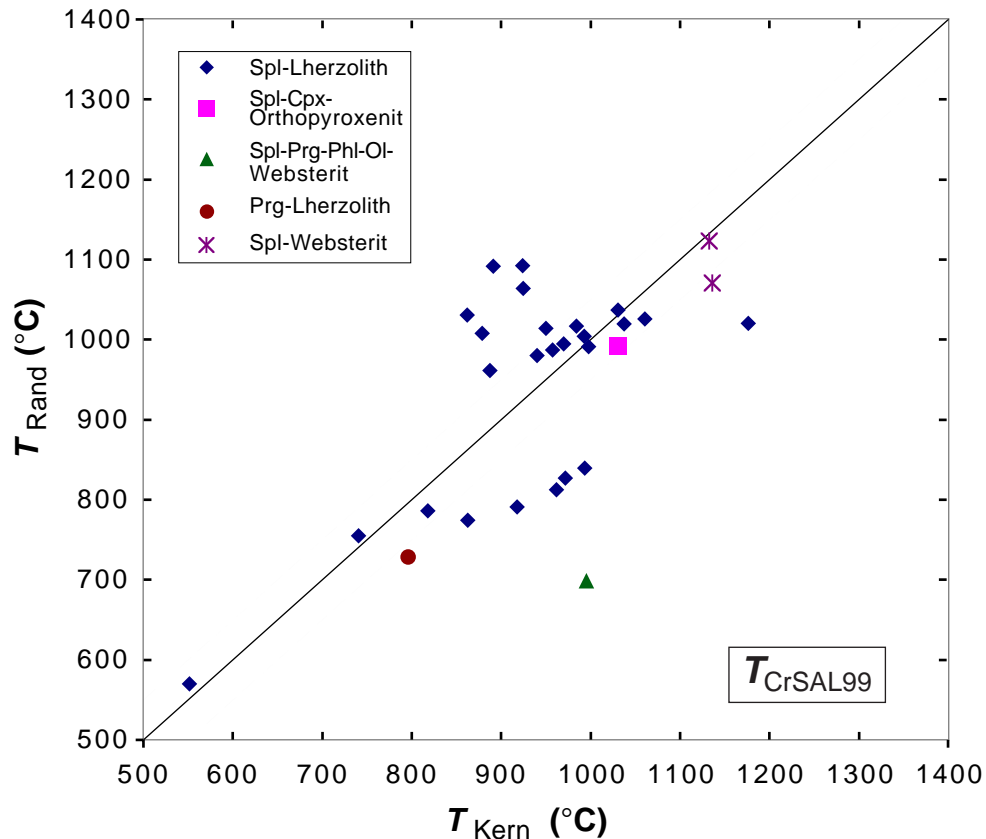
Bei einem Vergleich der mit dem  $T_{En-DiBK90}$  und dem  $T_{NaBK90}$  berechneten Temperaturen für die Kern- und Randbereiche ergibt sich eine größere Streuung, wobei kein systematischer Unterschied zwischen beiden Thermometern zu erkennen ist (Abb. 5–8).



**Abb. 5–8.** Vergleich der „Kerntemperaturen“ und „Randtemperaturen“ der auf dem En-Di-Solvus und der Verteilung von Na basierenden Zwei-Pyroxen-Thermometer von Brey & Köhler (1990). Die durchgezogene Linie entspricht gleichen Temperaturen; die gestrichelten Linien geben Abweichungen von  $\pm 50$  °C an.

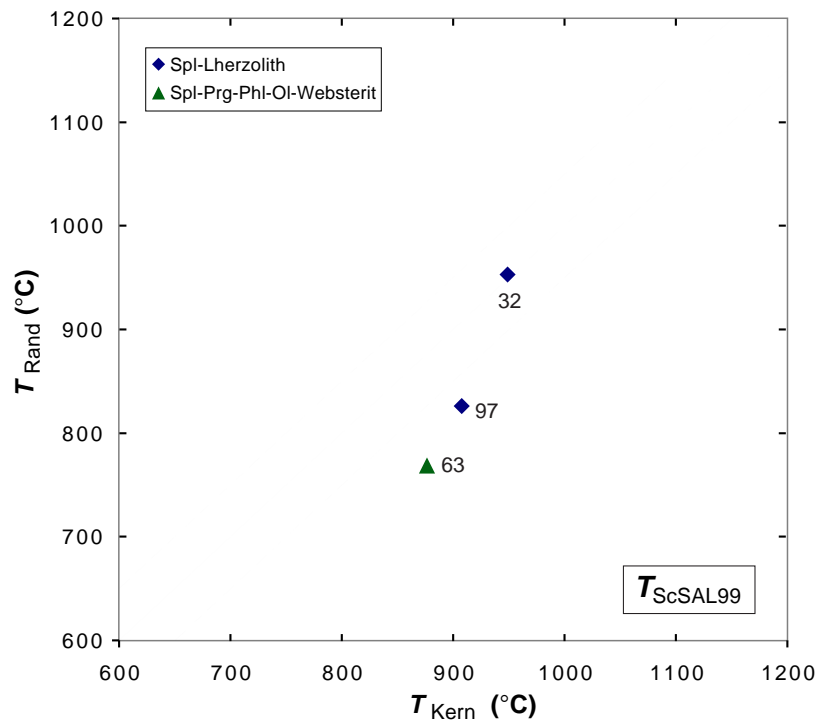
## 5.3.5. Verteilung von Übergangsmetallen zwischen Cpx und Opx

Das von Seitz et al. (1999) vorgeschlagene, auf der Verteilung von Cr zwischen Cpx und Opx beruhende und an natürlichen Proben kalibrierte Thermometer  $T_{CrSAL99}$  zeigt bei vielen Xenolithen große Schwankungen zwischen den für die Kerne und Ränder der Pyroxenkörner ermittelten Temperaturen (Abb. 5–9; Tab. A.3–1, Anhang A.3). Diese Unterschiede sind in fast allen Fällen durch die thermische Geschichte der Xenolithe zu erklären. Hierauf wird, für jede Probe gesondert, im Abschnitt 5.4 näher eingegangen.

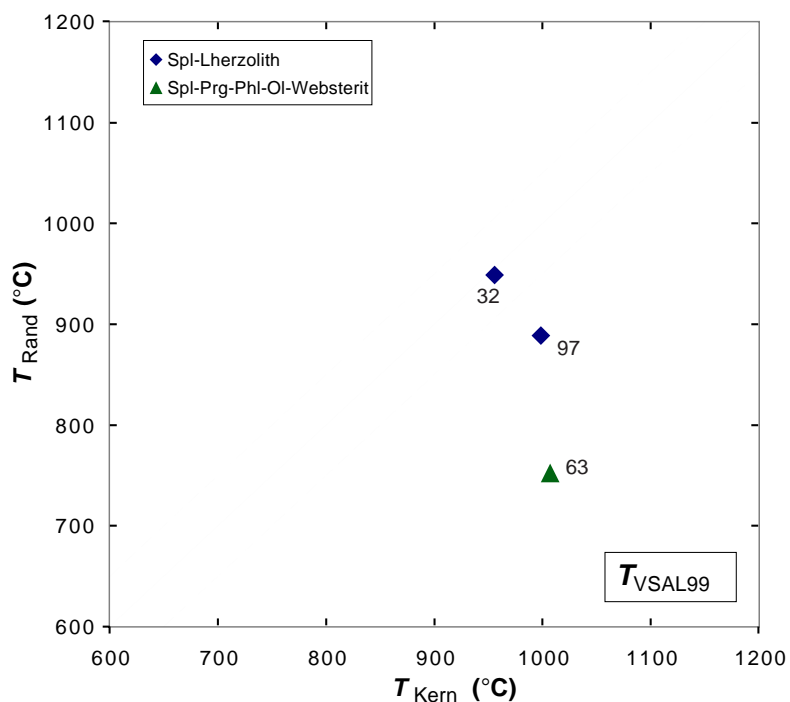


**Abb. 5–9.** Anwendung des auf der Cr-Verteilung zwischen Cpx und Opx basierenden Thermometers von Seitz et al. (1999). Für jeden Xenolith sind die aus den Rand- und Kernbereichen der Pyroxenkörner ermittelten Temperaturwerte (bezogen auf 1.5 GPa) gegeneinander aufgetragen. Die durchgezogene Linie entspricht gleichen „Rand- und Kerntemperaturen“; die gestrichelten Linien zeigen Abweichungen von  $\pm 50$  °C an.

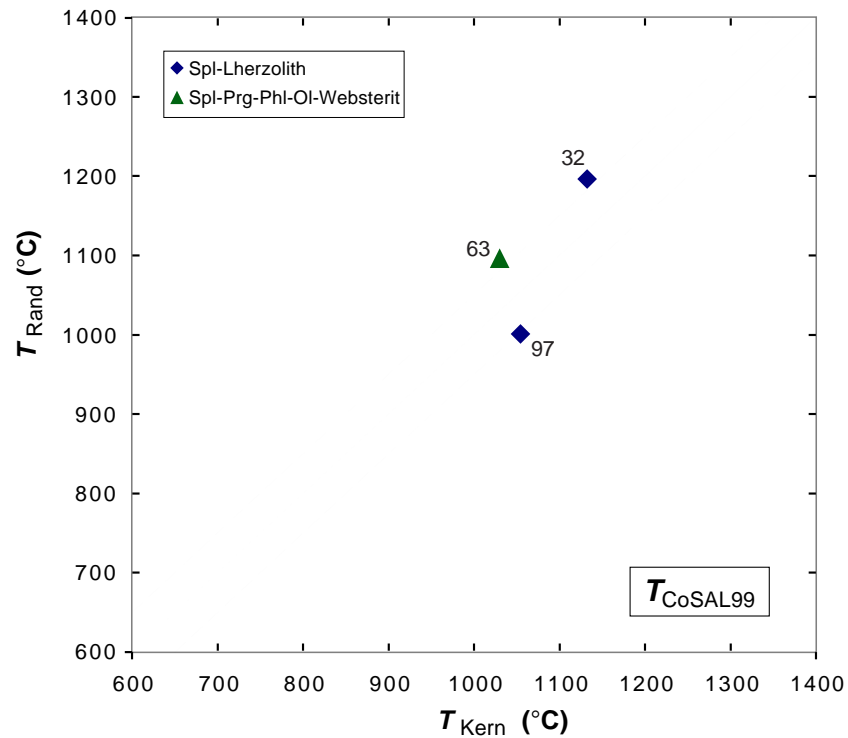
An zwei Spl-Peridotiten (SA84-32, SA84-97) und am Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit (SA84-63) wurden die Elemente Sc, V und Co mit dem Sekundärionenmassenspektrometer gemessen. Die aus den Thermometern von Seitz et al. (1999) berechneten Temperaturen für die Kern- und Randbereiche der Pyroxenkörner sind in den Abbildungen 5–10 bis 5–12 dargestellt und werden in Abschnitt 5.4 bei den jeweiligen Proben diskutiert.



**Abb. 5–10.** Gegenüberstellung der „Kerntemperaturen“ und „Randtemperaturen“, die an drei Proben (SA84-63, SA84-97, SA84-32) mit dem auf der Verteilung von Sc zwischen Cpx und Opx basierenden Thermometer von Seitz et al. (1999) ermittelt wurden. Die durchgezogene Linie entspricht gleichen Temperaturen; die gestrichelten Linien geben Abweichungen von  $\pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$  an.



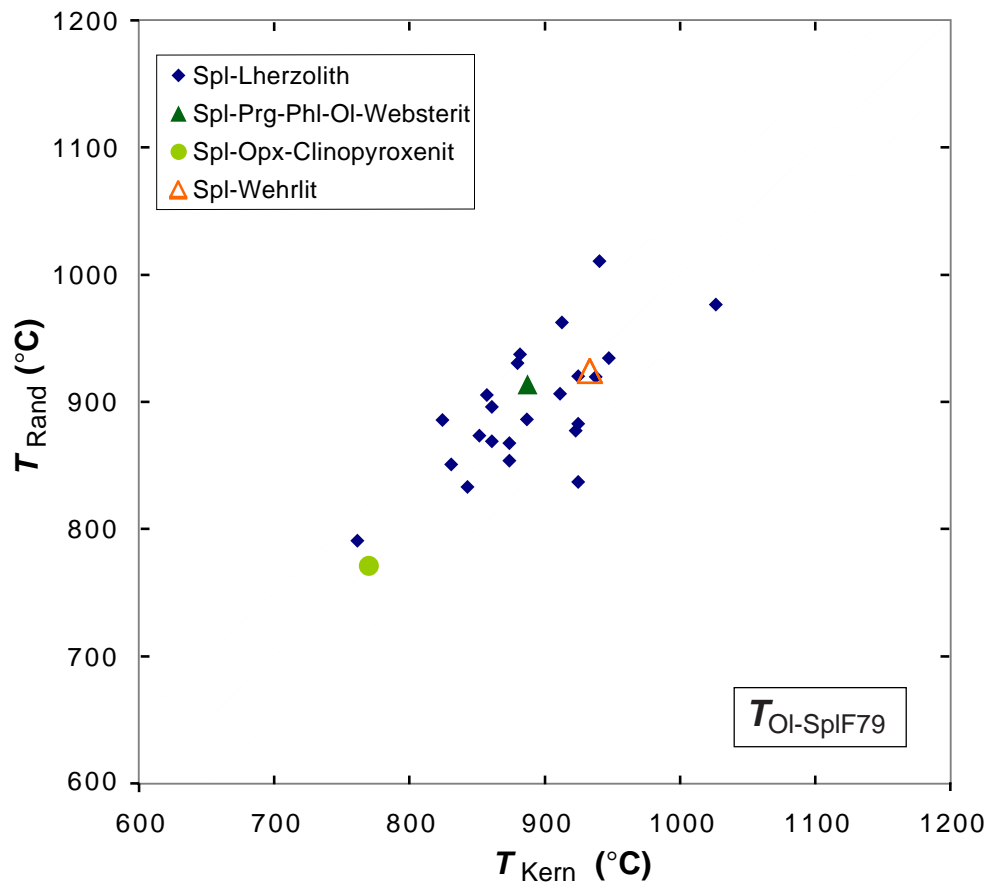
**Abb. 5–11.** Gegenüberstellung der „Kerntemperaturen“ und „Randtemperaturen“, die an drei Proben (SA84-63, SA84-97, SA84-32) mit dem auf der Verteilung von V zwischen Cpx und Opx basierenden Thermometer von Seitz et al. (1999) ermittelt wurden. Die durchgezogene Linie entspricht gleichen Temperaturwerten, die gestrichelten Linien geben Abweichungen von  $\pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$  an.



**Abb. 5–12.** Gegenüberstellung der „Kerntemperaturen“ und „Randtemperaturen“, die an drei Proben (SA84-63, SA84-97, SA84-32) mit dem auf der Verteilung von Co zwischen Cpx und Opx basierenden Thermometer von Seitz et al. (1999) ermittelt wurden. Die durchgezogene Linie entspricht gleichen Temperaturwerten; die gestrichelten Linien geben Abweichungen von  $\pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$  an.

### 5.3.6. Mg-Fe<sup>2+</sup>-Austausch zwischen Spinell und Olivin

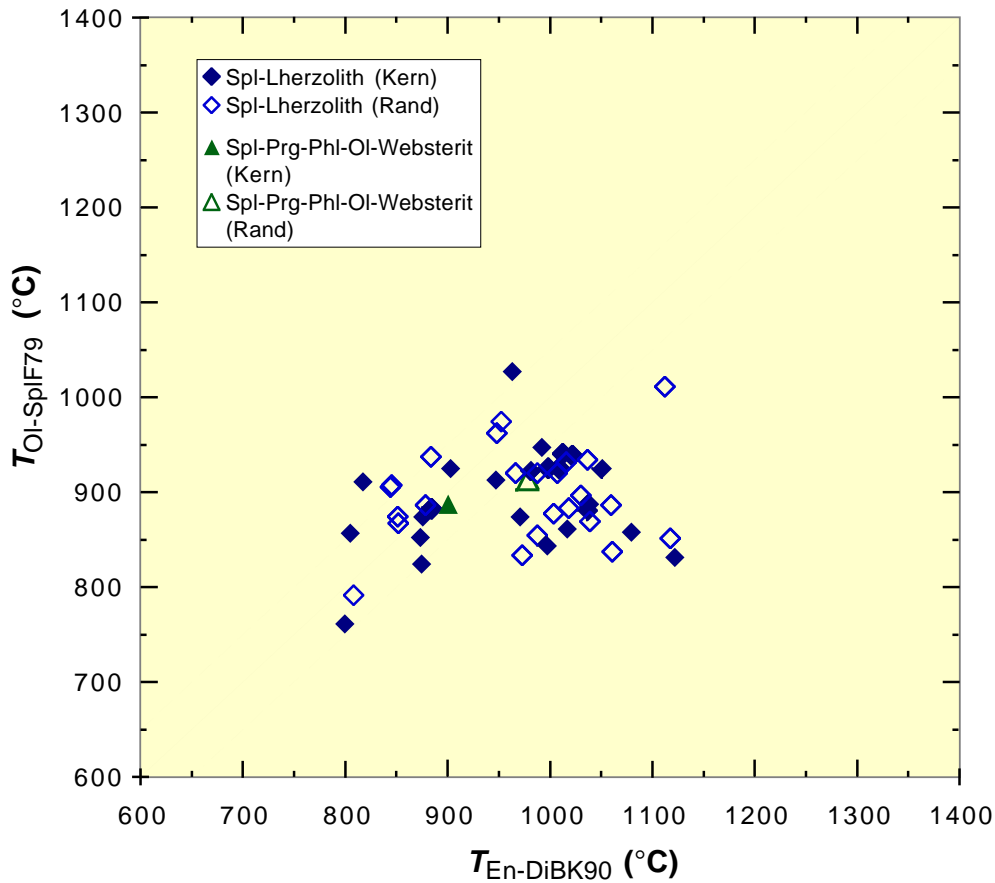
Die Kerntemperaturen berechnet nach dem Spl-Ol-Thermometer von Farbiès (1979) liegen in einem Bereich von 761 – 1028 °C. Die Randtemperaturen variieren von 791 – 1011 °C (Abb. 5–13). Meist ist die Differenz zwischen Rand- und Kerntemperaturen kleiner  $\pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$ . Nur die Proben 84–66, 84–128-2 und 84–85 (alles Spl-Lherzolithe) überschreiten diesen Wert [ $\Delta T$ :  $\pm (62 - 88) \text{ }^\circ\text{C}$ ].



**Abb. 5–13.** Die berechneten Kern- und Randtemperaturen (Fabriès 1979) liegen in einem Bereich von 760 – 1028 °C. Mit Ausnahme dreier Spl-Lherzolithe (SA84-66, SA84-128-2, Sa84-85) weichen die Kern- und Randtemperaturen um weniger als 50 °C voneinander ab.

Vergleicht man die  $T_{\text{OI-SplF79}}$ -Temperaturen mit den  $T_{\text{En-DiBK90}}$ -Temperaturen, so fällt auf, dass die erstgenannten bei  $T_{\text{En-DiBK90}}$ -Temperaturen  $\geq 950$  °C um 126 – 224 °C tiefer sind (Abb. 5–14). Bei tieferen Temperaturen ergibt sich dagegen eine gute Übereinstimmung zwischen den mit beiden Thermometerern berechneten Werten. Dies könnte dadurch bedingt sein, dass die Diffusivitäten von  $\text{Fe}^{2+}$  und Mg in Spinell und Olivin bei hohen Temperaturen so hoch sind, dass auch bei schnellerer Abkühlung die diesen hohen Temperaturen entsprechenden Elementverteilungen nicht „eingefroren“ werden.





**Abb. 5–14.** Mehr als die Hälfte der Spl-Lherzolithe weicht in ihren Kern- und Randtemperaturen (berechnet nach Fabriès 1979), um ca. 120 - 220 °C von den 2 Px-Temperaturen nach Brey & Köhler (1990) ab.

### 5.3.7. Ca-Austausch zwischen Olivin und Clinopyroxen

An 21 Xenolithen wurden mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde die Ca-Gehalte der Olivin-Körner in Profilen bestimmt (Messbedingungen, Anhang A.1). In fast allen Fällen weisen die Kernbereiche der Körner konstante Ca-Gehalte auf; am äußersten Rand der Körner steigen die Ca-Gehalte teilweise an, vor allem am Kontakt zu Cpx (Abb. 4–8). In seltenen Fällen wurde auch ein Anstieg der Ca-Gehalte im Bereich von Rissen beobachtet (z.B. Probe SA84–128/3). Lediglich beim Spl-Wehrlit (Probe SA82–288c) sind die Ca-Gehalte in den Kernbereichen der Olivinkörner nicht völlig konstant (Abb. 4–8).

Die konstanten Ca-Gehalte der Olivin-Kernbereiche wurden für die Druckberechnungen mit dem auf dem Austausch von Ca zwischen Olivin und Cpx beruhenden Geothermobarometer von Köhler & Brey (1990) [ $P_{\text{Ca-OlKB90}}$ ] verwendet. Wegen der starken Abhängigkeit der Druckwerte von der Temperatur wurden die Druckberechnungen für jeden Xenolith in dem aus der Thermometrie resultierenden Temperaturbereich durchgeführt (Tab. A.3–5, Anhang A.3). Alle so ermittelten Druckwerte liegen innerhalb des für Spinell-Peridotite wahrscheinlichen Druckbereichs, nämlich zwischen 0.80 und 1.90 GPa.

### 5.3.8. „Granat-in“ nach Carroll Webb & Wood (1986)

Die nach Carroll Webb & Wood (1986) abgeschätzten Maximaldrücke [ $P_{\max\text{CWW86}}$ ] für die Spinell führenden Xenolithe sind in Tab. A.3–4 (Anhang A.3) aufgeführt. Die dort angegebenen Drücke entsprechen den um 10 % geminderten Werten, die sich aus der Berechnung mit der entsprechenden Gleichung (s. Anhang Wood 1986) ergeben. Diese Minderung der rechnerischen Druckwerte um 10 % wurde von Carroll Webb & Wood (1986) vorgeschlagen, um dem bei den Experimenten auftretenden Friktionen in der Ofenzelle Rechnung zu tragen. Die so ermittelten Maximaldrücke liegen in der Regel über den „Äquilibrierungsdrücken“, die mit  $P_{\text{Ca-OIKB90}}$  abgeschätzt wurden. Die höchsten Maximaldrücke ergeben sich erwartungsgemäß für die stark verarmten Spinell-Peridotite der Gruppe 3, die durch hohe  $X_{\text{Cr}}$ -Werte charakterisiert sind.

## 5.4. Pyroxenzonierungen, ihre Ursachen und $P$ - $T$ -Entwicklung der Proben

### 5.4.1. Vorbemerkungen

Befindet sich ein Gesteinssystem im (metastabilen) Gleichgewicht und beschreiben die auf verschiedenen Austauschgleichgewichten beruhenden einzelnen Geothermobarometer den Zusammenhang zwischen den intensiven Zustandsvariablen und den chemischen Zusammensetzungen der Phasen richtig, so sollte der Geothermobarometersatz konsistente Ergebnisse liefern, d.h., die in einem engen Bereich streuenden  $P$ - $T$ -Daten sollten die Äquilibrierungsbedingungen des Gesteinssystems widerspiegeln. Dieser Idealfall ist jedoch in der Natur niemals verwirklicht. Einerseits liegt dies daran, dass im dynamischen System Erde jedes Gesteinsvolumen permanenten, mit unterschiedlichen Raten ablaufenden Änderungen der intensiven Zustandsvariablen ausgesetzt ist und dass die Reaktionskinetik in silikatischen Systemen auch bei höheren  $P$ - $T$ -Bedingungen, z.B. denen des lithosphärischen Erdmantels ( $T \approx 500 - 1400$  °C,  $P \approx 0.5 - 8$  GPa), relativ träge ist. Andererseits führen auch die unterschiedlichen Diffusivitäten der verschiedenen chemischen Komponenten zu chemischen Heterogenitäten.

Bei Änderungen der intensiven Zustandsvariablen in einem bestimmten Volumen des lithosphärischen Erdmantels ändern sich die chemischen Zusammensetzungen der Minerale durch Austausch- und eventuell auch Net-Transfer-Reaktionen. Sofern an einer Austausch-Reaktion nur schnell diffundierende Ionen (z.B.  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ) beteiligt sind, wird sich das neue Gleichgewicht bezüglich der Interphasen-Verteilung dieser Komponenten relativ rasch einstellen. Handelt es sich aber um Komponenten mit geringer Diffusivität (z.B.  $\text{Ca}^{2+}$  oder  $\text{Al}^{3+}$  in Pyroxenen), so kann das neue, vom System angestrebte Gleichgewicht unter Umständen nicht erreicht werden. In derartigen Fällen können also z.B. Pyroxenkörner bezüglich  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  oder  $\text{Ca}^* = \text{Ca}/(1-\text{Na})$  äquilibriert sein, während eventuell noch eine Al-Zonierung besteht. Dies bedeutet, dass vor der Anwendung von Geothermometern der chemische Internbau der Mineralkörner sehr sorgfältig untersucht werden muss. Aus dem Charakter eventuell vorhandener Zonierungen lässt sich häufig qualitativ auf die  $P$ - $T$ -Entwicklung der Xenolithe schließen.

Für Spinell-Peridotite und -Websterite ergeben sich aus den im Abschnitt 5.2 erläuterten Zusammenhängen zwischen  $P$ - $T$  und den Mineralzusammensetzungen folgende Zonierungsmöglichkeiten:

- Es liegen für die verschiedenen Mineralphasen keinerlei inter- und intrakorn Variationen im Chemismus vor. Alle Geothermo(barometer) liefern konsistente Resultate. Das Gestein befindet sich im *metastabilen Gleichgewicht* und die abgeleiteten (*P*)-*T*-Bedingungen repräsentieren mit hoher Wahrscheinlichkeit die Äquilibrierungsbedingungen vor der Beprobung durch das Wirtsmagma. Es lassen sich somit einem bestimmten Tiefenbereich im lithosphärischen Mantel (Unsicherheit in der Druckbestimmung wegen Fehlens von Granat) Temperaturen zuordnen.
- Die Pyroxenkörner weisen einen mehr oder weniger ausgeprägten Zonarbau auf, wobei Mg und Fe konstant sind, Al in beiden Pyroxenen vom Kern zum Rand abnimmt und Ca\* im Clinopyroxen zu- und im Orthopyroxen abnimmt. Eine solche Zonierung entsteht durch eine (langsame) Abkühlung. Sofern Al und Ca\* im Kernbereich der Pyroxenkörner (noch) „Plateaus“ aufweisen, könnten die aus der Zusammensetzung der Kernbereiche abgeleiteten *P-T*-Bedingungen noch die ursprünglichen Äquilibrierungsbedingungen vor der *Abkühlung* repräsentieren. Möglich ist ferner, dass sich Ca\* in beiden Pyroxenen bereits äquilibriert hat, während die Al-Gehalte noch zониert sind. In diesem Fall würden die Geothermo(barometer) nicht mehr die ursprünglichen Bedingungen anzeigen, sondern ein „Quasi-Gleichgewicht“ nach der Abkühlung repräsentieren. Denkbar ist auch, dass bei einer schnellen Abkühlung die Pyroxene ihre chemische Zusammensetzung nicht verändern, aber der schnelle Mg-Fe<sup>2+</sup>-Austausch zwischen Spinell und Olivin entsprechende Zonierungen in den Mineralkörnern verursacht.
- Nimmt in den Pyroxenkörnern der Al-Gehalt randwärts zu und zeigt Ca\* im Clinopyroxen eine Abnahme, im Orthopyroxen aber eine Zunahme, so handelt es sich um eine *Aufheizung*. Aufheizungen der Xenolithe während des Transports im heißen Wirtsmagma sind meist von kurzer Dauer (es sei denn, die Xenolithe verweilen längere Zeit in einer Magmakammer) und äußern sich meist nur in entsprechenden Mg-Fe<sup>2+</sup>-Zonierungen in Spinell und Olivin.
- Schließlich gibt es die Möglichkeit eines komplexen Temperaturverlaufs, z.B. wenn eine Abkühlung von einer Aufheizung unterbrochen oder gefolgt wird. Dies äußert sich in Zonierungsmustern, die M- oder W-förmig sind.

Da die in Xenolithen aus dem Harrat Uwayrid beobachteten Zonierungsmuster sehr unterschiedlich sind, werden sie im Folgenden für jede Probe getrennt beschrieben und interpretiert. Nur in 4 Xenolithen sind die Pyroxenkörner homogen; in den meisten Xenolithen weisen die Pyroxenkörner nur mäßig ausgeprägte chemische Zonierungen auf, die teilweise auf Abkühlung und teilweise auf Aufheizung hinweisen. Bei einigen Xenolithen sind die Pyroxene komplex zониert, wobei eine eindeutige Interpretation nicht in allen Fällen möglich ist. Während in diesem Abschnitt (5.4) aus Gründen der Platzersparnis und Übersichtlichkeit für jede Probe nur die für die thermische Entwicklung besonders aussagekräftigen Zonierungsmuster von Al, Cr, Ca und Ca\* [= Ca/(1-Na)] in repräsentativen Beispielen gezeigt werden, sind ausführliche Zonierungsmuster mit allen analysierten Elementen im Anhang (A.4) enthalten.

Die in den Abschnitten 5.4.2 bis 5.4.6 genannten Temperaturen beziehen sich generell auf einen angenommenen Druck von 1.5 GPa. Sofern Fehler angegeben sind, handelt es sich um  $2\sigma$  (vgl. Tab. A.3–1, Anhang A.3). Die mit  $P_{Ca-OlKB90}$  berechneten Drücke ( $\pm 2\sigma$ ) basieren immer auf der Kombination mit  $T_{En-DiBK90}$  und sind in Tab. A.3–5 (Anhang A.3) angegeben. In der Tabelle A.3-4 sind zudem die nach Carroll Webb & Wood (1986) abgeschätzten Maximaldrücke [ $P_{maxCW90}$ ] angegeben,

wobei – wie von den Autoren vorgeschlagen – die rechnerisch erhaltenen Druckwerte um 10 % gemindert wurden (Anhang A.2.6).

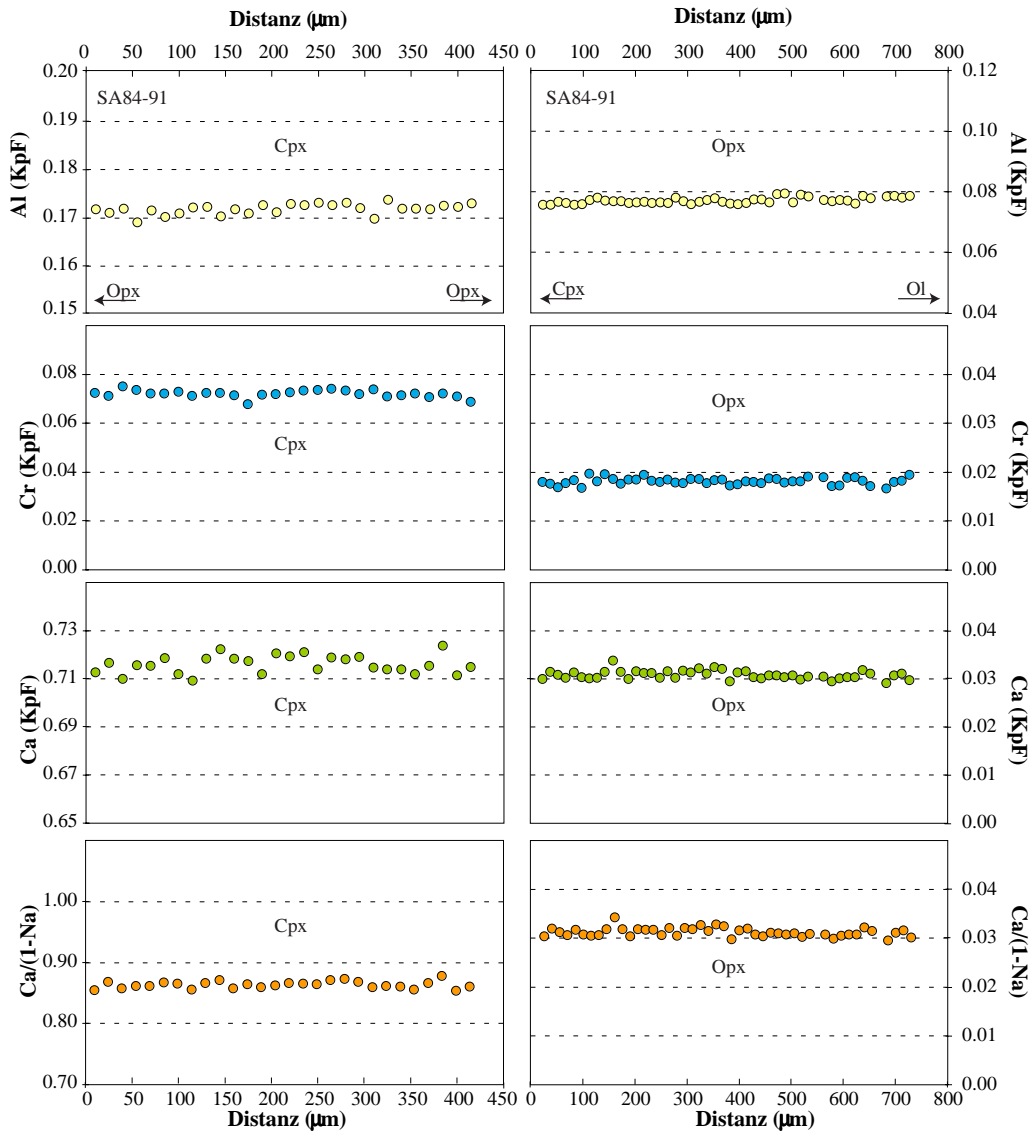
## 5.4.2. Äquilibrierte Xenolithe mit chemisch nahezu homogenen Pyroxenen

### 5.4.2.1. Spinell-Peridotit SA84-91 (Gruppe 3)

Beide Pyroxene zeigen keine Entmischungslamellen und weisen konstante Al-, Cr- und Ca-Gehalte sowie Ca\*-Werte auf (Abb. 5–15 und Anhang A.4). Dies deutet auf eine nahezu vollständige Äquilibrierung des Gesteins vor der Beprobung durch das Transportmagma hin. Entsprechend liegen die mit  $T_{\text{En-DiBK90}}$ ,  $T_{\text{Ca-OpxBK90}}$  und  $T_{\text{NaBK90}}$  berechneten Temperaturwerte für die Kern- und Randbereiche der Pyroxenkörner alle in einem relativ engen Bereich zwischen 1008 und 1083 °C (Tab. A.3–1). Dagegen sind die Werte für  $T_{\text{CrSAL99}}$  mit ca. 750 °C auffällig niedrig. Eine Erklärung hierfür kann derzeit nicht gegeben werden.

Die Olivinkörner zeigen im Inneren konstante Ca-Gehalte; lediglich in den äußeren Randbereichen (< 30 µm) ist eine deutliche Zunahme zu beobachten (Abb. 4–8). Kombiniert man  $T_{\text{En-DiBK90}}$  mit  $P_{\text{Ca-OlKB90}}$  unter Berücksichtigung der Ca-Gehalte in den Olivinkernen, so ergibt sich bei einer angenommenen Temperatur von  $1039 \pm 15$  °C (Tab. A.3–1) ein Druck von  $1.55 \pm 0.39$  GPa ( $2 \sigma$ ) (Tab. A.3–5). Der mit  $P_{\text{maxCWW86}}$  für diese Temperatur abgeschätzte Maximaldruck liegt bei  $2.75 \pm 0.03$  GPa (Tab. A.3–4). Dieser hohe Wert ist durch die Al-Armut des Gesteins (hohe  $X_{\text{Cr}}$ -Werte der Phasen) bedingt.

Die  $T_{\text{Ol-SplF79}}$ -Temperaturen liegen für die Kernbereiche der Spinellkörner bei 887 °C und für die Randbereiche bei ca. 890 °C und sind somit deutlich niedriger als die aus den Pyroxen-Thermometern abgeleiteten (Tab. A.3–1). Da die Ca-Gehalte der Olivinkörner und die  $X_{\text{Mg}}$ -Werte der Spinellkörner nur an den äußersten Randbereichen leicht ansteigen (Abb. 4–8 und Anhang A.4), ist es eher unwahrscheinlich, dass diese niedrigen Temperaturwerte durch eine diffusive Modifikation der Mg-Fe<sup>2+</sup>-Gehalte benachbarter Spinell- und Olivinkörner während der Abkühlung des Xenoliths an der Erdoberfläche bedingt sind. Die beobachtete Diskrepanz zwischen den aus den Pyroxen-Thermometern und aus  $T_{\text{Ol-SplF79}}$  resultierenden Temperaturwerten könnte demnach auf eine systematische Abweichung des  $T_{\text{Ol-SplF79}}$  hinweisen. Unabhängig von möglichen Kalibrierungsfehlern beim  $T_{\text{Ol-SplF79}}$  zeigen die Ca-Zonierungen der Olivinkörner und die  $X_{\text{Mg}}$ -Zonierungen der Spinellkörner eine späte Aufheizung während des Transports im Wirtsmagma an.



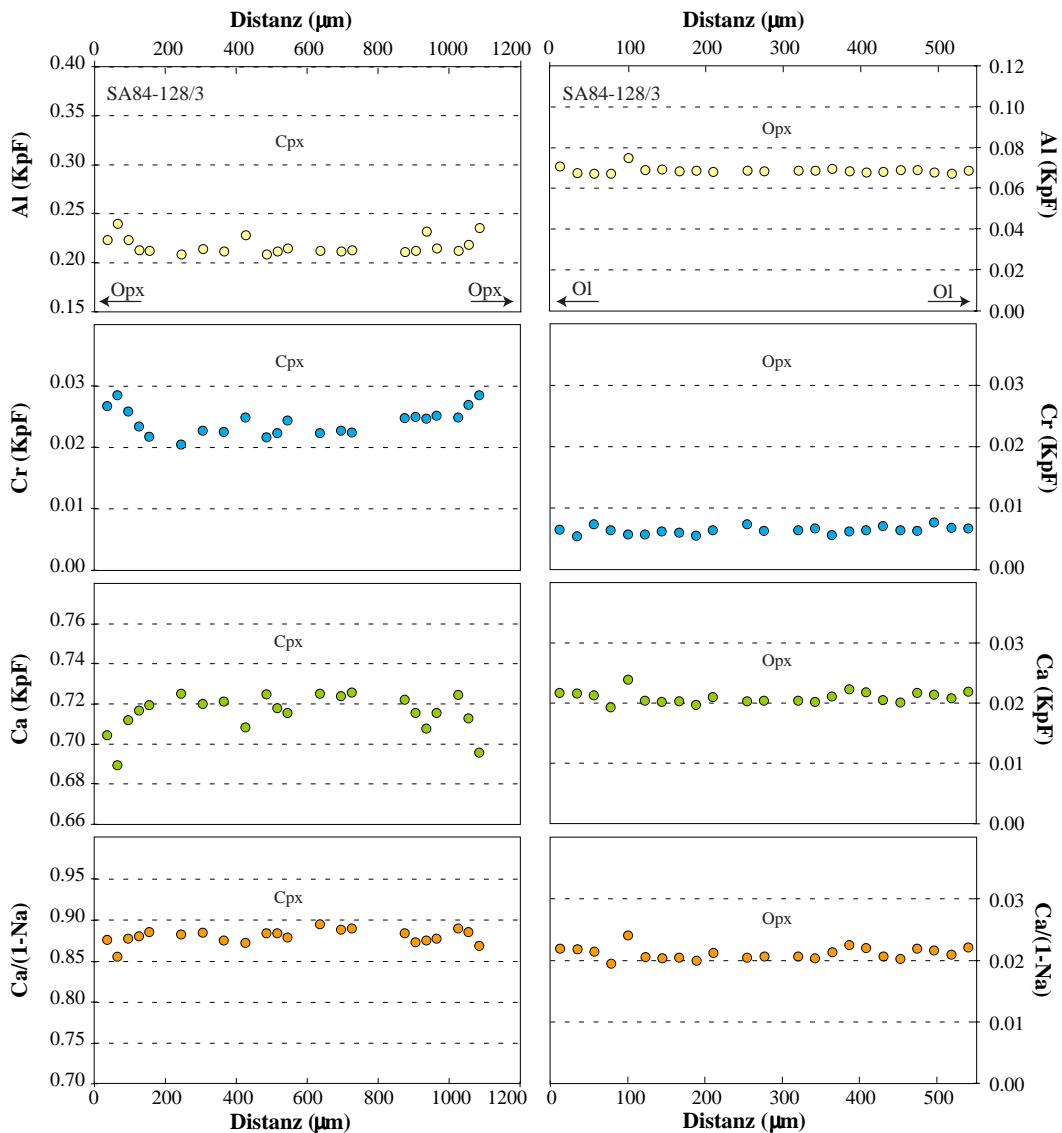
**Abb. 5–15.** Chemische Profile (Al, Cr, Ca, Ca/(1-Na)) durch Pyroxene des Spinell-Peridotits SA84–91. Offensichtlich sind die Pyroxene äquilibriert.

#### 5.4.2.2. Pargasitreicher Peridotit SA84-128/3

Dieser stark metasomatisch überprägte Peridotit, in dem ein beträchtlicher Teil des Clinopyroxens in Pargasit umgewandelt wurde (vgl. Kapitel 3), weist (überraschenderweise) nahezu chemisch homogene Pyroxene auf (Abb. 5–16 und Anhang A.4). Lediglich die Cr-Gehalte im Cpx steigen zum Rand hin leicht an. Manche größeren Opx-Körner zeigen im Inneren fleckig verteilt höhere Al-Gehalte, die als Relikt eines früheren höhertemperierten Stadiums angesehen werden können. Hierfür spricht auch die Anwesenheit von Entmischungslamellen in den Pyroxenen. Da ein Teil des sekundär gebildeten Amphibols textuell im Gleichgewicht mit Olivin und den Pyroxenen ist (vgl. Kapitel 3), hat die metasomatische Überprägung wahrscheinlich bei  $P$ - $T$ -Bedingungen stattgefunden, die denen der weit gehenden chemischen Äquilibrierung der Pyroxene entsprachen.

Die mit  $T_{\text{En-DiBK90}}$ ,  $T_{\text{Ca-OpxBK90}}$  und  $T_{\text{NaBK90}}$  erhaltenen Temperaturwerte liegen zwischen 916 und 1028 °C (Tab. A.3–1). Wiederum liefert  $T_{\text{CrSAL99}}$  deutlich niedrigere Werte zwischen  $728 \pm 111$  und  $796 \pm 78$  °C (Tab. A.3–1). Eine Erklärung hierfür gibt es momentan nicht.

Bis auf die äußersten Randbereiche und schmale Zonen entlang von Rissen sind die Ca-Gehalte der Olivinkörner konstant (Abb. 4–8). Die Kombination von  $T_{\text{En-DiBK90}}$  und  $P_{\text{Ca-OiKB90}}$  liefert für eine Temperatur von  $987 \pm 26$  °C (Tab. A.3–1) einen Druck von  $1.75 \pm 0.57$  GPa. Nimmt man eine etwas geringere Temperatur von 960 °C an, so ergibt sich bereits ein deutlich niedrigerer Druck von 1.42 GPa (Tab. A.3–5). Wegen des Fehlens von Spinell konnte kein Maximaldruck nach Carroll Webb & Wood (1986) abgeschätzt werden.



**Abb. 5–16.** Chemische Profile durch Pyroxenkörner des stark metasomatisch überprägten Spinell-Peridotits SA84–128/3, der viel sekundären Pargasit enthält. Die Pyroxene sind trotz der metasomatischen Überprägung chemisch nahezu homogen.

5.4.2.3. Spinell-Peridotit SA84-136 (Gruppe 1)

Auch im Spinell-Peridotit SA84-136 sind die Pyroxene chemisch nahezu homogen und enthalten nur wenig Entmischungslamellen; daher kann auch dieses Gestein als thermisch nahezu äquilibriert angesehen werden (Abb. 5–17 und Anhang A.4). Die mit  $T_{\text{En-DiBK90}}$ ,  $T_{\text{Ca-OpxBK90}}$  und  $T_{\text{NaBK90}}$  berechneten Temperaturen liegen zwischen 926 und 997 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Das  $T_{\text{CrSAL99}}$  liefert etwas stärker streuende Werte mit  $879 \pm 151$  °C (Kernbereiche) und  $1008 \pm 53$  °C (Randbereiche), die jedoch im Rahmen der Fehler identisch mit den anderen Werten sind (Tab. A.3–1). Die relativ niedrigen Werte von ca. 835 °C, die sich aus  $T_{\text{Ol-SplF79}}$  ergeben, könnten prinzipiell durch eine langsamere Abkühlung nach der Förderung erklärt werden. Die  $X_{\text{Mg}}$ -Zonierungsprofile durch Spinellkörner sind flach.

Die mit  $P_{\text{maxCWW86}}$  abgeschätzten Maximaldrücke liegen für eine Temperatur von 970 °C bei  $1.62 \pm 0.01$  GPa (Tab. A.3-4, Anhang A.3).

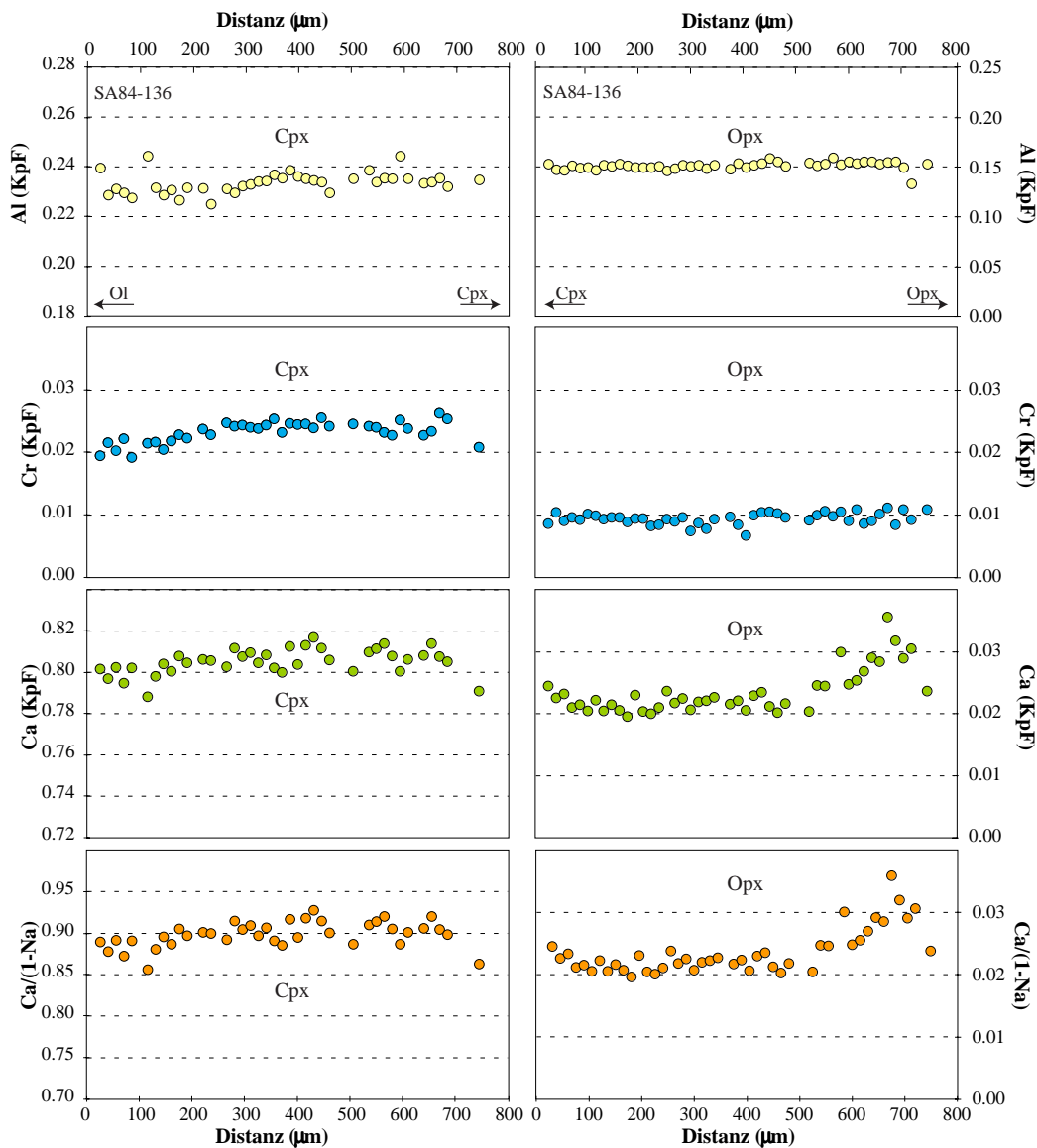


Abb. 5–17. Chemische Profile durch Pyroxene des spinell-peridotitischen Xenoliths SA84-136. Die Homogenität der Pyroxenkörner deutet auf eine vollständige thermische Äquilibrierung hin.



5.4.2.4. Spinell-Peridotit SA84-48 (Gruppe 2)

Beide Pyroxene sind frei von Entmischungslamellen. Bis auf einen ca. 100  $\mu\text{m}$  breiten Randbereich mit erhöhten Al-Gehalten ist Cpx chemisch nahezu homogen (Abb. 5–18 und Anhang A.4). Auch Opx ist weit gehend homogen; lediglich die Cr-Gehalte steigen zum Rand der Körner leicht an. Entsprechend variieren die mit den drei Thermometern  $T_{\text{En-DiBK90}}$ ,  $T_{\text{Ca-OpxBK90}}$  und  $T_{\text{NaBK90}}$  berechneten Temperaturen nur wenig, und zwar zwischen 981 und 1051  $^{\circ}\text{C}$  (Tab. A.3–1, Anhang A.3). In diesem Bereich liegen auch die mit dem  $T_{\text{CrSAL99}}$  ermittelten Werte (Tab. A.3–1, Anhang A.3).

Die Ca-Gehalte der Olivinkörner sind in Kernbereichen konstant, steigen aber zum Rand und in Richtung auf Risse leicht an. Für eine  $T_{\text{En-DiBK90}}$ -Temperatur von 980  $^{\circ}\text{C}$  ergibt sich ein  $P_{\text{Ca-OiKB90}}$ -Druck von  $0.63 \pm 0.24$  GPa (Tab. A.3–5), der ganz sicher zu niedrig ist. Geht man jedoch von einer mittleren Temperatur von 1030  $^{\circ}\text{C}$  aus, so erhält man einen Druck von  $1.19 \pm 0.24$  GPa, der im Bereich des Möglichen liegt. Der mit  $P_{\text{maxCWW86}}$  für eine Temperatur von 980  $^{\circ}\text{C}$  abgeschätzte Maximaldruck liegt bei  $1.92 \pm 0.05$  GPa (Tab. A.3–4, Anhang A.3).

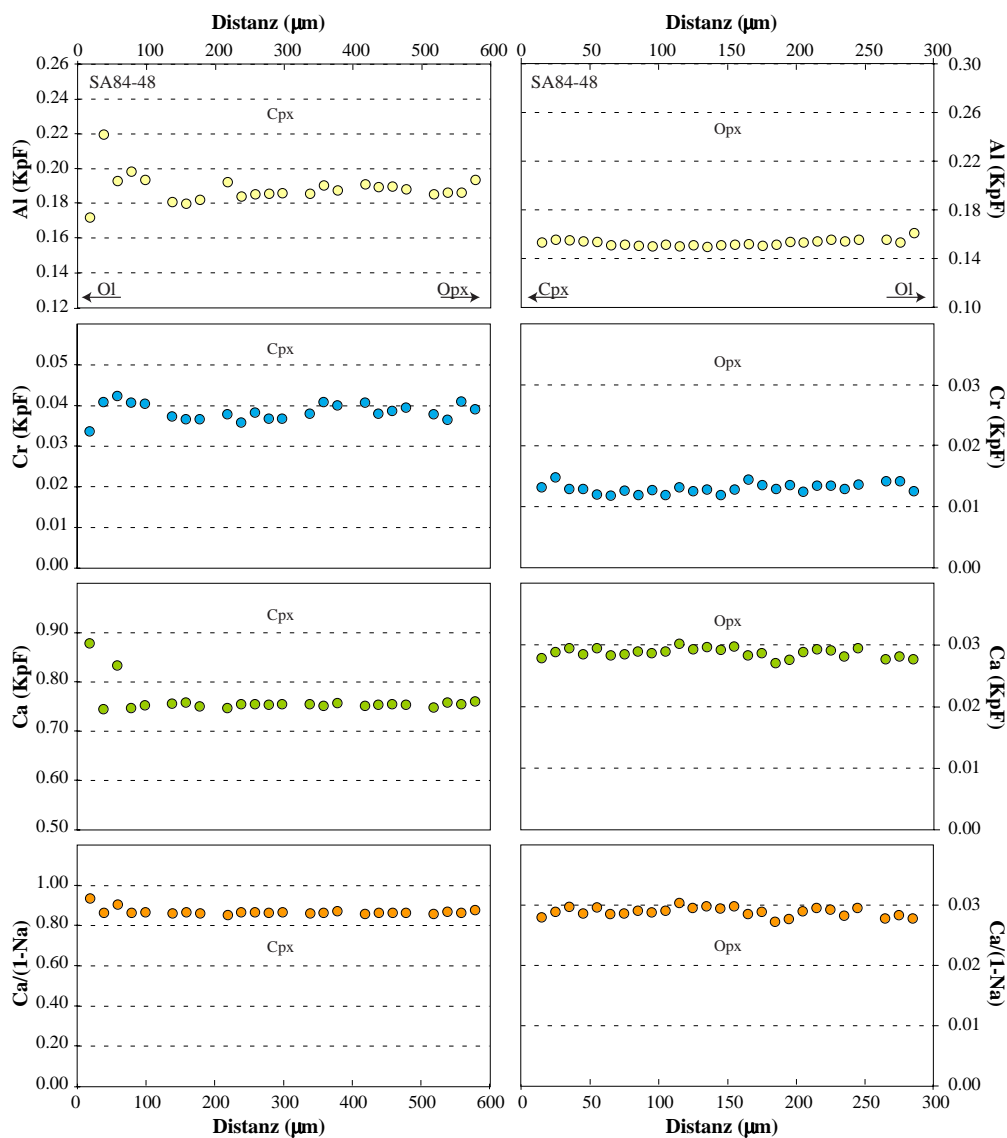


Abb. 5–18. Chemische Profile durch Pyroxenkörner des Xenoliths SA84-48. Die Erhöhung der Al-Gehalte am rechten Rand des dargestellten Cpx-Korns stellt eine Ausnahme dar.

Die in dieser Probe vorhandenen Spinellkörner sind alle klein und hypidiomorph, was darauf hinweist, dass sie sekundär durch Wechselwirkung mit eingedrungenen Schmelzen entstanden sind (siehe Kapitel 3). Die sich aus  $T_{\text{Ol-SplF79}}$  ergebenden niedrigen Temperaturen sind daher mit Vorsicht zu betrachten. Die Zonierungsprofile der Spinellkörner (Anhang A.4) weisen auf eine Abkühlung hin (Kerne:  $923 \pm 36$  °C; Ränder:  $877 \pm 42$  °C).

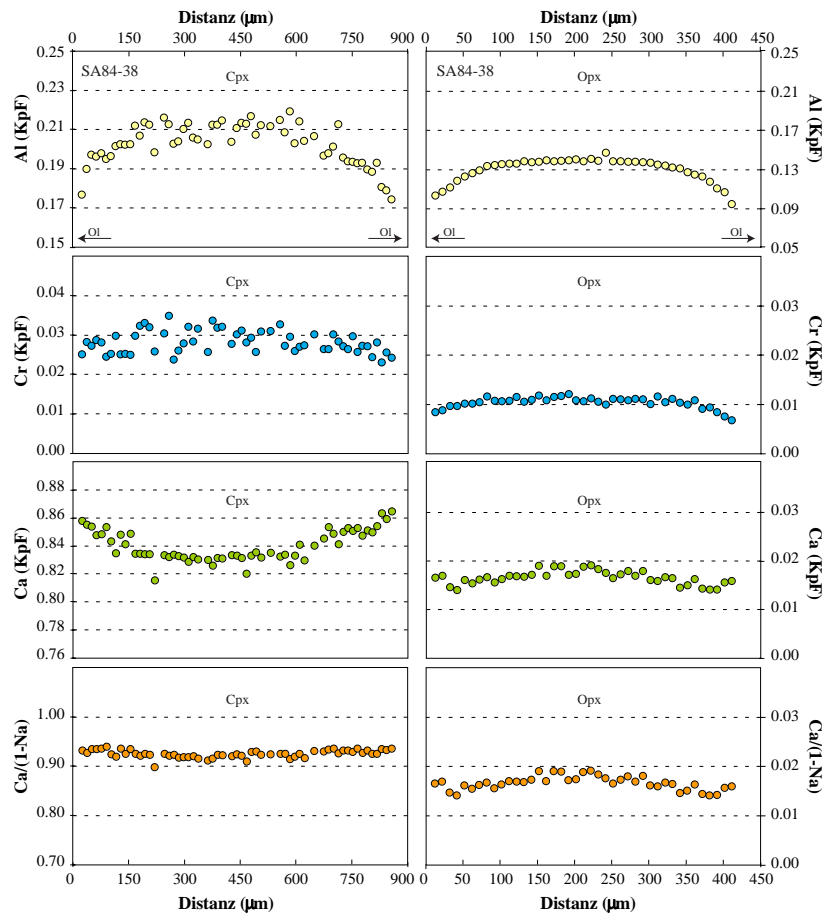
### 5.4.3. Xenolithe mit Pyroxen-Abkühlungszonierungen

#### 5.4.3.1. Spinell-Peridotit SA84-38 (Gruppe 2)

Beide Pyroxene enthalten Entmischungslamellen und weisen eine vom Kern zum Rand gerichtete Abnahme im Al-Gehalt auf (Abb. 5–19 und Anhang A.4). Cr nimmt im Opx deutlich, im Cpx nur wenig ab. Im Cpx nimmt Ca leicht zu, während Ca\* nur geringfügig ansteigt. Im Opx ist Ca nahezu konstant, während Ca\* leicht abnimmt. Diese Zonierungsmuster weisen auf eine Abkühlung hin, die das Gestein vor seiner Beprobung durch das Transport-Magma erfahren hat.

Die Abkühlung wird noch in den aus  $T_{\text{CrSAL99}}$  resultierenden Werte deutlich ( $972 \pm 75$  °C für Kerne;  $827 \pm 134$  °C für Randbereiche). Allerdings sind diese Werte im Rahmen der Fehler nicht von den mit den drei Thermometern  $T_{\text{En-DiBK90}}$ ,  $T_{\text{Ca-OpxBK90}}$  und  $T_{\text{NaBK90}}$  ermittelten Werten zwischen  $840 \pm 122$  und  $893 \pm 21$  °C zu unterscheiden (Tab. A.3–1, Anhang A.3). In diesem Bereich liegen auch die auf dem Austausch von Mg und  $\text{Fe}^{2+}$  zwischen Olivin und Spinell beruhenden Temperaturen nach Fabriès (1979).

Die Ca-Gehalte der Olivinkörner sind nahezu konstant. Selbst am Rand ist nur eine minimale Erhöhung zu sehen (Abb. 4–8). Für eine Temperatur von 870 °C ergibt sich mit  $P_{\text{Ca-OIKB90}}$  ein Druck von  $1.85 \pm 0.37$  GPa, der durchaus realistisch ist (Tab. A.3–5, Anhang A.3). Der Maximaldruck nach  $P_{\text{maxCWW86}}$  liegt für 870 °C bei  $1.71 \pm 0.01$  GPa (Tab. A.3–4, Anhang A.3). Auch die Spinellkörner zeigen konstante  $X_{\text{Mg}}$ -Werte, die allenfalls am äußersten Rand ( $< 50$  µm) minimal zunehmen (Anhang A.4). Die Verweildauer im Transportmagma muss demnach sehr kurz gewesen sein.



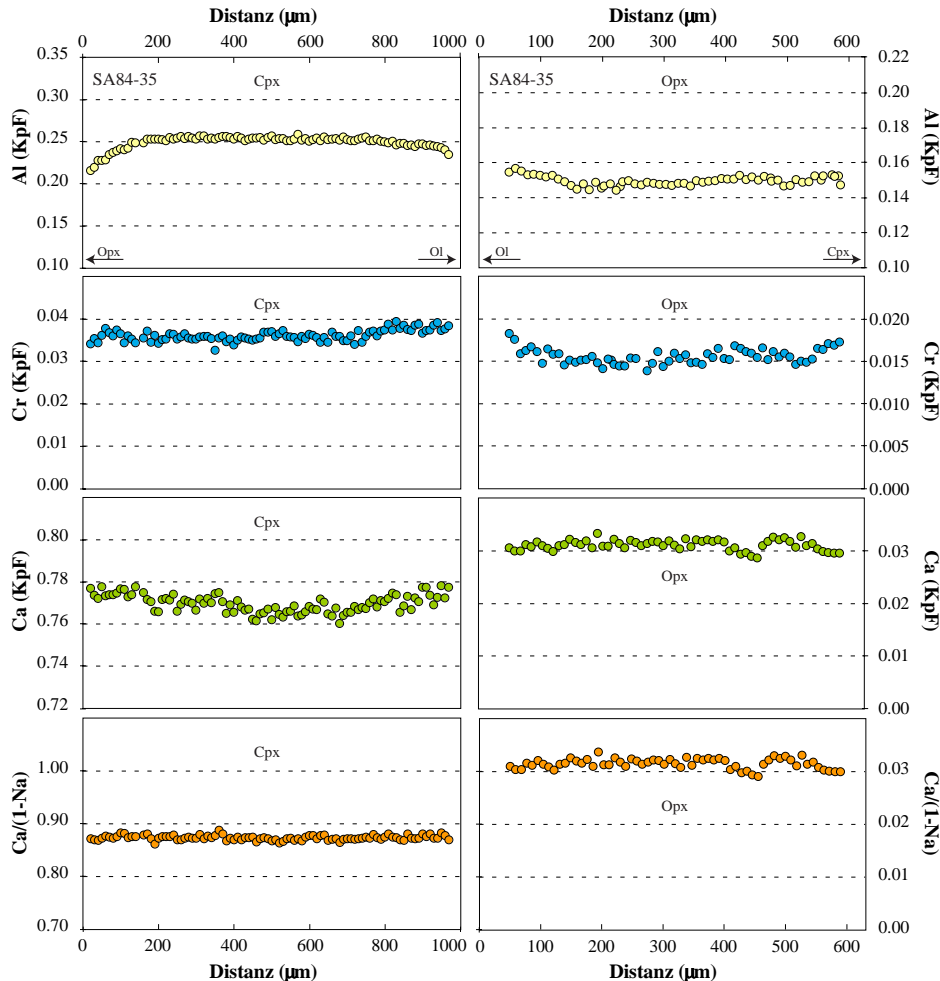
**Abb. 5–19.** Beide Pyroxene des Xenoliths SA84-38 weisen vom Kern zum Rand abnehmende Al-Gehalte auf. Weiterhin zeigt Cpx eine Zunahme im Ca-Gehalt und im Ca/(1-Na)-Wert. Im Opx nehmen Ca und Ca/(1-Na) geringfügig ab. Diese Zonierungsmuster weisen auf eine Abkühlung hin.

#### 5.4.3.2. Spinell-Peridotit SA84-35 (Gruppe 2)

Während die Opx-Körner der Probe SA84-35 nahezu homogen sind (Cr nimmt jedoch leicht vom Kern zum Rand zu), weisen die Cpx-Körner (noch) eine leichte randliche Abnahme im Al-Gehalt und eine Zunahme im Ca-Gehalt auf (Abb. 5–20 und Anhang A.4). Der Ca\*-Wert ist allerdings (bereits) konstant. Dieser chemische Internbau der Pyroxenkörner ist durch eine weit gehende Äquilibrierung während und nach einer Abkühlung zu erklären. Allerdings enthalten die Pyroxene keinerlei Entmischungslamellen!

Die mit den drei Pyroxen-Thermometern von Brey & Köhler (1990) ermittelten Temperaturwerte liegen alle zwischen 983 und 1036 °C (Tab. A.3–1). Die mit dem  $T_{CrSAL99}$  erhaltenen Werte sind geringfügig niedriger bzw. stimmen im Rahmen der Fehler mit den anderen Werten überein (Tab. A.3–1). Die  $T_{Ol-SplF79}$ -Temperaturen sind wiederum sehr niedrig (ca. 880 – 930 °C). Die  $X_{Mg}$ -Zonierungsmuster der Spinelle (Anhang A.4) weisen auf eine Aufheizung während des Transports im heißen Magma hin. Die Ca-Gehalte der Olivine nehmen nur im Randbereich geringfügig zu (Abb. 4–8).

Bei einer angenommenen Temperatur von 1036 °C (vgl. Tab. A.3–1;  $T_{\text{En-DiBK90}}$  für 1.5 GPa) ergibt sich mit  $P_{\text{Ca-OiKB90}}$  ein Druck von  $1.65 \pm 0.38$  GPa (Tab. A.3–5). Der Maximaldruck nach  $P_{\text{maxCWW86}}$  beträgt  $1.95 \pm 0.01$  GPa.

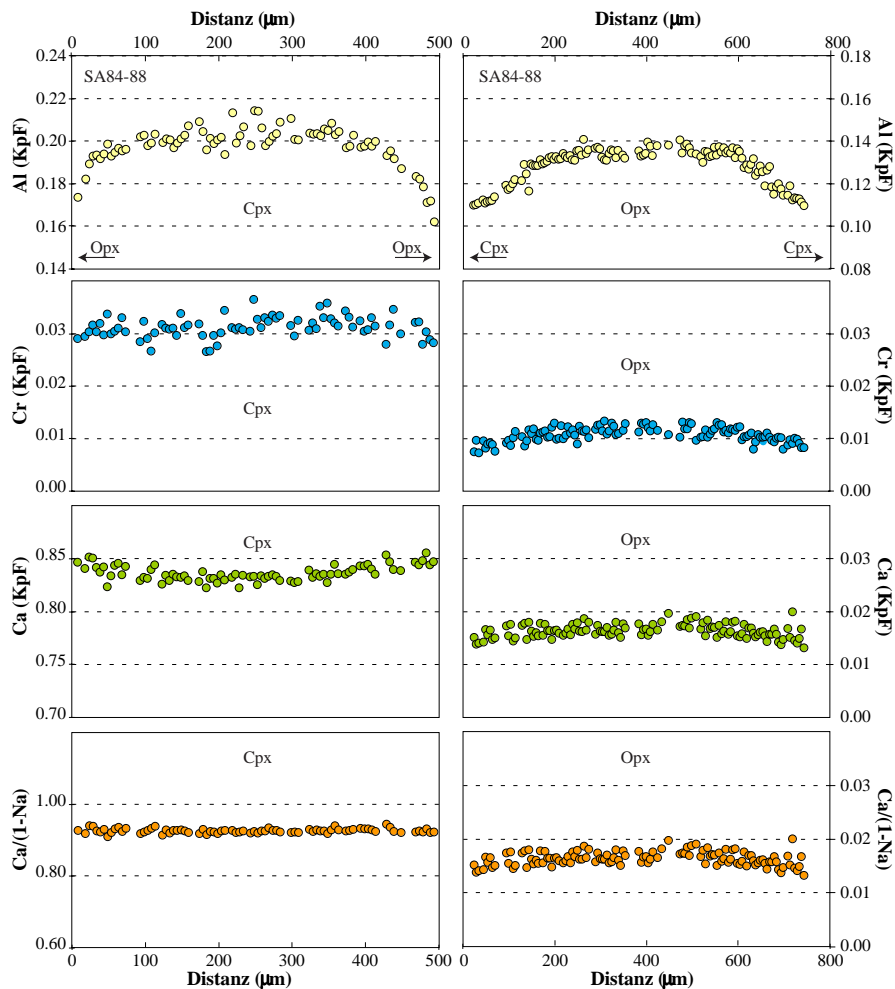


**Abb. 5–20.** Pyroxen-Zonierungsmuster im Spinell-Peridotit SA84-35. Die leichte Abnahme im Al-Gehalt und die Zunahme im Ca-Gehalt vom Kern zum Rand der Cpx-Körner könnte darauf hinweisen, dass diese Probe vor einer nahezu vollständigen Äquilibration eine Abkühlung erfahren hat.

#### 5.4.3.3. Spinell-Peridotit SA84-88 (Gruppe 2)

Während der Al-Gehalt in beiden Pyroxenen vom Kern zum Rand abnimmt, sind die Ca\*-Werte konstant (Abb. 5–21 und Anhang A.4). Der Ca-Gehalt nimmt im Cpx leicht zu, im Opx ist er konstant. Auch in diesem Fall hat während und nach einer Abkühlung mit Pyroxen-Entmischung eine weit gehende Äquilibration stattgefunden. Entsprechend liegen die mit  $T_{\text{En-DiBK90}}$ ,  $T_{\text{Ca-OpxBK90}}$  und  $T_{\text{Ol-SplF79}}$  berechneten Temperaturen zwischen 852 und 900 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3). In diesem Fall liefert  $T_{\text{NaBK90}}$  stärker streuende Werte, die größere Unsicherheiten aufweisen. Die frühere Abkühlung wird noch in den Cr-Zonierungen deutlich: Während Cr im Cpx nahezu konstant ist, nimmt es im Opx zum Rand hin ab. Die mit  $T_{\text{CrSAL99}}$  ermittelten Temperaturen betragen für die Kernbereiche ca. 994 °C, für die Randbereiche ca. 840 °C; allerdings sind die Unsicherheiten beträchtlich (Tab. A.3–1, Anhang A.3).

Aus den konstanten Ca-Gehalten der Olivinkörner (Abb. 4–8) ergibt sich für eine angenommene Temperatur von 876 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3) ein  $P_{\text{Ca-OiKB90}}$ -Druck von  $1.80 \pm 0.50$  GPa (Tab. A.3–5, Anhang A.3). Der mit  $P_{\text{maxCW86}}$  berechnete Maximaldruck beträgt  $1.74 \pm 0.01$  GPa. Nimmt man eine Temperatur von 850 °C an (Tab. A.3–1, Anhang A.3), so liegt der  $P_{\text{Ca-OiKB90}}$ -Druck bei  $1.45 \pm 0.49$  GPa (Tab. A.3–5, Anhang A.3). Da auch die  $X_{\text{Mg}}$ -Zonierungsmuster der Spinellkörner bis auf die äußersten ca. 30  $\mu\text{m}$  flach sind (Anhang A.4), war die Verweildauer des Xenoliths im heißen Transportmagma nur kurz.



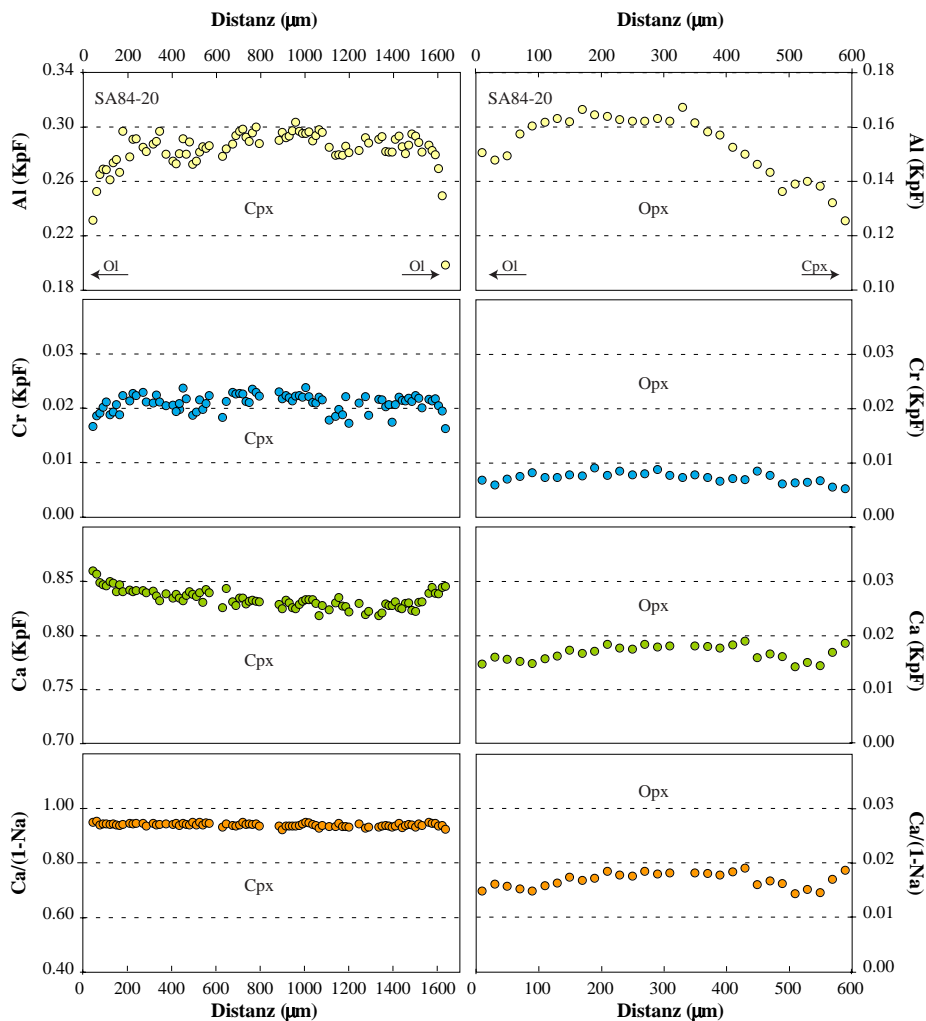
**Abb. 5–21.** Pyroxen-Zonierungsmuster im Spinell-Peridotit SA84-88. Das Gestein ist nahezu äquiliibriert. Auf die vorangegangene Abkühlung weisen nur noch die vom Kern zum Rand leicht abnehmenden Al-Gehalte hin.

#### 5.4.3.4. Spinell-Peridotit SA84-20 (Gruppe 1)

Die Zonierungen der Pyroxenkörner der Probe SA84-20 (Abb. 5–22 und Anhang A.4) gleichen denen der oben beschriebenen Probe SA84-88 mit einer leichten, randwärts gerichteten Abnahme der Al-Gehalte, konstanten  $\text{Ca}^*$ -Werten und leicht zunehmenden Ca-Gehalten im Cpx. Daher ist auch diese Probe nach einer Abkühlung (Pyroxen-Entmischungslamellen!) weit gehend äquiliibriert. Während die Cr-Gehalte im Cpx nahezu konstant sind, nehmen sie in den Opx-Körnern zum Rand hin ab.

Die mittels  $T_{\text{En-DiBK90}}$  und  $T_{\text{NaBK90}}$  ermittelten Temperaturen liegen zwischen 817 und 856 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Etwas höhere Werte liefern  $T_{\text{Ca-OpxBK90}}$  und  $T_{\text{Ol-SplF79}}$ . Die frühere Abkühlung wird noch deutlich in den mit  $T_{\text{CrSAL99}}$  ermittelten Temperaturen für die Kern- und Randbereiche der Pyroxenkörner, selbst wenn die Unsicherheiten relativ hoch sind.

Die Ca-Gehalte der Olivinkörner sind bis auf eine Zunahme in den an Cpx angrenzenden Randbereichen konstant (Abb. 4–8). Mit einer angenommenen Temperatur von 850 °C (Tab. A.3–5, Anhang A.3) ergibt sich mittels  $P_{\text{Ca-OiKB90}}$  ein Druck von  $1.29 \pm 0.17$  GPa (Tab. A.3–5, Anhang A.3). Der mittels  $P_{\text{maxCWW86}}$  ermittelte Maximaldruck liegt bei  $1.55 \pm 0.01$  GPa. Da auch die  $X_{\text{Mg}}$ -Werte der Spinellkörner konstant sind (Anhang A.4), war die Verweildauer im Transportmagma kurz.



**Abb. 5–22.** Pyroxen-Zonierungsmuster im Spinell-Peridotit SA84-20. Das Gestein ist nahezu äquilibriert. Auf die vorangegangene Abkühlung weisen nur noch die vom Kern zum Rand leicht abnehmenden Al-Gehalte in beiden Pyroxenen sowie der leicht steigende Ca-Gehalt im Cpx hin.

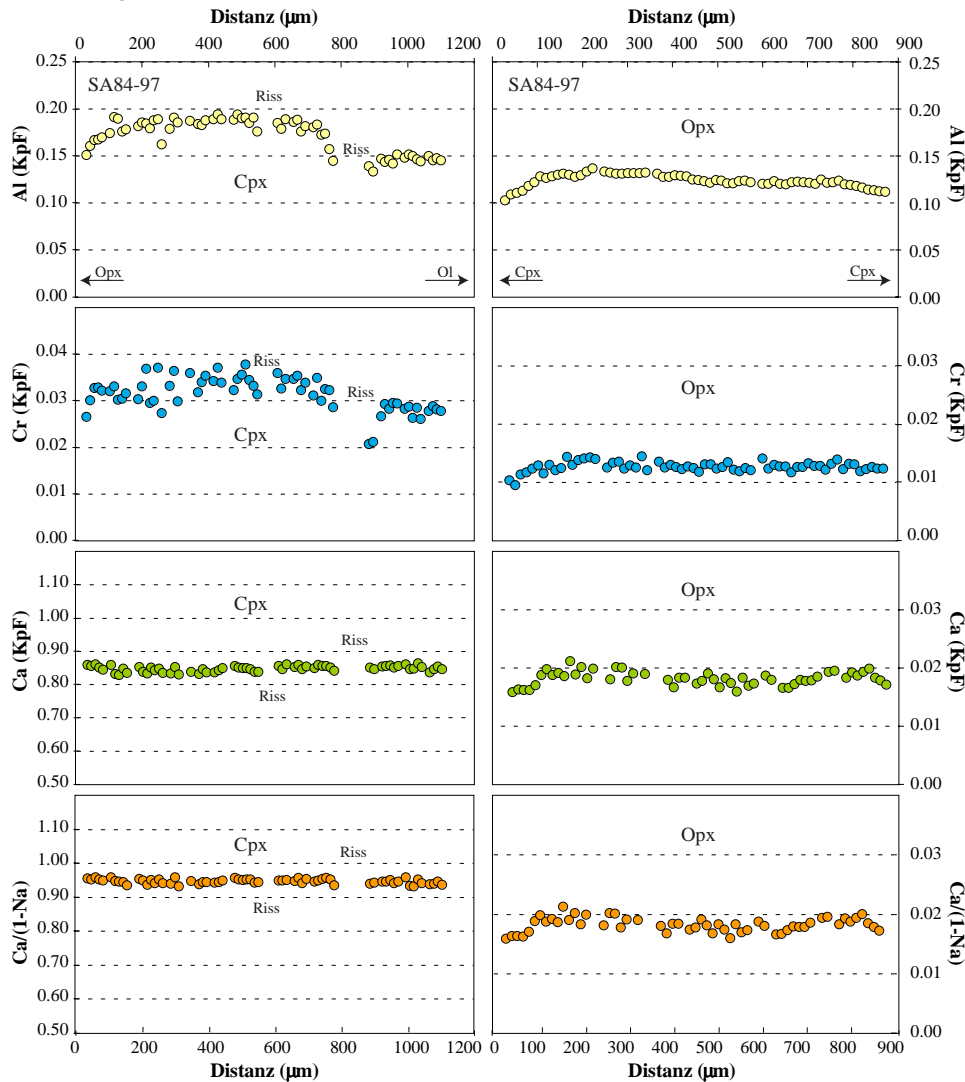
#### 5.4.3.5. Spinell-Peridotit SA84-97 (Gruppe 2)

Beide Pyroxene sind durch Entmischungslamellen und randwärts abnehmende Al-Gehalte sowie konstante Ca-Gehalte und  $\text{Ca}^*$ -Werte charakterisiert. Die Cr-Gehalte nehmen im Opx zum Rand hin ab; im Cpx ist dies weniger deutlich ausgeprägt. Diese Muster weisen auf eine frühere Abkühlung mit anschließender weitreichender Äquilibrierung hin (Abb. 5–23 und Anhang A.4). Die Sc-Gehalte

nehmen im Cpx vom Kern zum Rand leicht zu, im Opx dagegen leicht ab (Abb. 5–24), was ebenfalls mit einer Abkühlung zu erklären ist. Auch die Zonierungsmuster für V (vor allem im Opx) sind mit einer Abkühlung in Einklang zu bringen. Die Co-Gehalte weisen in beiden Pyroxenen relativ geringe, eher unsystematische Schwankungen auf (Abb. 5–24).

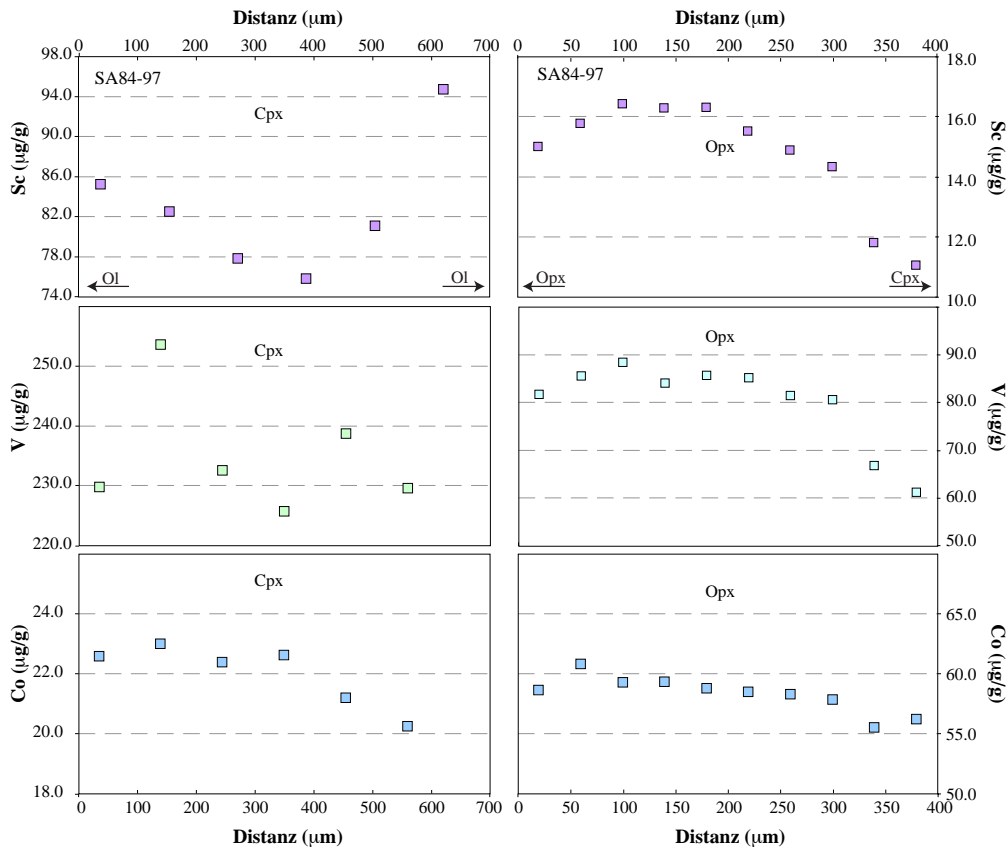
Die mit den drei Pyroxenthermometern von Brey & Köhler (1990) berechneten Temperaturen liegen zwischen 799 und 924 °C (Tab. A.3–1). Die ältere Abkühlung wird noch in den mit  $T_{CrSAL99}$  ermittelten Temperaturen deutlich:  $962 \pm 108$  °C für die Kernbereiche und  $812 \pm 53$  °C für die Randbereiche der Pyroxenkörner (Tab. A.3–1). Gleichermaßen liegen auch die mit  $T_{ScSAL99}$  und  $T_{VSAL99}$  berechneten „Kerntemperaturen“ deutlich über den entsprechenden „Randtemperaturen“ (Tab. A.3–3, Anhang A.3). Die mit  $T_{CoSAL99}$  ermittelten Temperaturen sind systematisch höher. Hier deutet sich möglicherweise ein systematischer Fehler in dem von Seitz et al. (1999) formulierten Thermometer an. Die  $T_{Ol-SplF79}$ -Werte liegen im Rahmen der Fehler im Bereich der mit den anderen Thermometern erhaltenen „Randtemperaturen“ (Tab. A.3–1, Anhang A.3).

Der  $P_{maxCWW86}$ -Druck für eine angenommene Temperatur von 800 °C beträgt  $1.78 \pm 0.01$  GPa (Tab. A.3–4, Anhang A.3).



**Abb. 5–23.** Pyroxen-Zonierungsprofile des Xenoliths SA84-97. Beide Pyroxene zeigen vom Kern zum Rand abnehmende Al-Gehalte, aber konstante Ca-Gehalte und Ca/(1-Na)-Werte. Dies kann durch eine langsame Abkühlung erklärt werden.





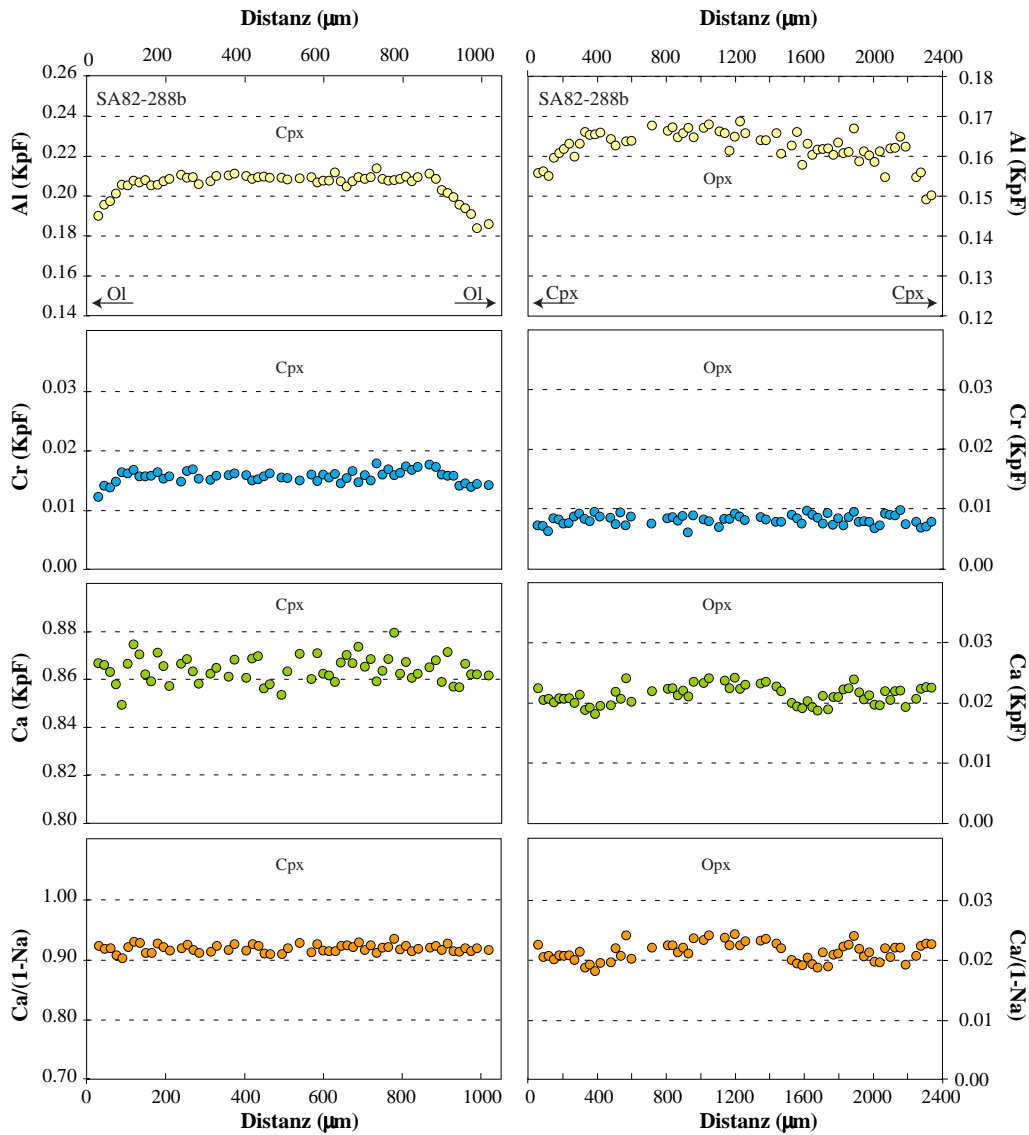
**Abb. 5–24.** Pyroxen-Zonierungsprofile des Xenoliths SA84-97. Der Ansteigende Sc-Gehalt vom Kern zum Rand im Cpx, bzw. der sinkende Sc- und V-Gehalt im Opx deuten auf eine Abkühlung des Gesteins hin. Co zeigt keine ausgeprägte Zonierung im Opx und sinkt leicht zum Rand im Cpx.

#### 5.4.3.6. Spinell-Peridotit SA82-288b (Gruppe 1)

Die Al-Gehalte im Cpx sind konstant (Abb. 5–25 und Anhang A.4). Im Opx nehmen sie vom Kern zum Rand leicht ab (von ca. 0.18 auf 0.16 KpF). Die Ca-Gehalte und Ca\*-Werte sind in beiden Pyroxenen konstant. Diese Zonierungen könnten durch eine nicht ganz vollständige Äquilibrierung nach einer Abkühlung entstanden sein. Eine Abkühlung ist auch durch Pyroxen-Entmischungslamellen dokumentiert.

Die mit den drei Pyroxenthermometern  $T_{\text{En-DiBK90}}$ ,  $T_{\text{NaBK90}}$  und  $T_{\text{Ca-OpxBK90}}$  berechneten Temperaturen für die Kern- und Randbereiche liegen alle in einem relativ engen Intervall von 933 bis 1011 °C, wobei die Kerntemperaturen bei allen Thermometern etwas höher sind als die Randtemperaturen (Tab. A.3-1, Anhang A.3). Die  $T_{\text{CrSAL99}}$ -Temperaturen für die Kernbereiche liegen bei 1064 °C und für die Randbereiche bei 1026 °C. Die  $X_{\text{Mg}}$ -Zonierungsprofile der Spinellkörner sind flach (Anhang A.4). Die  $T_{\text{Ol-SplF79}}$ -Temperaturen befinden sich bei 1028 °C im Kernbereich und 975 °C im Randbereich.

Der Maximaldruck nach  $P_{\text{maxCWW86}}$  für eine angenommene Temperatur von 1000 °C beträgt  $1.60 \pm 0.01$  GPa.



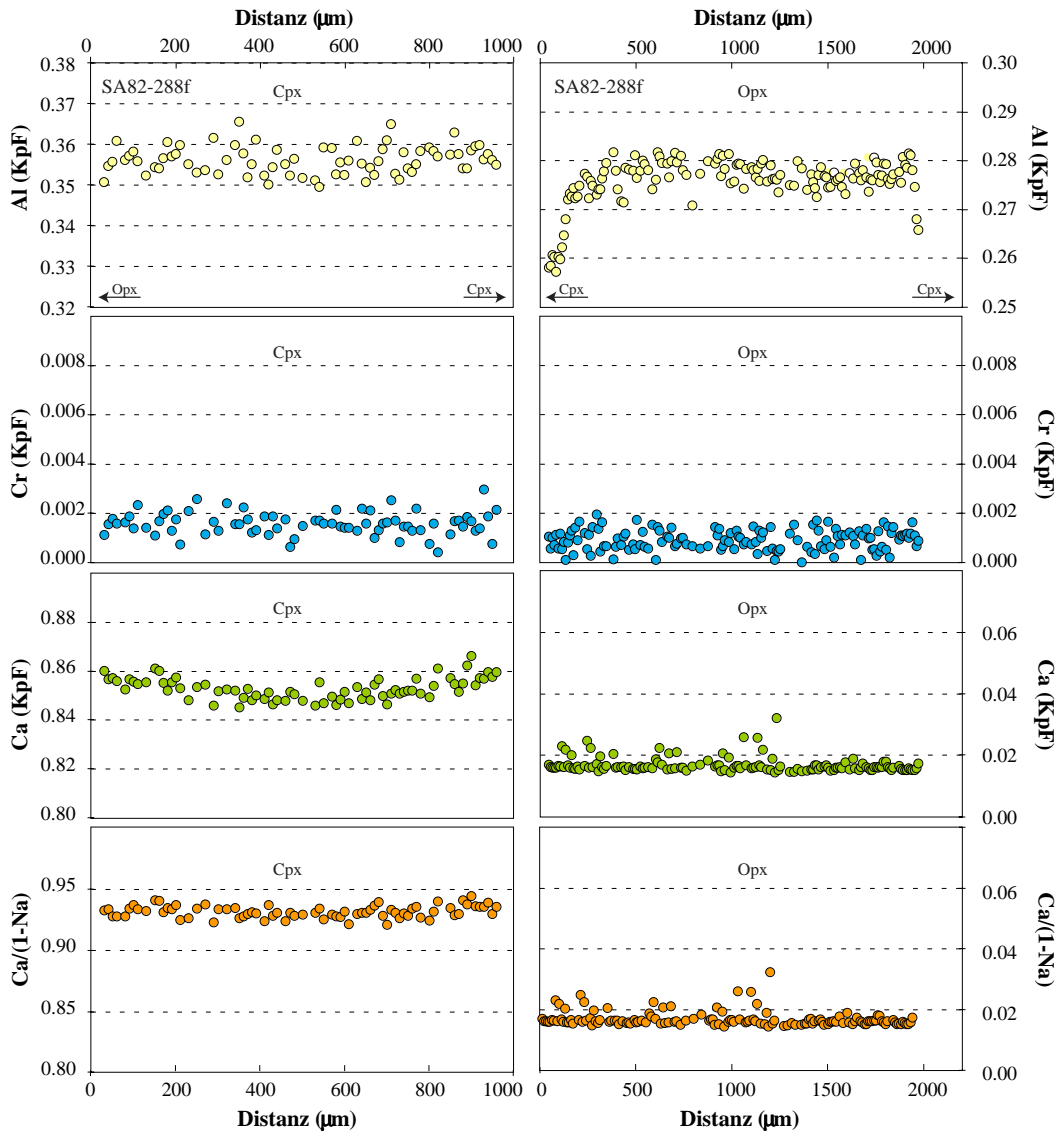
**Abb. 5–25.** Zonierungen der Pyroxenkörner im Spinell-Peridotit SA82-288b. Das Gestein ist nach einer Abkühlung nicht vollständig reäquilibriert.

#### 5.4.3.7. Spinell-Websterit SA82-288f

Im Spinell-Websterit SA82-288f sind die Al- und Cr-Gehalte in beiden Pyroxenen weitgehend konstant; lediglich in den Opx-Körnern zeigt sich noch eine randliche Abnahme (Abb. 5–26 und Anhang A.4), die auf eine frühere Abkühlung hinweisen könnte. Im Cpx nimmt der Ca-Gehalt zum Rand hin zu, im Opx ist er konstant. Die Ca\*-Werte sind in beiden Pyroxenen konstant. Dass eine Abkühlung stattgefunden hat, ist auch durch das Vorhandensein von Pyroxen-Entmischungslamellen belegt.

Die mit den drei Pyroxen-Thermometern von Brey & Köhler (1990) erhaltenen Temperaturen liegen zwischen 794 und 930 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Die  $T_{CrSAL99}$ -Werte sind unrealistisch hoch (Tab. A.3–1, Anhang A.3), wofür es keine nahe liegende Erklärung gibt.

Wegen der Entmischungsstrukturen in Spinell konnten keine  $T_{Ol-SpIF79}$ -Temperaturen und  $P_{maxCWW86}$ -Maximaldrücke berechnet werden.



**Abb. 5–26.** Pyroxen-Zonierungsmuster im Spinell-Websterit SA82-288f. Das Gestein ist nahezu äquilibriert. Lediglich der randlich abfallende Al-Gehalt im Opx deutet auf eine Abkühlung hin.

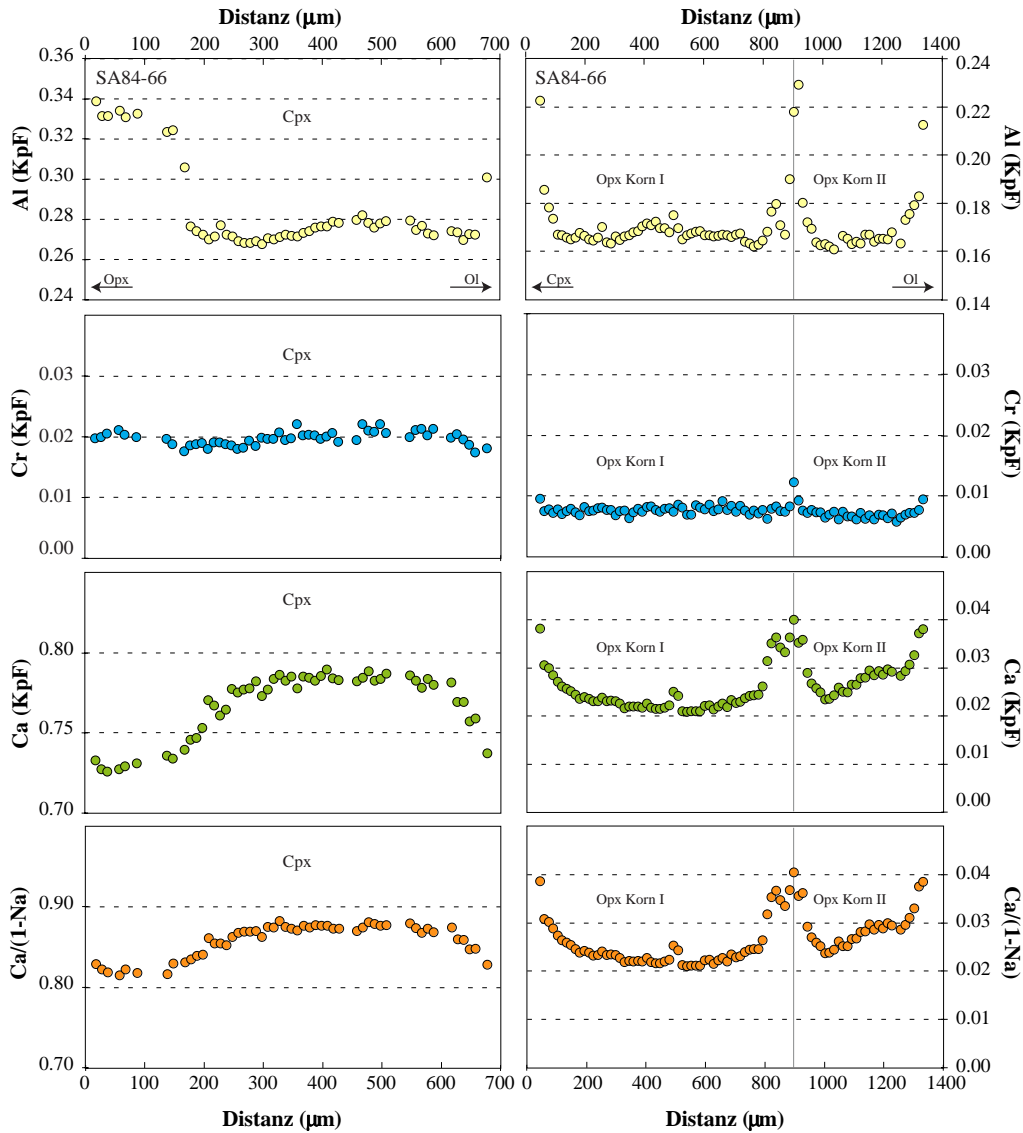
#### 5.4.4. Xenolithe mit Pyroxen-Aufheizungszonierungen

##### 5.4.4.1. Spinell-Peridotit SA84-66 (Gruppe 1)

Beide Pyroxene enthalten keine Entmischungslamellen und zeigen eine randliche Zunahme im Al-Gehalt, die vor allem an der Grenze zu anderen Pyroxenen deutlich ausgeprägt ist (Abb. 5–27 und Anhang A.4). Der Cr-Gehalt im Cpx ist konstant; im Opx zeigt sich am äußersten Rand eine Zunahme. Im Cpx nehmen Ca und Ca\* zum Rand ab, im Opx dagegen zu. Diese Muster deuten auf eine beträchtliche Aufheizung hin, die auch in den Resultaten der Geothermobarometrie deutlich wird (Tab. A.3–1, Anhang A.3.1.).  $T_{\text{CrSAL99}}$  und  $T_{\text{Ca-OpxBK90}}$  liefern für die Kernbereiche Temperaturen von ca. 930 °C. Die mit  $T_{\text{En-DiBK90}}$ ,  $T_{\text{Ca-OpxBK90}}$  und  $T_{\text{CrSAL99}}$  ermittelten Temperaturen für die Randbereiche der Pyroxenkörner liegen dagegen bei ca. 1100 °C. Die  $T_{\text{NaBK90}}$ -Temperaturen sind mit großen

Unsicherheiten behaftet (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Ähnliches gilt für die mit  $T_{\text{Ol-SpIF79}}$  ermittelten Temperaturen für die Randbereiche der Olivin- und Spinellkörner.

Aus den konstanten Ca-Gehalten im Inneren der Olivinkörner (Abb. 4–8) ergibt sich für eine angenommene Temperatur von 1100 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3) mittels  $P_{\text{Ca-OlKB90}}$  ein Druck von  $1.65 \pm 0.21$  GPa (Tab. A.3–5, Anhang A.3). Der mittels  $P_{\text{maxCWW86}}$  abgeschätzte Maximaldruck beträgt  $1.65 \pm 0.01$  GPa (Tab. A.3–4, Anhang A.3).



**Abb. 5–27.** Zonierungsmuster in Pyroxenen des Spinell-Peridotits SA84-66. In beiden Pyroxenen nehmen die Al-Gehalte zum Rand hin zu. In der gleichen Richtung nehmen die Ca-Gehalte und die Ca/(1-Na)-Werte im Cpx ab und im Opx zu. Ursache dieser Zonierungsmuster ist eine Aufheizung.

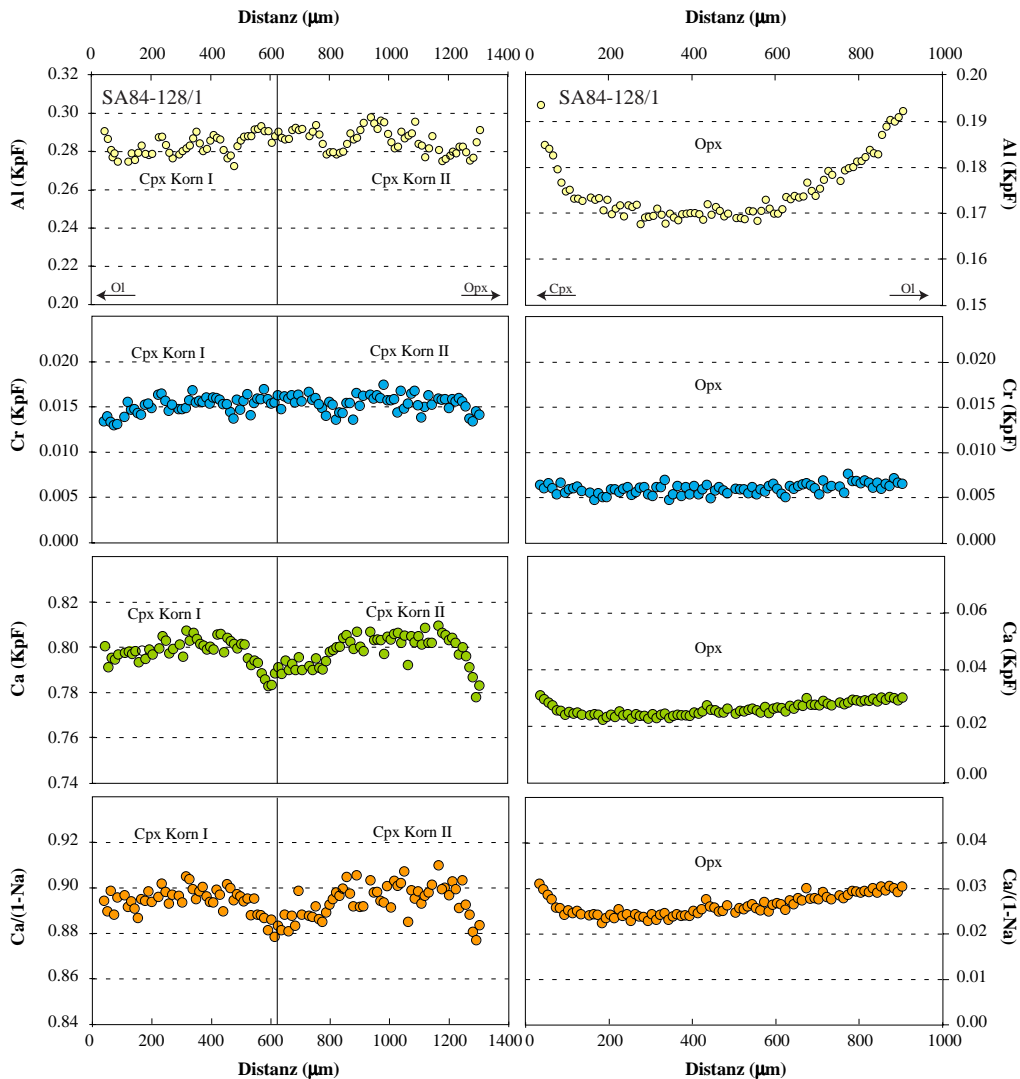
#### 5.4.4.2. Spinell-Peridotit SA84-128/1 (Gruppe 1)

In beiden Pyroxenen fehlen Entmischungslamellen. Die Al-Gehalte nehmen nur im Opx zum Rand hin zu; im Cpx variieren die Al-Gehalte unsystematisch (Abb. 5–28 und Anhang, A.4). Die Cr-Gehalte im Cpx nehmen vom Kern zum Rand ab; im Opx sind sie konstant oder nehmen kaum merklich zu. Die Ca-Gehalte und Ca\*-Werte nehmen im Cpx zum Rand hin leicht ab, im Opx dagegen leicht zu. Diese

Zonierungsmuster weisen auf eine Aufheizung hin, die besonders gut in den mit  $T_{CrSAL99}$  berechneten Temperaturen zum Ausdruck kommt (Px-Kerne:  $862 \pm 108$  °C; Px-Ränder:  $1031 \pm 117$  °C; vgl. Tab. A.3–1, Anhang A.3). Auch  $T_{Ca-OpxBK90}$  liefert geringere Temperaturen für die Kernbereiche ( $963 \pm 23$  °C) als für die Randbereiche ( $1011 \pm 11$  °C). Dagegen ergeben sich mit  $T_{En-DiBK90}$  und  $T_{NaBK90}$  im Rahmen der Unsicherheiten identische „Kern- und Randtemperaturen“ (Tab. A.3–1, Anhang A.3).

Für eine angenommene Temperatur von 1030 °C (Tab. 5–1) ergibt sich mittels  $P_{Ca-OlKB90}$  ein Druck von  $1.41 \pm 0.23$  GPa (Tab. A.3–5). Der Maximaldruck [ $P_{maxCW86}$ ] beträgt  $1.56 \pm 0.04$  GPa.

Die  $X_{Mg}$ -Zonierungsprofile der Spinelle sind flach. Die mit  $T_{Ol-SplF79}$  berechneten Temperaturen streuen für die Kern- und Randbereiche der benachbarten Spinellkörner um ca. 900 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Da die Ca-Gehalte im Olivin noch gering sind, ist es unwahrscheinlich, dass diese geringen Temperaturen durch Diffusionsprozesse während einer Abkühlung entstanden sind. Möglicherweise liegt der Grund für die niedrigen  $T_{Ol-SplF79}$ -Temperaturen in einer systematischen Abweichung des Thermometers bei hohen Temperaturen.



**Abb. 5–28.** Zonierungsmuster in Pyroxenen des Spinell-Peridotits SA84-128/1. Im Opx nehmen die Al-Gehalte vom Kern zum Rand zu; im Cpx sind sie durch die Entmischung von Spinell beeinflusst. Der Ca-Gehalt und der Ca/(1-Na)-Wert nehmen im Cpx zum Rand hin ab, im Opx dagegen zu. Es handelt sich um Zonierungsmuster, die durch Aufheizung geprägt sind.

5.4.4.3. Spinell-Peridotit SA84-29 (Gruppe 2)

In dieser Probe finden sich nur noch geringe Anzeichen einer Aufheizung. Beide Pyroxene sind frei von Entmischungslamellen. Im Cpx nehmen der Al- und Cr-Gehalt vom Kern zum Rand leicht zu, während der Ca-Gehalt und der Ca\*-Wert konstant sind (Abb. 5–29 und Anhang A.4). Die Opx-Körner sind völlig homogen. Entsprechend liegen die mit den drei Pyroxen-Thermometern nach Brey & Köhler (1990) berechneten Temperaturen in einem relativ engen Bereich zwischen 988 und 1030 °C (Tab. A.3–1). In diesen Bereich fällt auch die  $T_{CrSAL99}$ -Temperatur für die Randbereiche der Pyroxenkörner, während der Wert für die Kernbereiche deutlich höher ist. Eventuell deutet sich hier eine ältere Abkühlung an. Die  $T_{Ol-SplF79}$ -Temperaturen sind (abkühlungsbedingt?) geringfügig tiefer (ca. 925 °C). Die  $X_{Mg}$ -Zonierungen in den Spinellkörnern sind flach (Anhang A.4).

Für eine angenommene Temperatur von 1030 °C ergibt sich ein  $P_{Ca-OIKB90}$ -Druck von  $1.53 \pm 0.15$  GPa, während der Maximaldruck [ $P_{maxCWW86}$ ]  $1.92 \pm 0.01$  GPa beträgt (Tab. A.3–4, Anhang A.3).

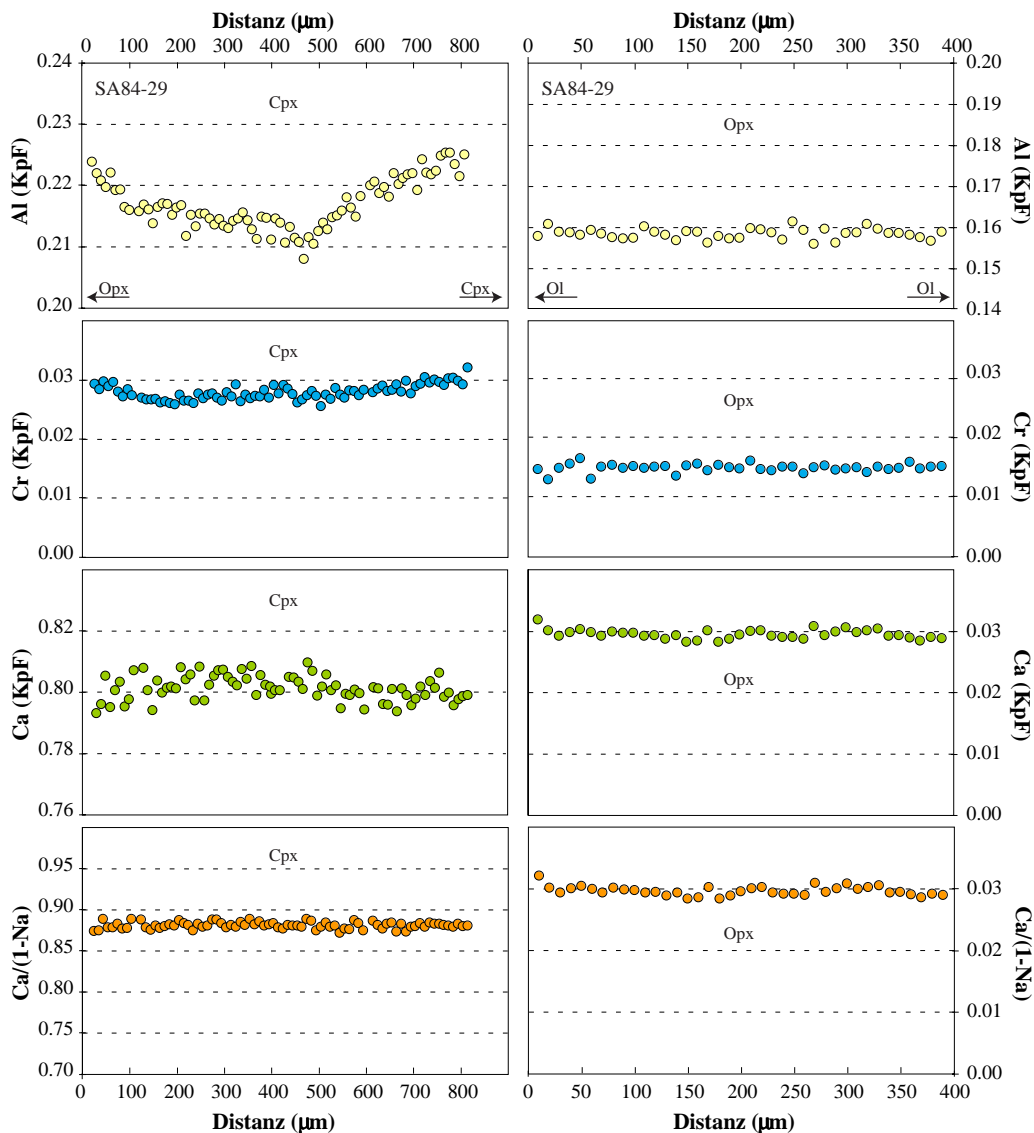
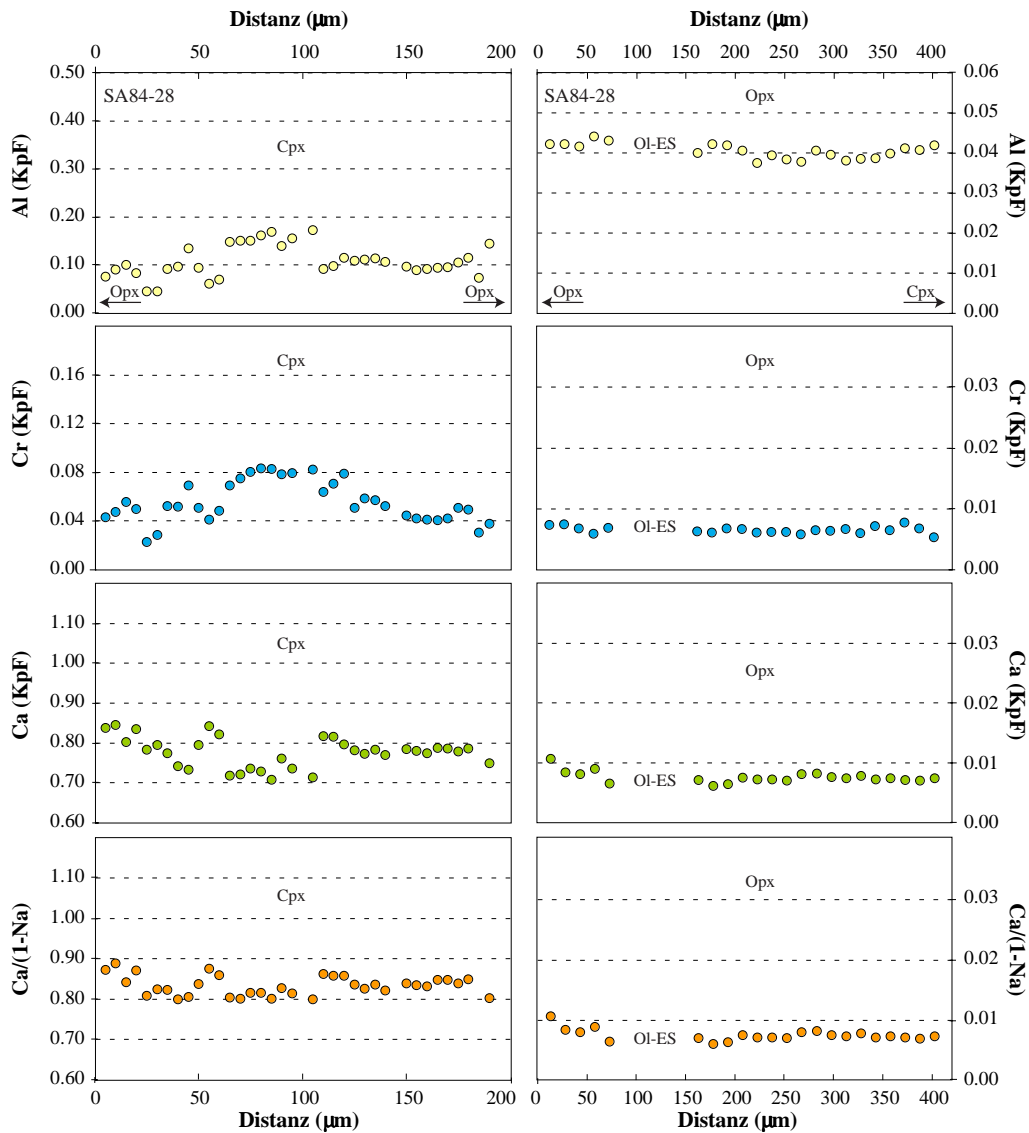


Abb. 5–29. Pyroxen-Zonierungen im Spinell-Peridotit SA84-29. Bis auf die randwärts gerichtete leichte Zunahme des Al-Gehaltes in Cpx sind die Pyroxenkörner homogen.

5.4.4.4. Spinell-Peridotit SA84-28 (Gruppe 3)

Das Vorhandensein von Entmischungslamellen in beiden Pyroxenen deutet auf eine frühere Abkühlung hin, die jedoch in den chemischen Zonierungen nicht mehr sichtbar ist. Die Al-Gehalte beider Pyroxene sind nahezu konstant bei geringen unsystematischen Variationen (Abb. 5–30). Die Cpx-Körner sind durch konstante Ca-Gehalte und Ca\*-Werte charakterisiert; im Opx nehmen beide Parameter allerdings am äußersten Rand leicht zu. Diese Muster lassen sich nicht zufriedenstellend erklären.

Die mit  $T_{En-DiBK90}$  für die Kern- und Randbereiche der Pyroxenkörner berechneten Temperaturen liegen innerhalb eines engen Bereiches von 1080 – 1096 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Die  $T_{NaBK90}$ -Temperaturen liegen für die Kernbereiche bei 853 und für die Randbereiche bei 1012 °C. Aus unerfindlichen Gründen ergeben sich sehr geringe  $T_{Ca-OpxBK90}$ -Temperaturen um 745 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Völlig unerklärlich sind die extrem niedrigen  $T_{CrSAL99}$ -Temperaturen, die nur 550 – 570 °C betragen. Zusammenfassend kann man sagen, dass diese Probe auch nicht annähernd äquilibriert ist.



**Abb. 5–30.** Zonierungsmuster der Pyroxene im Spinell-Peridotit SA84-28. Die leichte Zunahme der Ca-Gehalte und Ca/(1-Na)-Werte im äußeren Randbereich der Opx-Körner könnte durch eine leichte Aufheizung bedingt sein.

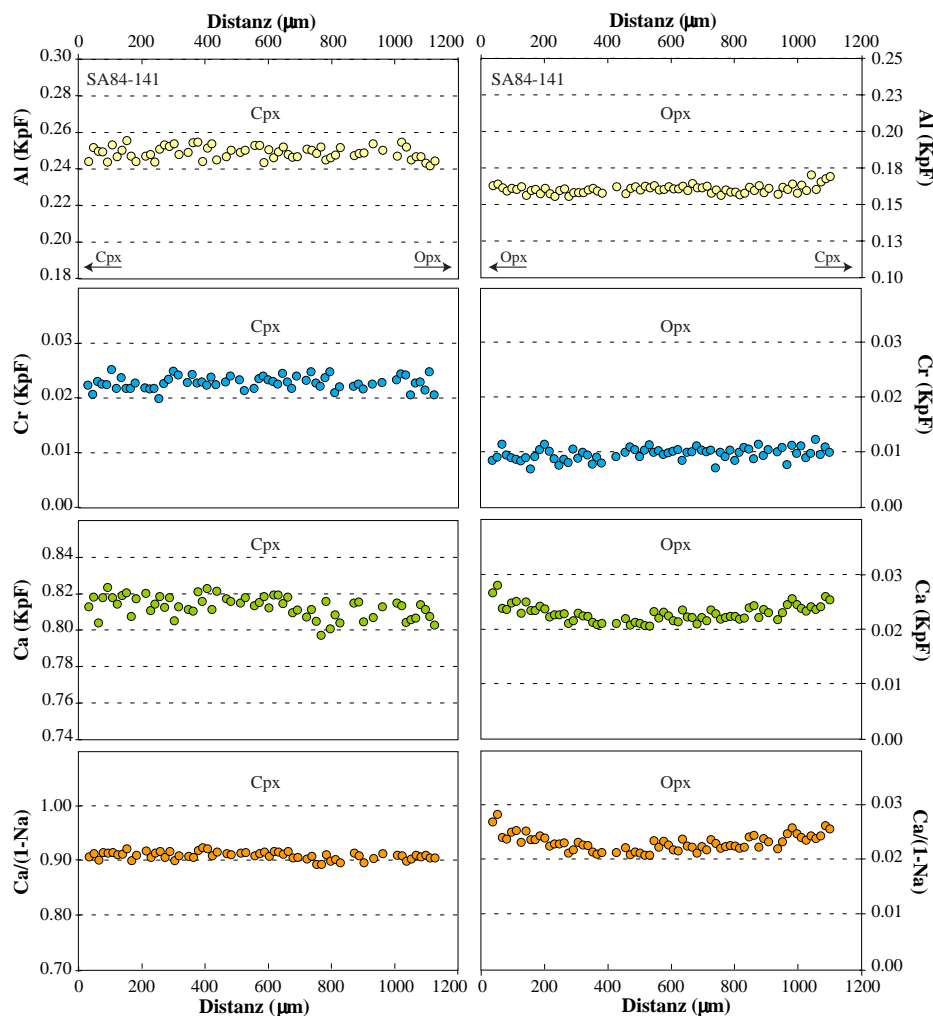


5.4.4.5. Spinell-Peridotit SA84–141 (Gruppe 1)

Beide Pyroxene enthalten geringe Mengen an Entmischungslamellen, die eine Abkühlungsphase belegen. Wie bei der Probe SA84–28 (Abschnitt 5.4.4.4) zeigt sich diese Abkühlung nicht mehr in den chemischen Zonierungen der Pyroxene. Der Al-Gehalt ist in beiden Pyroxenen konstant, abgesehen von einer minimalen Zunahme am Rand mancher Opx-Körner (Abb. 5–31). Beide Pyroxene weisen auch konstante Cr-Gehalte auf. Im Cpx sind Ca und Ca\* konstant; im Opx nehmen beide Parameter zum Rand hin leicht zu. Diese Muster sind durch eine kurze, kaum Effekte hinterlassende Aufheizung nach einer weit gehenden Äquilibration zu erklären.

Die mit  $T_{\text{En-DiBK90}}$  und  $T_{\text{Ca-OpxBK90}}$  ermittelten Temperaturen liegen in einem relativ engen Intervall zwischen 935 und 954 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Im Rahmen der Fehler liegen auch die mit größeren Unsicherheiten behafteten Temperaturwerte der anderen beiden Pyroxen-Thermometer und des  $T_{\text{Ol-SplF79}}$  in diesem Bereich.

Für eine angenommene Temperatur von 950 °C ergibt sich ein  $P_{\text{Ca-OiKB90}}$ -Druck von  $1.07 \pm 0.37$  GPa, während der Maximaldruck nach  $P_{\text{maxCWW86}}$  bei  $1.60 \pm 0.01$  GPa liegt (Tab. A.3-5, bzw. Tab. A.3-4, Anhang A.3).



**Abb. 5–31.** Pyroxen-Zonierungsmuster des Spinell-Peridotits SA84-141. Die leichte Zunahme der Ca-Gehalte und Ca/(1-Na)-Werte im äußeren Randbereich der Opx-Körner weist auf eine kurz Aufheizungsphase hin.

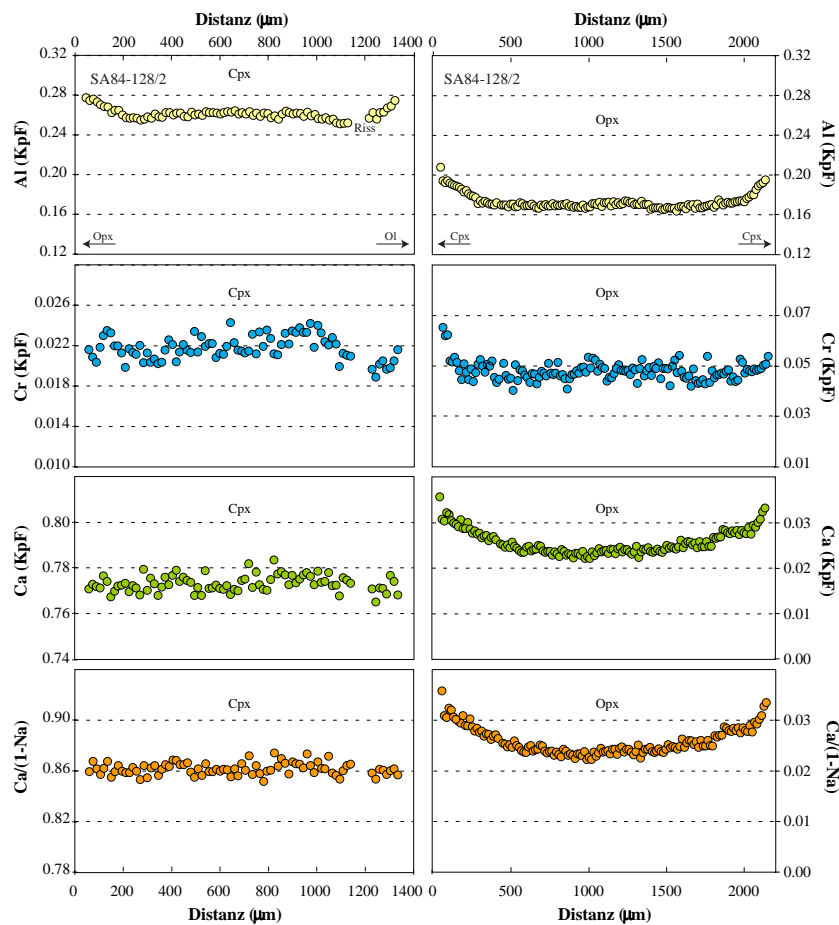
5.4.5. Xenolithe mit Pyroxen-Zonierungen, die durch Abkühlung und spätere Aufheizung erklärbar sind

5.4.5.1. Spinell-Peridotit SA84-128/2 (Gruppe 1)

Lediglich Cpx enthält spärliche Entmischungslamellen. In beiden Pyroxenen sind die Al- und Cr-Gehalte im Kernbereich der Körner nahezu konstant, fallen dann leicht ab und steigen im Randbereich wieder deutlich an (Abb. 5–32 und Anhang A.4). In anderen Körnern ist auf Grund von Schnitteffekten nur der randliche Anstieg sichtbar oder die Gehalte sind auf dem Niveau der Randkonzentrationen konstant (Anhang A.4). Während die Ca-Gehalte und der Ca\*-Wert in den Cpx-Körnern konstant sind, nehmen sie in den Opx-Körnern zum Rand hin zu. Diese Zonierungen dokumentieren eine Abkühlung, die von einer Aufheizung gefolgt ist.

Wiederum wird die Aufheizung am besten bei den mit  $T_{Ca-OpxBK90}$  und  $T_{CrSAL99}$  berechneten Temperaturen deutlich (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Die Kernbereiche der Pyroxenkörner liefern Temperaturen von ca. 945 bzw. 924 °C. Die mit  $T_{En-DiBK90}$ ,  $T_{Ca-OpxBK90}$ ,  $T_{NaBK90}$  und  $T_{CrSAL99}$  ermittelten Randtemperaturen liegen zwischen 1024 und 1090 °C. Die  $T_{Ol-SplF79}$ -Temperaturen sind deutlich tiefer als die mit den Pyroxen-Thermometern ermittelten. Die  $X_{Mg}$ -Zonierungen der Spinellkörner sind flach.

Der mit  $P_{maxCWW86}$  ermittelte Maximaldruck liegt für eine angenommene Temperatur von 1050 °C bei  $1.70 \pm 0.08$  GPa.

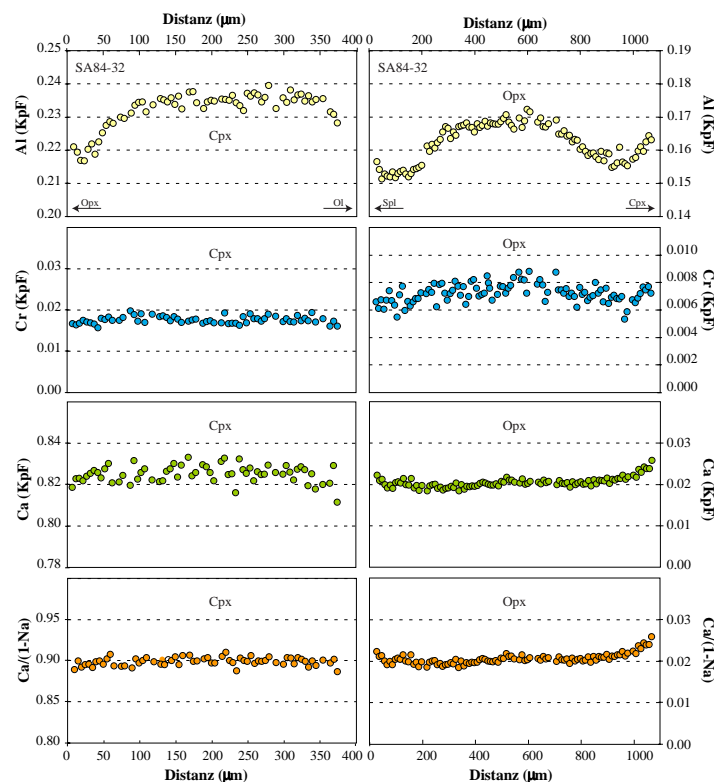


**Abb. 5–32.** Pyroxen-Zonierungsmuster im Spinell-Peridotit SA84-128/2. Beide Pyroxene sind durch Kernbereiche mit konstanten Al-Gehalten und Randbereiche mit ansteigenden Al-Gehalten charakterisiert. Während Ca und Ca/(1-Na) im Cpx konstant sind, zeigen sie im Opx eine zum Rand hin gerichtete Zunahme.

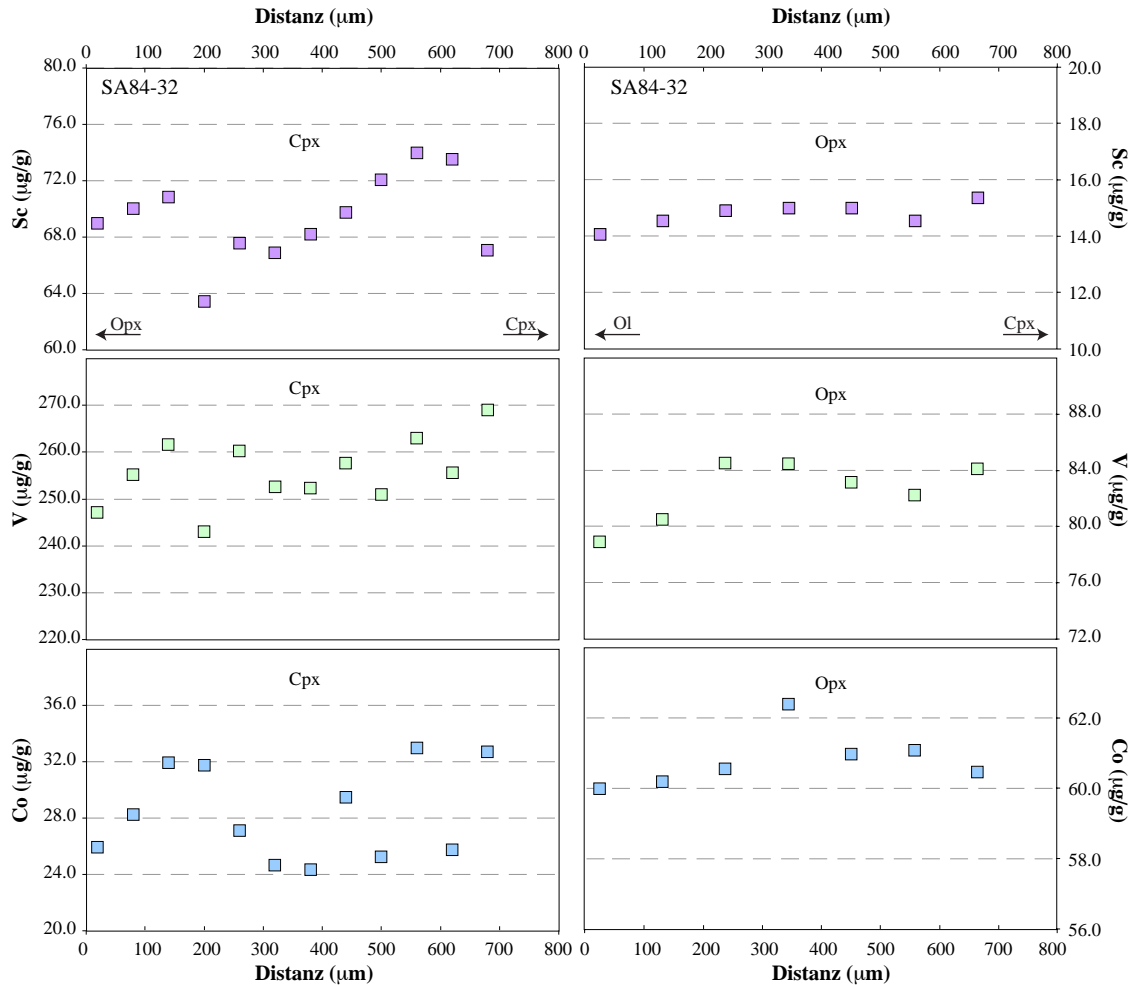
5.4.5.2. Spinell-Peridotit SA84-32 (Gruppe 1)

Beide Pyroxene enthalten Entmischungslamellen. Die Al-Gehalte nehmen vom Kern zum Rand zunächst ab und dann im Randbereich wieder leicht zu (Abb. 5–33). Die Cr-Gehalte sind nahezu konstant. Im Cpx sind der Ca-Gehalt und der Ca\*-Wert konstant. In den Kernbereichen der Opx-Körner sind beide Parameter ebenfalls konstant; in den Randbereichen der Opx-Körner nehmen sie aber leicht zu. Die Sc- und V-Gehalte in den Cpx-Körnern haben M-förmige Muster, die jedoch durch sekundäre Effekte in der Nachbarschaft von Rissen gestört sein können (Abb. 5–34). Im Opx sind die Variationen von Sc und V gering und eher unsystematisch (Abb. 5-34). Alle diese Zonierungsmuster lassen sich durch eine längere Abkühlung mit einer anschließenden Aufheizung erklären. Dies wird auch anhand der Temperaturberechnung deutlich. Innerhalb der Fehler sind die Temperaturen jedoch fast gleich (Tab. A.3-2, Anhang A.3). Die Co-Gehalte in beiden Pyroxenen sind wohl durch die späte Aufheizung modifiziert.

Die mit den drei Pyroxen-Thermometern (Brey & Köhler 1990) ermittelten Temperaturwerte liegen in einem engen Bereich zwischen 926 und 988 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Auch die auf der Verteilung von Cr beruhenden Temperaturwerte sind im Rahmen der relativ großen Unsicherheiten gleich. Die  $T_{\text{Ol-SplF79}}$ -Temperaturen sind deutlich niedriger (ca. 860 °C), wobei die  $X_{\text{Mg}}$ -Zonierungen der Spinellkörner flach sind. Im Unterschied hierzu zeigen  $T_{\text{ScSAL99}}$  und  $T_{\text{VSAL99}}$  nahezu identische Kern- und Randtemperaturen an, die im Rahmen der Fehler mit den Kerntemperaturen der anderen Thermometer identisch sind (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Die mit  $T_{\text{CoSAL99}}$  erhaltenen Temperaturwerte sind deutlich höher und weisen auf einen systematischen Fehler in der Thermometer-Formulierung hin. Für eine Temperatur von 970 °C ergibt sich ein Maximaldruck [ $P_{\text{maxCW86}}$ ] von  $1.59 \pm 0.01$  GPa.



**Abb. 5–33.** Pyroxen-Zonierungen im Spinell-Peridotit SA84-32. Der Al-Gehalt nimmt in beiden Pyroxenen vom Kern zum Rand zunächst ab und dann wieder leicht zu. Während Ca und Ca/(1-Na) im Cpx konstant sind, zeigen die Opx-Körner im Randbereich eine leichte Zunahme beider Parameter. Diese Zonierungsmuster können durch eine längere Abkühlung, gefolgt von einer Aufheizung erklärt werden.



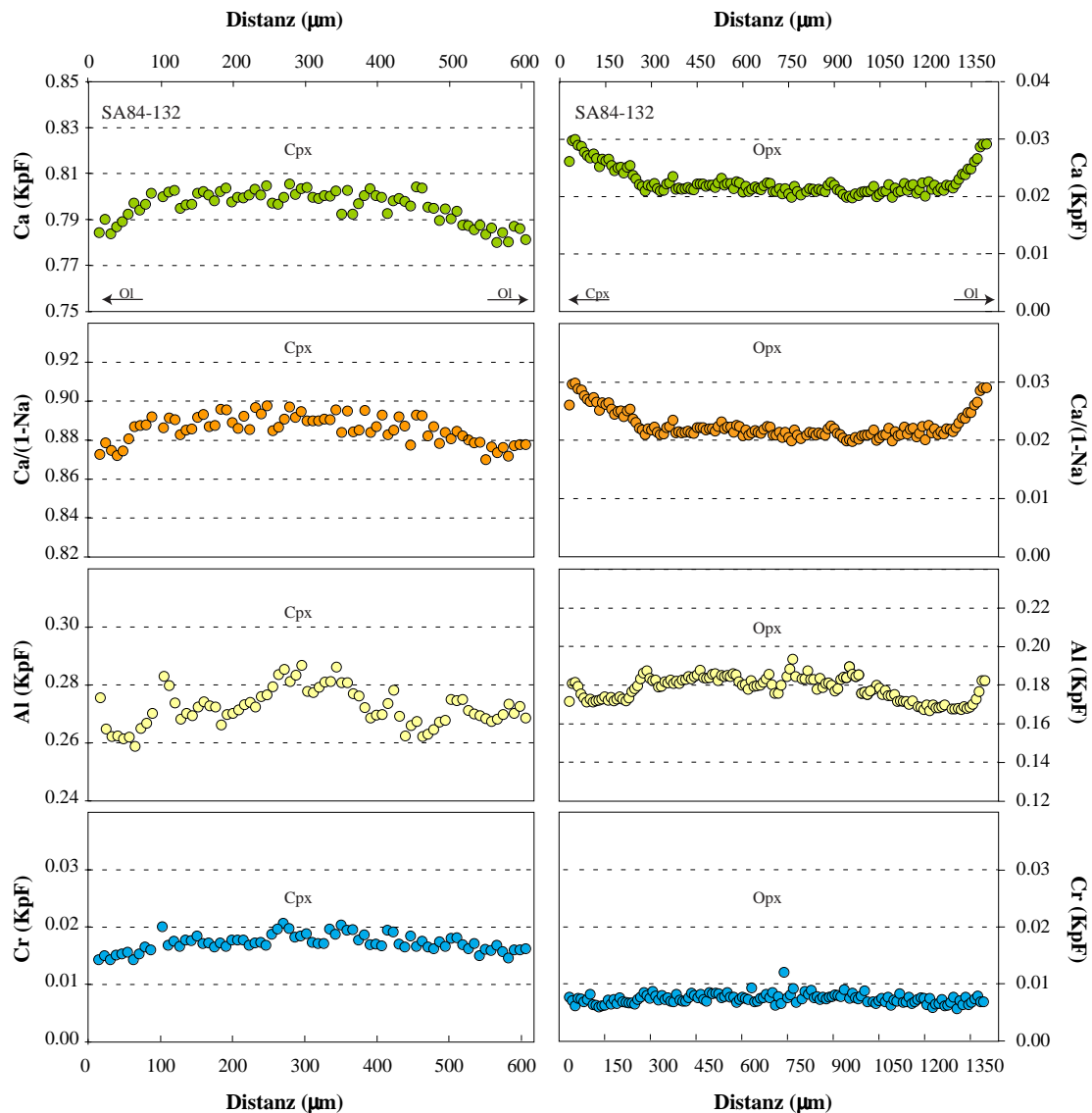
**Abb. 5–34.** Die Zonierungsmuster in den Pyroxenen (Probe SA84-32) sind zwar nicht deutlich ausgeprägt, sie deuten aber auf eine Abkühlung mit anschließender Aufheizung hin. Die Co-Gehalte wurden durch die späte Aufheizung geprägt.

#### 5.4.5.3. Spinell-Peridotit SA84-132 (Gruppe 1)

Entmischungslamellen sind in beiden Pyroxenen vorhanden. Orthopyroxen zeigt im Kern der Körner konstante Al-Gehalte, die zum Rand zunächst ab- und später wieder zunehmen (Abb. 5–35). Sowohl der Ca-Gehalt als auch der Ca\*-Wert nehmen zum Rand hin leicht zu. Im Cpx sind die Al-Gehalte durch Entmischung von Spinell modifiziert; trotzdem kann man im Kernbereich eine Abnahme und am Rand eine nach außen gerichtete Zunahme erkennen. Cr nimmt im Cpx vom Kern zum Rand ab; im Opx ist keine klare Tendenz erkennbar. Sowohl Ca als auch Ca\* nehmen zum Rand hin leicht ab. Die in diesem Xenolith beobachteten Pyroxen-Zonierungsmuster lassen sich durch eine längere Abkühlung mit anschließender Äquilibration von Ca und Ca\* und eine spätere Aufheizung erklären.

Alle Thermometer liefern für die Kern- und Randbereiche ähnliche Temperaturen zwischen ca. 950 und 1040 °C, wobei die aus  $T_{\text{NaBK90}}$  und  $T_{\text{CrSAL99}}$  resultierenden Werte mit relativ großen Unsicherheiten behaftet sind (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Die  $T_{\text{Ol-SplF79}}$ -Temperaturen sind nur unwesentlich geringer (947 – 934 °C). Fallende  $X_{\text{Mg}}$ -Werte in den Randbereichen der Spinellkörner deuten auf eine leichte Abkühlung hin.

Für eine angenommene Temperatur von 1000 °C ergibt sich mittels  $P_{Ca-OlKB90}$  ein Druck von  $0.89 \pm 0.32$  GPa; der Maximaldruck nach  $P_{maxCWW86}$  liegt bei  $1.60 \pm 0.04$  GPa (Tab. A.3–4, Tab. A.3–5, Anhang A.3).



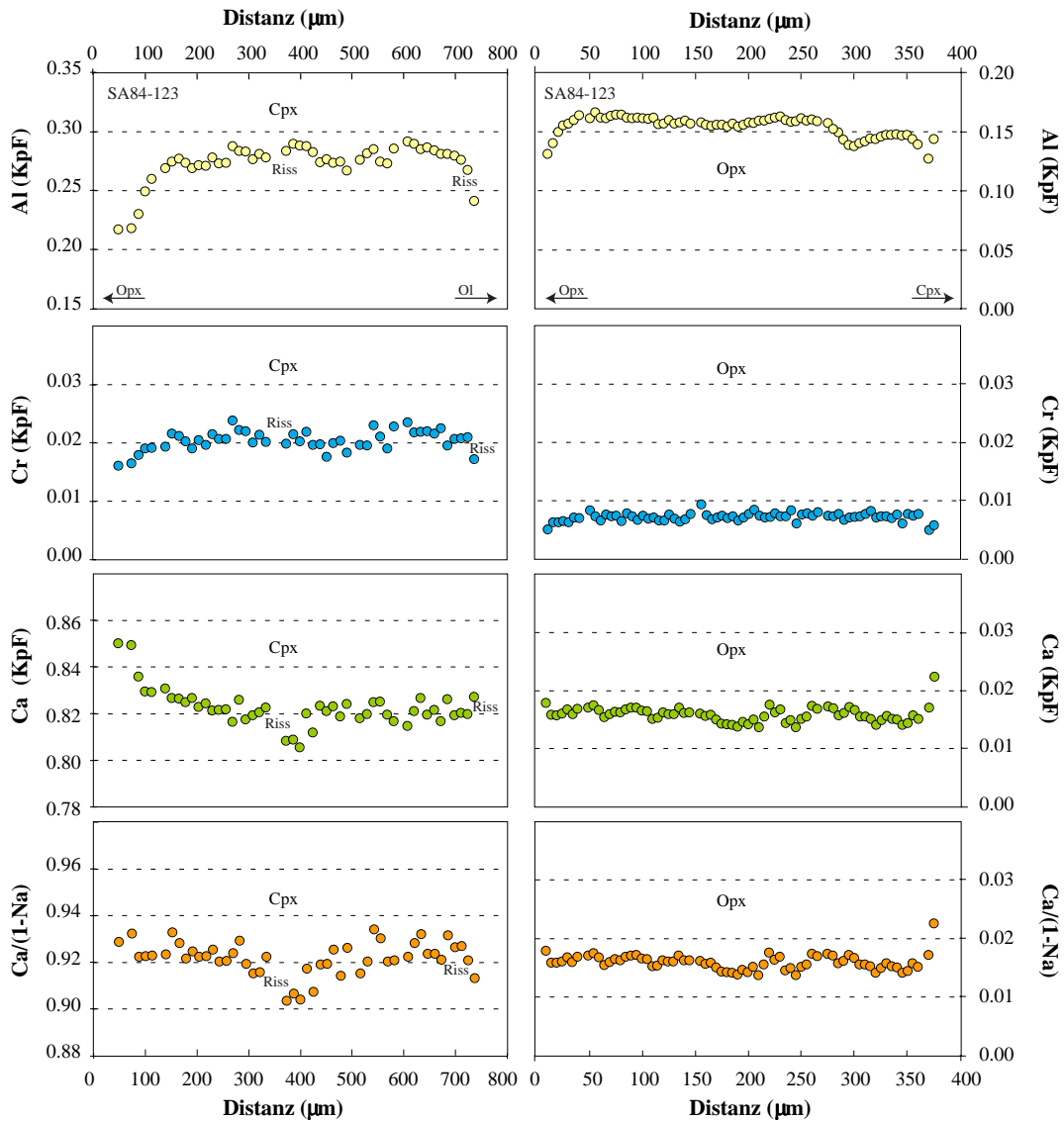
**Abb. 5–35.** Chemische Zonierungen von Pyroxenkörnern im Xenolith SA84-132. Beide Pyroxene zeigen vom Kern zum Rand zunächst eine Abnahme, dann eine Zunahme im Al-Gehalt (im Cpx ist diese Zonierung durch Spinell-Entmischung modifiziert). Der Ca-Gehalt und der Ca/(1-Na)-Wert nehmen im Cpx vom Kern zum Rand ab, im Opx zu. Das Gestein hat zunächst eine lang andauernde Abkühlung, danach eine Aufheizung erlitten.

#### 5.4.5.4. Spinell-Peridotit SA84-123 (Gruppe 1)

Beide Pyroxene enthalten Entmischungslamellen und zeigen vom Kern zum Rand eine abnehmende Al-Gehalte (Abb. 5–36). Die Abnahme des Cr-Gehaltes ist vor allem im Opx weniger deutlich ausgeprägt. Ca nimmt im Clinopyroxen vor allem in Richtung auf benachbarte Opx-Körner deutlich zu (von 0.82 auf 0.85 KpF). Auch  $Ca^* [= Ca/(1-Na)]$  zeigt im Cpx eine minimale Zunahme von ca. 0.91 auf 0.93. In dem kleineren (!) Opx-Korn sind dagegen Ca und  $Ca^*$  nahezu konstant und nehmen

allenfalls am äußersten Rand gegen Cpx geringfügig zu. Diese Zonierungsmuster deuten auf eine Abkühlung hin, gefolgt von einer kurzen Aufheizung (im Wirtsmagma?).

Die mit den verschiedenen Pyroxen-Thermometern und  $T_{\text{Ol-SplF79}}$  berechneten Temperaturen liegen zwischen 795 und 924 °C; dabei wird bei den  $T_{\text{CrSAL99}}$ -Werten noch die frühere Abkühlung deutlich (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Für eine Temperatur von 850 °C ergibt sich ein Maximaldruck [ $P_{\text{maxCWW86}}$ ] von  $1.54 \pm 0.01$  GPa.



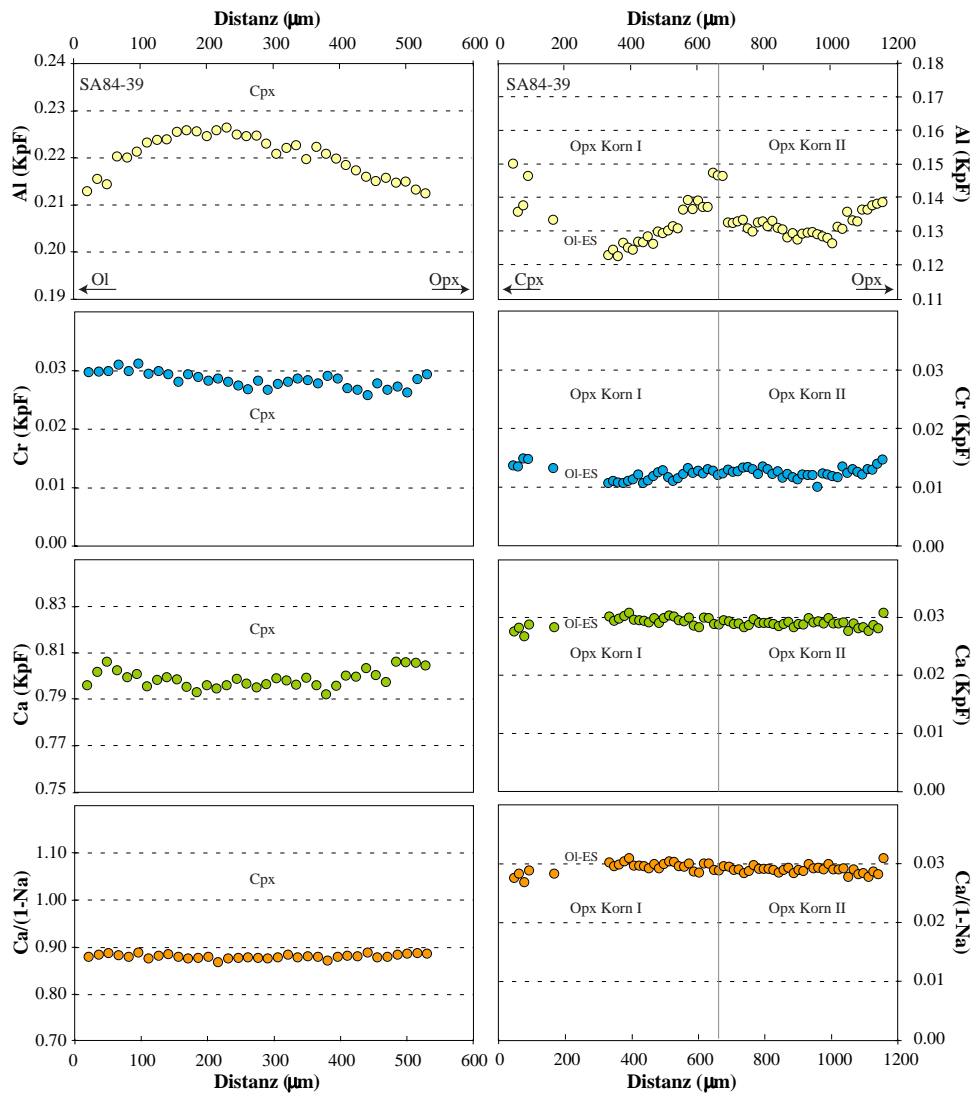
**Abb. 5-36.** Charakteristische Pyroxen-Zonierungsmuster im Xenolith SA84-123. In beiden Pyroxenen nehmen die Al-Gehalte vom Kern zum Rand ab. Typisch für Cpx ist ferner die leichte Zunahme im Ca-Gehalt bzw. im Ca/(1-Na)-Wert. Im Opx sind Ca-Gehalt und Ca/(1-Na) weitgehend konstant, können aber am äußersten Rand teilweise geringfügig zunehmen. Ursache der Zonierungsmuster könnte eine längere Abkühlung, gefolgt von einer relativ kurzen Aufheizung sein.

5.4.5.5. Spinell-Peridotit SA84-39 (Gruppe 2)

Beide Pyroxene enthalten geringe Mengen an Entmischungslamellen. Im Cpx nimmt der Al-Gehalt vom Kern zum Rand ab; die Opx-Körner weisen ein W-förmiges Al-Zonierungsmuster auf (Abb. 5–37). Der Cr-Gehalt ist im Cpx nahezu konstant; im Opx deutet sich wie beim Al ein W-förmiges Muster an. Die Ca-Gehalte und Ca\*-Werte sind in beiden Pyroxenen nahezu konstant. Diese Muster weisen auf eine ältere Abkühlung, gefolgt von einer Aufheizung mit weit gehender Äquilibrierung der Ca-Na-Gehalte hin.

Die mit den vier Pyroxen-Thermometern berechneten Temperaturwerte sind alle sehr konsistent und liegen zwischen 997 und 1067 °C (Tab. A.3–1). Demgegenüber sind die mit  $T_{\text{Ol-SplF79}}$  erhaltenen Werte (ca. 880 °C) deutlich tiefer. Die  $X_{\text{Mg}}$ -Zonierungsmuster der Spinellkörner (Anhang A.4) weisen auf eine kurze Aufheizung hin.

Für eine angenommene Temperatur von 1030 °C ergibt sich ein  $P_{\text{Ca-OlKB90}}$ -Druck von  $1.75 \pm 0.35$  GPa (Tab. A.3–5, Anhang A.3). Der Maximaldruck nach  $P_{\text{maxCWW86}}$  beträgt  $1.84 \pm 0.01$  GPa (Tab. A.3–4, Anhang A.3).



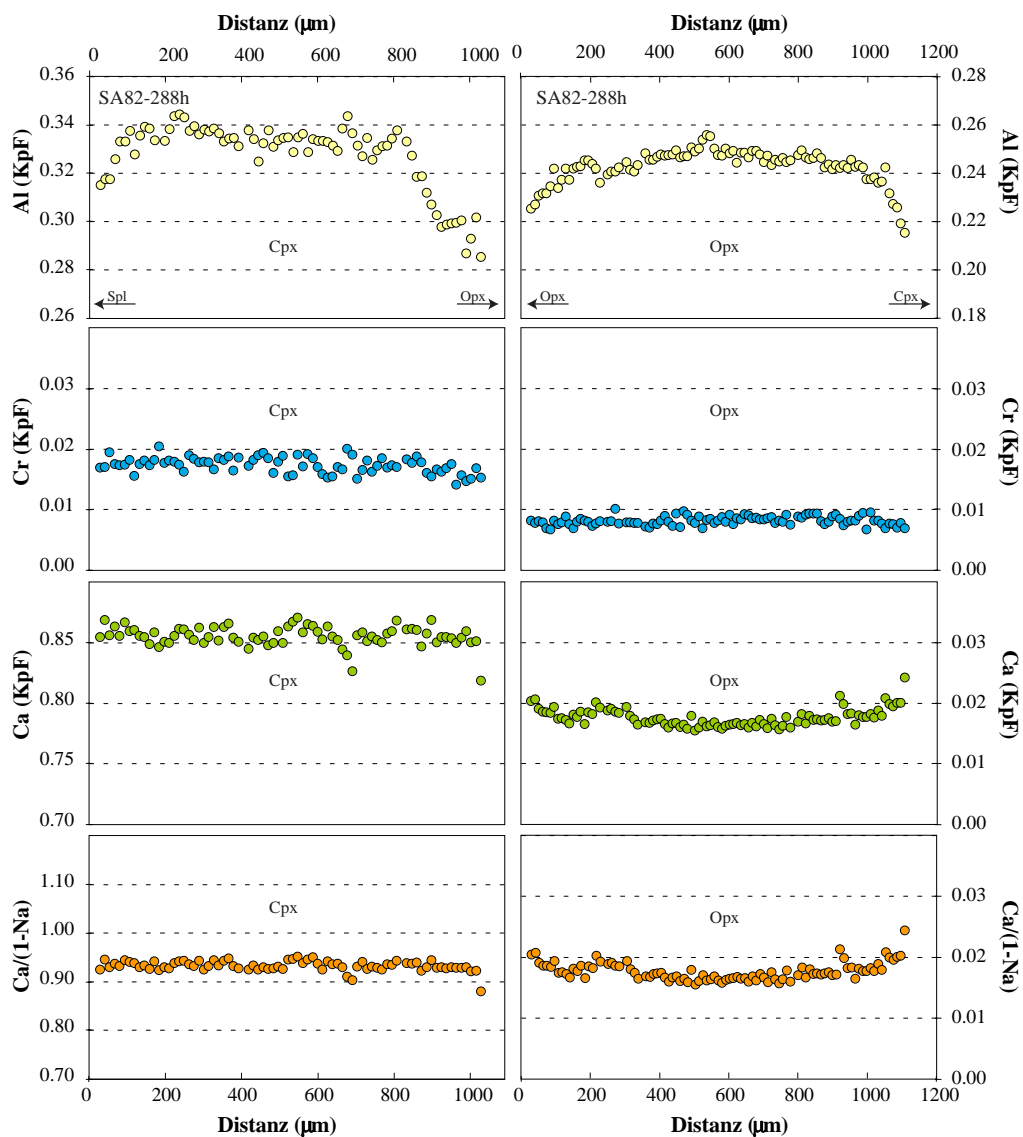
**Abb. 5–37.** Charakteristische Pyroxen-Zonierungen im Spinell-Peridotit SA84-39. Der W-förmige Verlauf des Al-Zonierungsmusters in Opx weist auf eine ältere Abkühlung gefolgt von einer Aufheizung hin.



5.4.5.6. Spinell-Websterit SA82-288h

Sowohl Cpx als auch Opx enthalten Entmischungslamellen. In beiden Pyroxenen nimmt der Al-Gehalt vom Kern zum Rand deutlich ab, während der Cr-Gehalt konstant ist (Abb. 5–38). Während Ca und Ca\* im Cpx konstant sind, zeigen beide Parameter im Opx eine leichte randwärts gerichtete Zunahme. Wahrscheinlich hat das Gestein eine frühe Abkühlung, gefolgt von einer kurzen Aufheizung, erlitten.

Die für die Pyroxenkerne berechneten Temperaturen nach den Thermometern  $T_{En-DiBK90}$ ,  $T_{NaBK90}$  und  $T_{Ca-OpxBK90}$  variieren in einem Bereich von 821 bis 903 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Für die Randbereiche ergeben sich teilweise etwas höhere Temperaturwerte (831 – 955 °C). Unerklärlicherweise liegen die  $T_{CrSAL99}$ -Werte für die Kern- und Randbereiche um ca. 200 °C höher (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Der nach Carroll Webb & Wood (1986) berechnete Maximaldruck liegt bei einer angenommenen Temperatur von 850 °C bei  $1.64 \pm 0.08$  GPa (Tab. A.3-4, Anhang A.3).



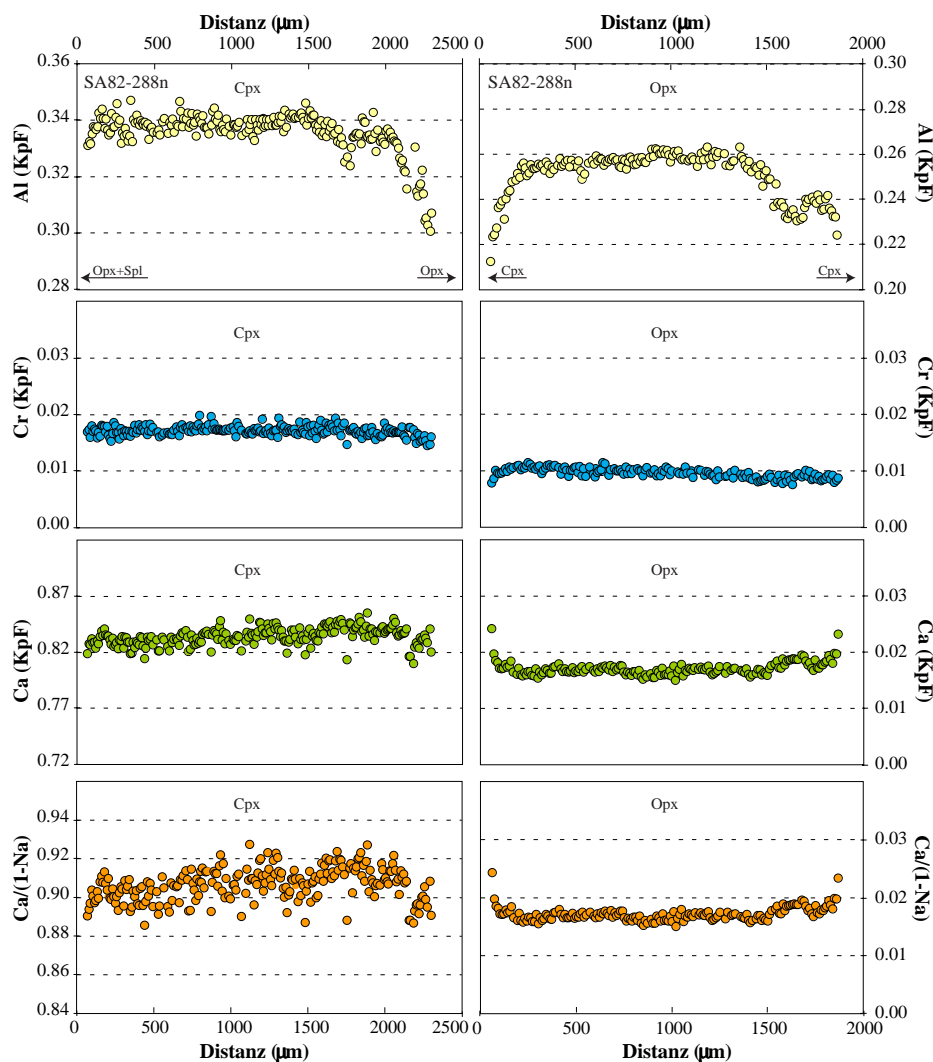
**Abb. 5–38.** Im Spinell-Websterit SA82-288h zeigen beide Pyroxene eine vom Kern zum Rand gerichtete Abnahme im Al-Gehalt, die auf eine frühere Abkühlungsphase hinweist. Während Ca und Ca/(1-Na) im Cpx konstant sind, nehmen sie im Opx zum Rand hin leicht zu, was durch eine relativ kurze Aufheizungsphase bedingt sein könnte.

5.4.5.7. Spinell-Websterit SA82-288n

Beide Pyroxene enthalten Entmischungslamellen und zeigen in ihren Kernbereichen nahezu konstante Al-Gehalte, die dann zum Rand hin meist deutlich abnehmen (Abb. 5–39). Die Cr-Gehalte variieren nur wenig in beiden Pyroxenen, können jedoch im Randbereich leicht abnehmen. Während der Ca-Gehalt und Ca\*-Wert in den Cpx-Körnern nahezu konstant sind, steigen beide Parameter in den Opx-Körnern zum Rand hin leicht an. Das Gestein hat zunächst eine Abkühlung erlebt, die von einer kurzen Aufheizung gefolgt wurde.

Die mit  $T_{En-DiBK90}$  und  $T_{Ca-OpxBK90}$  berechneten Temperaturen sind für die Randbereiche etwas höher als für die Kernbereiche (Abb. A.3–1). Die aus  $T_{NaBK90}$  resultierenden Temperaturwerte sind mit großen Unsicherheiten behaftet. Die mittels  $T_{CrSAL99}$  berechneten Temperaturen sind deutlich höher; eine Erklärung kann nicht gegeben werden.

Für angenommene Temperaturwerte von 860 °C ergibt sich mittels  $P_{maxCW86}$  ein Maximaldruck von  $1.56 \pm 0.10$  GPa (Tab. A.3–4, Anhang A.3).

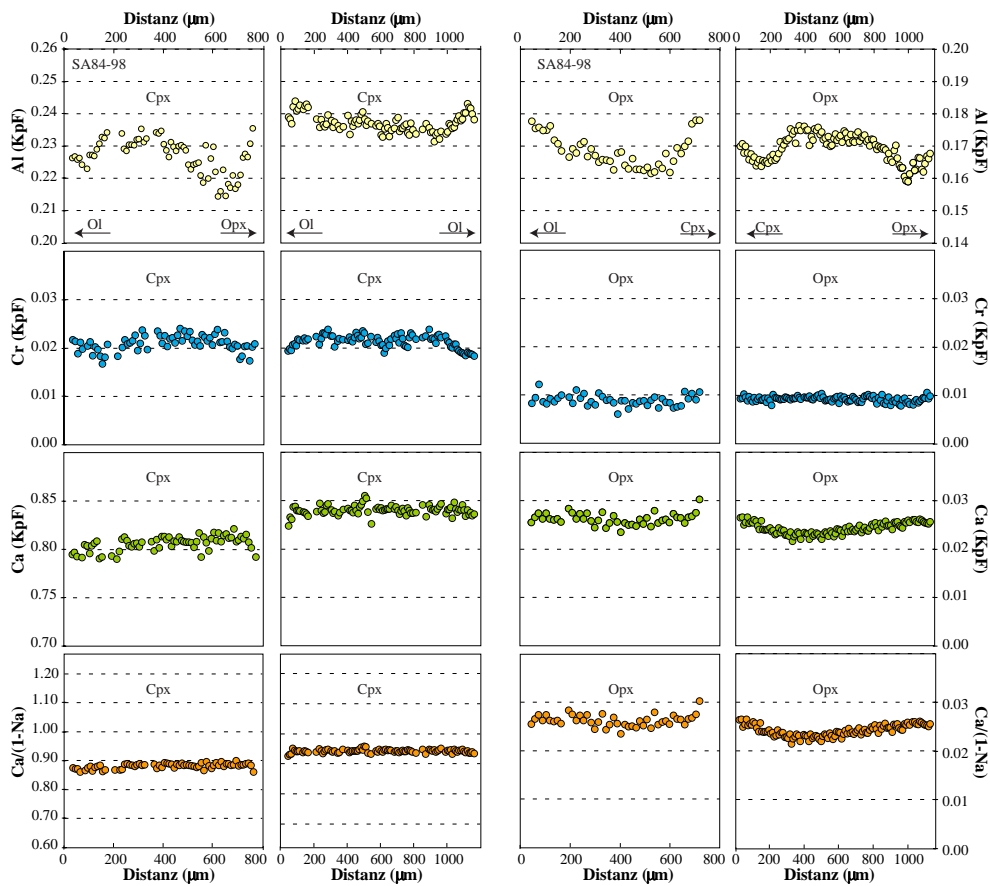


**Abb. 5–39.** Zonierungen der Pyroxene im Spinell-Websterit SA82-288n. Die Abnahme der Al-Gehalte in beiden Pyroxenen weist auf ein ältere Abkühlungsphase hin. Der in den Opx-Körnern zum Rand hin ansteigende Ca-Gehalt und Ca/(1-Na)-Wert könnte durch eine jüngere, relativ kurze Aufheizungsphase entstanden sein.

5.4.5.8. Spinell-Peridotit SA84-98 (Gruppe 1)

Entmischungslamellen wurden in beiden Pyroxenen beobachtet. In größeren Pyroxenkörnern nehmen die Al-Gehalte vom Kern zum Rand zunächst ab und dann wieder zu; in kleineren Kornquerschnitten ist oft nur die Zunahme sichtbar, wobei die Al-Gehalte im Kern dieser Körner den minimalen Al-Gehalten der größeren Querschnitte entsprechen (Abb. 5–40). Die Cr-Gehalte nehmen in größeren Cpx-Körnern vom Kern zum Rand leicht ab; im Opx sind sie „konstant“. Die Ca-Gehalte und Ca\*-Werte in den Cpx-Körnern sind nahezu konstant; manchmal nimmt der Ca\*-Wert zum Rand hin leicht ab. Die Opx-Körner weisen dagegen zum Rand hin zunehmende Ca-Gehalte und Ca\*-Werte auf. Diese Muster könnten ebenfalls durch eine frühere Abkühlung, gefolgt durch eine Aufheizung, entstanden sein.

Die mit den vier Pyroxen-Thermometern ermittelten Werte sind relativ konsistent und variieren zwischen 903 und 1014 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Die  $T_{\text{Ol-SplF79}}$ -Temperaturwerte liegen ebenfalls innerhalb dieses Bereichs. Temperaturberechnungen für die Zwischenbereiche (Tab. A.3-2) zeigen innerhalb des Fehlers keine Abkühlung an, obwohl diese in den Körnern noch sichtbar ist. Für eine angenommene Temperatur von 950 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3) ergibt sich aus den Ca-Gehalten im Kernbereich der Olivinkörner ein Druck von  $1.49 \pm 0.29$  GPa (Tab. A.3–5, Anhang A.3). Der mit  $P_{\text{maxCW86}}$  berechnete Maximaldruck beträgt  $1.64 \pm 0.01$  GPa (Tab. A.3–4, Anhang A.3).



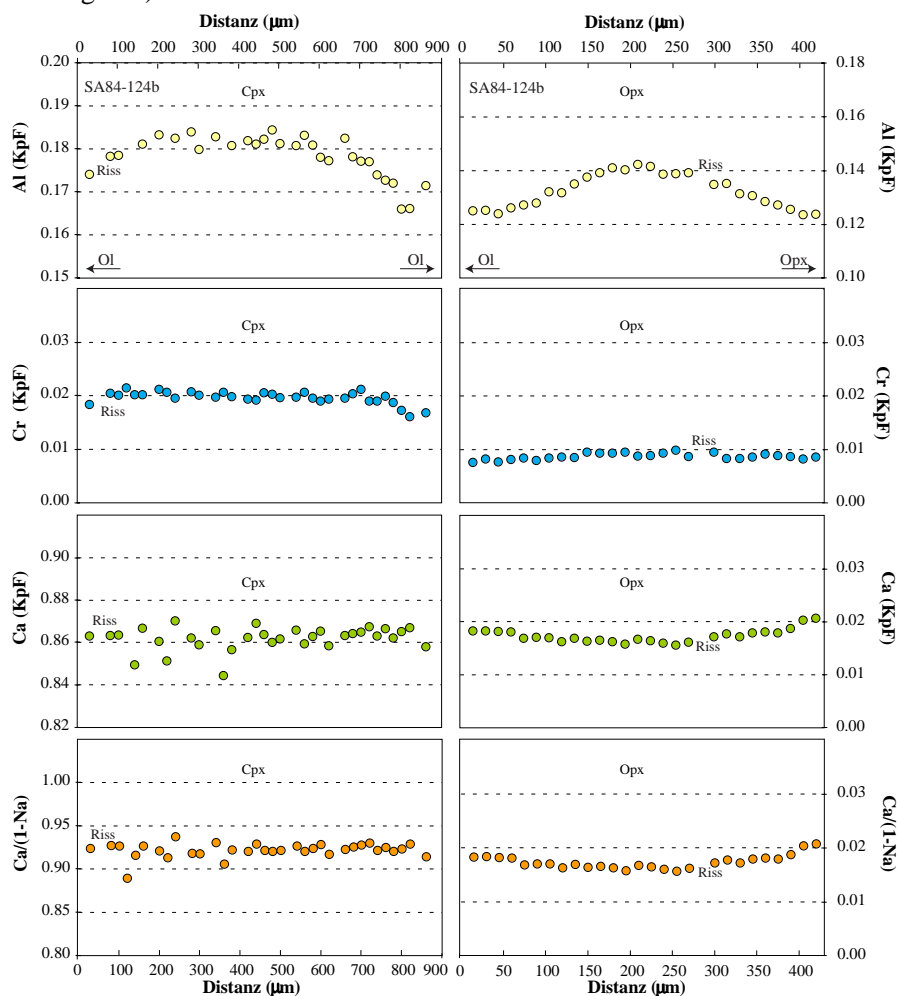
**Abb. 5–40.** Pyroxen-Zonierungsmuster des Xenoliths SA84-98. Sie lassen sich durch eine frühe Abkühlung gefolgt von einer Aufheizung erklären.

5.4.5.9. Spinell-Peridotit SA84-124b (Gruppe 1)

In beiden Pyroxenen sind Entmischungslamellen selten. Die Al-Gehalte nehmen von innen nach außen ab (Abb. 5–41), was auf eine frühere Abkühlung hinweist. Gleiche Trends zeigen die Cr-Zonierungen. Im Cpx sind die Ca-Gehalte und der Ca\*-Wert konstant; im Opx steigen dagegen beide Parameter zum Rand hin leicht an, was möglicherweise durch eine späte kurze Aufheizungsphase bedingt ist. Auch die  $X_{Mg}$ -Zonierungen der Spinellkörner sprechen für eine späte Aufheizung.

Die mittels  $T_{En-DiBK90}$  und  $T_{Ca-OpxBK90}$  berechneten Temperaturen liegen in einem engen Intervall zwischen 884 und 914 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Die deutlich höheren Werte, die mit  $T_{NaBK90}$  und  $T_{CrSAL99}$  erhalten wurden, sind mit erheblich größeren Unsicherheiten behaftet. Es findet sich kein Hinweis mehr auf die frühe Abkühlung. Die aus den Ca\*-Zonierungen im Opx vermutete späte Aufheizung wird auch in den  $T_{Ol-SplF79}$ -Temperaturen für die Kern- und Randbereiche der Körner deutlich (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Die Ca-Profile über Olivinkörner sind allerdings bis auf die alleräußersten Bereiche (< 20 µm) flach.

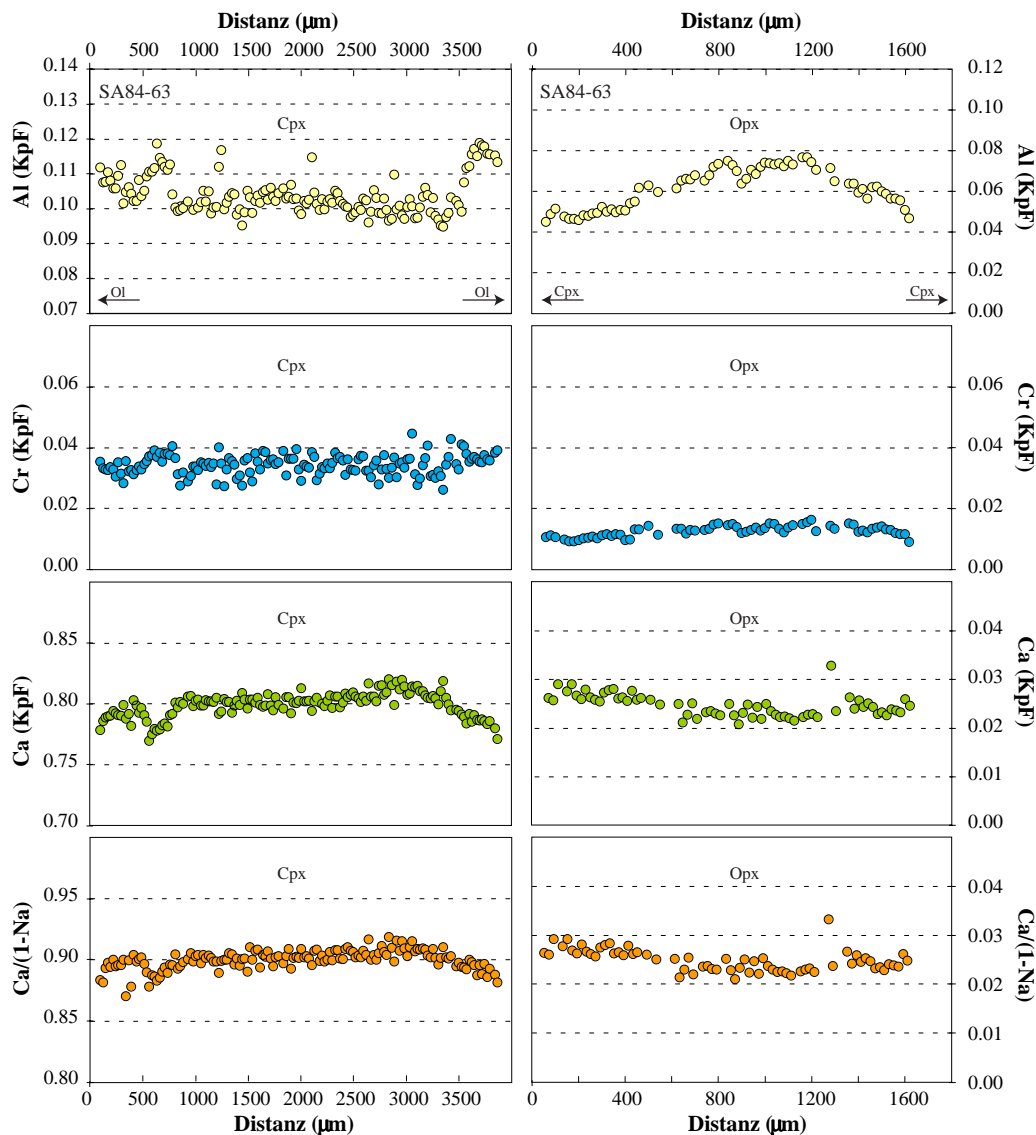
Für eine Temperatur von 884 °C (Tab. A.3–5, Anhang A.3) ergibt sich ein  $P_{Ca-OlKB90}$ -Druck von  $1.73 \pm 0.46$  GPa. Der Maximaldruck nach Carroll Webb & Wood (1986) beträgt  $1.62 \pm 0.01$  GPa (Tab. A.3–4, Anhang A.3).



**Abb. 5–41.** Chemische Profile durch Pyroxenkörner des Xenoliths SA84-124b. Fallende Al-Gehalte in beiden Pyroxenen dokumentieren eine frühere Abkühlung, während zum Rand hin steigende Ca-Gehalte und Ca/(1-Na)-Werte im Opx wohl durch eine späte kurze Aufheizung entstanden sind.

5.4.5.10. Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit SA84-63

Die Opx-Körner dieses Gesteins weisen vom Kern zum Rand abnehmende Al-Gehalte auf (Abb. 5–42), was auf eine ältere Abkühlung hindeutet. Allerdings zeigen manche größeren Cpx-Körner nahezu konstante Al-Gehalte, die sogar am äußeren Rand zunehmen können. Auch die Cr-Zonierungsprofile weisen auf eine Abkühlung hin: Während in den Cpx-Körnern keine Zonierung festzustellen ist, nehmen die Cr-Gehalte in den Opx-Körnern vom Kern zum Rand leicht ab. Ca-Gehalt und Ca\*-Wert im Cpx nehmen vom Kern zum Rand der Körner ab; dagegen sind die Opx-Körner durch konstante Ca-Gehalte und zum Rand hin leicht ansteigende Ca\*-Werte charakterisiert. Eine Interpretation dieser Zonierungsmuster ist nicht einfach. Sie könnten aber durch eine frühere Abkühlung (auch durch das Vorhandensein von Entmischungslamellen belegt), gefolgt von einer Aufheizung entstanden sein.

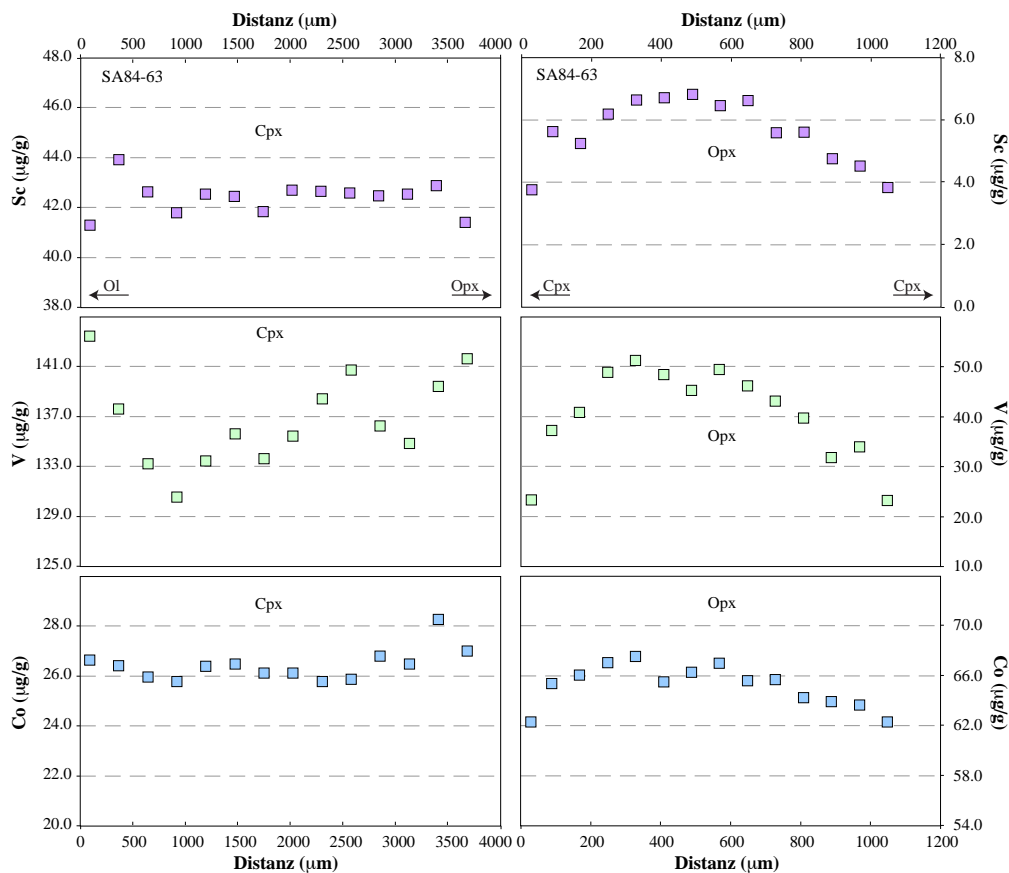


**Abb. 5–42.** Pyroxen-Zonierungen im Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit SA84-63. Eine eindeutige Interpretation dieser Muster ist nicht möglich. Eventuell sind sie durch eine frühe Abkühlung mit anschließender weit gehender Äquilibration, gefolgt von einer Aufheizung entstanden.

Auch die Zonierungsmuster von Sc, V und Co sind komplex und lassen sich nicht leicht interpretieren (Abb. 5–43). Am ehesten deuten die im Randbereich der Cpx-Körner ansteigenden, in den Opx-Körnern jedoch abnehmenden V-Gehalte auf eine Abkühlung hin. Mit einer solchen Abkühlung sind auch die Sc-Zonierungsmuster der Opx-Körner kompatibel. Berechnete Temperaturen anhand des  $T_{ScSAL99}$  und des  $T_{VSAL99}$  belegen diese Abkühlung (Tab. A.3-3, Anhang A.3).

Die spätere Aufheizung dokumentiert sich auch in den  $T_{En-DiBK90^-}$ ,  $T_{Ca-OpxBK90^-}$ ,  $T_{ScSAL99^-}$ ,  $T_{VSAL99^-}$  und  $T_{Ol-SplIF79^-}$ -Temperaturen (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Die  $T_{CrSAL99^-}$ -Werte für die Pyroxenränder sind unerklärlicherweise sehr niedrig.

Für eine Temperatur von 980 °C ergibt sich ein mit  $P_{maxCW86}$  berechneter Maximaldruck von  $2.94 \pm 0,01$  GPa (Tab. A.3-4, Anhang A.3).



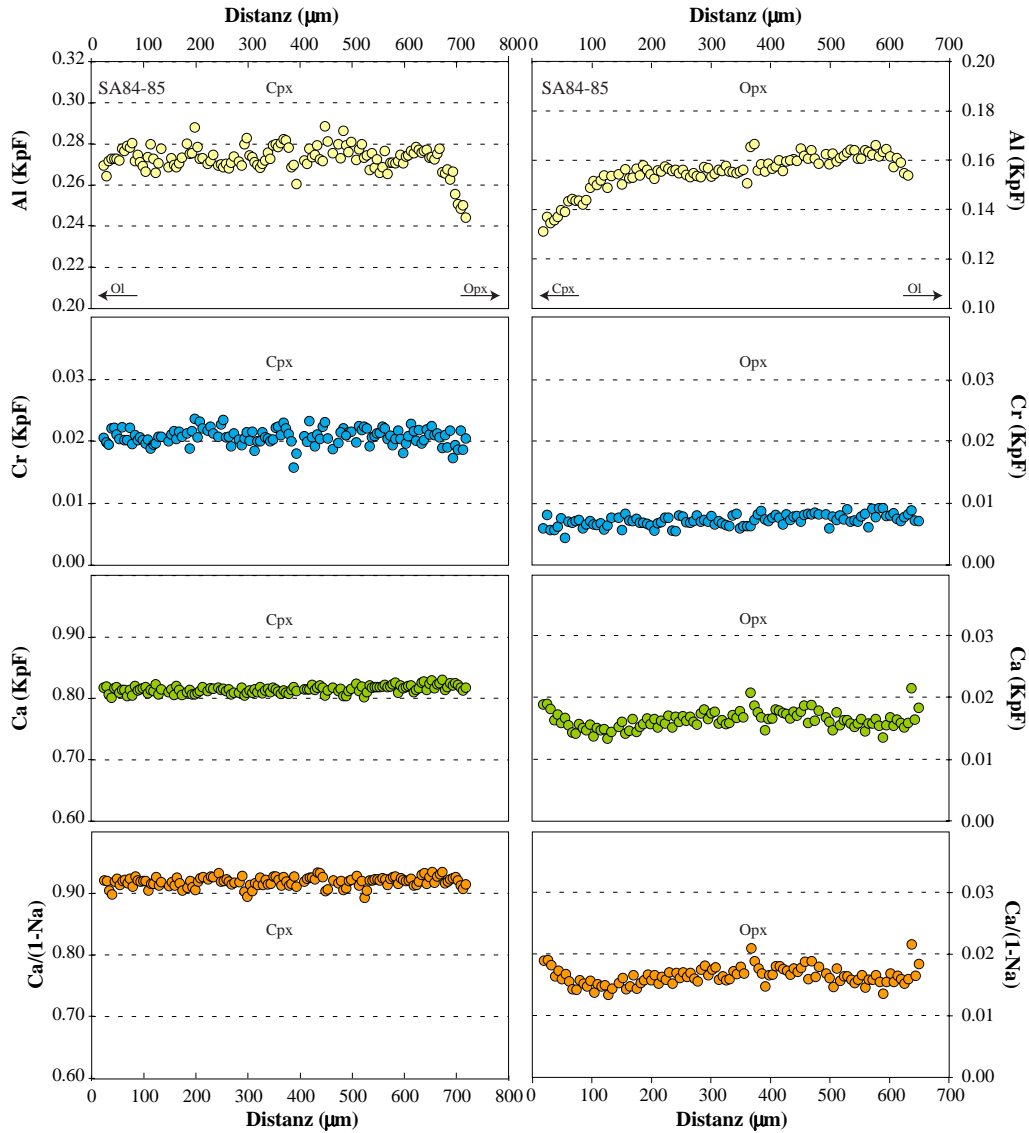
**Abb. 5–43.** Die fallenden Sc- und V-Gehalte im Opx des Spl-Prg-Phl-Ol-Websterits (SA84-63), sowie die steigenden V-Gehalte im Cpx deuten auf eine Abkühlung hin. Die Sc- und Co-Gehalte im Cpx sind nicht eindeutig zoniert.

#### 5.4.5.11. Spinell-Peridotit SA84-85 (Gruppe 1)

Nur Cpx enthält geringe Mengen von Opx-Entmischungslamellen. Beide Pyroxene weisen noch eine leichte randwärts gerichtete Abnahme der Al-Gehalte auf (Abb. 5–44). Die Cr-Gehalte sind in beiden Pyroxenen konstant. Im Cpx sind Ca und Ca\* nahezu konstant, während im Opx beide Parameter vom Kern zum Rand zunächst leicht ab- und dann wieder zunehmen. Auch diese Muster sind durch eine auf eine Abkühlung folgende (kurze) Aufheizung zu erklären.

Alle berechneten Temperaturwerte liegen innerhalb eines relativ engen Intervalls von ca. 786 bis 886 °C, abgesehen von dem mit einer großen Unsicherheit behafteten  $T_{\text{NaBK90}}$ -Wert für die Randbereiche der Pyroxene (Tab. A.3-1, Anhang A.3). Die  $X_{\text{Mg}}$ -Zonierungsprofile der Spinellkörner sind flach.

Für eine Temperatur von 870 °C ergibt sich ein  $P_{\text{Ca-OIKB90}}$ -Druck von  $1.22 \pm 0.36$  GPa. Der Maximaldruck [ $P_{\text{maxCCW86}}$ ] beträgt  $1.54 \pm 0.01$  GPa (Tab. A.3-5, Tab. A.3-4, Anhang A.3).



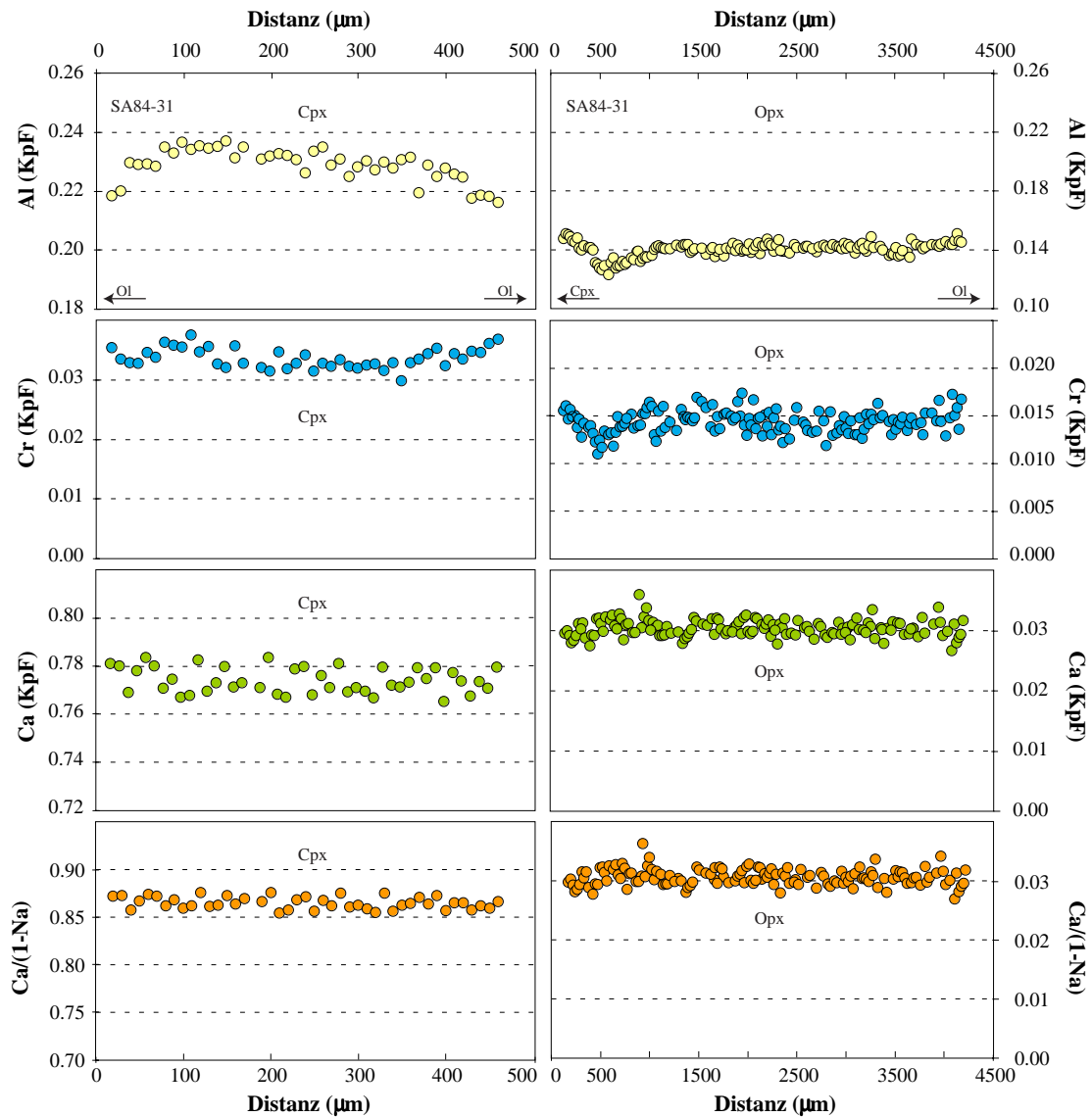
**Abb. 5-44.** Pyroxen-Zonierungen im Spinell-Peridotit SA84-85. Vom Kern zum Rand abnehmende Al-Gehalte in beiden Pyroxenen und das W-förmige Muster von Ca/(1-Na) im Opx weisen auf eine frühe Abkühlung und eine spätere Aufheizung hin.



5.4.6. Xenolithe mit komplexen Pyroxen-Zonierungsmustern

5.4.6.1. Spinell-Peridotit SA84-31 (Gruppe 2)

Während Ca und Ca\* in beiden Pyroxenen konstant sind, nimmt der Al-Gehalt im Cpx vom Kern zum Rand hin ab (Abb. 5–45). Im Opx ist er zunächst konstant, nimmt aber am äußeren Rand wieder zu. Die Cr-Gehalte sind nahezu konstant bzw. zeigen unsystematische kleinere Variationen.



**Abb. 5–45.** Pyroxen-Zonierungen im Spinell-Peridotit SA84-31. Abgesehen von Schwankungen im Al-Gehalt in beiden Pyroxenen hat eine weit gehende Äquilibrierung stattgefunden, die durch konstante Ca-Gehalte und Ca/(1-Na)-Werte dokumentiert ist.

Diese Muster sind nicht eindeutig zu erklären. Entmischungslamellen sind in den Pyroxenen äußerst selten und winzig. Unabhängig von der Vorgeschichte hat jedoch offensichtlich eine weit gehende Äquilibrierung stattgefunden. Diese wird auch in den berechneten Temperaturen deutlich. Die mittels  $T_{En-DiBK90}$  und  $T_{Ca-OpxBK90}$  erhaltenen Temperaturen für die Kern- und Randbereiche der Pyroxenkörner variieren in relativ engen Grenzen zwischen ca. 1000 und 1022 °C (Tab. A.3–1,

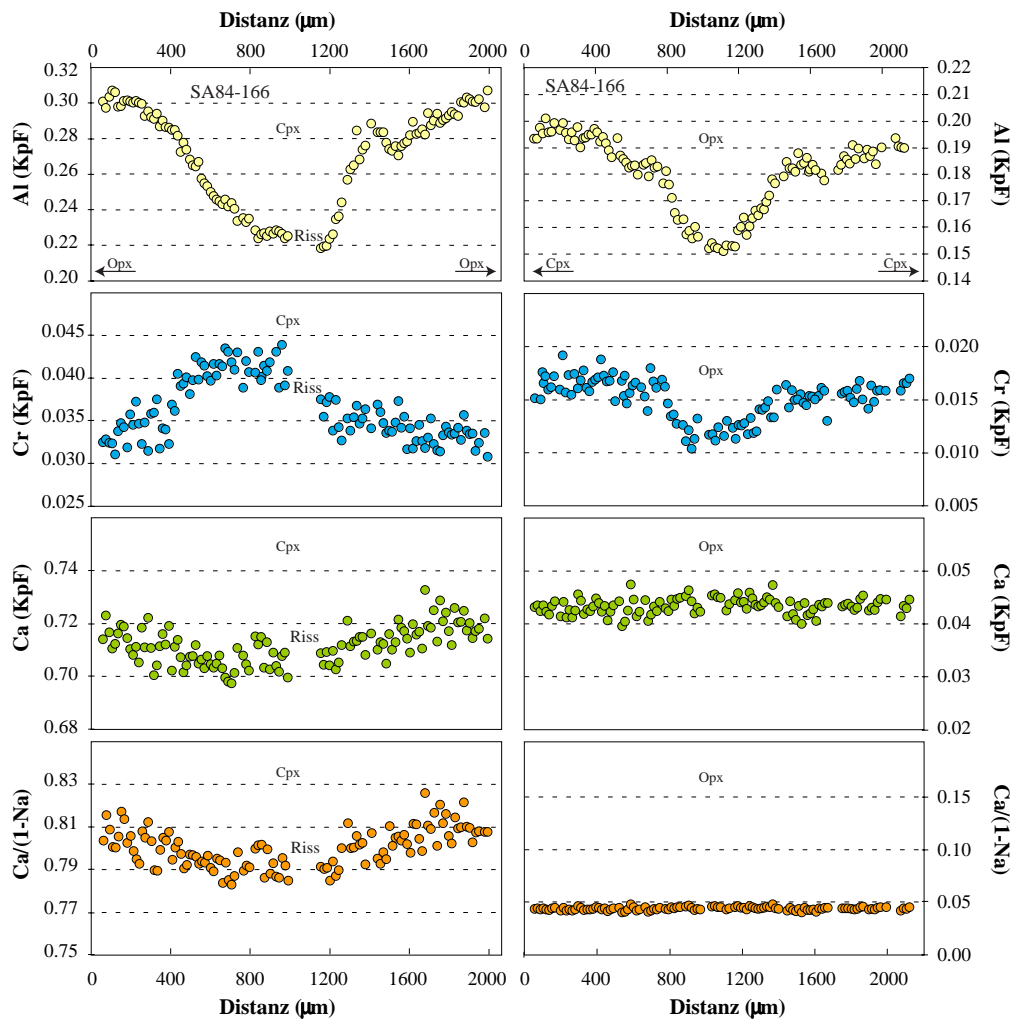
Anhang A.3). Die  $T_{CrSAL99}$ -Werte liegen etwas tiefer, die  $T_{NaBK90}$ -Werte etwas höher, wobei beide mit größeren Unsicherheiten behaftet sind. Die  $T_{Ol-SplF79}$ -Temperaturen liegen wiederum deutlich tiefer als die mit den Pyroxen-Thermometern berechneten (Tab. A.3–1, Anhang A.3).

Für eine Temperatur von 1020 °C ergibt sich mittels  $P_{Ca-OIKB90}$  ein Druck von  $1.47 \pm 0.23$  GPa (Tab. A.3–5, Anhang A.3). Der mit  $P_{maxCCW86}$  berechnete Maximaldruck beträgt  $1.91 \pm 0.04$  GPa (Tab. A.3–4, Anhang A.3).

#### 5.4.6.2. Spinell-Peridotit SA84-166 (Gruppe 4)

In beiden Pyroxenen, die frei von Entmischungslamellen sind, nimmt der Al-Gehalt vom Kern zum Rand der Körner zunächst deutlich zu und flacht dann gegen den Rand zu ab (Abb. 5–46). Im Stabilitätsfeld von Spinell-Peridotit sind solche Muster nur durch eine beträchtliche Temperaturzunahme erklärbar. Auch die Cr-Zonierungen weisen auf eine deutliche Aufheizung hin: In den Cpx-Körnern nehmen die Cr-Gehalte von innen nach außen stark ab, im Opx dagegen deutlich zu, wobei auch hier im Randbereich eine Abflachung erkennbar ist. Im scheinbaren Widerspruch hierzu sind aber die Ca- und Ca\*-Zonierungen relativ flach. Während diese Parameter im Cpx zum Rand hin leicht zunehmen, was einer Temperaturabnahme entspricht, sind sie im Opx konstant. Sucht man nach einer Erklärung für diese auf den ersten Blick einander widersprechenden Zonierungsmuster, so gilt es zu beachten, dass es sich bei diesem Xenolith um einen ungewöhnlich Fe-reichen Spinell-Peridotit handelt (vgl. Kapitel 4). Solche Gesteine entstehen im Erdmantel z.B. durch metasomatische Überprägung normaler Peridotite im unmittelbaren Kontaktbereich pyroxenitischer Gänge. Es wäre demnach denkbar, dass das Gestein durch intrudierte basaltische Schmelzen metasomatisch und thermisch überprägt wurde. Während der Aufheizung wurde Al wegen seiner geringeren Diffusivität nicht homogenisiert, während Mg, Fe, Ca und Na in beiden Pyroxenen homogenisiert wurden. Die jetzt vorhandenen Zonierungen von Ca und Ca\* könnten das Resultat der sich an das metasomatisch-thermische Ereignis anschließenden Abkühlung sein.

Die Ergebnisse der thermobarometrischen Berechnungen stützen die oben vermutete thermische Entwicklung. Die frühe Aufheizung ist noch in den  $T_{CrSAL99}$ -Werten (Kerne:  $891 \pm 54$  °C; Ränder:  $1092 \pm 102$  °C) dokumentiert (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Alle anderen Pyroxen-Thermometer liefern konsistente „Kern- und Randtemperaturen“ zwischen ca. 1105 und 1145 °C. Die mittels  $T_{Ol-SplF79}$  erhaltenen Temperaturwerte sind (abkühlungsbedingt?) deutlich tiefer (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Für eine angenommene Temperatur von 1120 °C liegt der mit  $P_{maxCWW86}$  berechnete Maximaldruck bei  $1.94 \pm 0.01$  GPa (Tab. A.3–4, Anhang A.3).



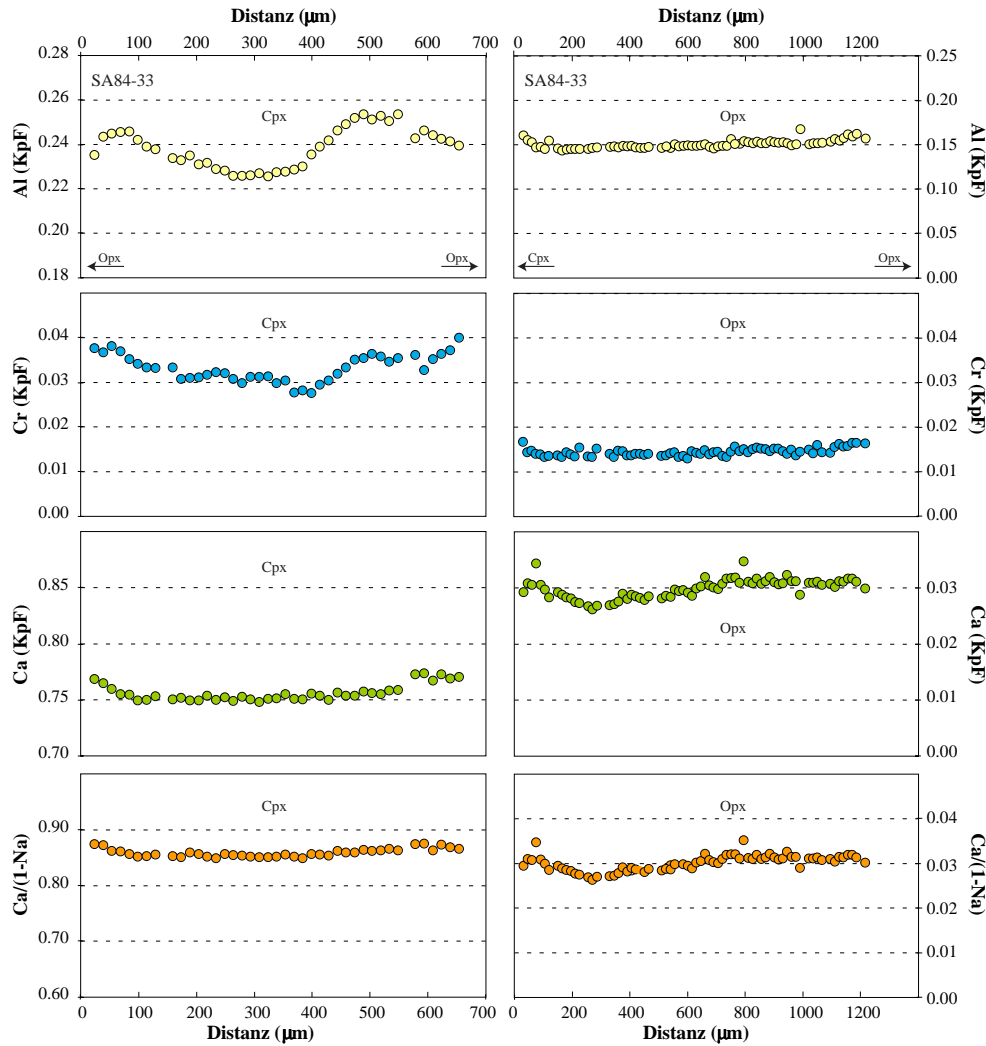
**Abb. 5–46.** Pyroxen-Zonierungsmuster im Fe-reichen Spinell-Peridotit SA84-166. Siehe Text für weitere Erklärungen.

### 5.3.6.3. Spinell-Peridotit SA84-33 (Gruppe 2)

Die Pyroxen-Zonierungsmuster dieses Xenoliths lassen sich nicht zufrieden stellend deuten. Während die Al-Gehalte im Cpx vom Kern zum Rand zunächst zu- und dann wieder abnehmen, zeigen sie im Opx nur eine randliche Zunahme (Abb. 5–47). Die Cr-Gehalte nehmen im Cpx deutlich und im Opx nur ganz leicht zu. Ca und Ca\* nehmen im Cpx im Randbereich zu. Im Opx sind beide Parameter mehr oder weniger konstant bzw. nehmen auch leicht von innen nach außen zu. Insgesamt ist das Ausmaß der Heterogenität relativ gering. Geht man von den Cpx-Zonierungen aus, so kann man annehmen, dass nach einer Aufheizung eine Abkühlung stattgefunden hat. Das Vorhandensein von geringen Mengen an Entmischungslamellen in beiden Pyroxenen belegt eine Abkühlung.

Bei den meisten Pyroxen-Thermometern sind die für die Randbereiche ermittelten Werte etwas niedriger als die für die Kernbereiche (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Mit  $T_{CrSAL99}$  ergeben sich jedoch für die Kern- und Randbereiche im Rahmen der Unsicherheiten gleiche Temperaturwerte von ca. 1000 °C. Die  $T_{OI-Sp1F79}$ -Temperaturen sind um ca. 140 °C tiefer als die mit den anderen Thermometern erhaltenen (Tab. A.3–1, Anhang A.3).

Für eine angenommene Temperatur von 1039 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3) ergibt sich mit  $P_{\text{Ca-OIKB90}}$  ein Druck von  $1.50 \pm 0.35$  GPa. Der Maximaldruck nach Carroll Webb & Wood (1986) beträgt  $1.92 \pm 0.01$  GPa.

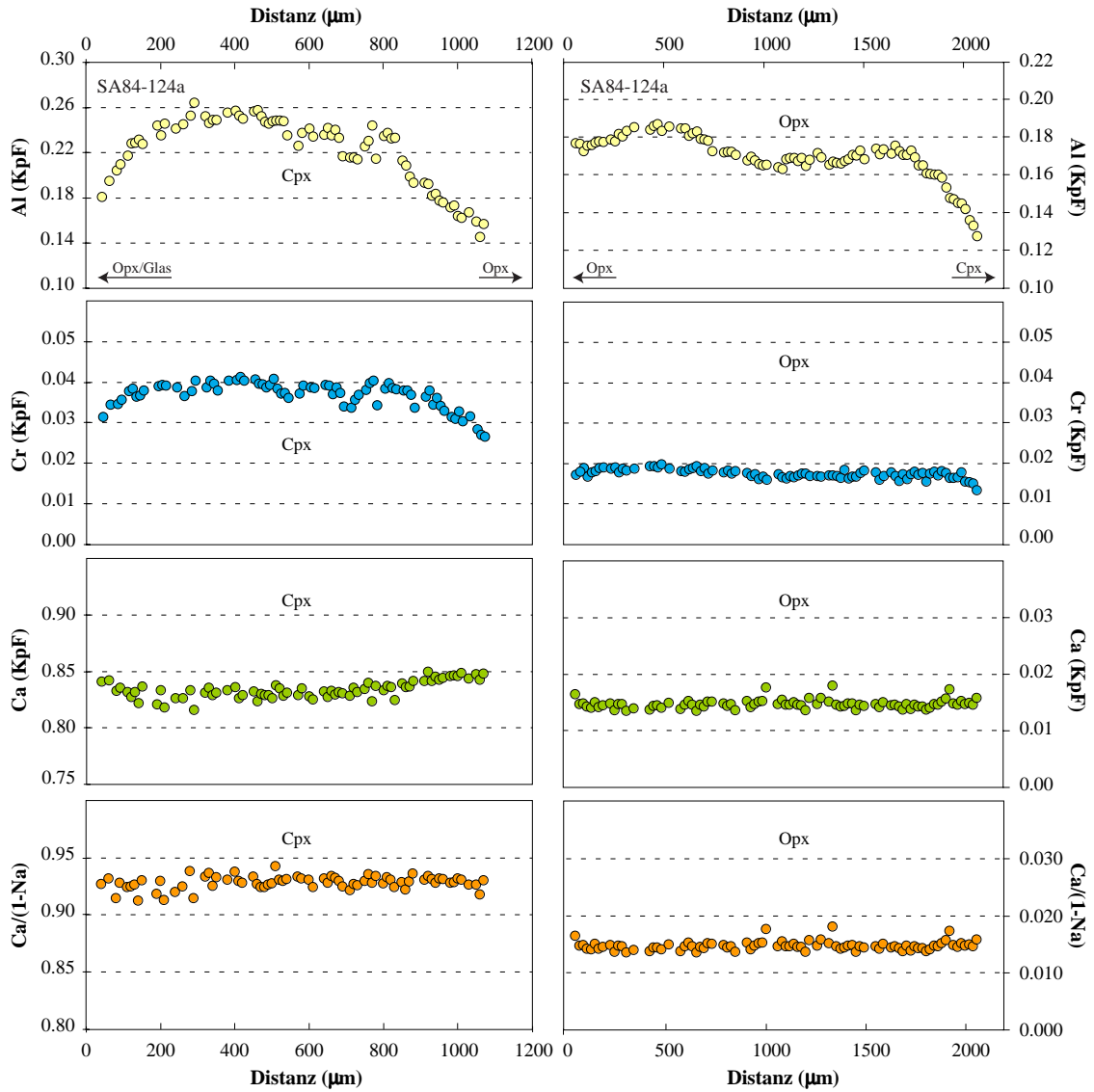


**Abb. 5–47.** Chemische Zonierungen der Pyroxene im Xenolith SA84-33. Es kann keine zufrieden stellende Erklärung für die komplexen Zonierungsmuster angeboten werden.

#### 5.4.6.4. Spl-Cpx-Orthopyroxenit SA84-124a

Während im Opx die Al-Gehalte vom Kern zum Rand zunächst leicht zunehmen und danach wieder leicht abnehmen, sind sie im Kernbereich der Cpx-Körner zunächst konstant und nehmen dann zum Rand hin leicht ab (Abb. 5–48). Diese Muster könnten durch eine Aufheizung und eine spätere Abkühlung entstanden sein. Die Cr-Zonierungen der Cpx- und Opx-Körner zeigen unsystematische Variationen. Die Ca-Gehalte und  $\text{Ca}^*$ -Werte in beiden Pyroxenen sind konstant. Auch hier wird ein Abkühlungsereignis durch das Vorhandensein geringer Mengen an Pyroxen-Entmischungslamellen dokumentiert.

Im Rahmen der Unsicherheiten liefern die drei Pyroxen-Thermometer von Brey & Köhler (1990) nahezu gleiche Temperaturwerte zwischen 798 und 875 °C für die Kern- und Randbereiche der Körner (Tab. A.3–1, Anhang A.3). Für die hohen  $T_{CrSAL99}$ -Werte gibt es keine nahe liegende Erklärung.



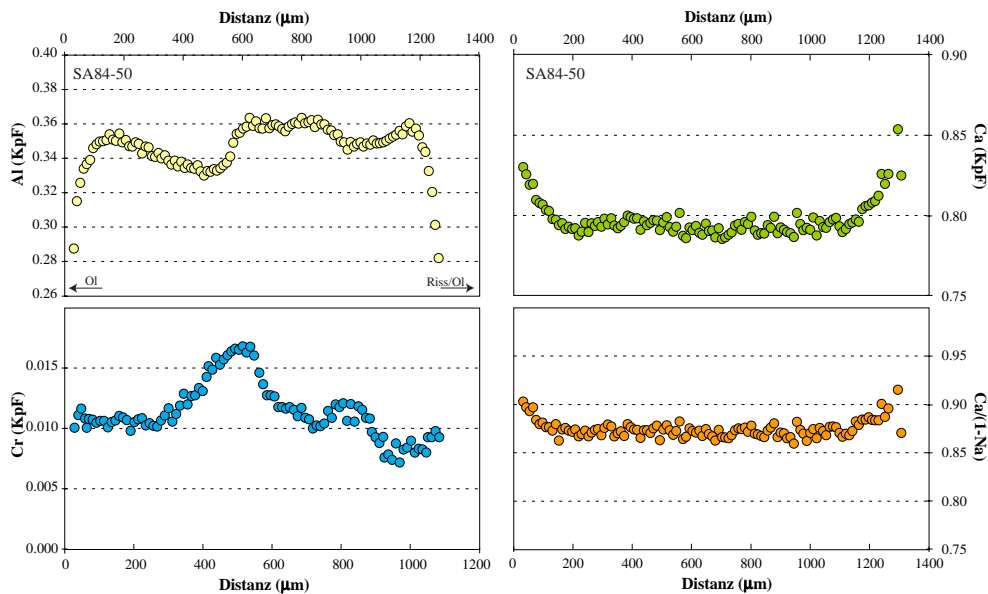
**Abb. 5–48.** Pyroxenzonierungen im Spl-Cpx-Orthopyroxenit SA84-124a. Die Muster lassen sich am besten durch eine frühe Aufheizung, gefolgt von einer Abkühlung mit weit gehender Äquilibrierung erklären. Das Cpx-Profil könnte durch Schnitteffekte beeinflusst sein (fehlende Kernzone).

### 5.4.7. Clinopyroxen-Zonierungen in Xenolithen ohne Orthopyroxen

#### 5.4.7.1. Spinell-Olivin-Clinopyroxenit SA84-50

Die Clinopyroxenkörner dieses Opx-freien Xenoliths enthalten keine Opx-Entmischungslamellen, weisen jedoch einen deutlich ausgeprägten Zonarbau auf (Abb. 5–49). Während Al und auch Cr im Kernbereich unsystematisch variieren und dann zum Rand hin abnehmen, sind Ca und Ca\* im Kern konstant und steigen zum Rand hin an. Obwohl Opx fehlt, könnten diese Zonierungen das Resultat einer Abkühlung sein.

Da das Gestein keinen Opx besitzt, konnten die 2-Px-Thermometer nicht angewendet werden. Die  $T_{\text{Spl-OlF79}}$ -Temperaturen sind für Kern- und Randbereiche identisch und liegen bei ca. 770 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3).



**Abb. 5–49.** Zonierungen der Cpx-Körner im Spl-Ol-Clinopyroxenit SA84-50. Es ist zu beachten, dass das Gestein keinen Opx enthält.

#### 5.4.7.2. Spinell-Wehrlit SA82-288c

Die Clinopyroxenkörner dieses Xenoliths sind frei von Entmischungslamellen und zeigen keine einheitliche Zonierung. Manche Körner sind im Kernbereich homogen (Abb. 5-50), weisen aber am äußeren Rand (< 200 µm) eine Zunahme von Al und eine Abnahme von Ca\* auf, andere Körner sind eher unsystematisch zioniert.

Die  $T_{\text{Spl-OlF79}}$ -Temperaturen für diesen Xenolith liegen bei ca. 930 °C (Tab. A.3–1, Anhang A.3).

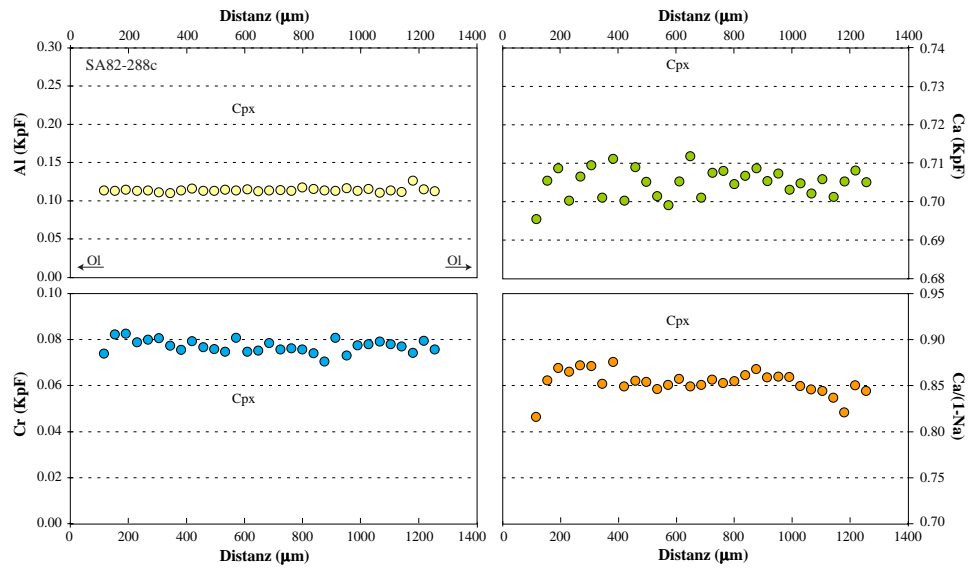


Abb. 5–50. Zonierungen der Cpx-Körner im Spinell-Wehrlit SA82-288c.

## 6. DARSTELLUNG MÖGLICHER GEOTHERMEN UNTER DEM HARRAT UWAYRID

Der Wärmetransfer innerhalb der Erde kann auf drei verschiedene Arten erfolgen, nämlich:

- *Konduktiv*, d.h., die Wärme wird im festen Mineral-/Gesteinsverband weitergeleitet; dies wird auch als Gitter- oder Phononenleitung bezeichnet (Balling & Decker 1995). In der Lithosphäre liegt die Rate der Konduktion bei ca. 1 km in 1 Ma, bzw. 1 mm/a. Erfolgt der Wärmetransport durch Konduktion, so ist es möglich, Rückschlüsse auf die stoffliche Zusammensetzung des Gesteinsmaterials zu ziehen (Balling & Decker 1995).
- *Konvektiv*, d.h., es findet eine Konvektion statt. Heißes Material dehnt sich aus, hat somit eine geringere Dichte im Vergleich zum umgebenden kälteren Material und steigt in kältere Bereiche auf, erwärmt diese unter Abgabe von Eigenwärme und sinkt auf Grund zunehmender Dichte während der Abkühlung wieder ab. Besonders im Bereich des äußeren flüssigen Erdkerns, aber auch im nicht-lithosphärischen Erdmantel finden derartige Konvektionen statt.
- *Advektiv*, d.h., es kommt zur Intrusion von heißem Magma oder heißen Fluidphasen und somit zur Aufwärmung des intrudierten bzw. infiltrierten Gesteins.

Innerhalb der Lithosphäre erfolgt der Wärmetransport zur Erdoberfläche überwiegend konduktiv oder in geringerem Maße auch advektiv (Chapman 1986). Für einen konduktiven Wärmetransport durch die Erdoberfläche, der auch als Wärmefluss oder Wärmestromdichte bezeichnet wird, gilt:

$$Q = -k(\partial T/\partial z)$$

mit  $Q$  = Wärmefluss oder Wärmestromdichte ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $k$  = thermische Leitfähigkeit ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ) und  $\partial T/\partial z$  = Temperaturgradient ( $\text{K m}^{-1}$ ).

Im stationären Fall konstanter Wärmeleitung (*steady state heat transfer*), d.h. bei zeitlicher Temperaturkonstanz ( $\partial T/\partial t = 0$ ), gilt nach Chapman (1986) die Poisson-Gleichung:

$$\partial^2 T/\partial z^2 = -A/k$$

mit  $T$  = Temperatur (K),  $z$ : Tiefe (m) und  $A$  = Wärmeproduktion ( $\mu\text{W/m}^3$ ).

Die thermische Leitfähigkeit  $k$  verändert sich mit der Gesteinszusammensetzung, mit der Temperatur (invers) und dem Druck (direkt) (Pollack & Chapman 1977; Chapman 1986). In der Lithosphäre variiert die Wärmeproduktion  $A$  mit der Tiefe und mit der Verteilung von radiogenen Isotopen (Chapman 1986).

Die allgemeine Temperaturverteilung mit der Tiefe innerhalb der Lithosphäre wird als *Geotherme* bezeichnet (Pollack & Chapman 1977; Chapman 1986). Um Geothermen innerhalb der Lithosphäre bestimmen zu können, wird der an der Erdoberfläche gemessene Wärmefluss in die Tiefe extrapoliert (Chapman 1986). Falls dies unter der Annahme eines rein konduktiven Wärmetransports, sowie mit Berücksichtigung der Tiefenverteilung von Wärmeproduktion und Wärmeleitfähigkeit der Gesteine geschieht, so kann man von einer *steady-state Modell-Geotherme* sprechen (Pollack & Chapman 1977; Chapman 1986). *Steady-state* bedeutet somit auch, dass der Oberflächenwärmefluss zum einen im Gleichgewicht steht mit dem Wärmefluss an der Basis der Lithosphäre und zum anderen mit der Wärmeproduktion durch radiogene Isotope (Pollack & Chapman 1977; Chapman 1986).



Generell gilt für alle nach Chapman (1986) bestimmten Modell-Geothermen, dass sie von einem gemeinsamen Temperaturpunkt an der Erdoberfläche divergieren und beim Schneiden des Asthenosphärenadiabaten (AAC, McKenzie & Bickle 1989) wieder konvergieren. Zudem sind konstante Temperaturgradienten in der Unterkruste, sowie langsam abnehmende Gradienten im lithosphärischen Mantel Voraussetzung, um Modell-Geothermen zu erstellen (Chapman 1986).

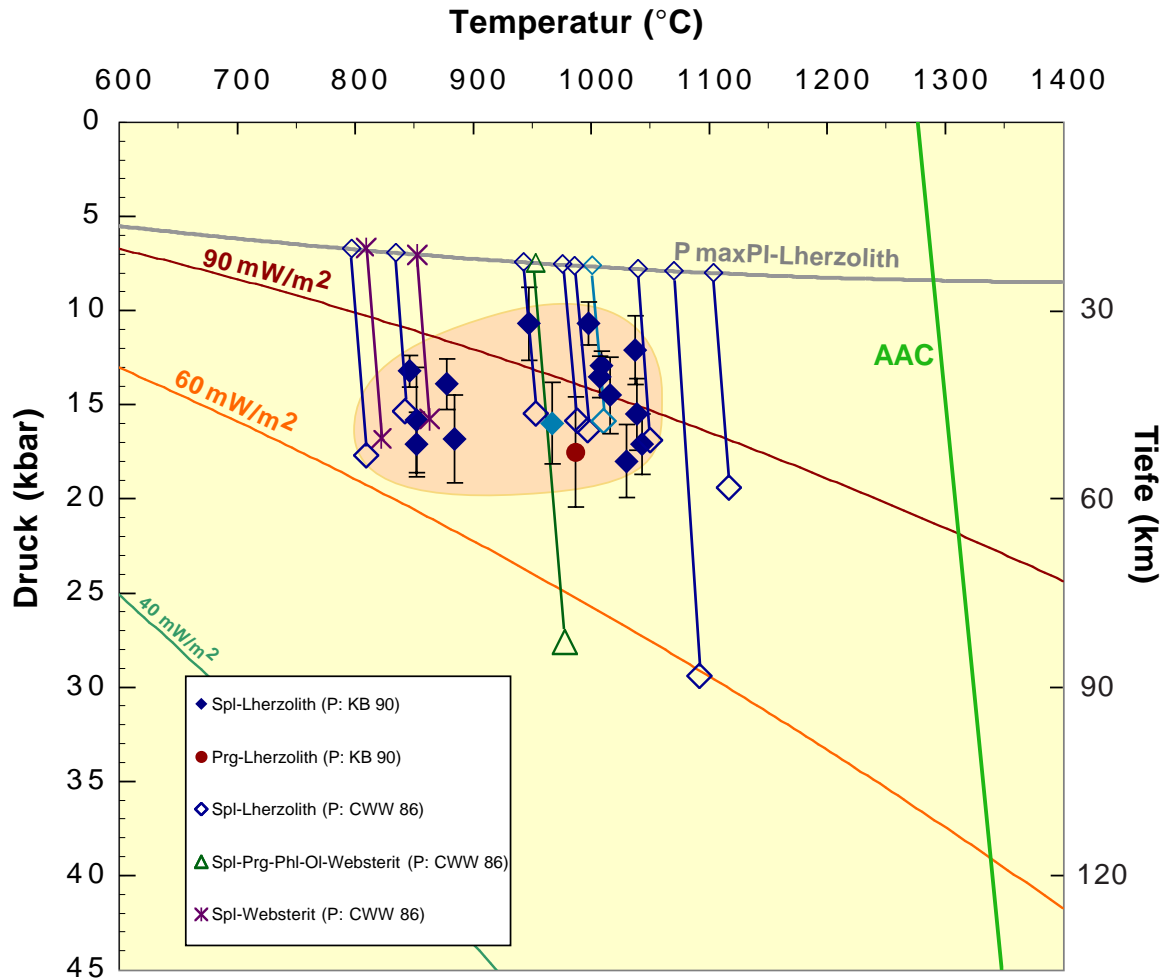
Eine weitere Möglichkeit, Geothermen in der Lithosphäre zu bestimmen, besteht darin,  $P$ - $T$ -Daten von gut äquilibrierten Xenolithen zu verwenden (z.B. McGuire 1987, 1988, McGuire & Bohannon 1989, Al-Mishwat & Nasir 2004). Dies soll hier für die Lithosphäre unter dem Harrat Uwayrid versucht werden. Problematisch bei den untersuchten Spl-Peridotiten und -Pyroxeniten ist aber, dass nur 4 Xenolithe chemisch homogene, d.h. gut äquilibrierte Clino- und Orthopyroxene besitzen (SA84-91, SA84-128/3, SA84-136, SA84-48). Alle anderen Xenolithe sind durch Aufheizung, bzw. Abkühlung oder sogar durch komplexe Zonierungsmuster (z.B. Abkühlung mit anschließender Aufheizung) gekennzeichnet (vgl. Abschnitt 5.4). Da jedoch in allen Xenolithen die Differenz zwischen den mit den Kornkern- und mit den Kornrand-Zusammensetzungen berechneten Temperaturen gering ist, sind in Abb. 6-1 die  $P$ - $T$ -Daten aller Xenolithe dargestellt. Bei fast allen Proben beträgt die Differenz zwischen Kern- und Randtemperaturen (2-Pyroxen-Thermometer; Brey & Köhler 1990) weniger als 45 °C. Lediglich bei vier Proben (SA82-288n, SA84-63, SA84-66, SA84-98) liegt die Differenz zwischen 62 und 99 °C. Diese Proben sind im Diagramm der Abb. 6-1 gesondert gekennzeichnet. Sofern entsprechende analytische Daten vorliegen, wurde für die Druckberechnung das Ca-in-Olivin-Thermobarometer von Köhler & Brey (1990) verwendet. Ansonsten ist der Minimaldruck nach Gasparik (1984, 1987) und der Maximaldruck nach Carroll-Webb & Wood (1986) angegeben.

Leider gibt es für das Gebiet des Harrat Uwayrid keine Wärmefluss-Daten von der Erdoberfläche und somit auch keine Modell-Geotherme. Deswegen werden als Vergleich die steady-state Modell-Geothermen der kontinentalen Kruste nach Pollack & Chapman (1977) verwendet (Abb. 6-1). Die für die untersuchten Xenolithe ermittelten  $P$ - $T$ -Daten liegen zwischen den Modell-Geothermen, die einem Oberflächen-Wärmefluss von 80 bis 90 mW m<sup>-2</sup> entsprechen. Dies deutet auf einen erhöhten Wärmefluss unter dem Harrat Uwayrid und somit auf eine Ausdünnung der Lithosphäre in dieser Region hin, denn der mittlere Wärmefluss einer ungestörten kontinentalen Lithosphäre ist mit 60 mW m<sup>-2</sup> deutlich geringer (Pollack & Chapman 1977; Chapman 1986). Anhand des Schnittpunktes der abgeschätzten Geotherme mit AAC (Asthenosphärenadiabat; McKenzie & Bickle 1988) ergibt sich eine Lithosphärenmächtigkeit von 60-90 km.

Ein Wärmefluss von ~ 90 mW m<sup>-2</sup>, der für das Gebiet des Harrat Uwayrid ermittelt wurde, steht im Einklang mit Geothermen, die von McGuire (1987, 1988), McGuire & Bohannon (1989) und Al-Mishwat & Nasir (2004) für andere Gebiete der Arabischen Halbinsel bestimmt wurden. Hier gibt es zudem Daten über Wärme Flüsse an der Erdoberfläche (Gettings et al. 1986). So wurde aus  $P$ - $T$ -Daten an Xenolithen des Harrat al Birk im Süden des Rote-Meer-Grabens ein mittlerer Wärmefluss von ~ 84 mW m<sup>-2</sup> ermittelt (McGuire 1987, 1988), der den gemessenen Wärmeflussdaten an der Erdoberfläche (Gettings et al. 1986) entspricht. Für das Gebiet des Harrat al Birk wird die Krustenmächtigkeit mit weniger als 20 km angegeben (Prodehl et al. 1997, McGuire 1988).

Auch für den Harrat al Kishb liefern geothermobarometrische Untersuchungen an Mantel-Xenolithen  $P$ - $T$ -Daten, die wie im Harrat Uwayrid im Bereich der 90 mW m<sup>-2</sup>-Modell-Geotherme liegen (McGuire 1987, 1988; Al-Mishwat & Nasir 2004). Im Gegensatz dazu beträgt der an der

Erdoberfläche gemessene Wärmefluss nur  $\sim 42 \text{ mW m}^{-2}$  (Gettings et al. 1986). Dieser Werte entspricht den Wärmeflüssen, die von Pollack & Chapman (1977) für präkambrische Kontinentale Schilde ermittelt wurden. Dieser scheinbare Widerspruch löst sich auf, wenn man annimmt, dass die Mantelerwärmung jung ist und in der  $> 40 \text{ km}$  mächtigen kontinentalen Kruste noch keine thermische Äquilibrierung stattgefunden hat (Gettings et al. 1986).



**Abb. 6-1.** Darstellung von  $P$ - $T$ -Abschätzungen für Spinell-Peridotit- und Spinell-Pyroxenit-Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid. Die graue Linie repräsentiert die maximale Druckstabilität für Plagioklas-Lherzolithe im NCMS-System ( $P \text{ max PI-Lherzolite}$ ; Gasparik 1987). Eingezeichnet sind zudem kontinentale Modell-Geothermen für  $90 \text{ mW m}^{-2}$ ,  $60 \text{ mW m}^{-2}$  und  $40 \text{ mW m}^{-2}$  (Pollack & Chapman 1977; Chapman 1986). Die grüne Linie entspricht dem Asthenosphärenadiabaten (AAC: Adiabatic upwelling curve of normal temperature asthenosphere; McKenzie & Bickle 1988). Dunkelblaue ausgefüllte Rauten entsprechen  $P$ - $T$ -Berechnungen anhand des 2-Pyroxen-Thermometers (Brey & Köhler 1990) in Kombination mit dem Ca-in-Olivin-Thermobarometer (Köhler & Brey 1990). Die hellblaue ausgefüllte Raute entspricht einer Probe mit deutlicher Aufheizung am Rand (SA84-66). Dunkelblaue offene Rauten mit Verbindungslinie zu  $P \text{ max PI-Lherzolite}$  stellen Proben berechnet anhand des 2-Pyroxen-Thermometers (Brey & Köhler 1990) in Kombination mit Maximaldrücken (Carroll-Webb & Wood 1986) dar. Auch hier steht die hellblaue Farbe für eine Probe mit deutlicher Aufheizung am Rand (SA84-98). Die Proben liegen im Bereich der  $90 \text{ mW m}^{-2}$ -Geotherme, was für eine Aufheizung, bzw. einen erhöhten Wärmefluss unter dem Harrat Uwayrid spricht. Deswegen kann eine ausgedünnte Lithosphäre für diesen Bereich angenommen werden. Die Spl-Peridotite und -Pyroxenite stammen aus einem Bereich von ca.  $60 \text{ km}$  Tiefe.

Auch für Xenolithe aus dem nördlichen Harrat Ash Shamah ermittelten Al-Mishwat & Nasir (2004)  $P$ - $T$ -Daten, die mit einer Modell-Geothermen von  $90 \text{ mW m}^{-2}$  kompatibel sind. Auch hier ist der an der Erdoberfläche gemessene Wärmefluss von  $52 - 54 \text{ mW m}^{-2}$  (Matviyenko et al. 1993) sehr viel geringer, was wiederum darauf hinweist, dass die Aufheizung des lithosphärischen Mantels erst in jüngster geologischer Vergangenheit erfolgte und sich noch nicht in die darüberliegende Kruste durchgepaust hat.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass nur im Bereich des Rote-Meer-Grabens, der durch eine stark ausgedünnte Kruste ( $15 - 22 \text{ km}$ ; Prodehl et al. 1997) charakterisiert ist, eine Übereinstimmung der aus Xenolith-Geothermen abgeleiteten und den an der Erdoberfläche gemessenen Wärmefluss-Daten besteht. Dagegen scheint die junge Aufheizung unter der östlichen Schulter des Rote-Meer-Rifts die (Ober-)Kruste noch nicht erreicht zu haben.

## 7. LITHIUM, BERYLLIUM UND BOR IN MINERALEN DER XENOLITHE

### 7.1. Allgemeines zum Verhalten von Li, Be und B im Erdmantel

Das relative Fraktionierungsverhalten von Li, Be und B in Mineral-Schmelz- und Mineral-Fluid-Systemen ist unterschiedlich. Beim partiellen Schmelzen von Peridotit verhalten sich B und Be stark inkompatibel mit  $D_B \approx 0.01 < D_{Be} \approx 0.02 - 0.04$ , während Li mit  $D_{Li} \approx 0.1 - 0.2$  mäßig inkompatibel ist (Ryan & Langmuir 1987; Ryan et al. 1988, 2002; Brenan et al. 1998a; Blundy & Dalton 2000; Gaetani et al. 2003). Demgegenüber ist das relative Fraktionierungsverhalten der drei Elemente zwischen Peridotit und H<sub>2</sub>O-reicher, F-armer Fluidphase deutlich verschieden:  $D_B \approx 0.01 < D_{Li} \approx 0.1 \ll D_{Be} \approx 0.8 - 5$  (Keppler 1996; Brenan et al. 1998b). In Übereinstimmung mit den o.g. Experimenten zur Elementverteilung stellten Johnson & Plank (1999) experimentell fest, dass Be aus H<sub>2</sub>O-reichen pelagischen Sedimenten auch bei hohen Drücken und Temperaturen erst oberhalb der Solidustemperatur in nennenswerten Mengen mobilisiert wird.

Frische MORB-Gläser enthalten 5 – 6 µg/g Li (Ryan & Langmuir 1987). Verarmte Peridotite weisen Li-Gehalte um 1 µg/g auf (Eggins et al. 1998; Seitz & Woodland 2000; Woodland et al. 2004). Für den primitiven Erdmantel schätzten Palme & O'Neill (2003) einen Li-Gehalt von  $1.6 \pm 0.3$  µg/g ab. Nach Seitz & Woodland (2000) ist die Verteilung von Li zwischen Olivin, Orthopyroxen und Clinopyroxen in Peridotiten und Pyroxeniten im Rahmen der analytisch und kompositionell bedingten Schwankungen nicht temperaturabhängig. Seitz et al. (2003) analysierten die Li-Gehalte in silikatischen Mineraleinschlüssen in Diamanten und postulierten eine Druckabhängigkeit der Li-Verteilung zwischen Olivin, Clinopyroxen und Granat. Allerdings ist nicht klar, ob die isoliert voneinander auftretenden Silikat-Einschlüsse miteinander im Gleichgewicht gestanden haben. Seitz & Woodland (2000) und Woodland et al. (2004) postulierten, dass bei der Metasomatose von Peridotiten durch karbonatitische Schmelzen eine selektive Li-Anreicherung in Olivin stattfindet, während eine selektive Li-Anreicherung im Clinopyroxen auf eine silikatische Schmelze als metasomatisches Agens hinweist. Eine Anreicherung von Li durch wässrige Fluidphasen, wie sie von Paquin & Altherr (2002) sowie Paquin et al. (2004) für den Granat-Peridotit von der Alpe Arami (Schweizer Zentralalpen) postuliert wurde, zogen diese Autoren nicht in Betracht. Kent & Rossman (2002) bestimmten Li-Gehalte zwischen 0.9 und 2.3 µg/g in Olivin aus verschiedenen peridotitischen Xenolithen.

Messungen der Li-Isotopenzusammensetzung frischer MORB-Gläser ergaben  $\delta^7\text{Li}$ -Werte zwischen +1.5 und +5.6 ‰ mit einem Mittelwert von  $+4.3 \pm 0.9$  ‰ (Chan et al. 1992; Moriguti & Nakamura 1998; Tomascak & Langmuir 1999; Chan et al. 2002; Nishio et al. 2002; Elliott et al. 2003; Teng et al. 2004). Bislang vorliegende Daten an OIB-Proben lieferten einen Mittelwert von  $+4.3 \pm 0.7$  ‰; nur in einigen Fällen ergaben sich  $\delta^7\text{Li}$ -Werte, die etwas höher (bis +7.4 ‰) als die an MORB gemessenen Werte sind (Tomascak et al. 1999; Ryan & Kyle 2000; Chan & Frey 2003; Nishio et al. 2003; Teng et al. 2004). Bislang gibt es nur wenige Daten von Erdmantel-Gesteinen. Peridotit-Xenolithe von La Palma weisen  $\delta^7\text{Li}$ -Werte zwischen +4 und +7 ‰ auf (Bouman et al. 2000). Chan et al. (2002) bestimmten einen Wert von +5.0 ‰ an einem frischen Peridotit von der Insel Zabargad im Roten Meer. Nishio et al. (2004) erhielten für Clinopyroxene aus Spinell-Peridotit-Xenolithen SE-Australiens  $\delta^7\text{Li}$ -Werte zwischen +5.0 und +6.0 ‰. Daneben untersuchten diese Autoren auch Clinopyroxene aus zahlreichen metasomatisch veränderten Xenolithen von Sikhote-Alin in Ost-Russland, von denen anzunehmen ist, dass sie aus Mantelbereichen stammen, die ehemals über einer

Subduktionszone lagen. Diese Clinopyroxene lieferten extrem niedrige  $\delta^7\text{Li}$ -Werte zwischen  $-17.1$  und  $-3.1$  ‰. Nishio et al. (2004) schlugen vor, dass diese anomal niedrigen Werte durch eine Mischung von normalem Mantel-Lithium mit Lithium aus einem bereits weitgehend entwässerten, an  $^7\text{Li}$  verarmten Slab zustande gekommen sind. Seitz et al. (2004) untersuchten die  $\delta^7\text{Li}$ -Signaturen von Olivinen, Orthopyroxenen und Clinopyroxenen einiger Spinell-Peridotit-Xenolithe von diversen Lokalitäten (San Carlos, Vitim, Eifel, Kapfenstein). Die gemessenen  $\delta^7\text{Li}$ -Werte lagen bei den Olivinen zwischen  $+4.5$  und  $+1.5$  ‰, bei den Orthopyroxenen zwischen  $+3.9$  und  $-1.0$  ‰ und bei den Clinopyroxenen zwischen  $+3.0$  und  $-2.4$  ‰. Bei den meisten Proben nimmt der  $\delta^7\text{Li}$ -Wert von Olivin über Opx zu Cpx ab. Die Autoren schlugen vor, dass der Wert von  $\Delta^7\text{Li}^{\text{Ol-Cpx}} [= \delta^7\text{Li}^{\text{Ol}} - \delta^7\text{Li}^{\text{Cpx}}]$  mit steigender Äquilibrierungstemperatur der Xenolithe abnimmt. Diese Hypothese, die bislang nur auf einer vom Umfang her geringen und nicht widerspruchsfreien Datenbasis beruht, bedarf dringend der Überprüfung durch weitere Studien.

Be-Gehalte im Erdmantel konnten bis vor kurzem nicht gemessen werden, da sie unter der Nachweisgrenze der zur Verfügung stehenden Methoden lagen. Aus gemessenen Gesamtgesteinsgehalten von Chondriten haben McDonough & Sun (1995) Werte von  $60 - 70$  ng/g für den primitiven Erdmantel abgeschätzt. Palme & O'Neill (2003) geben  $70 \pm 7$  ng/g für den primitiven Erdmantel an. Aus den Be-Gehalten in MORB und OIB wurden für die jeweiligen Mantelquellregionen  $20 - 30$  ng/g beziehungsweise  $80 - 110$  ng Be abgeschätzt (Ryan & Langmuir 1988; Ryan 1989). Die ersten und bislang einzigen orts aufgelöst gemessenen Be-Gehalte in einem Peridotit wurden von Paquin et al. (2004) publiziert. Im ultrahochdruckmetamorphen Granat-Peridotit von der Alpe Arami (Schweiz) fanden sie ca.  $0.1 - 1.0$  ng/g in Olivin,  $7 - 18$  ng/g in Opx,  $38 - 148$  ng/g in Cpx und  $< 2$  ng/g Be in Granat. Die für diesen Peridotit abgeschätzten Gesamtgesteinsgehalten liegen bei ca.  $11$  ng/g. In dieser Arbeit werden die weltweit ersten Daten an Mineralen aus Peridotit- und Pyroxenit-Xenolithen präsentiert.

Die B-Gehalte im Erdmantel konnten bislang ebenfalls nicht zuverlässig bestimmt werden, da Bor in unserer Umgebung in relativ hohen Konzentrationen allgegenwärtig ist und die bei der Bestimmung geringster Bor-Konzentrationen bestehenden Kontaminationsprobleme nicht gelöst waren. Leeman et al. (1992) schätzten aus der durchschnittlichen B-Konzentration der kontinentalen Kruste (Modellwert!) eine sehr geringe B-Konzentration von  $0.06 - 0.10$   $\mu\text{g/g}$  im heutigen Erdmantel ab. Demgegenüber folgerten Chaussidon & Libourel (1993) aus dem an Chondriten gemessenen Durchschnittswert von  $0.55$   $\mu\text{g/g}$  einen deutlich höheren B-Gehalt von  $0.3$   $\mu\text{g/g}$  für den rezenten verarmten Mantel. Schließlich kamen Chaussidon & Marty (1995) für die Mantelquellen rezenter ozeanischer Basalte zu folgenden Abschätzungen:  $0.05 \pm 0.01$   $\mu\text{g/g}$  (N-MORB) und  $0.11 \pm 0.02$   $\mu\text{g/g}$  (OIB). Palme & O'Neill (2003) geben in Anlehnung an Chaussidon & Jambon (1994) für den primitiven Erdmantel eine Konzentration von  $0.26 \pm 0.10$   $\mu\text{g/g}$  B an. Die von Higgins & Shaw (1984) an Spinell-Peridotit-Xenolithen gemessenen Werte zwischen  $0.44$  und  $0.64$   $\mu\text{g/g}$  sind erstaunlich hoch; entweder sind diese Werte durch Kontamination beeinflusst oder es handelt sich um metasomatisch stark veränderte Peridotite. Ottolini & McDonough (1996) geben für diverse Spinell-Peridotit-Xenolithe Gesamtgesteinsgehalten von  $0.025$  bis  $0.110$   $\mu\text{g/g}$  an. Paquin et al. (2004) fanden im Alpe-Arami-Peridotit B-Gehalte von  $0.057 - 0.260$   $\mu\text{g/g}$  im Olivin,  $0.025 - 0.082$   $\mu\text{g/g}$  im Orthopyroxen,  $0.026 - 0.301$   $\mu\text{g/g}$  im Clinopyroxen und  $0.010 - 0.028$   $\mu\text{g/g}$  im Granat und schätzten für das Gesamtgestein einen B-Konzentration von ca.  $0.11$   $\mu\text{g/g}$  ab. Kent & Rossman (2002) bestimmten die

B-Konzentrationen in Olivin aus vier peridotitischen Mantelxenolithen und erhielten Werte zwischen 0.01 und 0.15 µg/g.

Leider ist über das Tracer-Diffusionsverhalten von Li, Be und B in silikatischen Mineralen und Schmelzen wenig bekannt (Tab. 7–1). Mungall et al. (1999) bestimmten die Diffusivitäten von Be und B in „trockenen“ und H<sub>2</sub>O-haltigen Rhyolithschmelzen. Für Li gibt es nur Daten, die an Obsidian-, Orthoklas- und Albit-Glas/Schmelze ermittelt wurden (Jambon & Semet 1978). Berechnet man die Diffusivitäten für eine Temperatur von 800 °C, so erhält man Werte, die für Li bei  $8.157 \cdot 10^{-11}$  (Or-Glas),  $8.372 \cdot 10^{-11}$  (Obsidian-Glas) und  $4.31 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  (Ab-Glas) liegen. Mungall (2000) modellierte das Tracer-Diffusionsverhalten von Kationen in Silikatschmelzen aus den Viskositäten und erhielt für Li bei 800 °C einen Diffusionskoeffizienten von  $\sim 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Demnach stimmen die Werte für Obsidian und Or-Glas sehr gut mit dem von Mungall (2000) modellierten Wert überein. Benützt man die aus dem zweiten Fick'schen Gesetz folgende Beziehung  $x^2 = Dt$  [mit  $x$  = Wegstrecke (m),  $D$  = Diffusivität ( $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) und  $t$  = Zeit (s)] als Näherung und berechnet mit den in Tab. 7–1 angeführten Daten die Zeit für  $x = 300 \text{ µm}$  bei 800 °C, dann erhält man erstaunlich kurze Zeitspannen von 15 – 18 min! Führt man die gleiche Rechnung für die Li-Diffusion in Albit und Anorthit durch, so liegen die Zeiten bei 2.3 – 2.5 a. Noch eindrucksvoller sind die hohen Diffusivitäten von Li in Quarz und Phlogopit. In diesen Mineralen liegen die Diffusionszeiten für  $x = 300 \text{ µm}$  nur bei 33 min (Quarz) und 2 min (Phlogopit)! Leider ist über die Diffusivität von Li in Pyroxenen und Olivin nichts bekannt. Man kann jedoch davon ausgehen, dass Li auch in diesen Mineralen eine sehr hohe Diffusivität besitzt.

Die Diffusivitäten von Be und B in Rhyolithschmelzen sind um einige Größenordnungen geringer als die von Li. Aus den in Tab. 7-1 für die H<sub>2</sub>O-haltige Rhyolithschmelze aufgelisteten Werten folgt für  $x = 300 \text{ µm}$  und 800 °C eine Zeitspanne von ca. 55 Tagen für Be und 141 Tagen für Bor. Für die „trockene“ Rhyolithschmelze liegen die Werte für beide Elemente bei ca. 44 – 50 ka.

**Tabelle 7-1.** Tracer-Diffusivitäten von Li, Be und B in Schmelzen, Gläsern und Mineralen

System	Lithium		Beryllium		Bor		Lit.
	$D_0$ ( $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ )	$E_a$ ( $\text{kJ mol}^{-1}$ )	$D_0$ ( $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ )	$E_a$ ( $\text{kJ mol}^{-1}$ )	$D_0$ ( $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ )	$E_a$ ( $\text{kJ mol}^{-1}$ )	
Rhyolith-Schmelze			$1,778 \cdot 10^{-4}$	318.52	$0.372 \cdot 10^{-4}$	303.24	1
Rhyolith-Schmelze melt + 3.7% H <sub>2</sub> O			$3,467 \cdot 10^{-7}$	149.74	$2,512 \cdot 10^{-7}$	154.70	1
Albit-Glas	$2.03 \cdot 10^{-3}$	96.0					2
Orthoklas-Glas	$2.58 \cdot 10^{-7}$	71.9					2
Obsidian	$2.52 \cdot 10^{-6}$	92.0					2
SiO <sub>2</sub> -Glass	n.d.	146.0					3
SiO <sub>2</sub> -Glass	n.d.	138.0					3
Albit	$1.585 \cdot 10^{-8}$	146.0					4
Anorthit	$2.512 \cdot 10^{-8}$	151.0					4
Biotit	$6.1 \cdot 10^{-8}$	38.9					5
Quarz	$6.9 \cdot 10^{-7}$	85.7					6
Quarz	n.d.	72 – 90					7
Quarz	n.d.	75.2					8

**Literatur:** 1 Mungall et al. (1999); 2 Jambon & Semet (1978); 3 Doremus (1969); 4 Giletti & Sanahan (1997); 5 Raussel-Colom et al. (1965); 6 Verhoogen (1952); 7 Gibson & Vogel (1950); 8 White (1970)

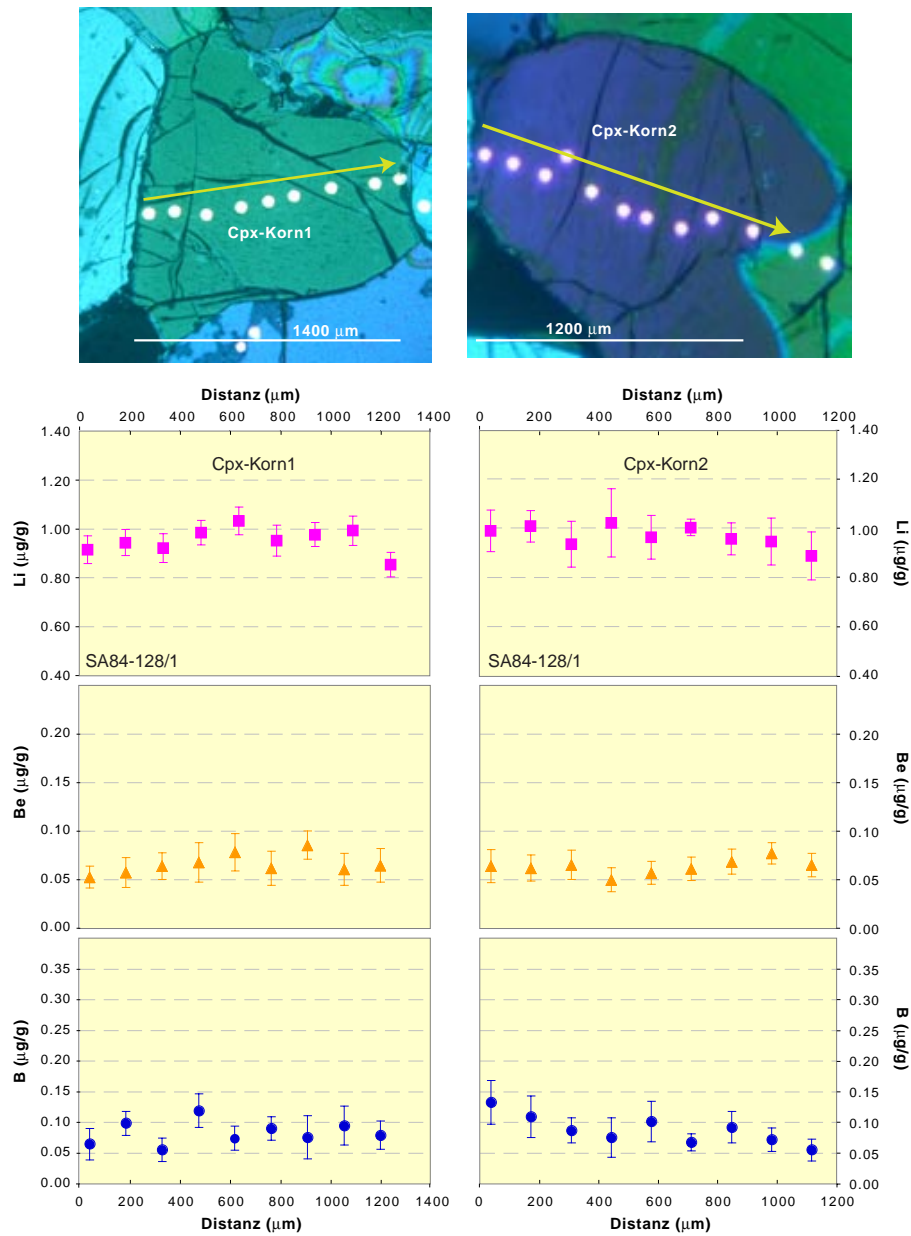
Zusammenfassend kann man feststellen, dass Li eine sehr hohe Diffusivität besitzt und demnach die bei hohen Temperaturen eingestellte Li-Verteilung zwischen den peridotitischen Mineralen auch bei niedrigeren Temperaturen noch diffusiv modifiziert werden kann. Be und Bor sollten dagegen während des Transports an die Erdoberfläche und beim Abkühlen nicht mehr wesentlich modifiziert werden.

## **7.2. Li-, Be- und B-Gehalte in Mineralen und Gläsern der Uwayrid-Xenolithe**

### **7.2.1. Spinell-Peridotit SA84-128/1 (Gruppe 1)**

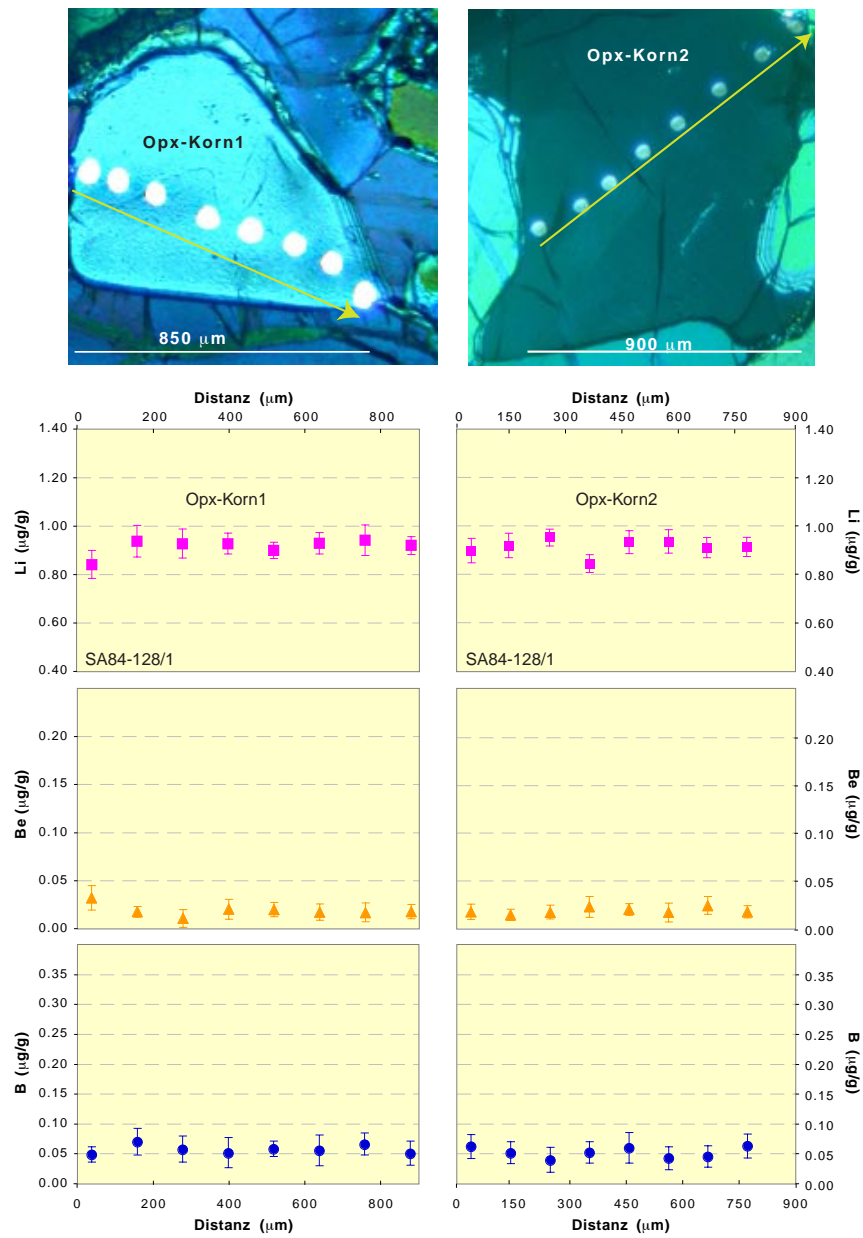
Die Clinopyroxen-Körner weisen im Rahmen der analytischen Unsicherheit ( $2\sigma$ ) nahezu konstante Gehalte an Li ( $\sim 0.9 - 1.1 \mu\text{g/g}$ ), Be ( $\sim 0.05 - 0.08 \mu\text{g/g}$ ) und B ( $\sim 0.08 \mu\text{g/g}$ ) auf. Die Li-Konzentrationen nehmen vom Kern zum Rand geringfügig ab (Abb. 7-1).

Orthopyroxen zeigt ebenfalls nahezu konstante Gehalte an Li (ca.  $0.9 \mu\text{g/g}$ ), Be (ca.  $0.018 \mu\text{g/g}$ ) und B (ca.  $0.06 \mu\text{g/g}$ ) (Abb. 7-2). Gleiches gilt für Olivin (Abb. 7-3).

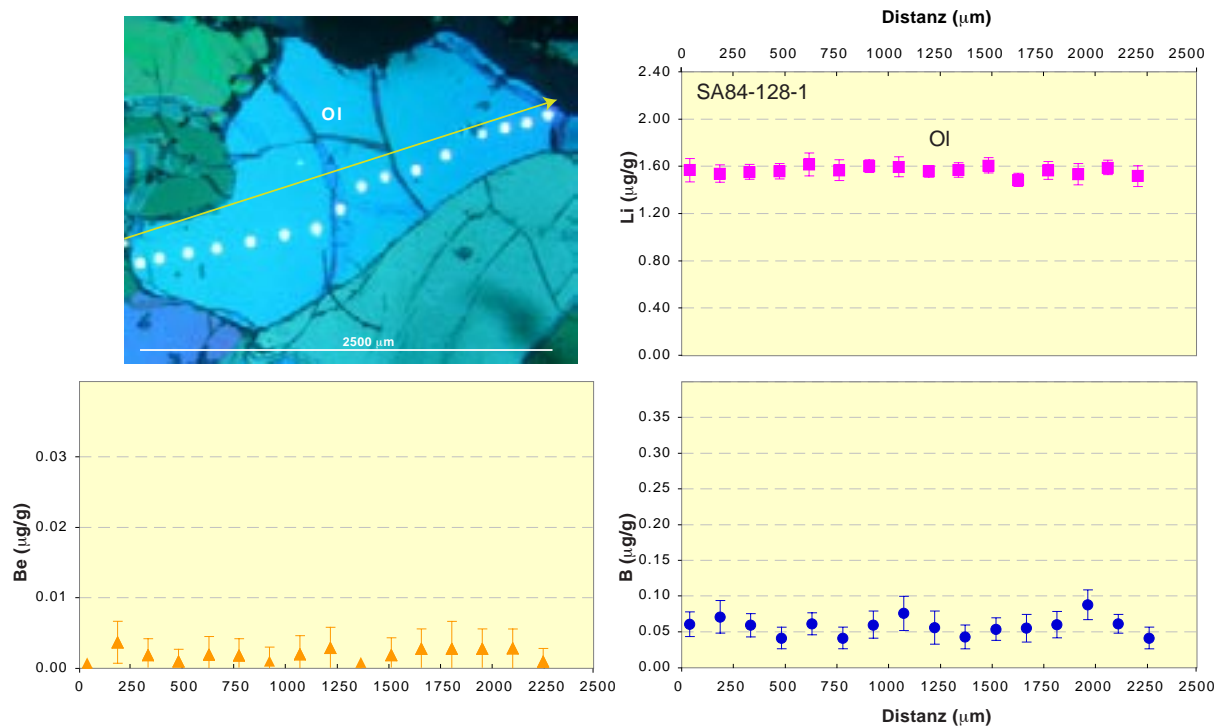


**Abb. 7-1.** Zonierungsprofile für Li, Be und B in zwei Clinopyroxen-Körnern der Probe SA84-128/1. Die gemessenen Be- und B-Gehalte sind innerhalb des Fehlers ( $2\sigma$ ) für beide Cpx-Körner nahezu gleich bzw. variieren unsystematisch. Die Li-Konzentrationen nehmen dagegen vom Kern zum Rand der Körner geringfügig ab.





**Abb. 7-2.** Zonierungsprofile von Li, Be und B in zwei Orthopyroxen-Körnern des Peridotit-Xenoliths SA84-128/1. Alle drei Elemente zeigen nahezu konstante bzw. unsystematisch variierende Konzentrationen.



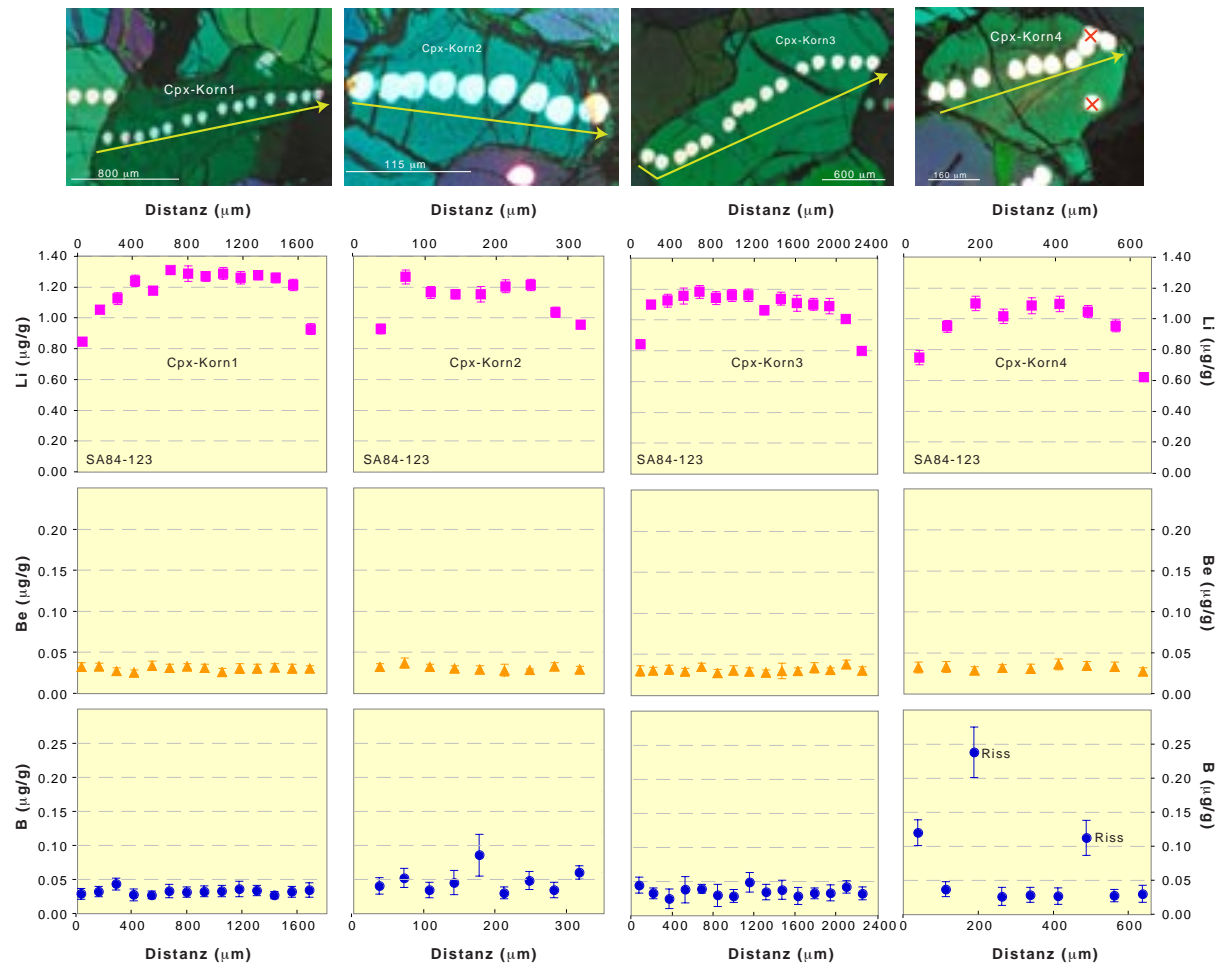
**Abb. 7-3.** Nahezu konstante Li-, Be- und B-Gehalte in einem größeren Olivin-Korn des Peridotit-Xenoliths SA84-128/1.

### 7.2.2. Spinell-Peridotit SA84-123 (Gruppe 1)

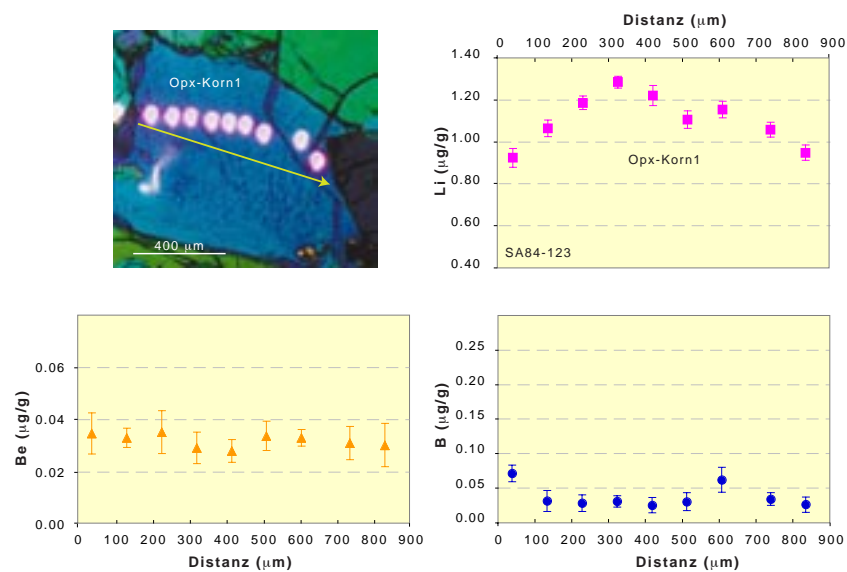
Die Cpx-Körner weisen eine deutliche Li-Zonierung auf, wobei die Konzentrationen im Kernbereich größerer Kornquerschnitte nahezu konstant sind ( $\sim 1.15 - 1.25 \mu\text{g/g}$ ) und zum Rand hin auf Werte von  $\sim 0.85 \mu\text{g/g}$  oder weniger abfallen (Abb. 7-4). Die Be- und B-Gehalte sind dagegen nahezu konstant und weisen keine systematischen Variationen innerhalb der Körner auf (Abb. 7-4).

Auch größere Opx-Körner zeigen eine zum Rand hin gerichtete Abnahme der Li-Gehalte von  $\sim 1.3 \mu\text{g/g}$  auf  $\sim 0.9 \mu\text{g/g}$  (Abb. 7-5). In kleineren Kornquerschnitten ist dies allerdings weniger deutlich zu sehen; die Gehalte liegen hier zwischen ca.  $0.9 \mu\text{g/g}$  in den Kernbereichen und  $0.76 \mu\text{g/g}$  in den Randbereichen. Die Be- und B-Konzentrationen sind, abgesehen von wenigen Ausreißerwerten, im Rahmen der analytischen Unsicherheiten nahezu konstant und liegen bei  $\sim 0.007 \mu\text{g/g}$  bzw.  $0.026 \mu\text{g/g}$ .

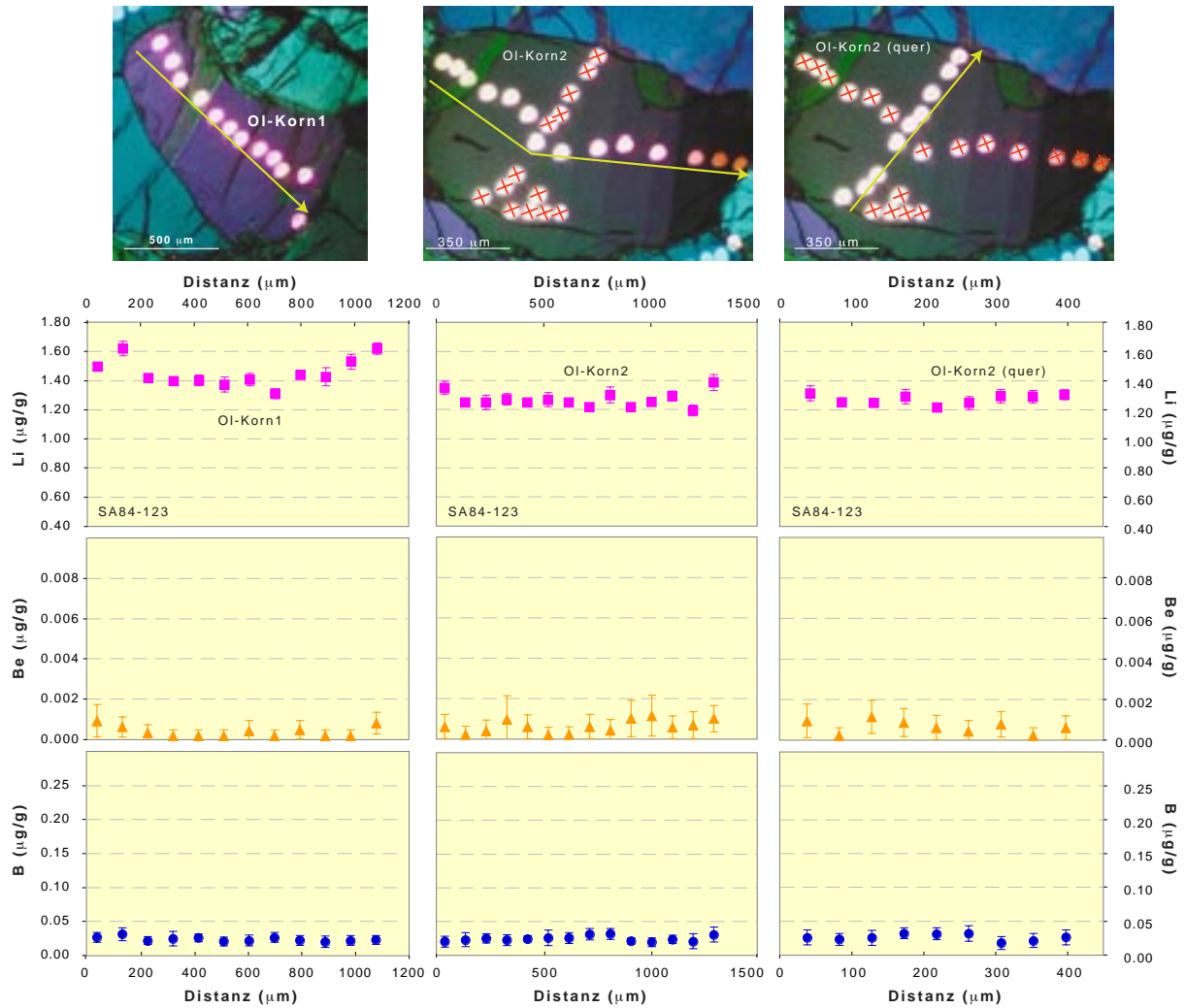
Olivin weist im Rahmen der analytischen Unsicherheiten nahezu konstante Gehalte an Li, Be und B auf (Abb. 7-6). Manchen Körner zeigen in ihren Randbereichen eine leichte Zunahme der Li-Konzentrationen. Beim Korn 1 ist auch eine geringfügige Zunahme der Be-Konzentration zu beobachten.



**Abb. 7-4.** Zonierungsprofile von Li, Be und B in vier Cpx-Körnern des Peridotit-Xenoliths SA84-123. Alle Körner zeigen vom Kern zum Rand eine deutliche Abnahme im Li-Gehalt. Bei dem relativ kleinen Korn 4 existiert im Kernbereich kein Plateau; die maximalen Li-Konzentrationswerte im Kern sind geringer als bei den anderen drei Körnern. Abgesehen von einigen positiven Ausreißerwerten von B (Risse, Einschlüsse) sind die Be- und B-Konzentrationen konstant.



**Abb. 7-5.** Li-, Be- und B-Zonierung in einem Opx-Korn der Peridotit-Probe SA84-123. Wie Cpx, zeigt auch Opx zum Rand hin geringer werdende Li-Konzentrationen. Be und B sind (nahezu) homogen.



**Abb. 7–6.** Li-, Be- und B-Zonierungsmuster zweier Olivinkörner des Peridotit-Xenoliths SA84-123. Die Li-Gehalte im Olivin sind nahezu konstant oder steigen zum Rand hin leicht an. Be und B sind (nahezu) konstant.

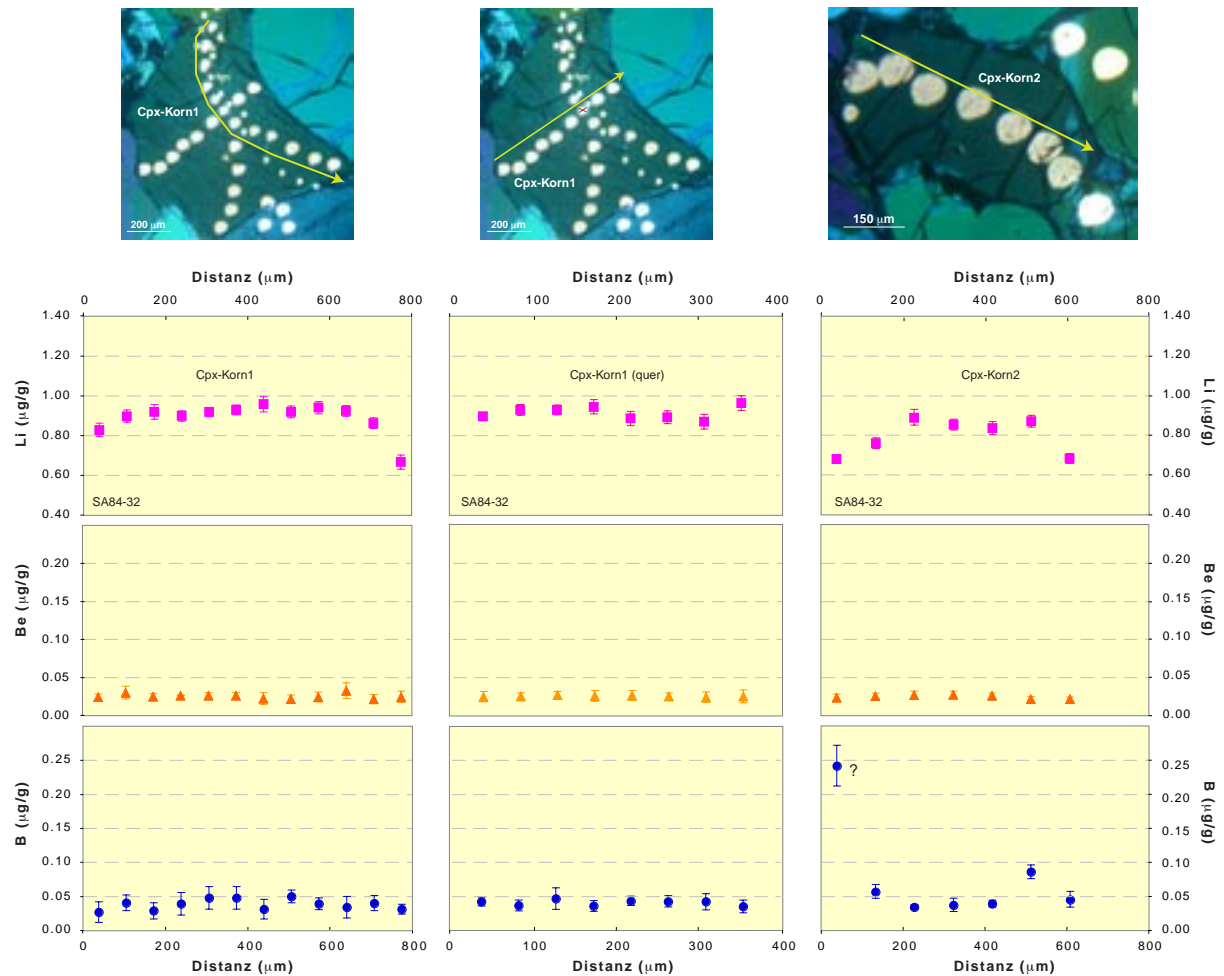
### 7.2.3. Spinell-Peridotit SA84-32 (Gruppe 1)

Die Clinopyroxen-Körner dieses fertilen Spinell-Peridotits zeigen im Kernbereich nahezu konstante Li-Gehalte von ca. 0.90 bis 0.95  $\mu\text{g/g}$ , die dann aber in vielen Körnern zum Rand hin auf ca. 0.68 – 0.77  $\mu\text{g/g}$  abfallen (Abb. 7-7). Bei manchen Körnern wurde bei den Messungen der Randkonzentrationen versehentlich ein geringer Anteil des intergranularen Glasfilms mit erfasst und es ergaben sich deutlich erhöhte Li-Gehalte von bis zu 1.4  $\mu\text{g/g}$  (nicht dargestellt). Sieht man von gelegentlichen Ausreißerwerten beim Bor ab, so sind die Gehalte an Be und B innerhalb der Cpx-Körner im Rahmen der analytischen Unsicherheiten nahezu konstant ( $\sim 0.024 \mu\text{g/g}$  bzw.  $\sim 0.04 \mu\text{g/g}$ ).

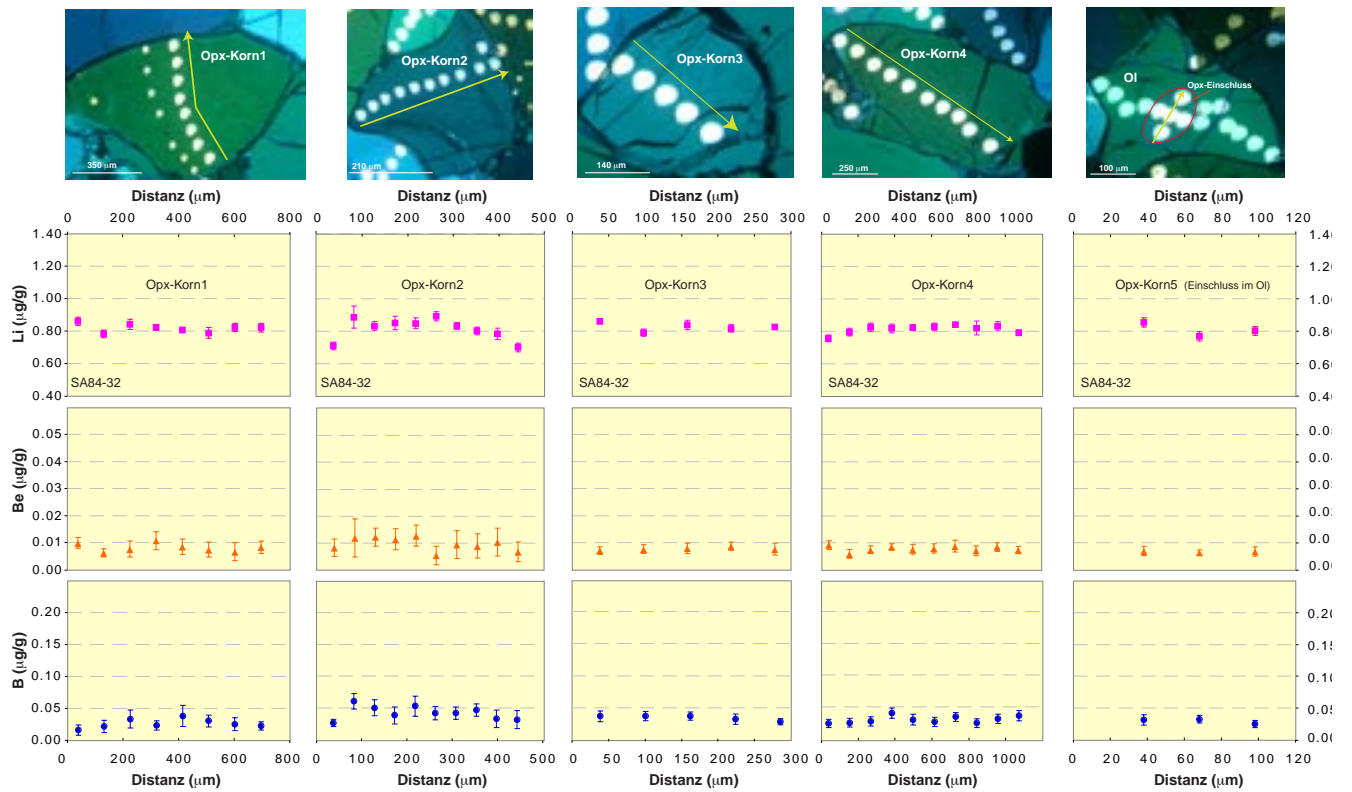
Verglichen zu Cpx zeigt Opx geringfügig niedrigere Li-Gehalte ( $\sim 0.82 \mu\text{g/g}$ ), deutlich niedrigere Be-Gehalte ( $\sim 0.009 \mu\text{g/g}$ ) und ähnliche B-Gehalte ( $\sim 0.04 \mu\text{g/g}$ ). Nur bei manchen Opx-Körnern nehmen die Li-Gehalte zum Rand hin leicht ab. Be und B sind im Rahmen der analytischen Unsicherheiten konstant (Abb. 7–8).

Die Be- und B-Gehalte der Olivinkörner sind im Rahmen der analytischen Unsicherheiten konstant bzw. die geringen Variationen sind unsystematisch (Abb. 7–9). Die Li-Konzentrationen steigen zum Rand der Körner an; allerdings ist dies nicht systematisch.

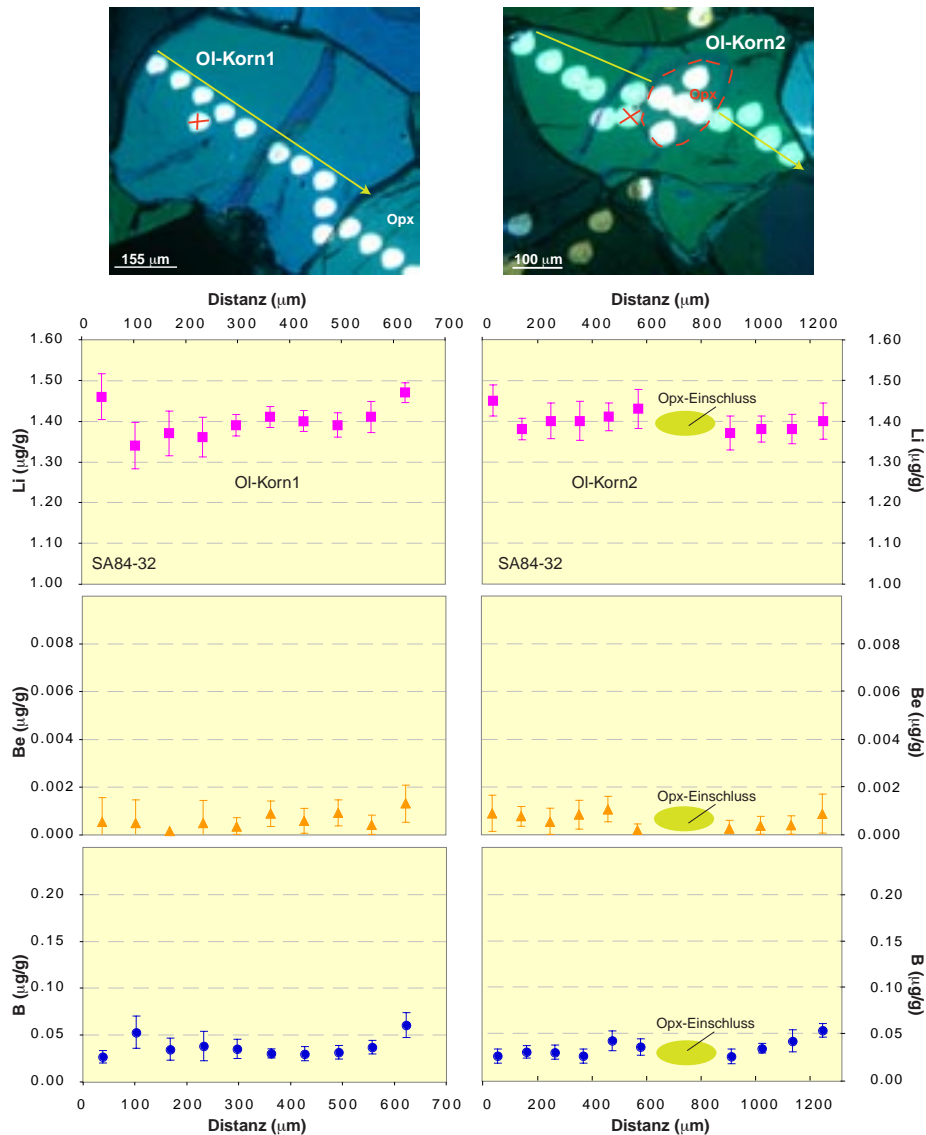
Die nur wenige  $\mu\text{m}$  „dicken“ intergranularen Glasbereiche konnten leider nicht analysiert werden.



**Abb. 7–7.** Li-, Be- und B-Zonierungsprofile zweier Cpx-Körner des Xenoliths SA84-32. Die randwärts gerichtete Abnahme der Li-Gehalte ist nicht überall zu beobachten. So weist das Querprofil des ersten Cpx-Korns keine randwärts gerichtete Abnahme des Li-Gehaltes auf. Die Gehalte an Be und B sind bis auf einen Ausreißerwert im B nahezu konstant.



**Abb. 7–8.** Variation der Li-, Be- und B-Konzentrationen in 5 Opx-Körnern des Xenoliths SA84-32. Einzelne Opx-Körner zeigen eine Abnahme im Li-Gehalt zum Rand hin. Die Be- und B-Gehalte sind im Rahmen der analytischen Unsicherheiten (nahezu) konstant. Bemerkenswert ist zudem, dass Opx-Korn 5, bei dem es sich um einen Einschluss im Ol handelt, exakt die gleichen Li-, Be- und B-Gehalte aufweist, wie die Kerne der großen Opx-Körner.



**Abb. 7–9.** Zonierungsmuster für Li, Be und B in zwei Olivinkörnern des Xenoliths SA84-32. Während die Be- und B-Gehalte innerhalb des 2  $\sigma$ -Fehlers nahezu konstant sind, steigen die Li-Gehalte randwärts leicht an.

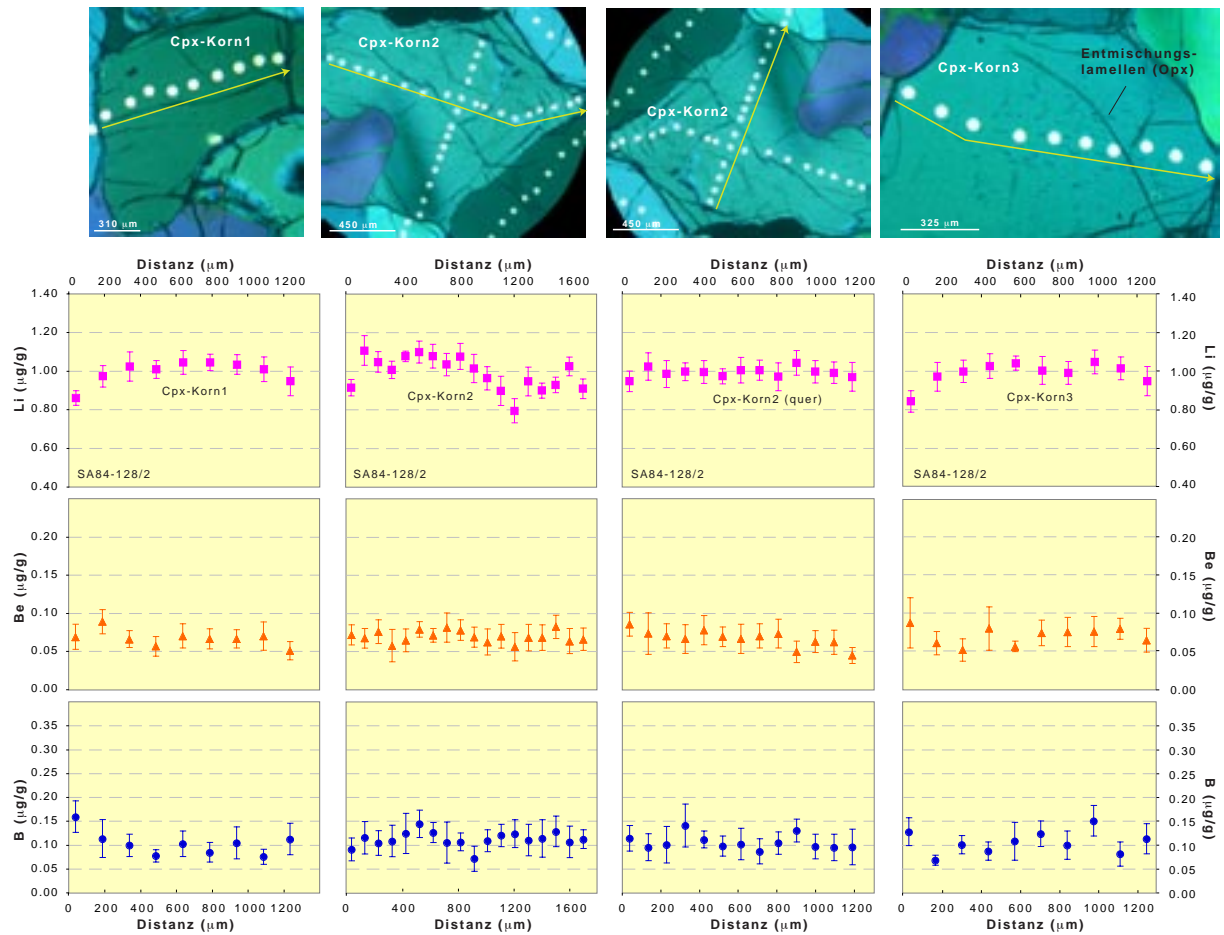
#### 7.2.4. Spinell-Peridotit SA84-128/2 (Gruppe 1)

Der größte untersuchte Cpx-Kornquerschnitt wurde entlang zweier nahezu senkrecht auf einander stehender Profile untersucht (Abb. 7–10: Korn 2). Während entlang des längsten Profils die Li-Gehalte stärker schwanken (0.8 – 1.1  $\mu\text{g/g}$ ), sind sie entlang des etwas kürzeren Querprofils nahezu konstant ( $\sim 1.0 \mu\text{g/g}$ ). Zwei weitere, nur wenig kleinere Cpx-Querschnitte zeigen entlang einzelner Profile im Kern Li-Gehalte von  $\sim 1.0 \mu\text{g/g}$ , die zum Rand hin auf  $\sim 0.83 \mu\text{g/g}$  abnehmen (Abb. 7–10). Die Be- und B-Gehalte sind im Rahmen der analytischen Unsicherheiten in allen Profilen nahezu konstant und gleich (Abb. 7–10).

Sieht man von zwei am Rand der jeweiligen Profile liegenden Messpunkten, die Risse beinhalten, ab, so weisen die Opx-Körner im Rahmen der analytischen Unsicherheiten konstante Li-, Be- und B-Gehalte auf (Abb. 7–11).

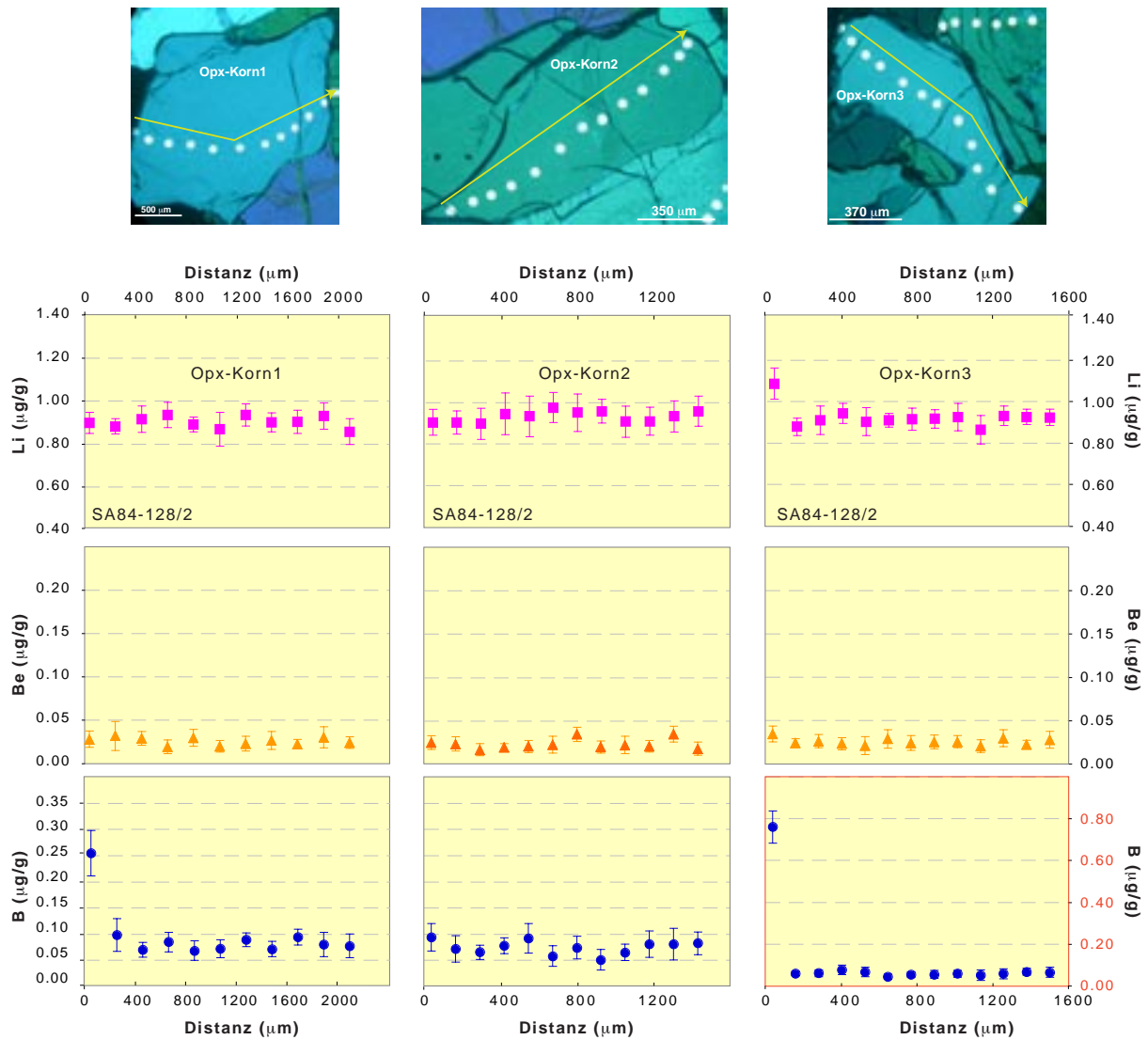


Olivin zeigt im Kernbereich der Körner ebenfalls konstante Konzentrationen von Li ( $\sim 1.6 \mu\text{g/g}$ ), Be ( $\sim 0.002 \mu\text{g/g}$ ) und B ( $\sim 0.056 \mu\text{g/g}$ ). In manchen Körnern steigen die Li-Gehalte zum Rand hin auf ca.  $2.1 \mu\text{g/g}$  an, während die Be- und B-Gehalte konstant bleiben. Der erste Messpunkt im Korn 1 (Abb. 7–12) sitzt auf der Korngrenze und zeigt anomal hohe Gehalte aller drei leichten Elemente.

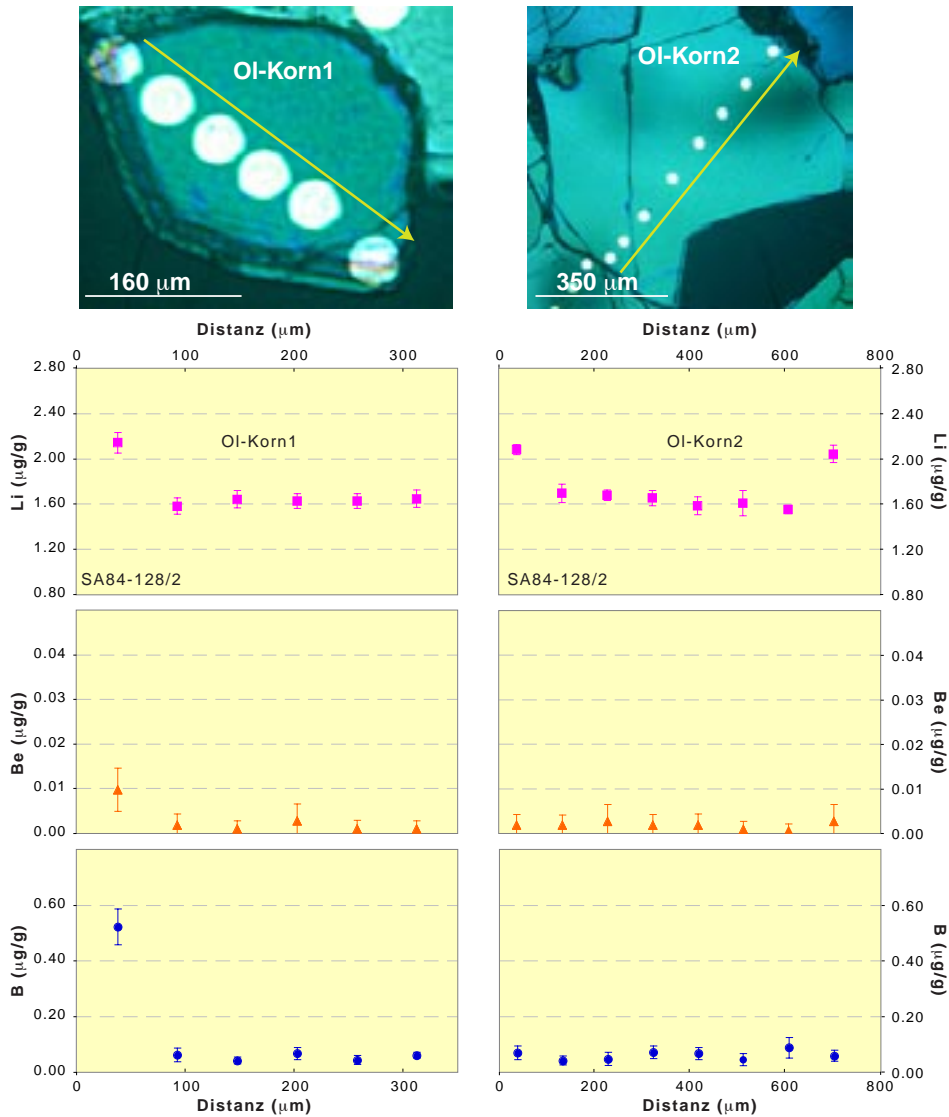


**Abb. 7–10.** Li-, Be- und B-Zonierungsprofile durch drei Cpx-Körner des Xenoliths SA84-128/2. Die Li-Gehalte nehmen vom Kern zum Rand leicht ab; im Querprofil von Korn 2 ist dies jedoch nicht zu sehen. Die Be- und B-Gehalte schwanken, sind aber innerhalb des  $2 \sigma$ -Fehlers (nahezu) konstant.





**Abb. 7–11.** Li-, Be- und B-Verteilung in drei Opx-Körnern des Xenoliths SA84-128/2. Die anomal hohen Li- und B-Gehalte beim ersten Messpunkt des Profils durch das Korn 3 und den anomal hohen B-Wert beim ersten Messpunkt des Profils durch das Korn 1 sind dadurch bedingt, dass ein Teil des Materials auf der Intergranularen mitgemessen wurde. Im B-Diagramm für Korn 3 wurde eine von den anderen B-Diagrammen abweichende Skalierung verwendet (rot).



**Abb. 7–12.** Li-, Be- und B-Gehalte entlang von Profilen durch zwei Olivinkörner des Xenoliths SA84-128/2. Im Profil durch das Korn 2 steigen die Li-Gehalte zu den Rändern hin an, während die Be- und B-Gehalte konstant sind. Beim Korn 1 ist die erste Analyse durch mitgemessenes Intergranular-Material beeinflusst.

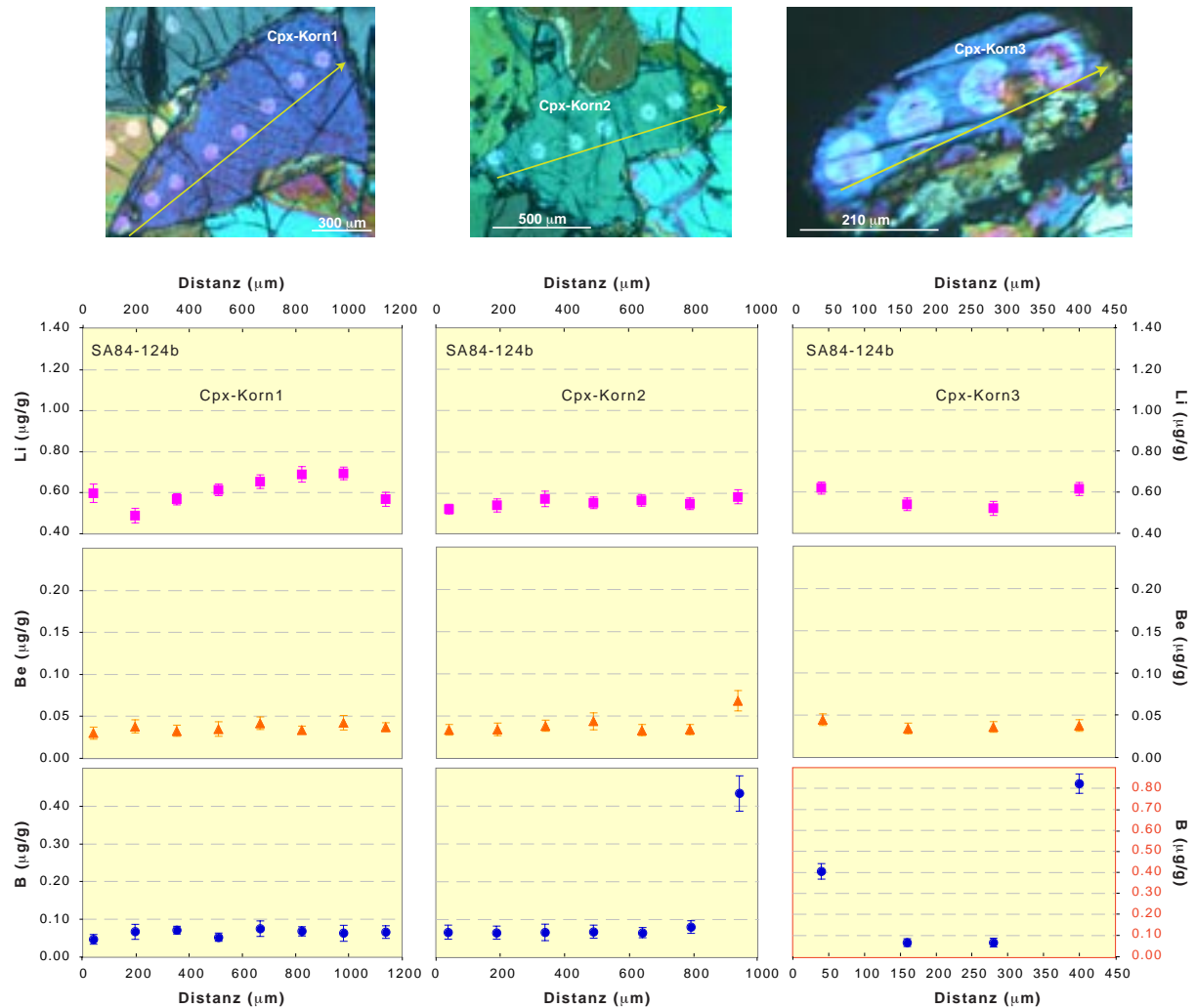
### 7.2.5. Spinell-Peridotit SA84–124b (Gruppe 1)

Clinopyroxen zeigt im allgemeinen nahezu konstante Gehalte an Li ( $\sim 0.6 \mu\text{g/g}$ ), Be ( $0.03 - 0.04 \mu\text{g/g}$ ) und B ( $\sim 0.065 \mu\text{g/g}$ ) (Abb. 7–13). Die am Rand von Korn 3 durchgeführten Messungen sind durch Risse und das darin befindliche Material beeinflusst.

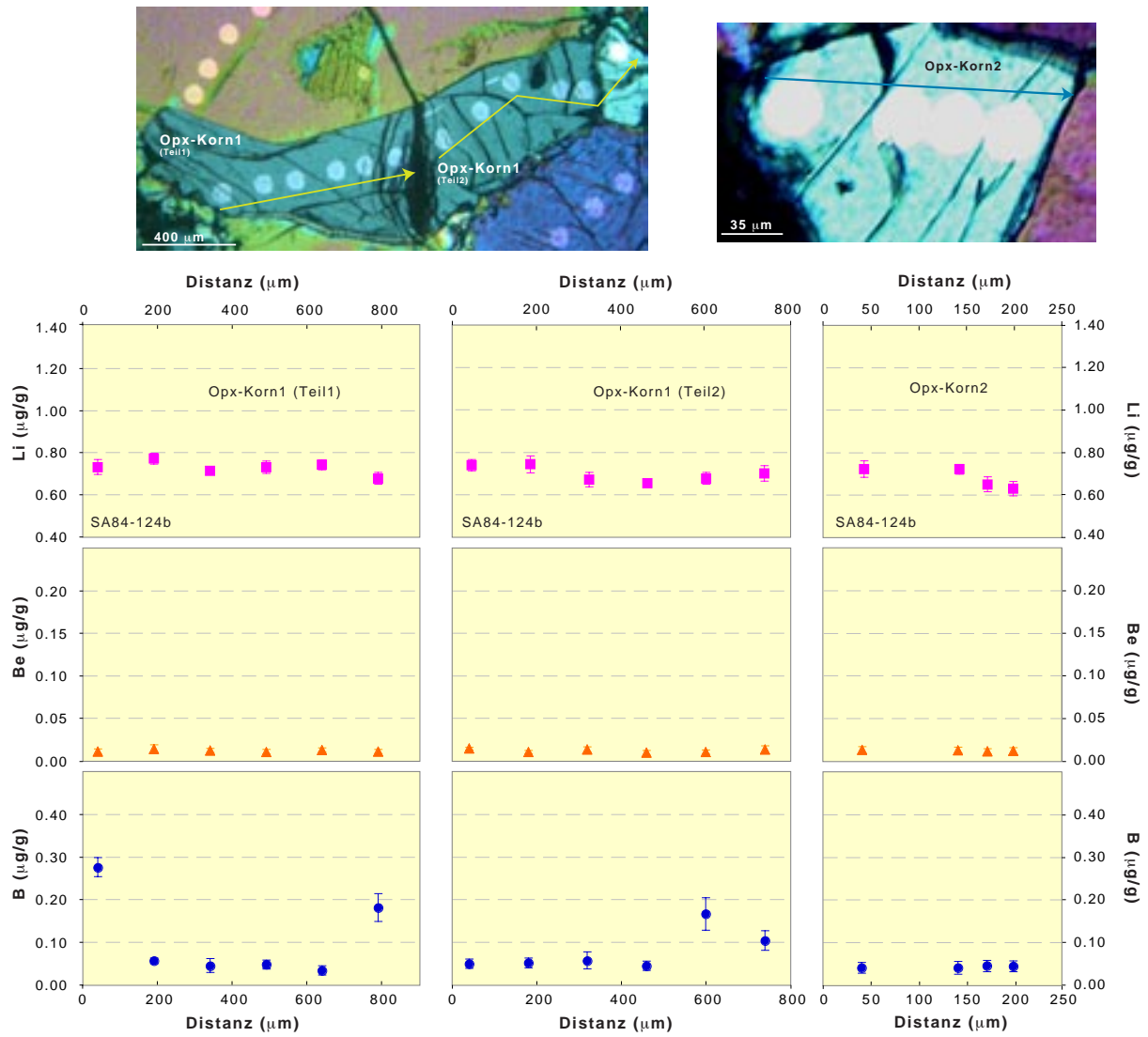
Orthopyroxen besitzt nahezu konstante Gehalte an Li ( $0.63 - 0.74 \mu\text{g/g}$ ), Be ( $0.10 - 0.14 \mu\text{g/g}$ ) und B (ca.  $0.05 \mu\text{g/g}$ ). Einige Messpunkte am Rand der Körner zeigen jedoch höhere B-Gehalte, wobei die im Vergleich zu anderen Messpunkten deutlich höheren Standardabweichungen für Kontaminationseffekte sprechen (Abb. 7–14).

Abgesehen von wenigen Messpunkten am Rand der Körner, die möglicherweise durch mitgemessene Intergranularbereiche oder anderes Material beeinflusst sind, weist Olivin nahezu

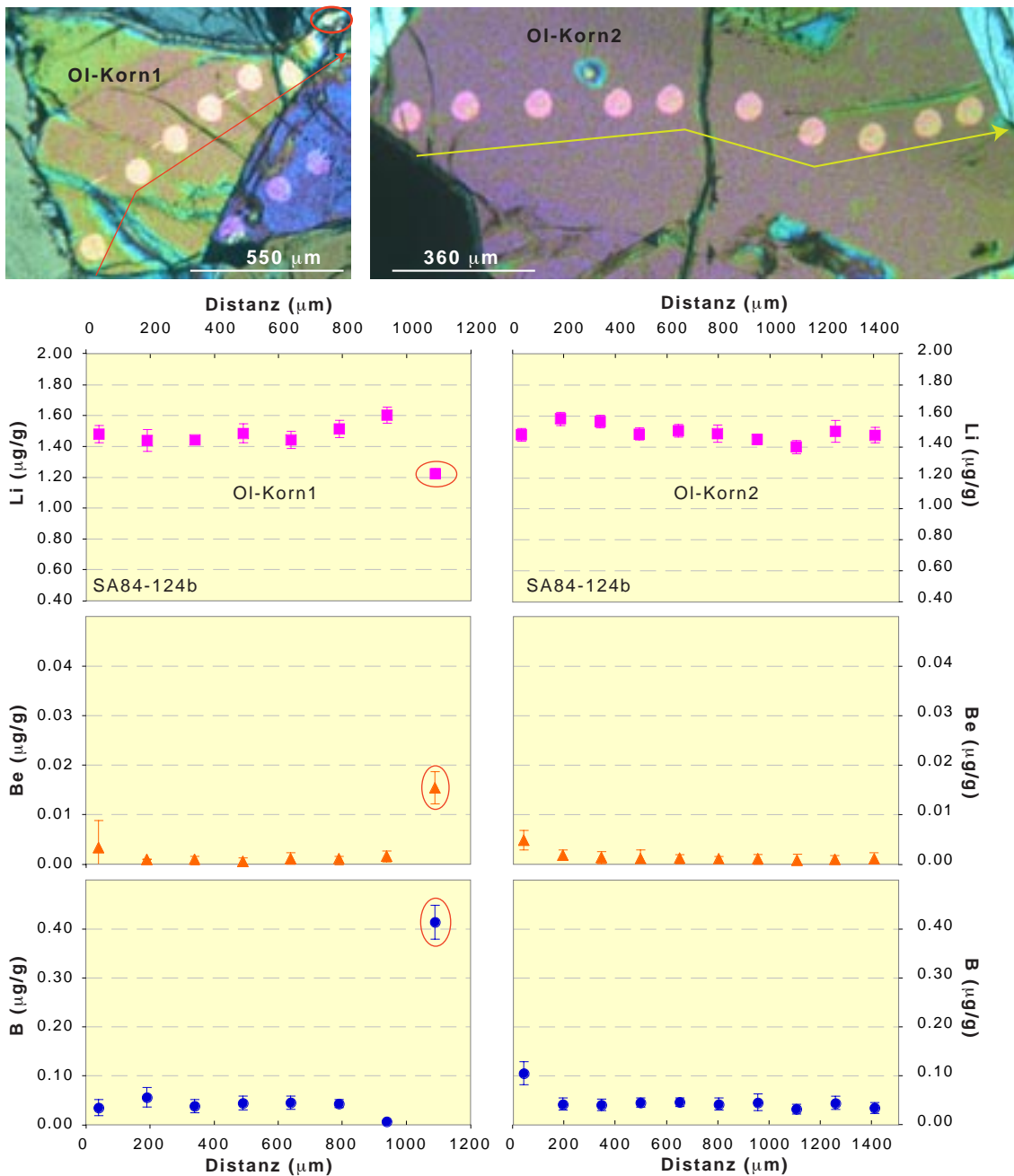
konstante Li-Gehalte von  $\sim 1.5 \mu\text{g/g}$  auf (Abb. 7–15). Auch die Konzentrationen an Be ( $\sim 0.001 \mu\text{g/g}$ ) und B ( $\sim 0.043 \mu\text{g/g}$ ) sind nahezu konstant.



**Abb. 7–13.** Li-, Be- und B-Konzentrationen entlang von Profilen durch drei Cpx-Körner des Xenoliths SA84–124b. Teilweise sind die B-Konzentrationen im Bereich von Rissen und am Rand höher als im Inneren der Körner. Im B-Diagramm für Korn 3 wurde eine von den anderen B-Diagrammen abweichende Skalierung verwendet (rot).



**Abb. 7–14.** Zonierungsmuster von Li, Be und B durch zwei Opx-Körner des Xenoliths SA84-124b. Im Bereich von Rissen zeigen sich erhöhte B-Gehalte. Ansonsten weisen alle drei Körner konstante Gehalte an leichten Elementen auf.



**Abb. 7–15.** Li-, Be- und B-Gehalte in zwei Olivinkörnern des Xenoliths SA84-124b. Im linken Profil ist der letzte Messpunkt durch anderes Material (Intergranulare) beeinflusst. Im rechten Profil wurde beim ersten Messpunkt ein Riss mit erfasst. Mit Ausnahme dieser Ausreißerwerte sind die Li-, Be- und B-Gehalte aber konstant.

### 7.2.6. Spinell-Peridotit SA84-38 (Gruppe 2)

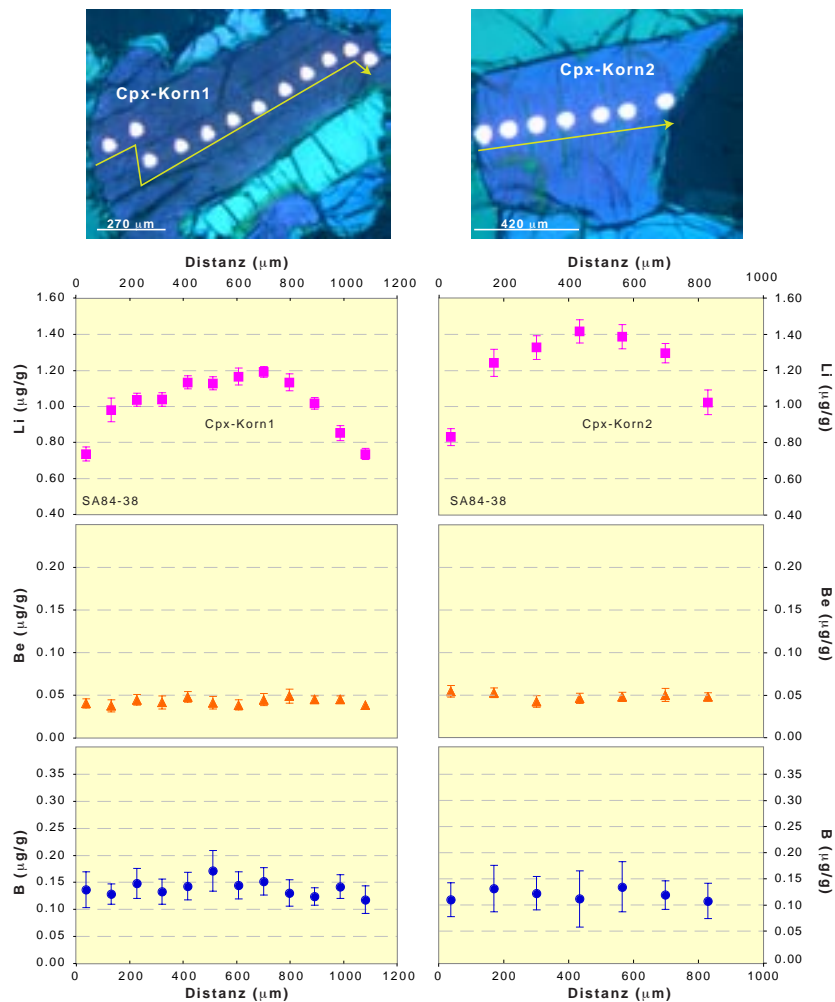
Die Li-Gehalte der Clinopyroxen-Körner nehmen vom Kern zum Rand stark ab (Abb. 7–16). Keines der analysierten Cpx-Körner zeigt ein Plateau, so dass es nicht verwundert, dass die höchsten Li-Gehalte der Körner unterschiedlich sind und zwischen  $\sim 1.2$  und  $1.4 \mu\text{g/g}$  variieren. Die Li-Konzentrationen an den Rändern der Cpx-Körner liegen zwischen  $0.7$  und  $1.0 \mu\text{g/g}$ . Die Be- und B-

Gehalte sind im Rahmen der analytischen Unsicherheiten nahezu konstant ( $0.031 - 0.052 \mu\text{g/g}$  bzw.  $0.118 - 0.191 \mu\text{g/g}$ ) (Abb. 7–16).

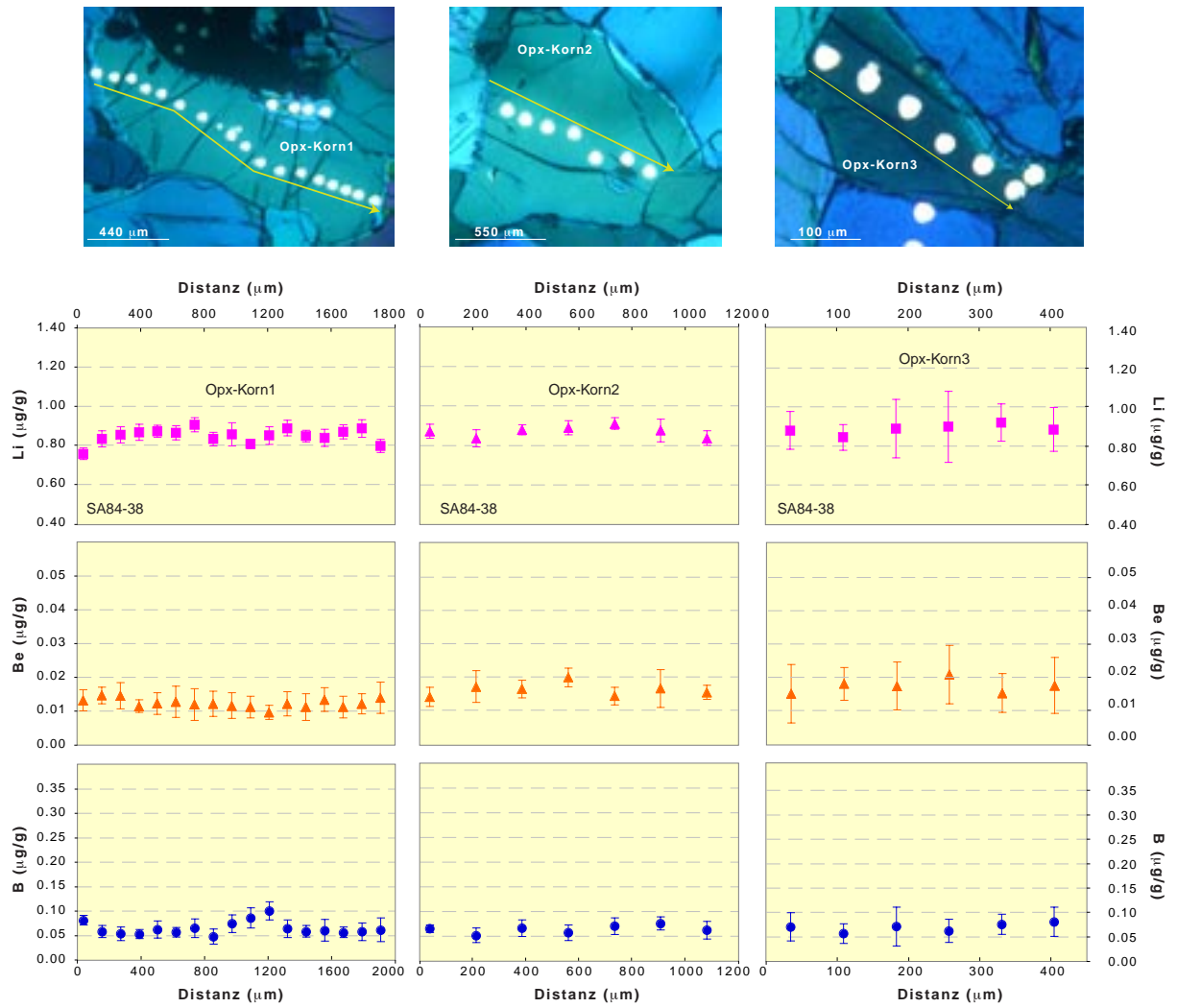
Im Orthopyroxen zeigen die Konzentrationen von Li ( $0.76 - 0.91 \mu\text{g/g}$ ), Be ( $0.010 - 0.020 \mu\text{g/g}$ ) und B ( $0.048 - 0.100 \mu\text{g/g}$ ) innerhalb der einzelnen und zwischen den verschiedenen Körnern keine systematischen Variationen (Abb. 7–17).

Olivin weist, von einem niedrigeren Wert am Rand des Korn 1 abgesehen, Li-Gehalte von ca.  $1.6 \mu\text{g/g}$  auf (Abb. 7–18). Die Gehalte an Be ( $0.001-0.002 \mu\text{g/g}$ ) und B ( $0.05 - 0.12 \mu\text{g/g}$ ) zeigen unsystematische Variationen.

Der Peridotit SA84-38 ist stärker verarmt ( $X_{\text{Cr}}$  von Spinell  $\approx 0.190$ ) als der Peridotit SA94-32 ( $X_{\text{Cr}}$  von Spinell  $\approx 0.094$ ). Trotzdem besitzen alle Phasen des Xenoliths SA84-38 im Vergleich zu jenen des Xenoliths SA84–32 höhere Gehalte an Li, Be und B (Tab. 8–2).

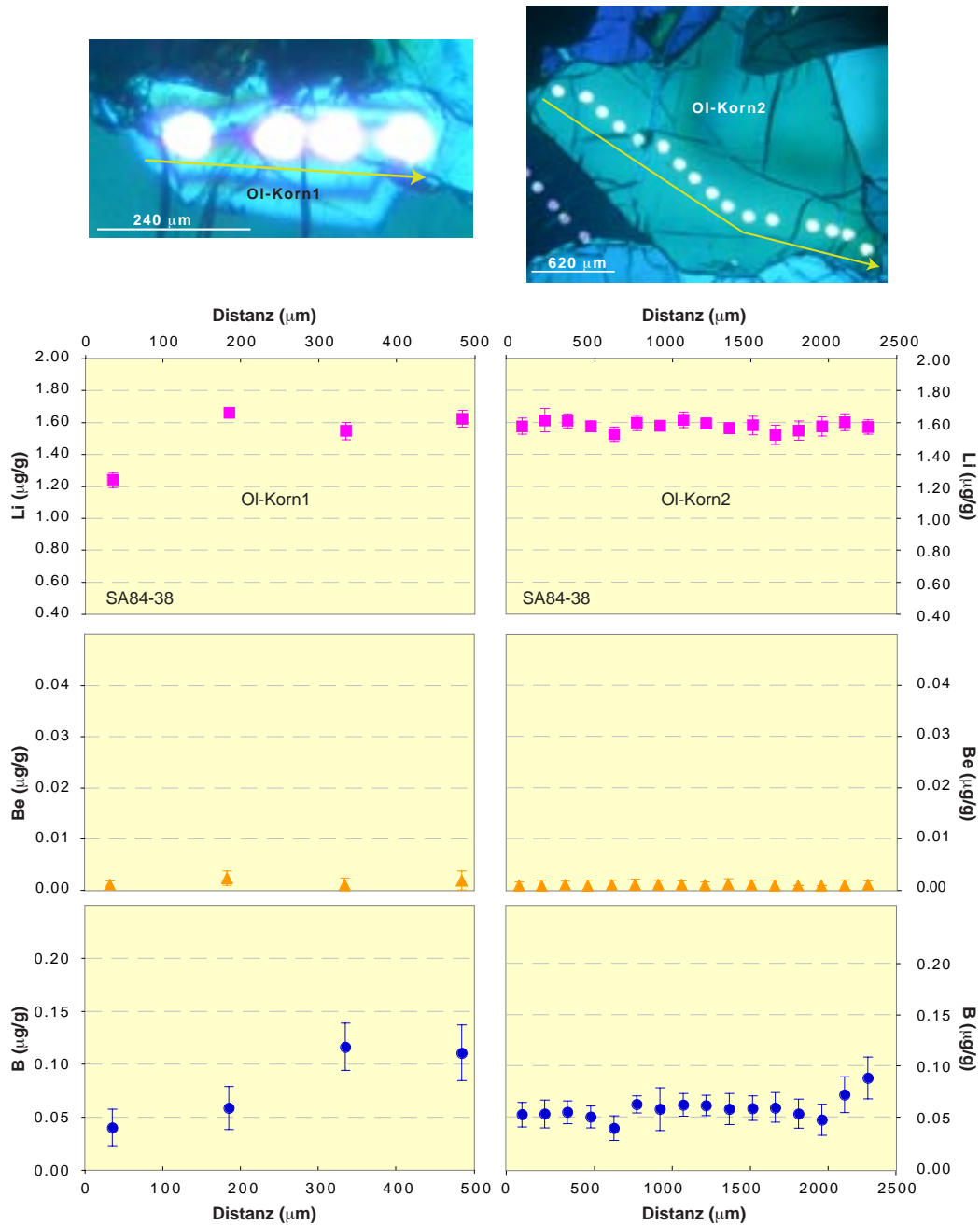


**Abb. 7–16.** Li-, Be- und B-Konzentrationsprofile durch zwei Cpx-Körner des Xenoliths SA84-38. Beide Körner weisen eine randwärts gerichtete Abnahme der Li-Konzentration auf, wobei im Kern kein Plateau mehr erhalten ist. Daher muss auch der Li-Gehalt im Kern des Cpx-Korns 2 noch als Minimalwert für die ursprüngliche Li-Konzentration im Cpx dieser Probe angesehen werden.



**Abb. 7–17.** Li-, Be- und B-Zonierungen in drei Opx-Körnern der Probe SA84-38. Die Konzentrationen aller drei leichten Elemente sind im Rahmen der analytischen Unsicherheiten ( $2\sigma$ ) nahezu konstant.





**Abb. 7–18.** Li-, Be- und B-Konzentrationsprofile durch zwei Olivinkörner des Xenoliths SA84-38. Korn 1 weist sowohl bei Li als auch bei B starke Schwankungen auf. Die relativ hohe Standardabweichungen bei den Bor-Meßwerten deuten möglicherweise auf geringe Kontamination hin.

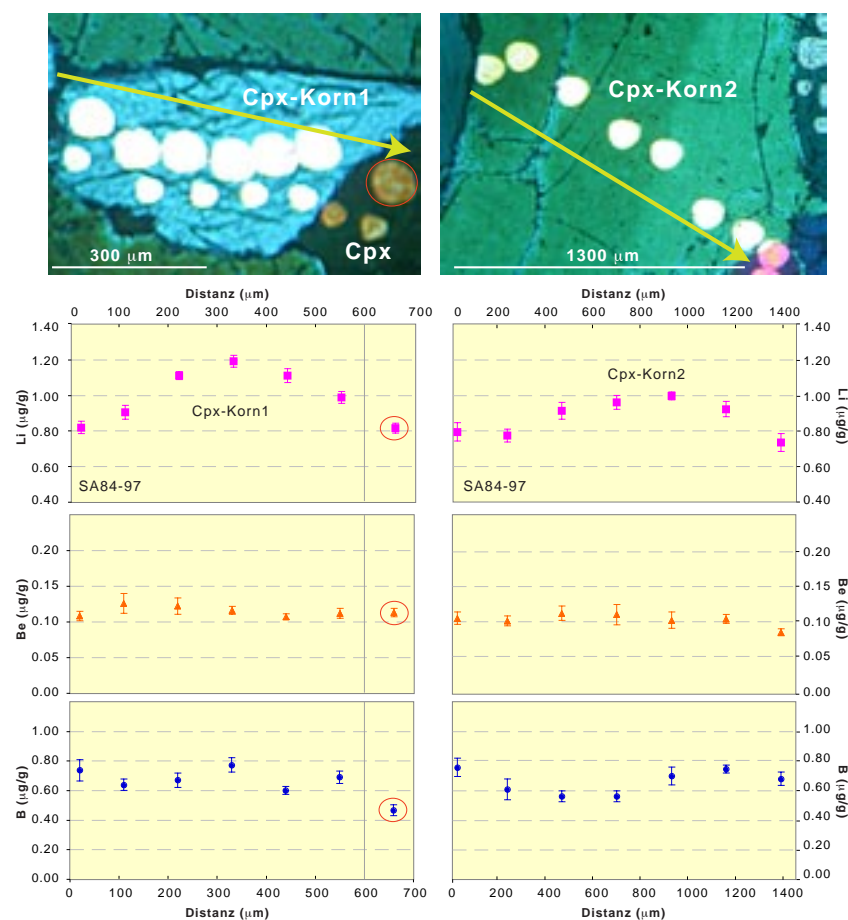
### 7.2.7. Spinell-Peridotit SA84-97 (Gruppe 2)

Auch bei dieser Probe nehmen die Li-Gehalte in den Clinopyroxen-Körnern vom Kern zum Rand ab, wahrscheinlich bedingt durch diffusiven Verlust. Keines der untersuchten Körner zeigt im Kern ein Plateau, so dass der höchste gemessene Li-Gehalt von 1.21  $\mu\text{g/g}$  als Minimalwert anzusehen ist (Abb. 7–19). Die Be- und B-Gehalte schwanken unsystematisch, wobei die Streuung etwas größer ist als die analytische Unsicherheit (Abb. 7–19).

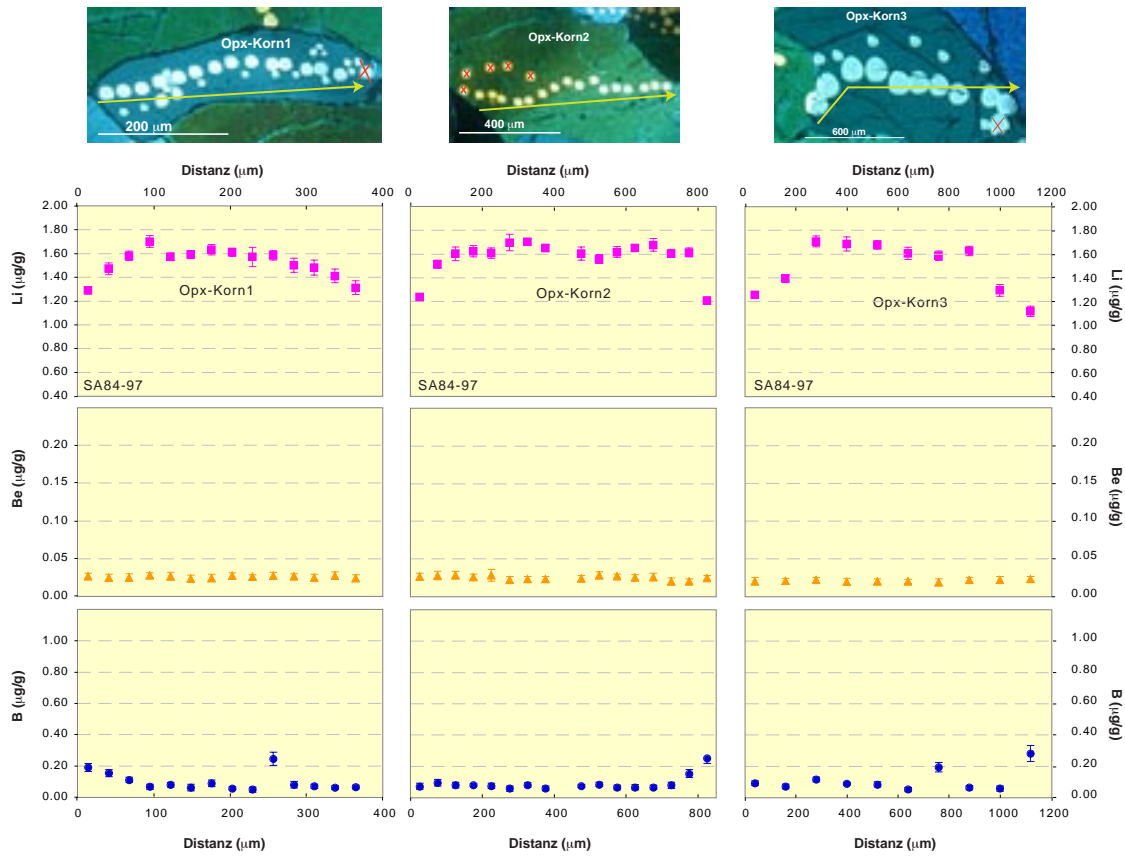


Auch die Orthopyroxen-Körner zeigen vom Kern zum Rand abnehmende Li-Gehalte, wobei die meisten Körner im Kernbereich ein Plateau mit Li-Gehalten von ca. 1.7  $\mu\text{g/g}$  zeigen (Abb. 7–20). Während die Be-Gehalte (0.019 – 0.028  $\mu\text{g/g}$ ) im Rahmen der analytischen Unsicherheit nahezu konstant sind, variieren die B-Konzentrationen sehr viel stärker (Abb. 7–20). Abgesehen von einigen „Ausreißerwerten“ weisen manche Opx-Körner eine randwärts gerichtete Zunahme im B-Gehalt auf (Abb. 7–20).

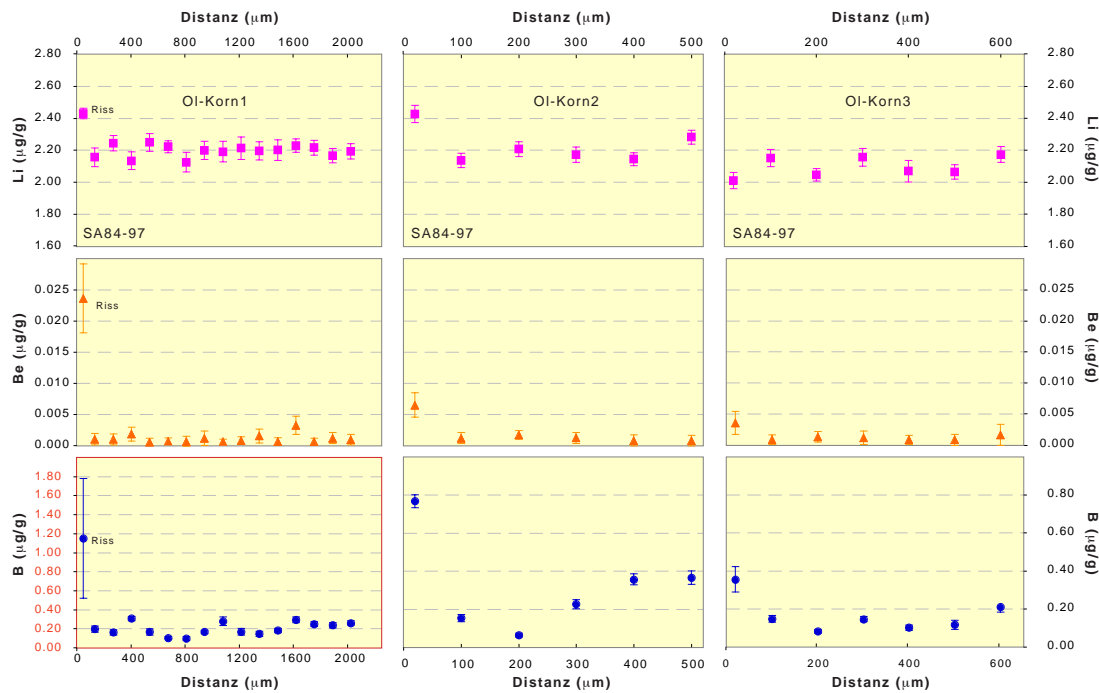
Abgesehen von wenigen, durch Material in Rissen oder der Intergranulare beeinflussten Analysen besitzen die Olivinkörner nahezu konstante Li-Gehalte (2.12 – 2.28  $\mu\text{g/g}$ ). Auch die Be-Gehalte schwanken nur in engen Grenzen (ca. 0.001 – 0.002  $\mu\text{g/g}$ ). Dagegen zeigen die B-Konzentrationen relativ starke und unsystematische Schwankungen, die nur teilweise durch mitgemessenes Fremdmaterial erklärt werden können (Abb. 7–21).



**Abb. 7–19.** Li-, Be- und B-Zonierungsprofile durch Cpx-Körner der Probe SA84-97. Auch bei diesem Xenolith fallen die Li-Gehalte im Cpx zum Rand hin ab. In keinem der Körner ist noch ein Plateau erhalten. Die kleineren, parallel verlaufenden Messpunkte im Korn 1 stellen SIMS-Messungspunkte für Sc, V und Co dar.



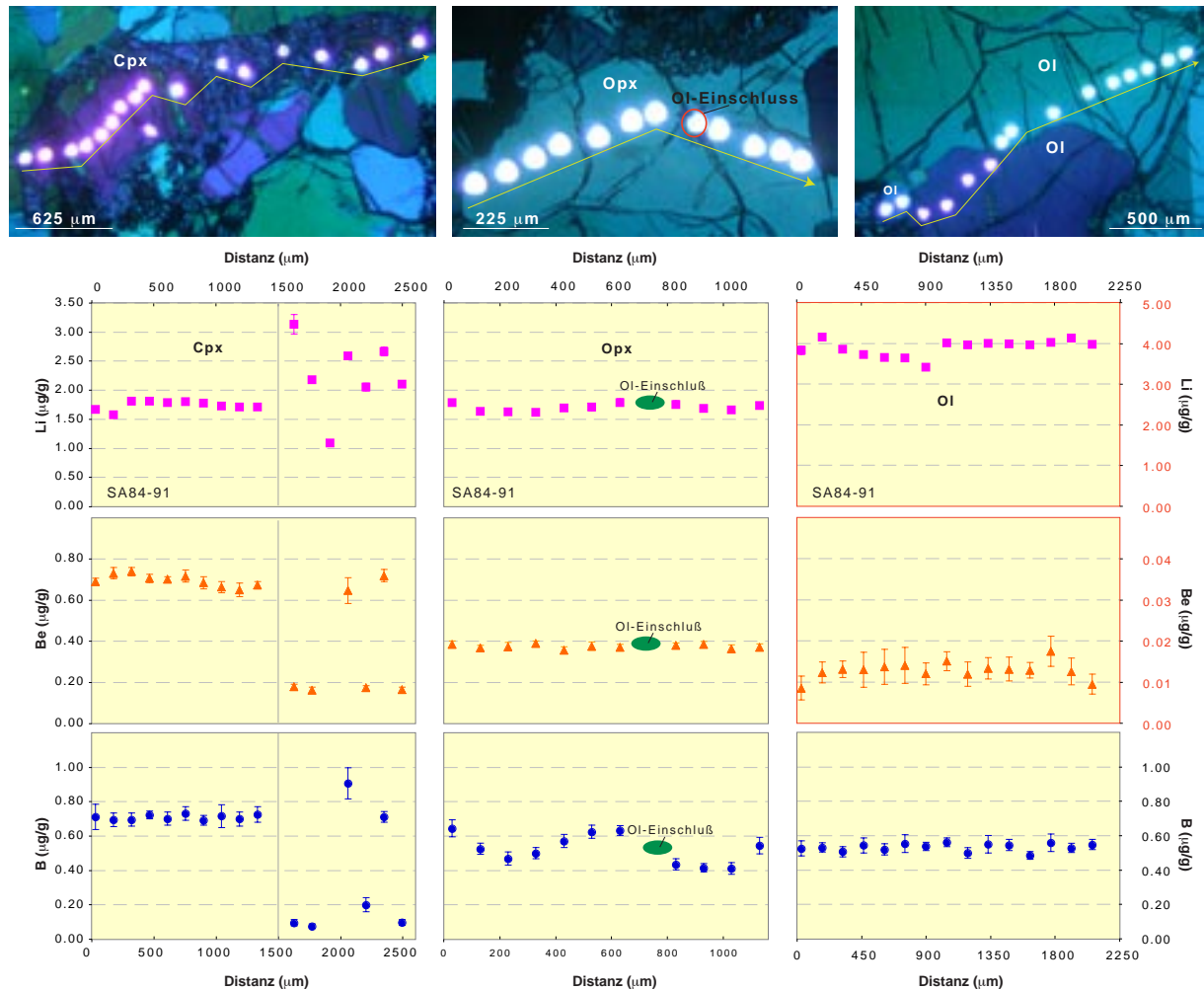
**Abb. 7–20.** Li, Be und B in drei Opx-Körnern des Xenoliths SA84-97. Während die Li-Gehalte zum Rand hin abnehmen, zeigen die B-Gehalte zum Rand hin eine leichte Zunahme. Die etwas kleineren Messpunkte im Opx-Korn 3 stammen von Sc-, V- und Co-Messungen her.



**Abb. 7–21.** Li-, Be- und B-Gehalte in drei Olivin-Körnern des Xenoliths SA84-97. Beim jeweils ersten Messpunkt der Körner 1 und 2 wurde Intergranularmaterial mit erfasst. Im B-Diagramm für Korn 1 wurde eine von den anderen B-Diagrammen abweichende Skalierung verwendet (rot).

7.2.8. Spinell-Peridotit SA84-91 (Gruppe 3)

Viele Clinopyroxen-Körner dieser Probe sind randlich von infiltrierter Schmelze „schwammartig“ korrodiert und in ihrer Zusammensetzung verändert (vgl. Abschnitt 6.4.2.1). Die hiervon nicht betroffenen, noch primären Kernbereiche weisen nahezu konstante Konzentrationen von Li (1.57 – 1.81 µg/g), Be (0.65 – 0.74 µg/g) und B (0.69 – 0.73 µg/g) auf. In den veränderten Randbereichen variieren alle drei Elemente unsystematisch, wobei aber die Be- und B-Gehalte fast generell kleiner, die Li-Gehalte meist größer als im primären Kernbereich sind (Abb. 7–22).



**Abb. 7–22.** Li-, Be- und B-Konzentrationen in Cpx, Opx und Olivin des Xenoliths SA84-91. Die Konzentrationen der leichten Elemente im nicht korrodierten Teil des Cpx sind homogen, im Vergleich dazu steigen die Li-Gehalte im korrodierten Bereich an, die Be- und B-Gehalte nehmen hingegen ab (mit Ausnahme zweier Werte). Der Opx weist vergleichsweise konstante Li- und Be-Gehalte auf. Im Kontakt zum OI-Einschluss steigt der B-Gehalt und untergeordnet auch der Li-Gehalt des Opx leicht an. Olivin zeigt konstante Li-, Be- und B-Gehalte; außergewöhnlich sind jedoch die im Vergleich zu allen anderen gemessenen Olivinen aus anderen Proben um eine Größenordnung erhöhten Be-Gehalte. Im Li- und Be-Diagramm für Olivin wurde eine von den anderen Diagrammen abweichende Skalierung verwendet (rot).

Die nicht korrodierten Opx-Körner zeigen vor allem an der Grenze zu Olivin eine randwärts gerichtete leichte Zunahme von Li und B, während die Be-Gehalte konstant sind (Abb. 7–22). Die Olivinkörner weisen erstaunlich hohe, unsystematisch variierende Li-Konzentrationen zwischen 3.41

und 4.15 µg/g auf (Abb. 7–22). Die Konzentrationen von B (0.48 – 0.56 µg/g) und Be (0.008 – 0.017 µg/g) sind ebenfalls hoch und im wesentlichen konstant.

Insgesamt ist festzustellen, dass dieser auf der Basis der Haupt- und Nebenelemente verarmte Spinell-Peridotit der Gruppe 3 bereits vor der Infiltration durch Schmelzen (jetzt Glas auf der Intergranularen) metasomatisch überprägt wurde. Alle primären Phasen zeigen gegenüber normalen Peridotiten deutlich erhöhte Gehalte an Li, B und Be. Auffällig ist, dass die Li/B- und B/Be-Verhältnisse aller Minerale vergleichsweise niedrig sind, d.h., Be wurde stärker angereichert als Li und B. Dies deutet auf eine Schmelze als metasomatisches Agens hin.

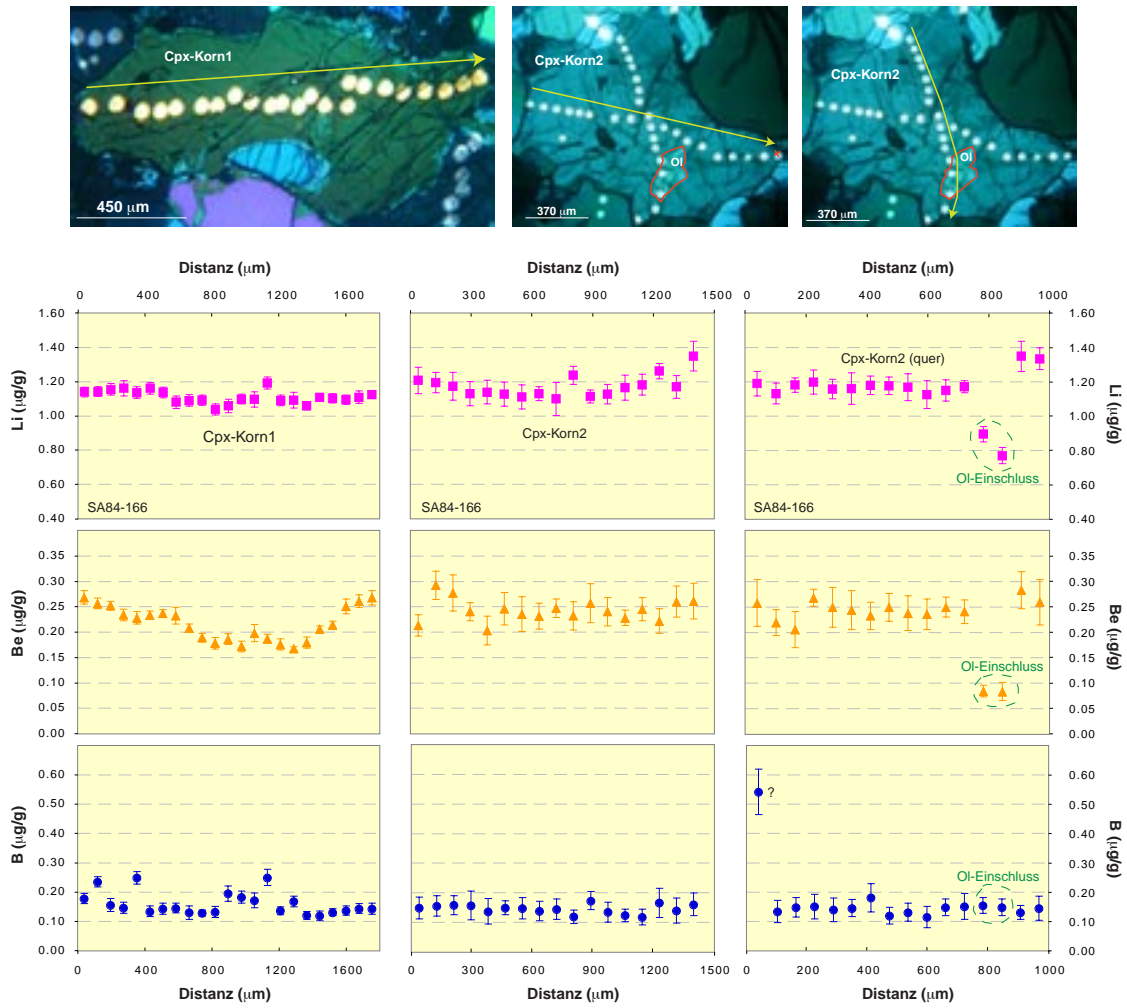
#### 7.2.9. Spinell-Peridotit SA84-166 (Gruppe 4)

Die Cpx-Körner dieses durch niedrige  $X_{Mg}$ -Werte seiner Phasen charakterisierten Peridotits (vgl. Kapitel 4) zeigen nahezu konstante Li-Gehalte von ca. 1.1 µg/g; nur in manchen Körnern steigt der Li-Gehalt zum Rand hin auf Werte von ca. 1.2 µg/g oder mehr an (Abb. 7–23). Während die B-Gehalte eher konstant sind oder unsystematisch variieren (0.11 – 0.19 µg/g), nehmen die Be-Gehalte in manchen Körnern vom Kern (ca. 0.17 µg/g) zum Rand (0.27 µg/g) zu oder zeigen in anderen Körnern unsystematische Variationen zwischen 0.20 und 0.29 µg/g (Abb. 7–23).

Abgesehen von einem Ausreißerwert mit höherer Standardabweichung für Bor sind die Opx- und Olivin-Körner bezüglich Li, Be und B nahezu homogen (Abb. 7–24 und 7–25).

In den sekundär gebildeten Pargasit-Körnern konnten aufgrund geringer Korngröße nur Einzelpunktmessungen gemacht werden. Die Li-Gehalte im Kern der verschiedenen Körner variieren von 0.89 bis 2.38 µg/g. Die Li-Gehalte am Rand der Pargasitkörner entsprechen meist den Gehalten im Kern; nur in einem Prg-Korn konnte ein Abfall von 2.38 µg/g (Kern) auf 0.93 – 1.46 µg/g (Rand) beobachtet werden. Die Konzentrationen von Be und B sind im Kern der Körner (0.48 µg/g bzw. 0.13 µg/g) deutlich höher als in ihren Randbereichen (0.21 – 0.26 µg/g bzw. 0.04 – 0.07 µg/g). Die sekundär gebildeten Pargasit-Körner sind demnach bezüglich der drei leichten Elemente Li, Be und B sehr heterogen zusammengesetzt, wobei sich oft, aber nicht immer eine systematische Kern-Rand-Zonierung erkennen lässt. Im Vergleich zum primären Clinopyroxen ergaben sich bei den meisten Messpunkten (deutlich) höhere Gehalte an Li und Be, während die B-Gehalte beider Phasen meist ähnlich sind.

Die Zusammensetzung der Glasbereiche variiert in Abhängigkeit vom „Kontaktmineral“. Gläser im Kontakt zu sekundärem Pargasit haben deutlich niedrigere Li-Gehalte (0.03 – 0.21 µg/g) als Gläser, die an primären Cpx grenzen (1.2 – 1.7 µg/g). Im Gegensatz dazu sind die Konzentrationen von Be und B in Glasbereichen neben Amphibol deutlich höher (1.68 – 2.13 µg/g bzw. 2.29 – 3.07 µg/g) als in solchen neben Cpx (0.24 – 0.68 µg/g bzw. 0.17 – 0.69 µg/g).



**Abb. 7–23.** Konzentrationsprofile von Li, Be und B in drei Cpx-Körnern des Xenoliths SA84-166. Dies ist der einzige Xenolith, in dem die Li-Gehalte der Cpx-Körner zum Rand hin ansteigen. Im Cpx-Korn 1 nimmt zudem auch der Be-Gehalt zu. Die B-Gehalte in allen drei Cpx-Körnern sind nahezu konstant bzw. schwanken unsystematisch.

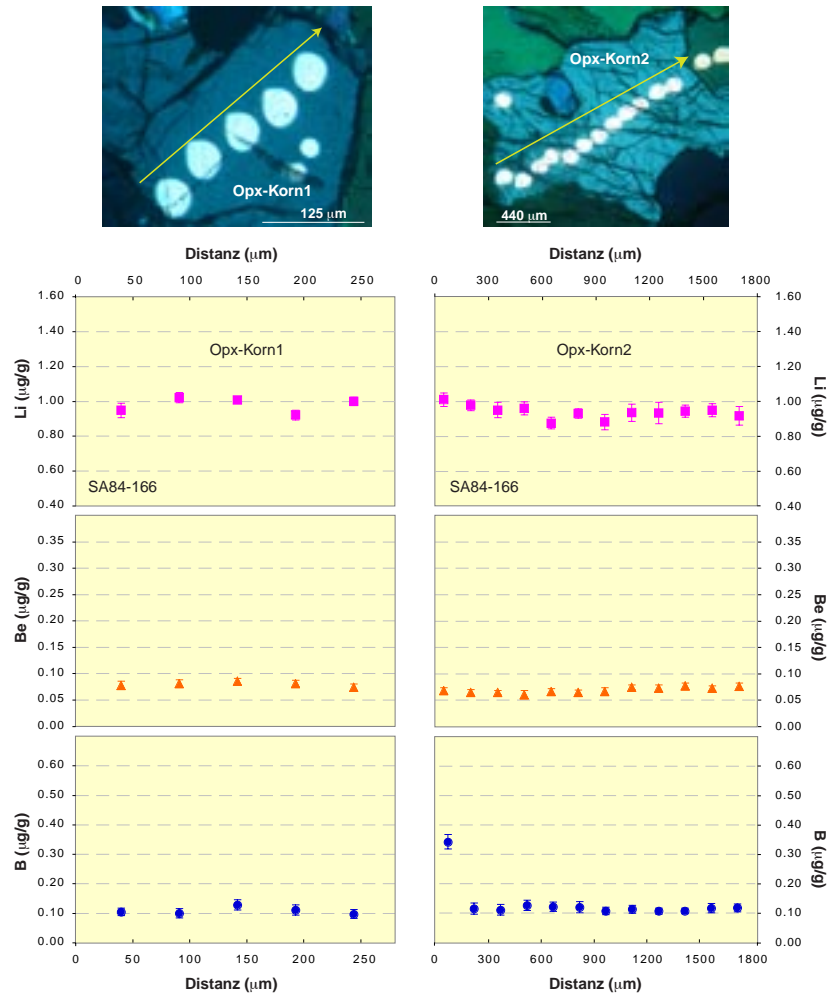


Abb. 7-24. Beide Opx-Körner des Xenoliths SA84-166 weisen nahezu konstante Li-, Be- und B-Gehalte auf. Lediglich am linken Rand des Korn 2 ergab sich ein „Ausreißerwert“ für B.

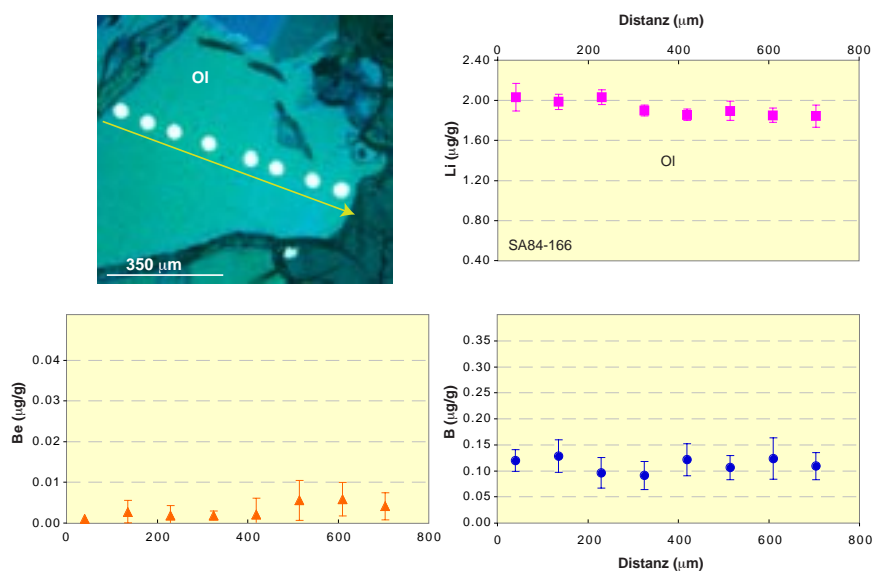


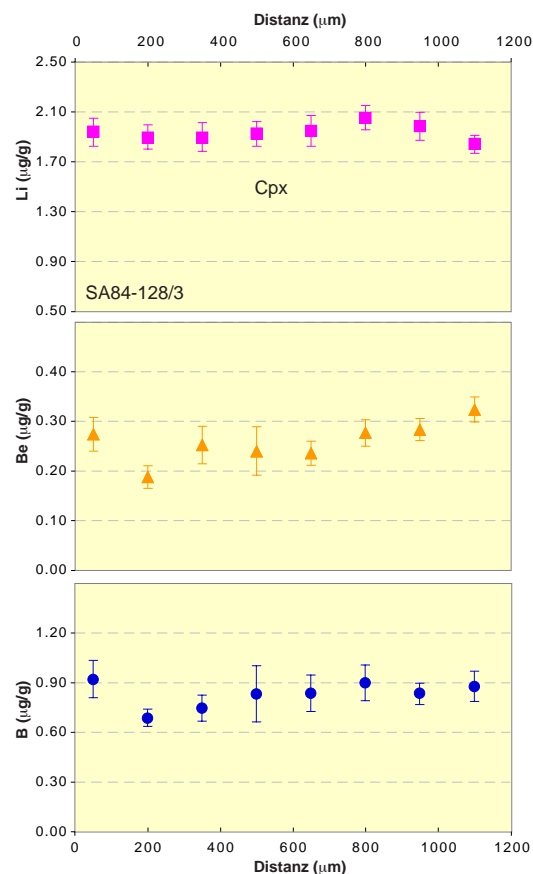
Abb. 7-25. Li-, Be- und B-Konzentrationsprofile durch ein Olivin-Korn des Xenoliths SA84-166.

7.2.10. Pargasitreicher Peridotit SA84-128/3

Abgesehen von einigen „Ausreißerwerten“ weisen die primären Phasen dieses metasomatisch stark überprägten Peridotits im Rahmen der analytischen Unsicherheiten keine systematischen Variationen in ihren durchwegs sehr hohen Li-, Be- und B-Gehalten auf (Abb. 7–26). Die Li-Gehalte im Clinopyroxen variieren von 1.84 – 2.05  $\mu\text{g/g}$ , Be liegt bei 0.19 – 0.32  $\mu\text{g/g}$  und B bei 0.69 – 0.92  $\mu\text{g/g}$ . Auch die Orthopyroxene sind mit Li-Gehalten von 1.66 bis 1.85  $\mu\text{g/g}$ , Be-Gehalten von 0.06 bis 0.22  $\mu\text{g/g}$  und B-Gehalten von 0.47 bis 0.85  $\mu\text{g/g}$  im Vergleich zu anderen Proben an den leichten Elementen angereichert (Abb. 7-27).

Olivin ist bezüglich Li und Be homogen; nur ein Li-Wert ist etwas erhöht. Auffallend ist, dass der linke Bereich des Ol-Korns 1 deutlich geringere B-Gehalte als der rechte Bereich und das Ol-Korn 2 aufweist (Abb. 7-28).

Der sekundär durch Verdrängung von Clinopyroxen (und Spinell?) gebildete Pargasit besitzt nahezu konstante Konzentrationen an Li (1.03 – 1.31  $\mu\text{g/g}$ ), Be (0.94 – 1.21  $\mu\text{g/g}$ ) und B (1.19 – 1.59  $\mu\text{g/g}$ ). Bemerkenswert ist, dass der sekundäre Pargasit im Vergleich zum primären Cpx wesentlich geringere Li-, aber deutlich höhere Be- und B-Gehalte aufweist.



**Abb. 7–26.** Die Li-, Be- und B-Gehalte im Cpx des Xenoliths SA84-128/3 sind im Vergleich zu Clinopyroxenen anderer Peridotit-Xenolithe erhöht. Li ist konstant, Be und B steigen beidseitig zum Rand leicht an.

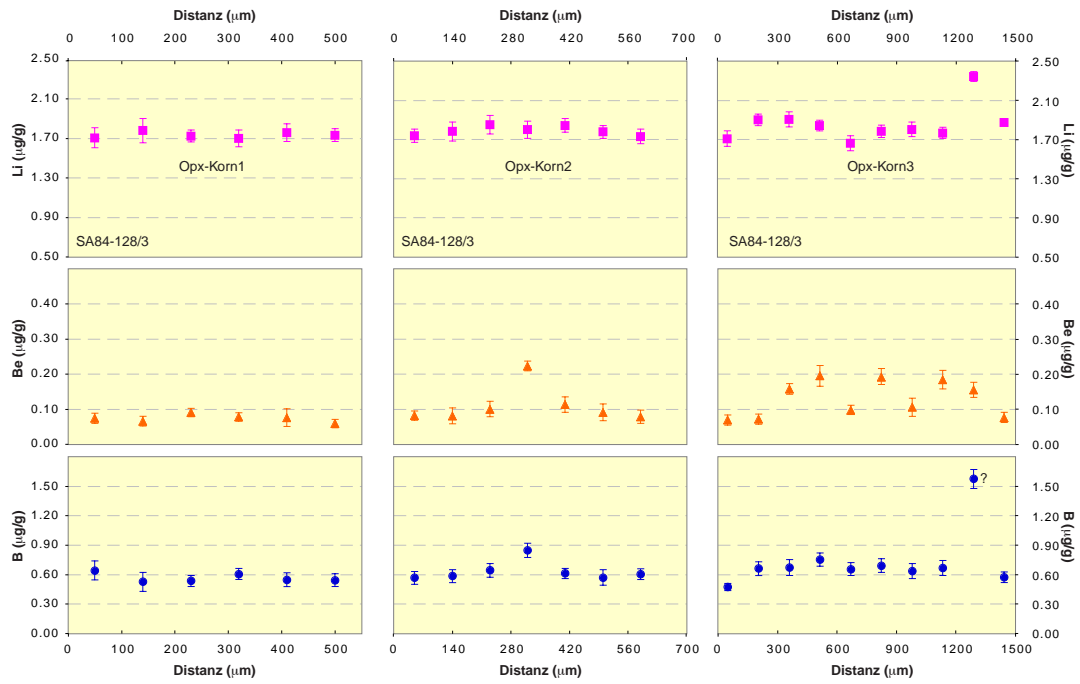


Abb. 7–27. Li-, Be- und B-Konzentrationsprofile über drei Opx-Körner des Xenoliths SA84-128/3.

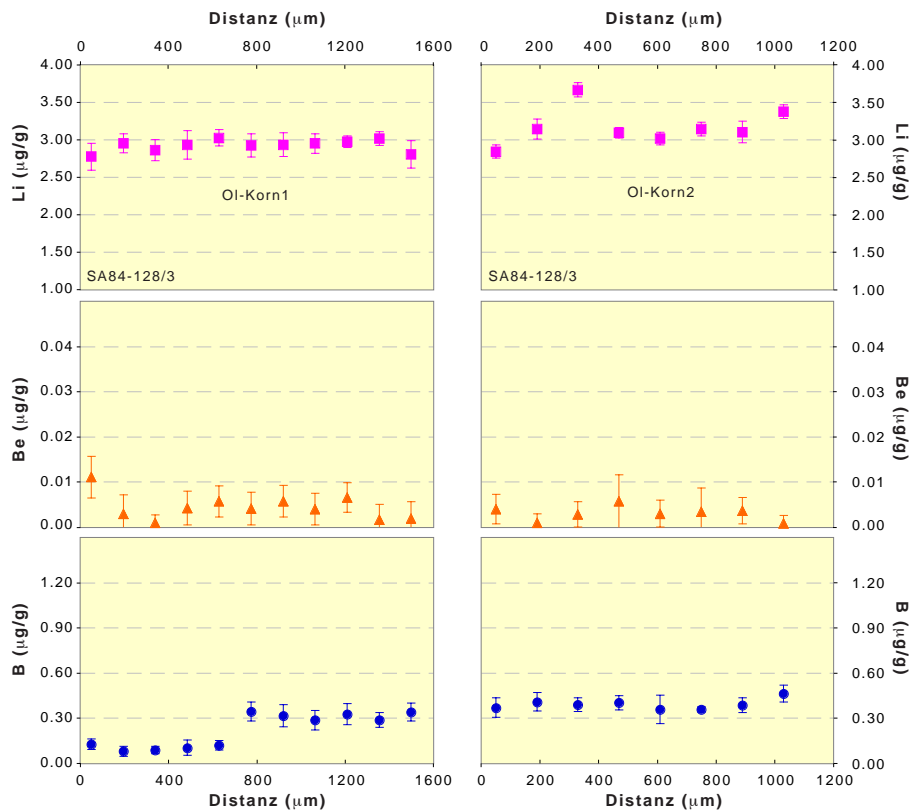
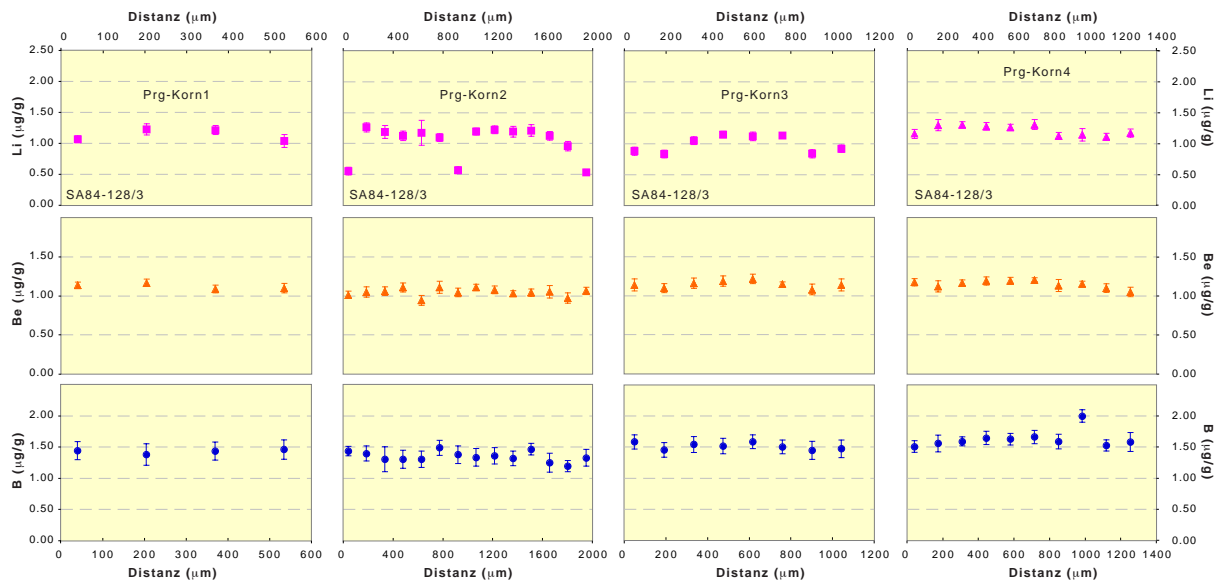


Abb. 7–28. Li, Be und B in Olivin-Körnern des Xenoliths SA84-128/3.





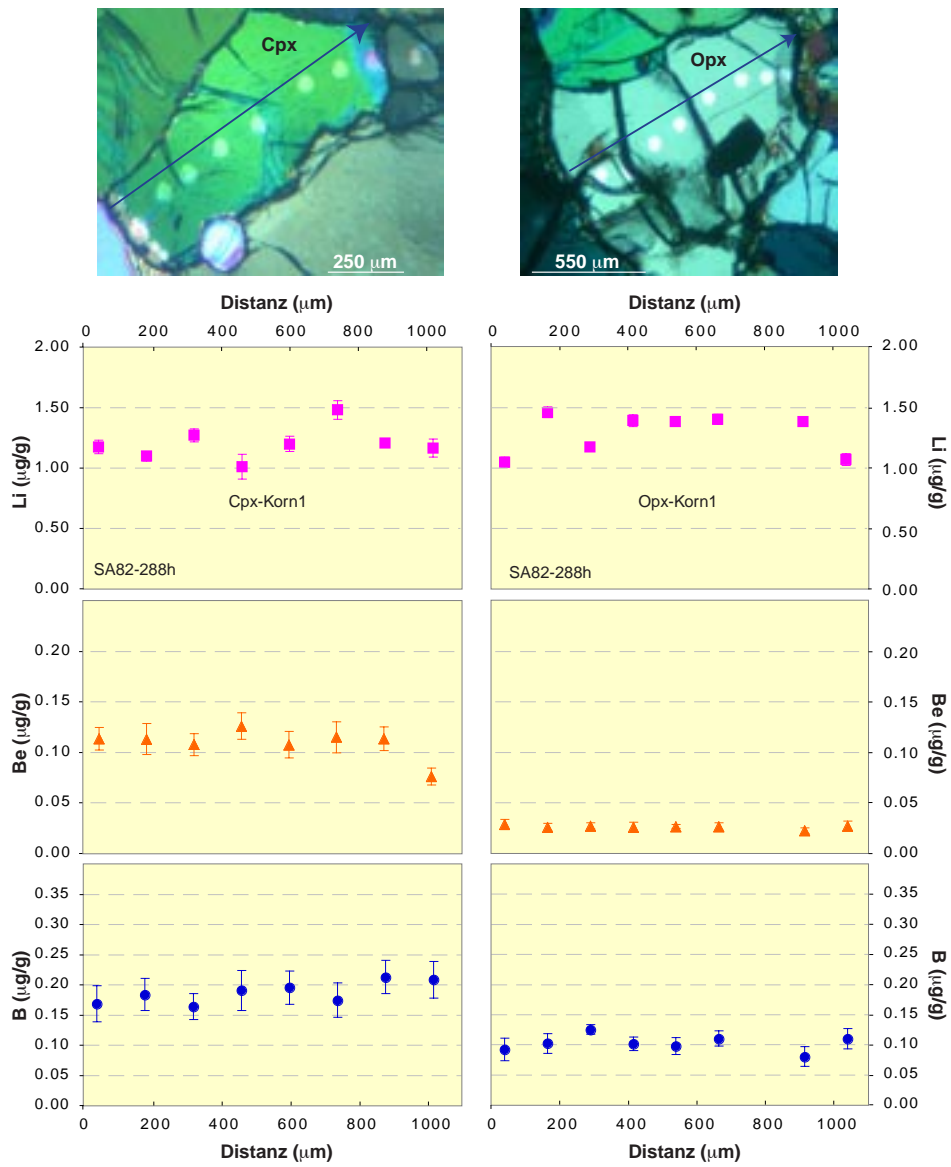
**Abb. 7–29.** Li, Be und B in sekundären Pargasit-Körnern des Xenoliths SA84-128/3. Pargasit besitzt im Vergleich zu Olivin und den Pyroxenen etwas niedrigere Li-Gehalte, die zum Kornrand hin abnehmen können. Die nahezu konstanten Be- und B-Gehalte sind im Vergleich zu Olivin und den Pyroxenen deutlich höher.

### 7.2.11. Spinell-Websterit SA82-288h

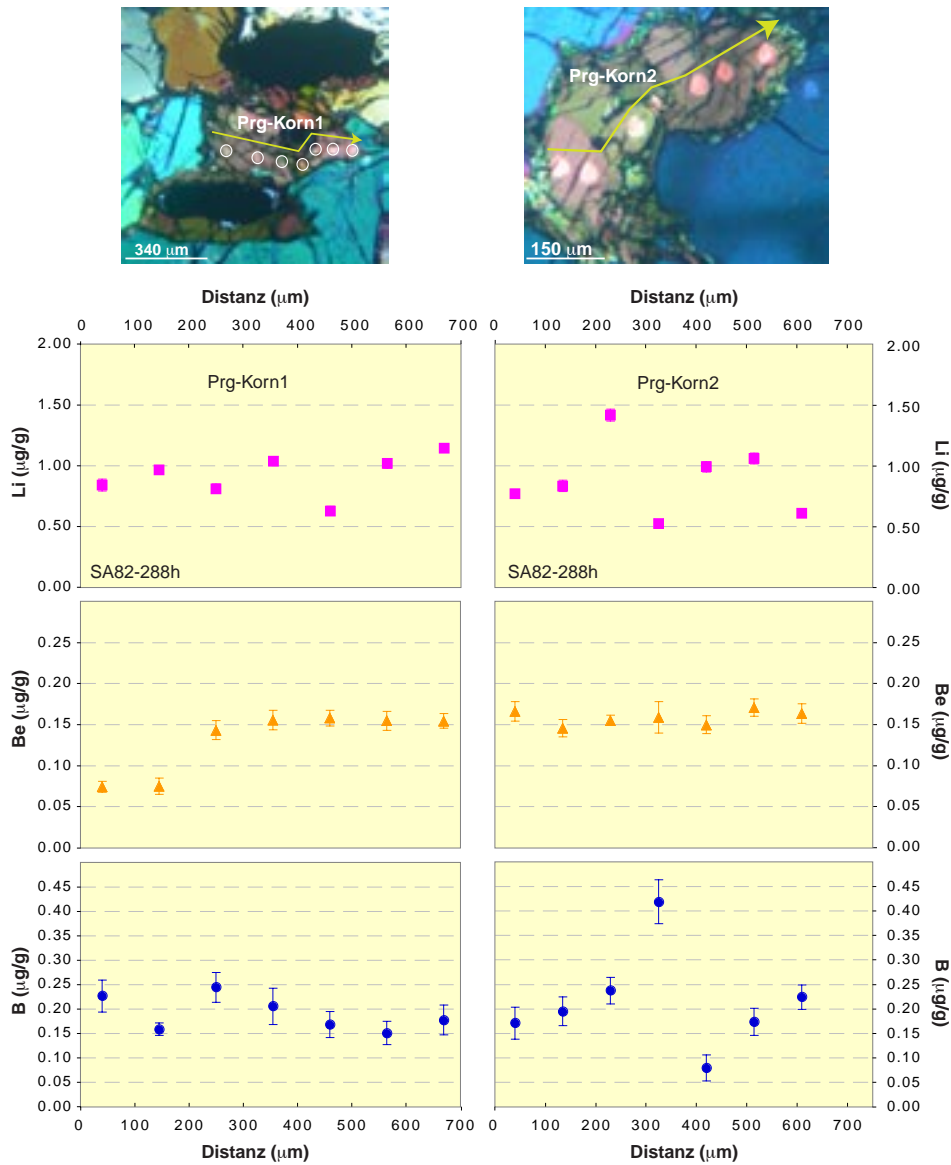
Dieser ebenfalls metasomatisch überprägte Spinell-Websterit (sekundärer Pargasit!) besitzt relativ geringe Gehalte an den drei leichten Elementen Li, Be und B. Die Clinopyroxen-Körner zeigen auch innerhalb eines Kornes (unsystematisch) schwankende Li-Gehalte zwischen 1.01 und 1.48 µg/g (Abb. 7–30). Dagegen sind die Gehalte an Be (0.08 – 0.13 µg/g) und B (0.16 – 0.21 µg/g) im Rahmen der analytischen Unsicherheiten nahezu konstant.

Orthopyroxen weist ähnliche, ebenfalls deutlich schwankende Li-Gehalte wie Cpx auf (1.07 – 1.47 µg/g) während die nahezu konstanten Be-Gehalte deutlich tiefer als beim Cpx sind (ca. 0.02 µg/g). Die B-Gehalte schwanken unsystematisch zwischen 0.08 und 0.13 µg/g (Abb. 7–30).

Der sekundäre Pargasit ist bezüglich Li, Be und B nicht homogen (Abb. 7–31). Während die Li-Gehalte (0.52 – 1.42 µg/g) etwas geringer als im Cpx sind, sind die Konzentrationen von Be (0.07 – 0.17 µg/g) und B (0.17 – 0.24 µg/g) mit denen im Cpx vergleichbar.



**Abb. 7–30.** Konzentrationsprofile für die leichten Elemente durch je ein Cpx- und Opx-Korn des Xenoliths SA82-288h. Die Li-Gehalte in beiden Pyroxenen schwanken unsystematisch.



**Abb. 7–31.** Konzentrationsprofile von Li, Be und B über zwei Pargasit-Körner des Spinell-Websterits SA82–288h. Bei beiden Körnern schwanken die Gehalte an leichten Elementen unsystematisch.

### 7.2.12. Spinell-Websterit SA82-288n

Auch in diesem Spinell-Websterit weisen die Clinopyroxene unsystematisch schwankende Li-, Be- und B-Gehalte auf, die denen des Spl-Websterits SA82-288h gleichen (Abb. 7–32). Die Opx-Körner sind bezüglich ihrer Li-, Be- und B-Gehalte nahezu homogen (Abb. 7-33).

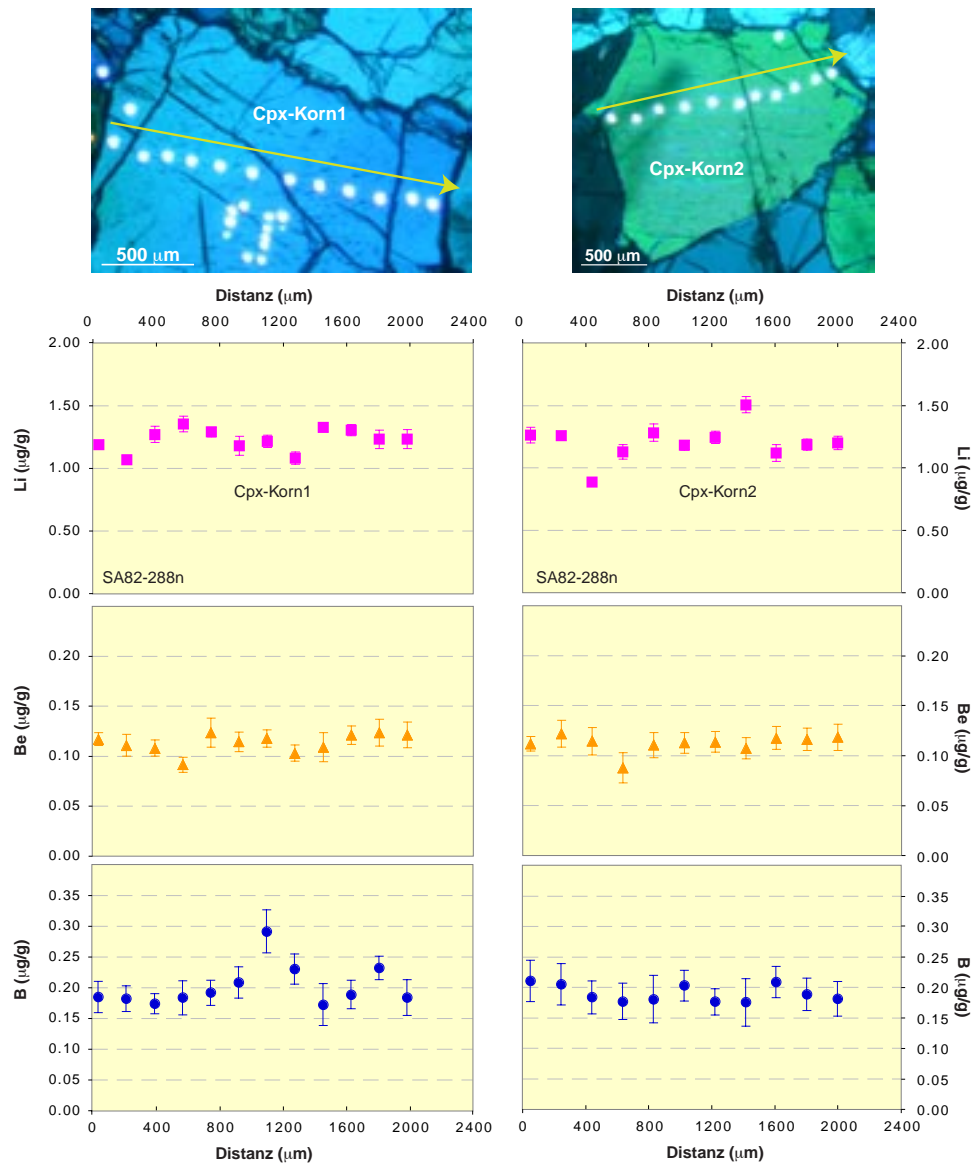


Abb. 7–32. Li-, Be- und B-Konzentrationen in zwei Cpx-Körnern des Spinell-Websterit-Xenoliths SA84-288n.

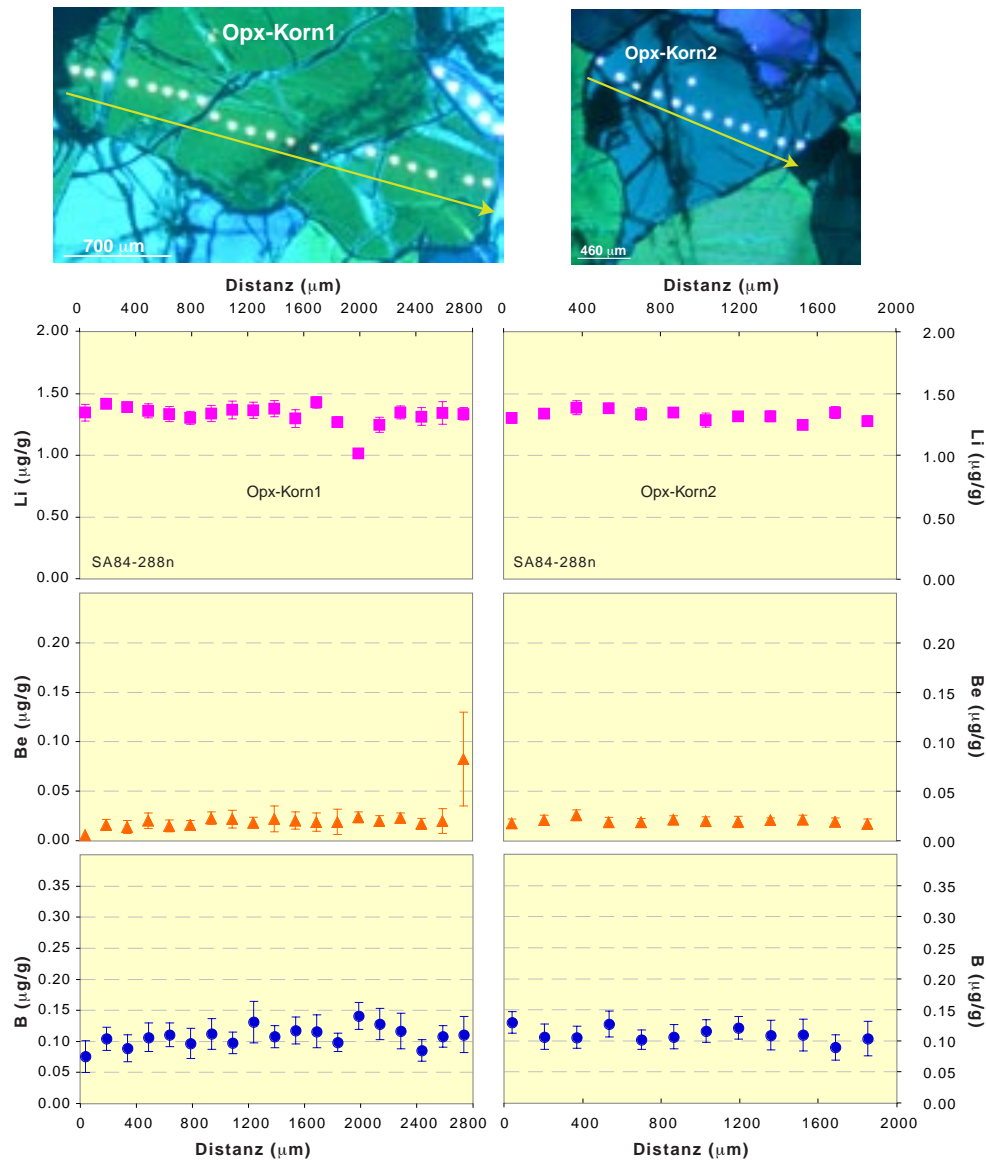


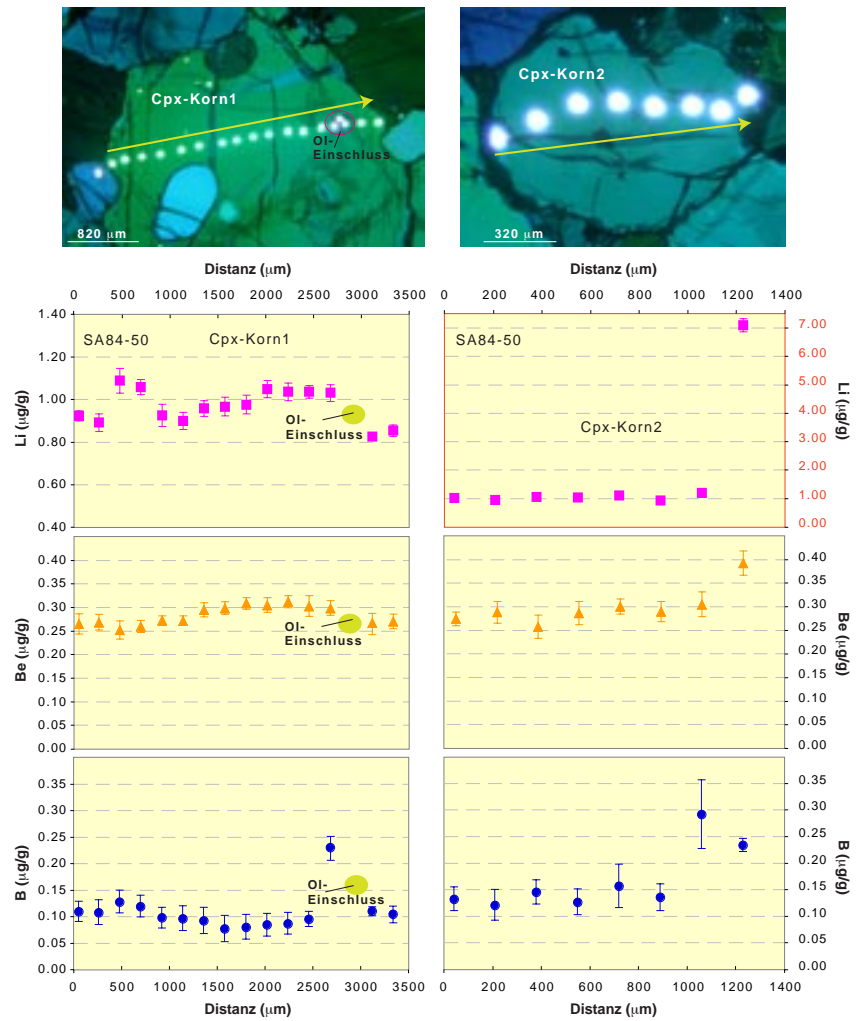
Abb. 7-33. Li-, Be- und B-Konzentrationsprofile zweier Opx-Körner der Probe SA82-288n.

### 7.2.13 Spinell-Olivin-Clinopyroxenit SA84-50

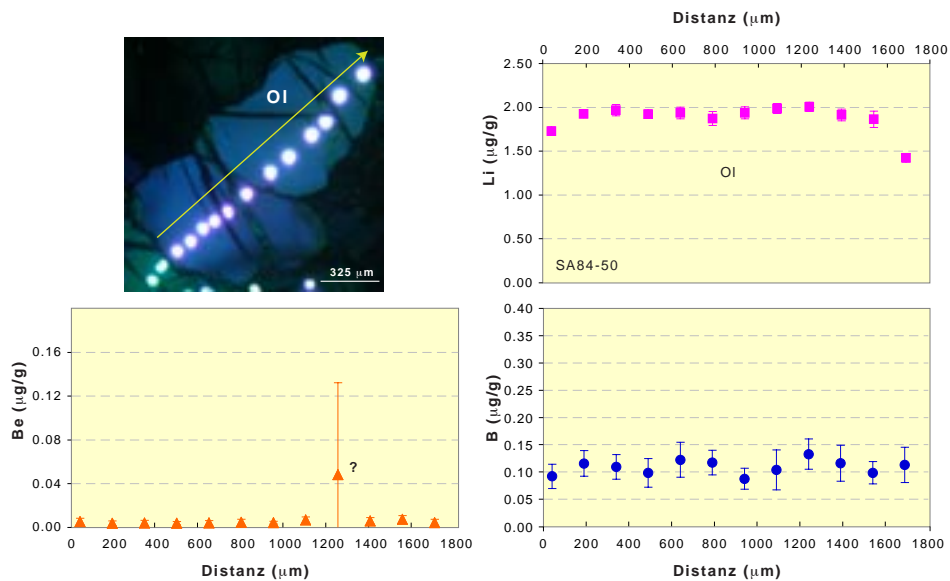
Clinopyroxen weist leicht variierende Gehalte an Li (0.83 – 1.18 µg/g) und Be (0.25 – 0.31 µg/g) auf (Abb. 7-34). Die B-Gehalte variieren mit Werten von 0.08 – 0.29 µg/g etwas stärker.

Olivin zeigt recht konstante Gehalte an Li (1.86 – 2.00 µg/g), Be (0.001 – 0.007 µg/g) und B (0.09 – 0.13 µg/g); lediglich die Li-Gehalte nehmen im Randbereich der Körner geringfügig auf Werte von ~ 1.42 µg/g ab (Abb. 7-35).

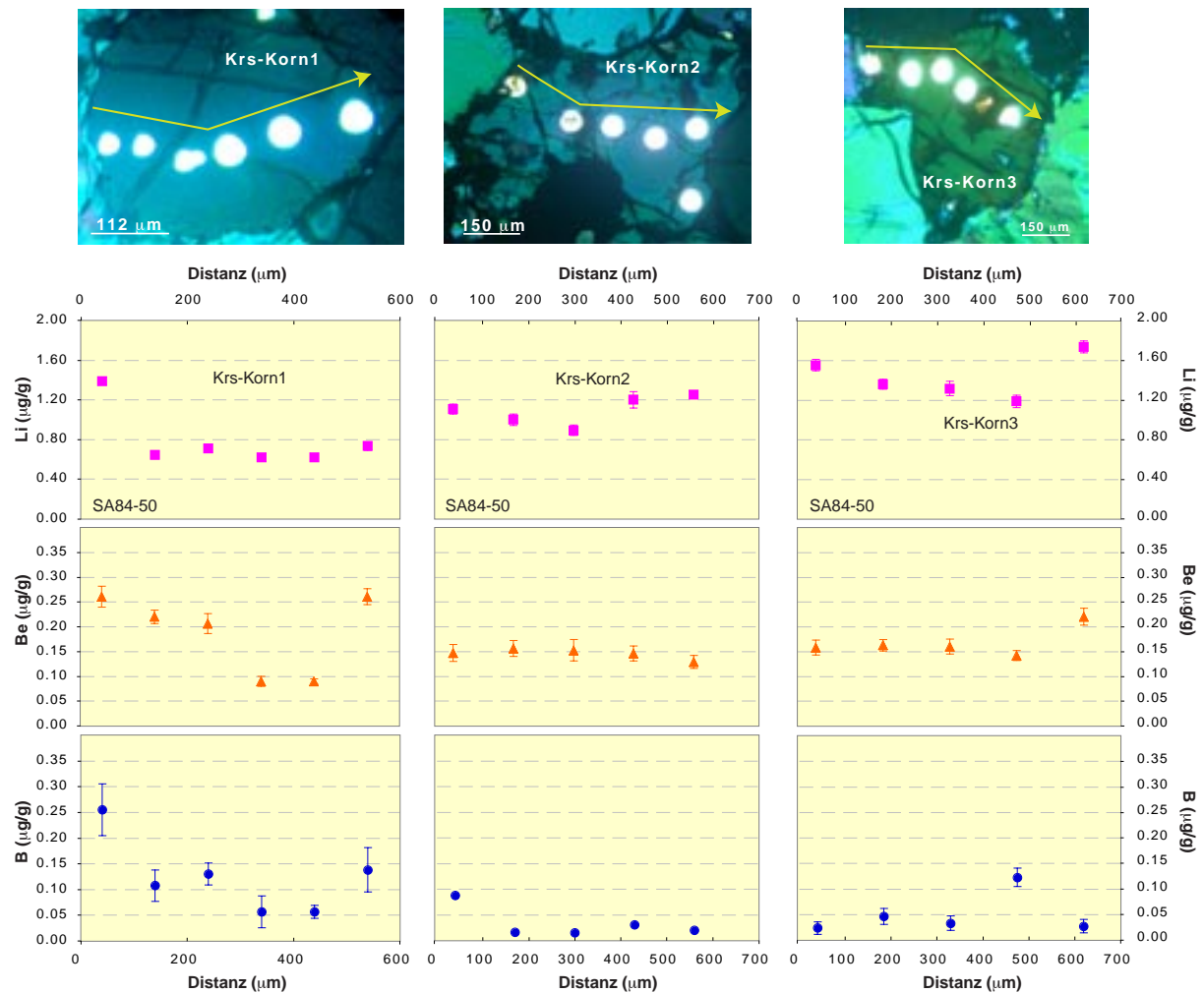
Der sekundäre Kaersutit zeigt vom Kern zum Rand eine Zunahme in den Konzentrationen aller drei leichten Elemente (Abb. 7-36).



**Abb. 7-34.** Li, Be und B in Cpx-Körnern des Xenoliths SA84-50. Besonders das Cpx-Korn 1 weist relativ starke Variationen in den Gehalten aller drei Elemente auf. Am rechten Rand des Cpx-Korns 2 zeigt sich der Einfluß von Intergranularmaterial. Im Li-Diagramm von Korn 2 wurde eine andere Skalierung verwendet im Vergleich zu Korn 1 (rot).



**Abb. 7-35.** Mit Ausnahme eines Ausreißerwertes im Be-Profil sind die Li-, Be- und B-Gehalte im Ol der Probe SA84-50 homogen. Lediglich am Rand fallen die Li-Gehalte leicht ab.



**Abb. 7-36.** Die Li-, Be- und B-Gehalte der drei Kaersutit-Körner des Xenoliths SA84-50 steigen jeweils zum Rand hin unterschiedlich stark an. Korn 1 besitzt im Vergleich zu Korn 2 und 3 tiefere Li-, aber etwas höhere Be- und B-Gehalte. Korn 2 ist im Be und B nahezu homogen.

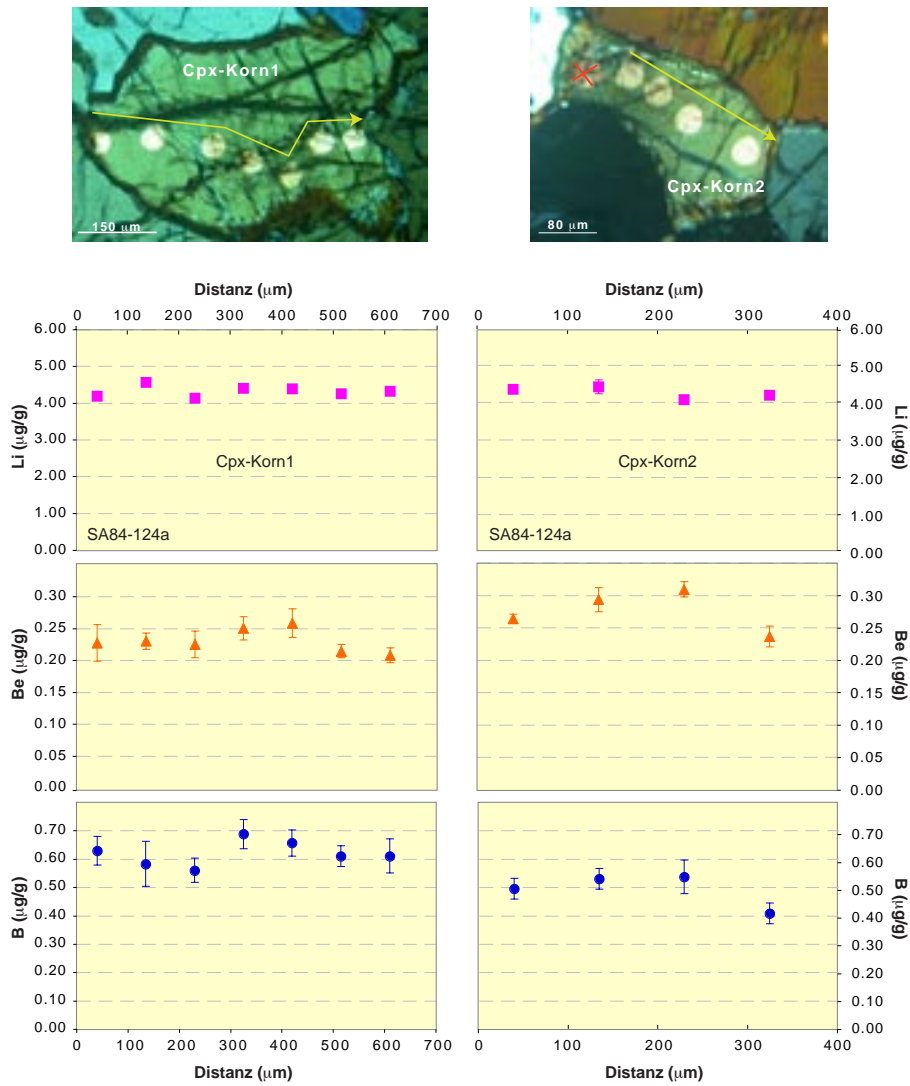
#### 7.2.14. Spinell-Clinopyroxen-Orthopyroxenit SA84-124a

Die Minerale dieses Pyroxenits sind sehr reich an Li, Be und B. Clinopyroxen weist Li-Gehalte von 4.08 – 4.56 µg/g auf. Die Be-Gehalte schwanken von Korn zu Korn geringfügig und liegen zwischen 0.21 und 0.31 µg/g. Auch bei den B-Gehalten (0.42 – 0.69 µg/g) sind die Schwankungen größer als die analytische Unsicherheit (Abb. 7-37).

In manchen Orthopyroxen-Körnern nehmen die Li-Gehalte vom Kern (ca. 3.51 µg/g) zum Rand (ca. 2.94 µg/g) leicht ab (Abb. 7-38). Die Be-Gehalte liegen zwischen 0.031 und 0.047 µg/g, während beim B-Gehalt in manchen Körnern größere relative Schwankungen beobachtet wurden (0.13 – 0.33 µg/g).

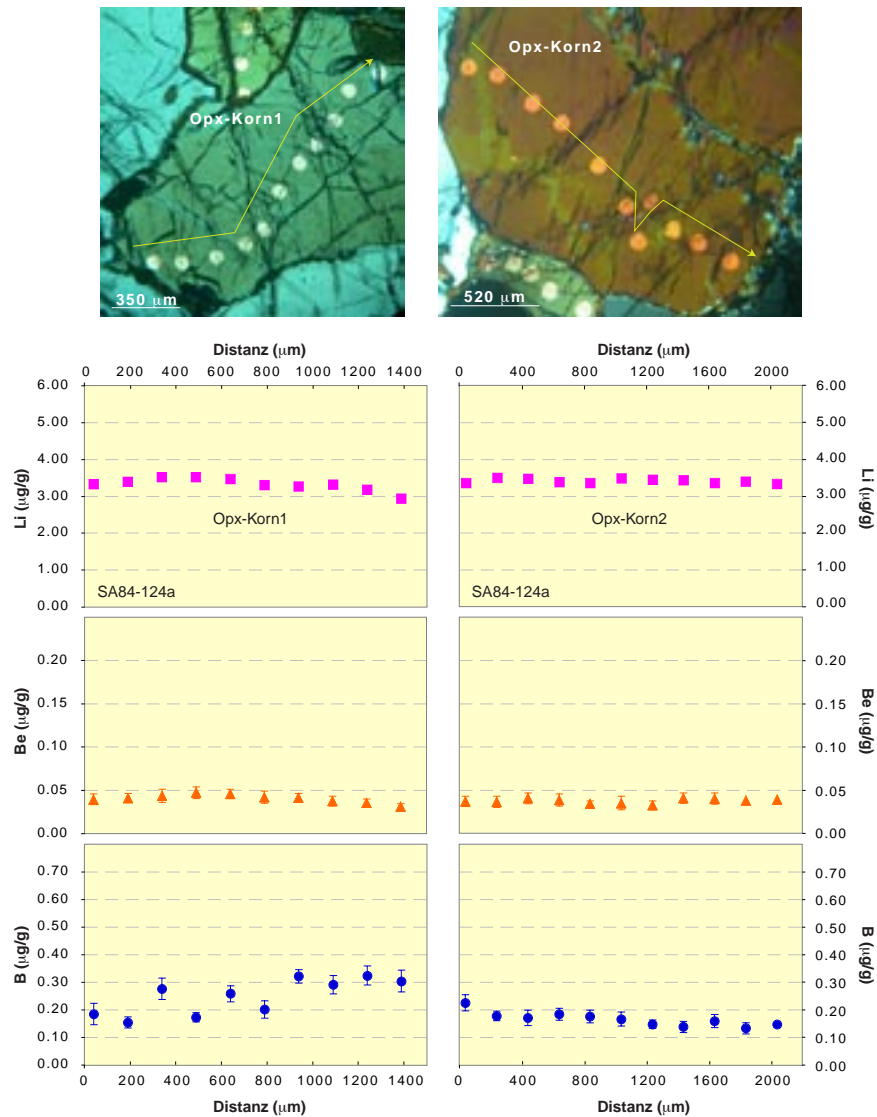
Aufgrund der geringen Korngröße konnten in den Pargasiten nur Einzelpunktmessungen gemacht werden. Die Li-Gehalte sind mit 4.17 µg/g am Kontakt zu Cpx am höchsten. Sie variieren zwischen 1.78 und 3.47 µg/g im Kontaktbereich zu Opx. Im Kern der Pargasite wurde ein Li-Gehalt

von 2.40  $\mu\text{g/g}$  gemessen. Die Be-Gehalte von Kern und Rand unterscheiden sich mit 0.42 – 0.47  $\mu\text{g/g}$  kaum. Lediglich im Kontaktbereich zu Opx können die Be-Gehalte auch niedriger (0.02 – 0.04  $\mu\text{g/g}$ ) sein. Die B-Gehalte sind im Kern (2.82  $\mu\text{g/g}$ ) und im Kontaktbereich zum Opx (2.93 – 3.03  $\mu\text{g/g}$ ) am höchsten. Pargasite, die benachbart zu Cpx auftreten, haben niedrigere B-Gehalte (1.40  $\mu\text{g/g}$ ). Ähnlich niedrige B-Gehalte kommen auch vereinzelt im Kontakt zwischen Opx und Prg vor.



**Abb. 7–37.** Die Clinopyroxen-Körner des Xenoliths SA84-124a weisen konstante Li-Gehalte und unsystematisch variierende Be- und B-Gehalte auf.





**Abb. 7–38.** Konzentrationsprofile für Li, Be und B über zwei Opx-Körner der Probe SA84-124a. Mit Ausnahme der etwas stärker schwankenden B-Gehalte im Korn 1 sind die Li-, Be- und B-Gehalte für beide Opx-Körner nahezu konstant.

### 7.2.15. Spinell-Pargasit-Phlogopit-Olivin-Websterit SA84-63

Der wegen seines Modalbestandes und seines Ba-Reichtums ohnehin außergewöhnliche Xenolith ist sehr reich an Li und B, aber nicht an Be. Clinopyroxen weist 1.85 – 2.45 µg/g Li, 0.045 – 0.089 µg/g Be und 0.80 – 1.19 µg/g B auf (Abb. 7–39). Orthopyroxen enthält im Kern 2.53 – 2.83 µg/g Li; zum Rand nehmen in manchen Körnern die Li-Gehalte bis auf ca. 1.88 µg/g ab. Die Be-Gehalte liegen bei ca. 0.05 µg/g (abgesehen von wenigen Ausreißerwerten) und die B-Konzentrationen betragen zwischen 0.86 und 1.29 µg/g (Abb. 7–40). Auch Olivin ist reich an Li (3.06 – 4.12 µg/g) und B (0.44 – 0.55 µg/g), enthält aber nur ca. 0.001 µg/g Be (Abb. 7–41).

Die Phlogopit-Körner zeigen zum Rand abnehmende Li-Konzentrationen; dabei liegen die maximalen Werte im Kern bei  $\sim 3.3 \mu\text{g/g}$ , die minimalen am Rand bei  $\sim 1.0 \mu\text{g/g}$  (Abb. 7–42). Die B-Konzentrationen variieren sehr stark und unsystematisch. Die meisten Werte liegen zwischen ca. 2 und  $4 \mu\text{g/g}$ , aber vereinzelt kommen auch Werte bis zu ca.  $9 \mu\text{g/g}$  B vor (Abb. 7–42). Die Be-Gehalte liegen im Bereich von 1.12 bis  $1.54 \mu\text{g/g}$  (Abb. 7-42).

Die Pargasit-Körner sind leider zu klein für eine SIMS-Messung. In den Glasbereichen konnten nur wenige Einzelpunkte gemessen werden, da sie auch sehr klein sind. Die Li-Konzentrationen variieren zwischen 4.40 und  $6.48 \mu\text{g/g}$ ; die Be-Gehalte liegen zwischen 2.21 und  $2.59 \mu\text{g/g}$ . Die B-Werte sind mit 7.05 bis  $7.62 \mu\text{g/g}$  genau wie Li und Be deutlich erhöht im Vergleich zum Glas anderer Proben.

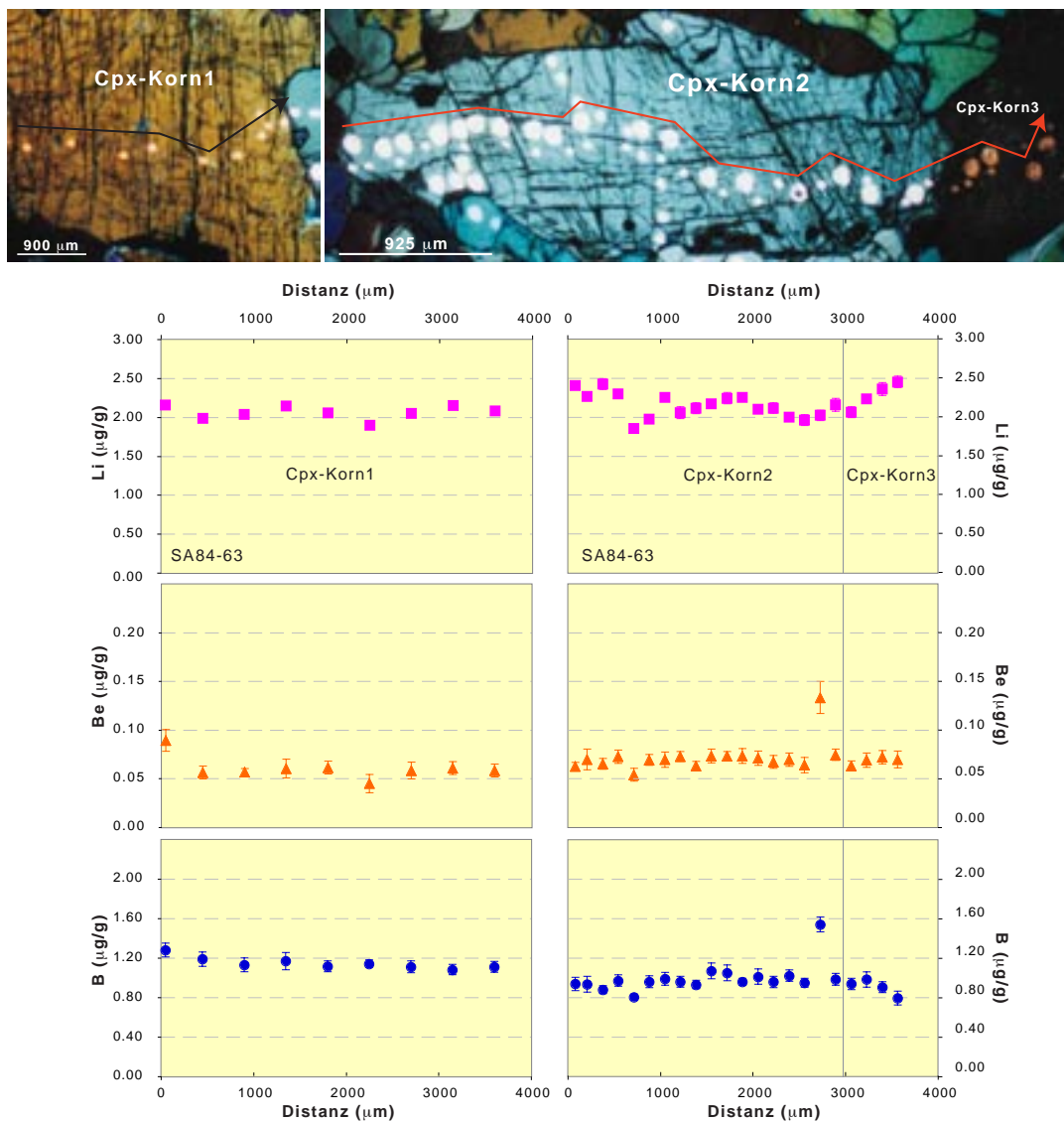
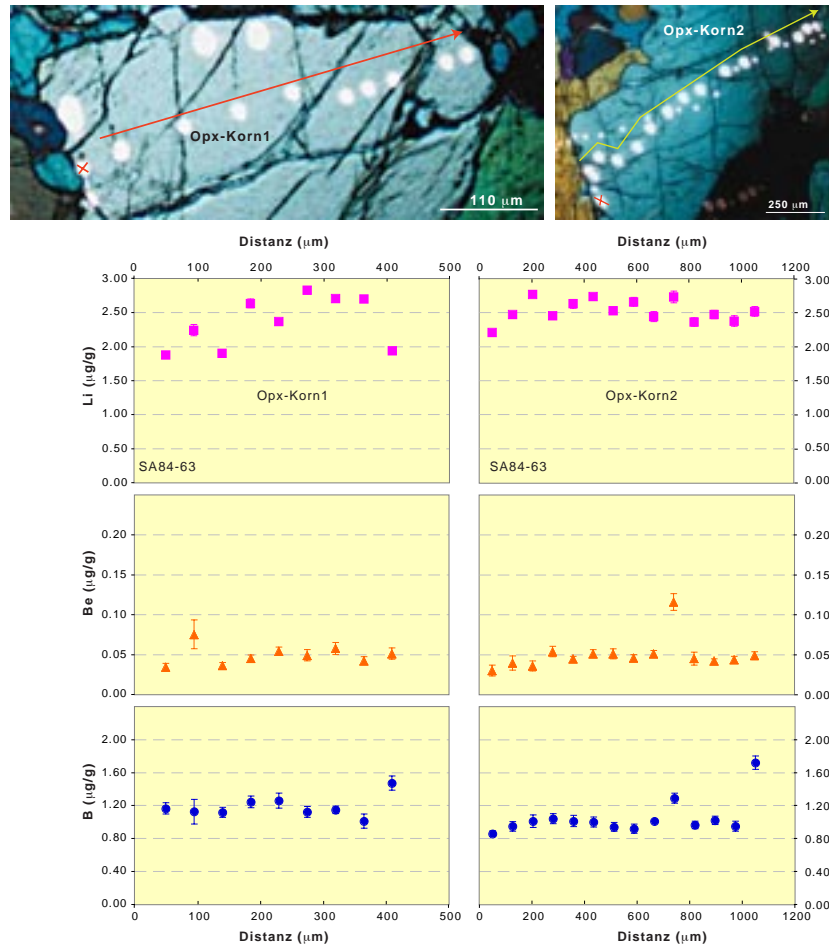
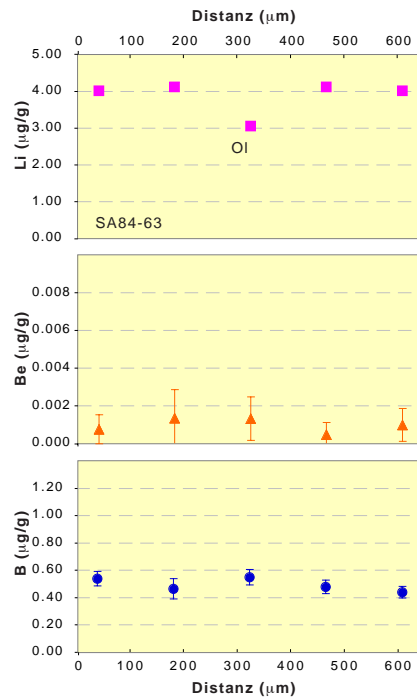


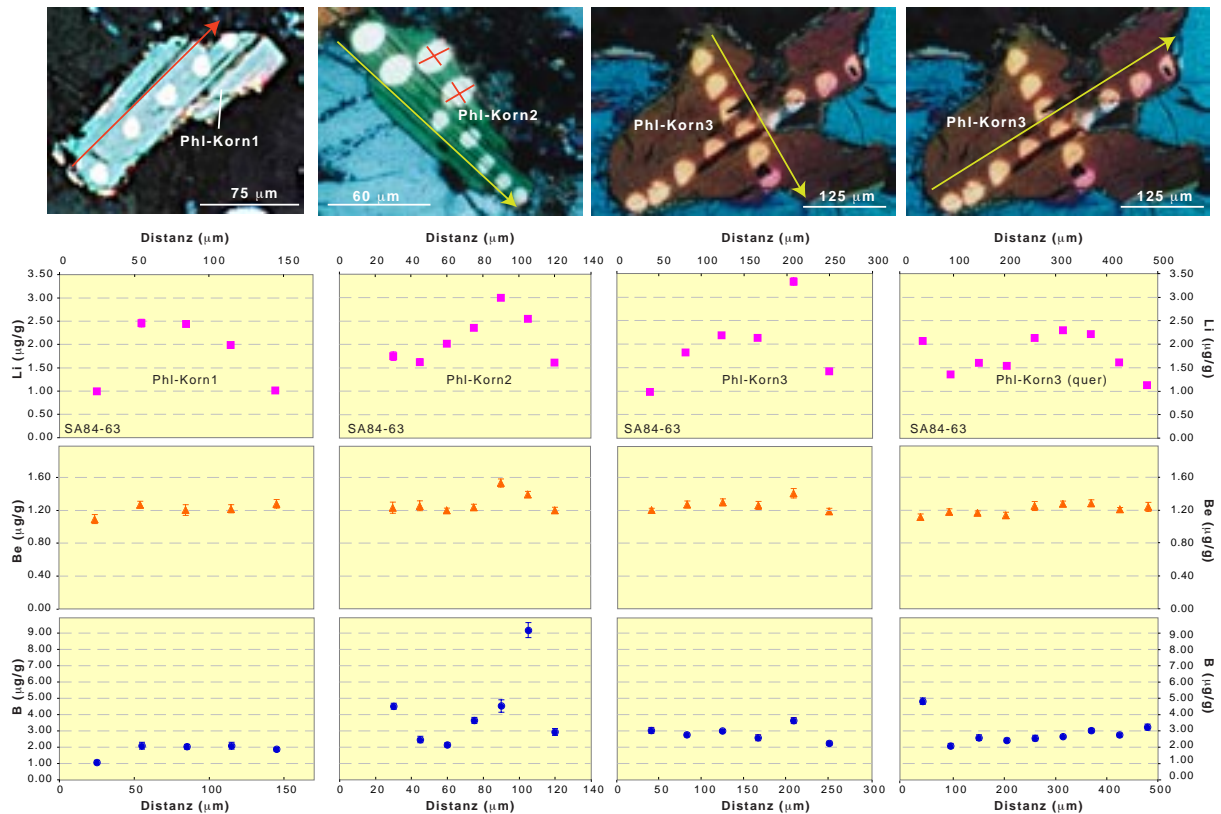
Abb. 7–39. Li-, Be- und B-Konzentrationsprofile durch Cpx-Körner des Xenoliths SA84-63.



**Abb. 7–40.** Konzentrationsprofile der leichten Elemente durch zwei Opx-Körner des Xenoliths SA84-63. Die etwas kleineren Messpunkte im mikroskopischen Bild rühren von Sc-, V- und Co-Messungen her.



**Abb. 7–41.** Li, Be und B in einem Olivin-Korn des Xenoliths SA84-63.



**Abb. 7–42.** Li-, Be- und B-Konzentrationsprofile über drei Phlogopit-Körner des Xenoliths SA84-63. Die Li-Gehalte nehmen (nicht systematisch) vom Kern zum Rand ab, während die Be-Werte nahezu konstant sind. Die B-Gehalte zeigen einige unsystematische Schwankungen.

### 7.3. Diskussion der Zonierungsmuster

Auffallend ist, dass die Li-Gehalte in den Cpx-Körnern und teilweise auch in den Opx-Körnern einiger Xenolithe (SA84-32, SA84-38, SA84-123, SA84-128/2) vom Kern zum Rand deutlich abnehmen, während die Be- und B-Gehalte im wesentlichen konstant sind. Die Form der Li-Zonierungsmuster weist auf einen diffusiven Li-Verlust der Pyroxen-Körner hin. Die Ursache dieses Li-Verlustes liegt möglicherweise in der Infiltration von Schmelzen entlang der Intergranularen. In Abschnitt 4.9 war dargelegt worden, dass diese Schmelzen nicht aus dem Wirtsmagma stammen, sondern vor der Beprobung durch das letztgenannte in die Xenolith-Quellregionen eingedrungen sein müssen. Da die in den untersuchten Xenolithen vorhandenen intergranularen Glasbereiche meist sehr dünn sind und die seltenen räumlich ausgedehnteren Glasbereiche meist mit Phänokristen durchsetzt sind, konnten nur in 2 Proben (SA84-166, SA84-63) die Li-, Be- und B-Gehalte im Glas bestimmt werden. Unglücklicherweise sind dies Xenolithe, bei denen die Cpx-Körner keine randliche Abnahme im Li-Gehalt aufweisen. Allerdings zeigen in der Probe SA84-63 die Phlogopit-Körner zum Rand hin abnehmende Li-Gehalte.

Aus experimentell bestimmten Verteilungskoeffizienten folgt, dass die Li-Konzentrationen von Schmelzen, die mit Cpx im Gleichgewicht sind, ungefähr 3 – 10 mal so hoch sein sollten, wie die des Cpx (Brenan et al. 1998a; Blundy & Dalton 2000; Gaetani et al. 2003). Dies ist in beiden Xenolithen auch nicht annähernd der Fall. Im Spl-Peridotit SA84-166 liegen die Li-Konzentrationen im Glas im Kontakt zu Cpx zwischen 1.2 und 1.7 µg/g, während Cpx Li-Gehalte von ca. 1.2 µg/g

aufweist. Im Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit SA84–63 sieht das Verhältnis etwas besser aus. Hier liegen die Li-Gehalte im Glas zwischen 4.4 und 6.5  $\mu\text{g/g}$  und sind somit etwa 1.8 bis 3.5 mal so hoch wie im Cpx (1.85 – 2.45  $\mu\text{g/g}$ ). Sollten auch die Glasphasen der anderen Xenolithe ähnlich niedrige Li-Gehalte aufweisen, so könnte man annehmen, dass Li aus dem Cpx in die benachbarte, relativ zu Cpx an Li untersättigte Schmelze diffundiert ist. Da Li um einige Größenordnungen schneller diffundiert als Be und B (siehe Abschnitt 7.1), kann man davon ausgehen, dass zwischen Cpx und eingedrungenen Schmelzen nur Li, aber nicht Be und B ausgetauscht wurden.

Prinzipiell könnte auch eine durch die beprobten Erdmantelgesteine wandernde Fluidphase für den Li-Verlust der Pyroxene verantwortlich sein. Dabei müsste es sich um eine Fluidphase handeln, die aus aufsteigenden und/oder kristallisierenden Magmen entmischt ist.

#### 7.4. Interphasenverteilung von Li, Be und B

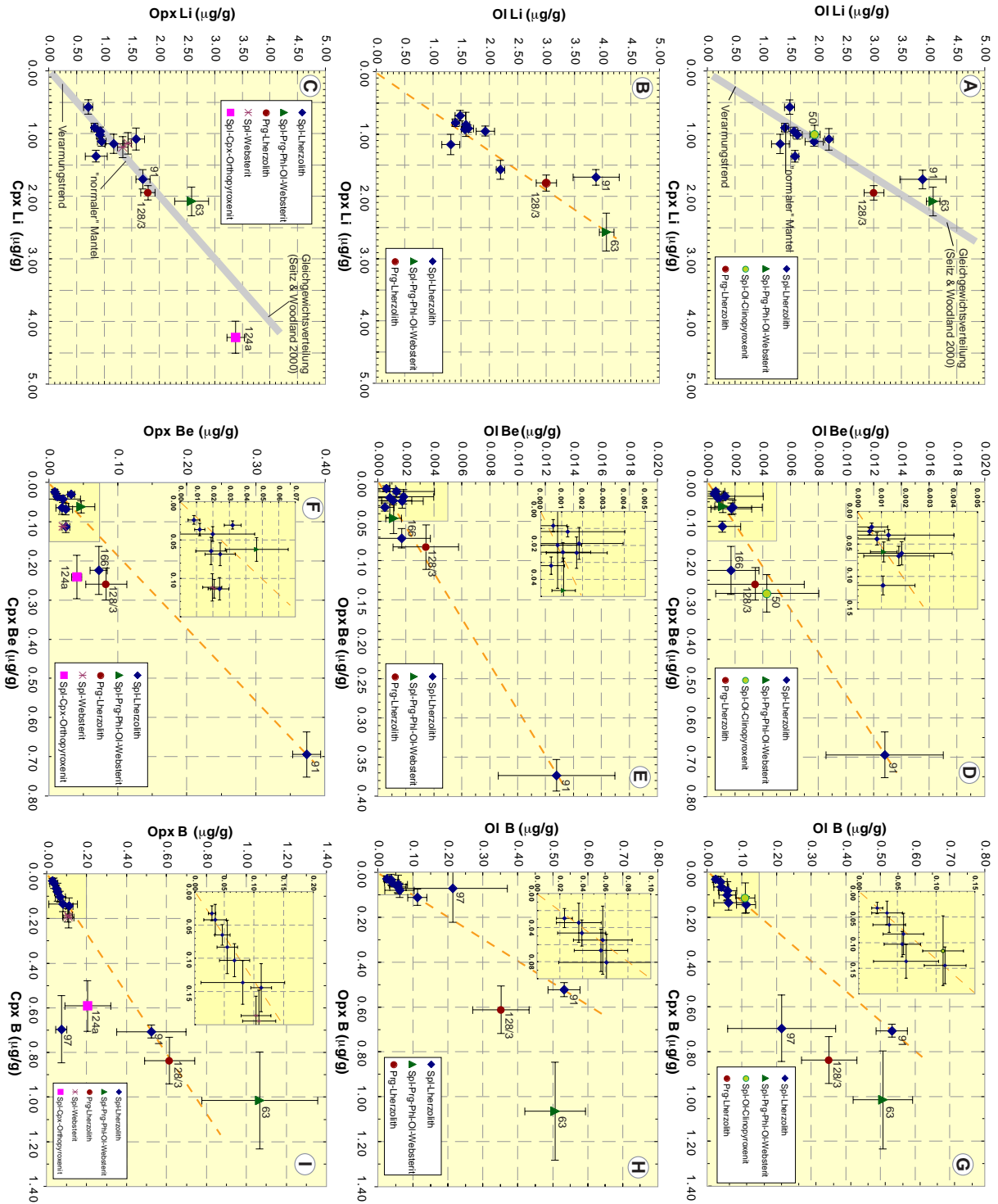
Geht man von den Zusammensetzungen der Kernbereiche der Mineralkörner aus, so ergeben sich für alle drei Elemente relativ einheitliche „Verteilungskoeffizienten“ zwischen den verschiedenen Phasen (Abb. 7–43a, b). Beim *Lithium* zeigen sich die größten Streuungen, auch innerhalb der nicht (wesentlich) an Li angereicherten Peridotite (Abb. 7–43aA-C). Unter Berücksichtigung aller Proben wurden folgende „Verteilungskoeffizienten“ ( $\pm 1 \sigma$ ) bestimmt:  $D_{\text{Li}}^{\text{Ol/Cpx}} = 1.74 \pm 0.41$ ,  $D_{\text{Li}}^{\text{Ol/Opx}} = 1.75 \pm 0.33$  und  $D_{\text{Li}}^{\text{Opx/Cpx}} = 0.98 \pm 0.22$ . Berücksichtigt man nur die Peridotite, so erhält man nahezu identische Werte von  $D_{\text{Li}}^{\text{Ol/Cpx}} = 1.71 \pm 0.45$ ,  $D_{\text{Li}}^{\text{Ol/Opx}} = 1.77 \pm 0.36$  und  $D_{\text{Li}}^{\text{Opx/Cpx}} = 0.98 \pm 0.23$ . Diese Werte stimmen im Rahmen der Unsicherheiten mit den von Seitz & Woodland (2000) ermittelten Werten überein.

Beim *Bor* liegen die Verhältnisse etwas anders. Es ergeben sich sehr gute Korrelationen zwischen den Werten der „normalen“ Peridotite zusammen mit dem refraktären, aber sekundär stark an Li, Be und B angereicherten Peridotit SA84-91 (Abb. 7–43aD-F). Relativ zu den durch diese Proben definierten Regressionsgeraden weisen die anderen drei metasomatisch überprägten Proben SA84–97 (Peridotit der Gruppe 2), SA84–128/3 (pargasitreicher Peridotit) und SA84–63 (Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit) besonders beim Clinopyroxen relativ zu Olivin erhöhte B-Gehalte auf (Abb. 7–43aG). Die Proben SA84–128/3 und SA84–63 (nicht jedoch SA84–97) zeigen auch im Opx eine B-Anreicherung relativ zu Olivin (Abb. 7–43aH).

Die durch die „normalen“ Peridotite und den metasomatisch stark angereicherten Peridotit SA84–91 definierten „Verteilungskoeffizienten“ für Bor sind  $D_{\text{B}}^{\text{Ol/Cpx}} = 0.64 \pm 0.18$ ,  $D_{\text{B}}^{\text{Ol/Opx}} = 1.15 \pm 0.68$  und  $D_{\text{B}}^{\text{Opx/Cpx}} = 0.66 \pm 0.23$ . Demgegenüber hat der Peridotit mit den höchsten Bor-Gehalten, SA84–91, Verteilungskoeffizienten von  $D_{\text{B}}^{\text{Ol/Cpx}} = 0.75 \pm 0.07$ ,  $D_{\text{B}}^{\text{Ol/Opx}} = 1.02 \pm 0.35$  und  $D_{\text{B}}^{\text{Opx/Cpx}} = 0.74 \pm 0.25$ .

*Beryllium* wird bevorzugt in die Pyroxene und fast gar nicht in Olivin eingebaut. Vor allem die Probe SA84-91 zeichnet sich durch sehr hohe Be-Gehalte in ihren Mineralen aus (Abb. 7–43aD-F). Etwas Be-reicher als die „normalen“ Peridotite sind auch die beiden ebenfalls metasomatisch überprägten Peridotit-Proben SA84–166 und SA84–128/3 sowie der Spl-Ol-Clinopyroxenit SA84–50. Von der höheren Anreicherung in den letztgenannten drei Proben scheint vor allem Cpx betroffen zu sein (Abb. 7–43aD, F). Besonders bemerkenswert ist auch, dass der Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit

SA84–63, der ja durch hohe Li- und B-Gehalte charakterisiert ist (s. oben), sehr geringe Be-Gehalte aufweist. Die unter Berücksichtigung aller Proben berechneten „Verteilungskoeffizienten“ für Be sind mit hohen Unsicherheiten belastet, nicht zuletzt wegen der geringen Be-Konzentrationen in den Olivinen, die meist an der Nachweisgrenze liegen:  $D_{\text{Be}}^{\text{Ol/Cpx}} = 0.019 \pm 0.008$ ,  $D_{\text{Be}}^{\text{Ol/OpX}} = 0.052 \pm 0.031$  und  $D_{\text{Be}}^{\text{OpX/Cpx}} = 0.39 \pm 0.25$ . Be-Verteilungskoeffizienten nur für die Spl-Peridotite liegen mit Werten von  $D_{\text{Be}}^{\text{Ol/Cpx}} = 0.020 \pm 0.009$ ,  $D_{\text{Be}}^{\text{Ol/OpX}} = 0.055 \pm 0.031$  und  $D_{\text{Be}}^{\text{OpX/Cpx}} = 0.42 \pm 0.24$  in einem ähnlichen Bereich. Demgegenüber weist die Be-reichste Probe SA84–91 folgende Verteilungskoeffizienten auf:  $D_{\text{Be}}^{\text{Ol/Cpx}} = 0.018 \pm 0.006$ ,  $D_{\text{Be}}^{\text{Ol/OpX}} = 0.034 \pm 0.01$  und  $D_{\text{Be}}^{\text{OpX/Cpx}} = 0.54 \pm 0.05$



**Abb. 7–43a.** Verteilung von Li, Be und B zwischen den Mineralphasen der Uwayrid-Xenolithe. Die Fehlerbalken entsprechen  $2\sigma$ . Es ist sehr schön zu sehen, dass alle Mineralkombinationen einem positiven Verteilungstrend folgen. Seitz und Woodland (2000) haben diese positive Korrelation bereits für Li zwischen OI und Cpx bzw. Opx und Cpx festgestellt, was hier bestätigt werden konnte. Zusätzlich wurden positive Korrelationen für die Verteilungen von Be und B zwischen Olivin, Orthopyroxen und Clinopyroxen festgestellt.

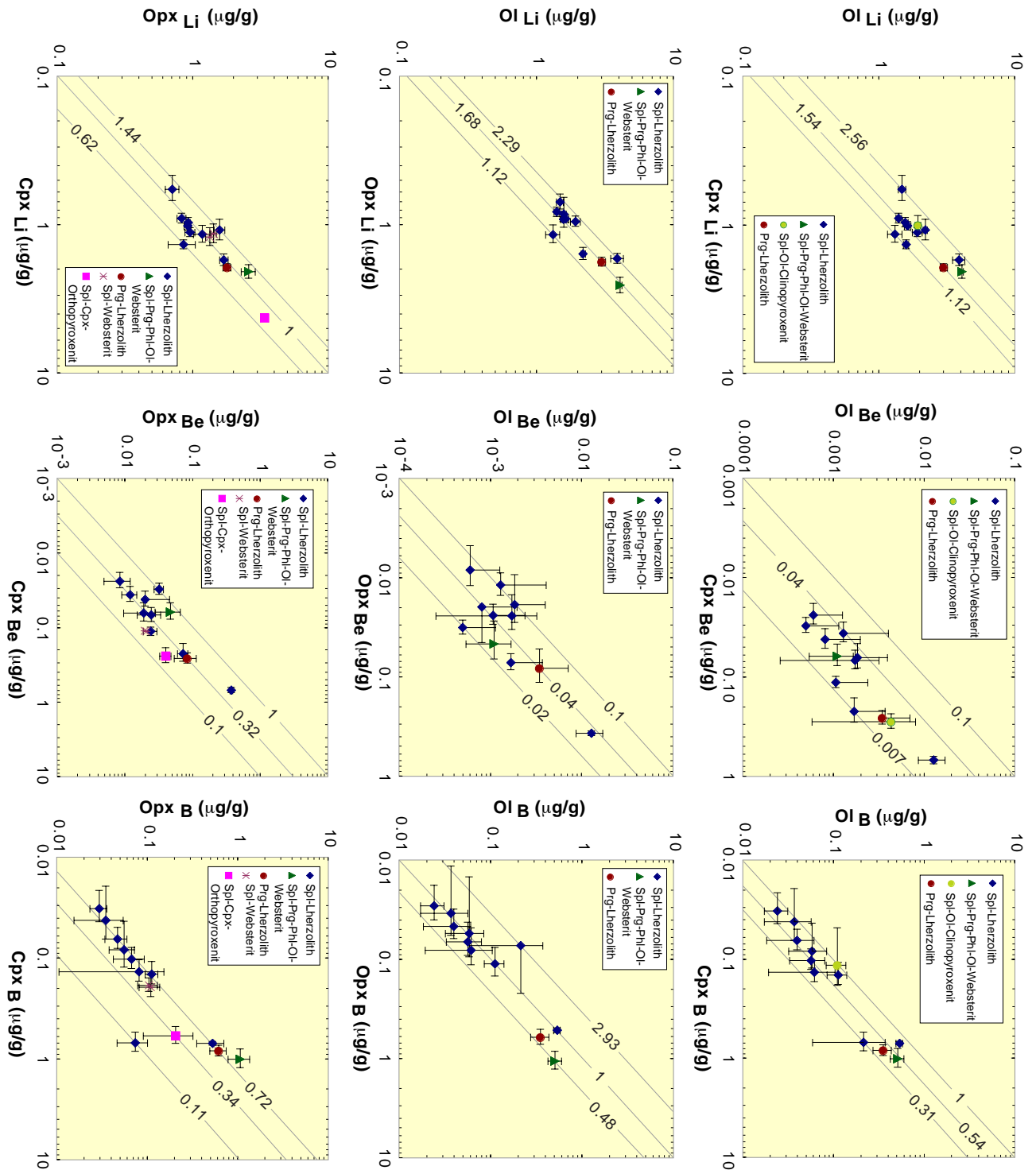


Abb. 7–43b. Logarithmische Darstellung der Verteilung von Li, Be und B zwischen den Mineralphasen der Uwayrid-Xenolithe. Die Fehlerbalken entsprechen wiederum  $2\sigma$ . Es ist sehr schön zu sehen, dass alle Mineralkombinationen einem positiven Verteilungstrend folgen (siehe Abb. 7–43a).



## 7.5. Temperaturabhängigkeit der Li, Be- und B-Verteilung

Untersuchungen von Seitz et al. (1999) haben gezeigt, dass die Spurenelementverteilung zwischen Pyroxenen in Erdmantelgesteinen einer starken Temperaturabhängigkeit unterliegen kann. Dies gilt im Besonderen für die Übergangsmetalle (z.B. Sc, V, Co) zwischen den Phasen Opx und Cpx, was zu einer entsprechenden Thermometerformulierung führte (vgl. Abschnitt 5.3.5). Aus Abb. 4-44 wird deutlich, dass die untersuchten Spinell-Peridotite und -Pyroxenite in einem Temperaturbereich von 780 bis 1120 °C äquiliibriert sind. Betrachtet man die Verteilung von Li zwischen den Phasen Olivin, Orthopyroxen und Clinopyroxen, so ist keine Temperaturabhängigkeit sichtbar. Dies bestätigt die Ergebnisse von Seitz & Woodland (2000), die auch kein temperaturabhängiges Verteilungsverhalten von Li feststellen konnten. Zusätzlich wurde in dieser Arbeit auch das Verteilungsverhalten von Be und B untersucht. Auch für diese Elemente ist das Verteilungsverhalten nicht von der Temperatur abhängig (Abb. 4–44).

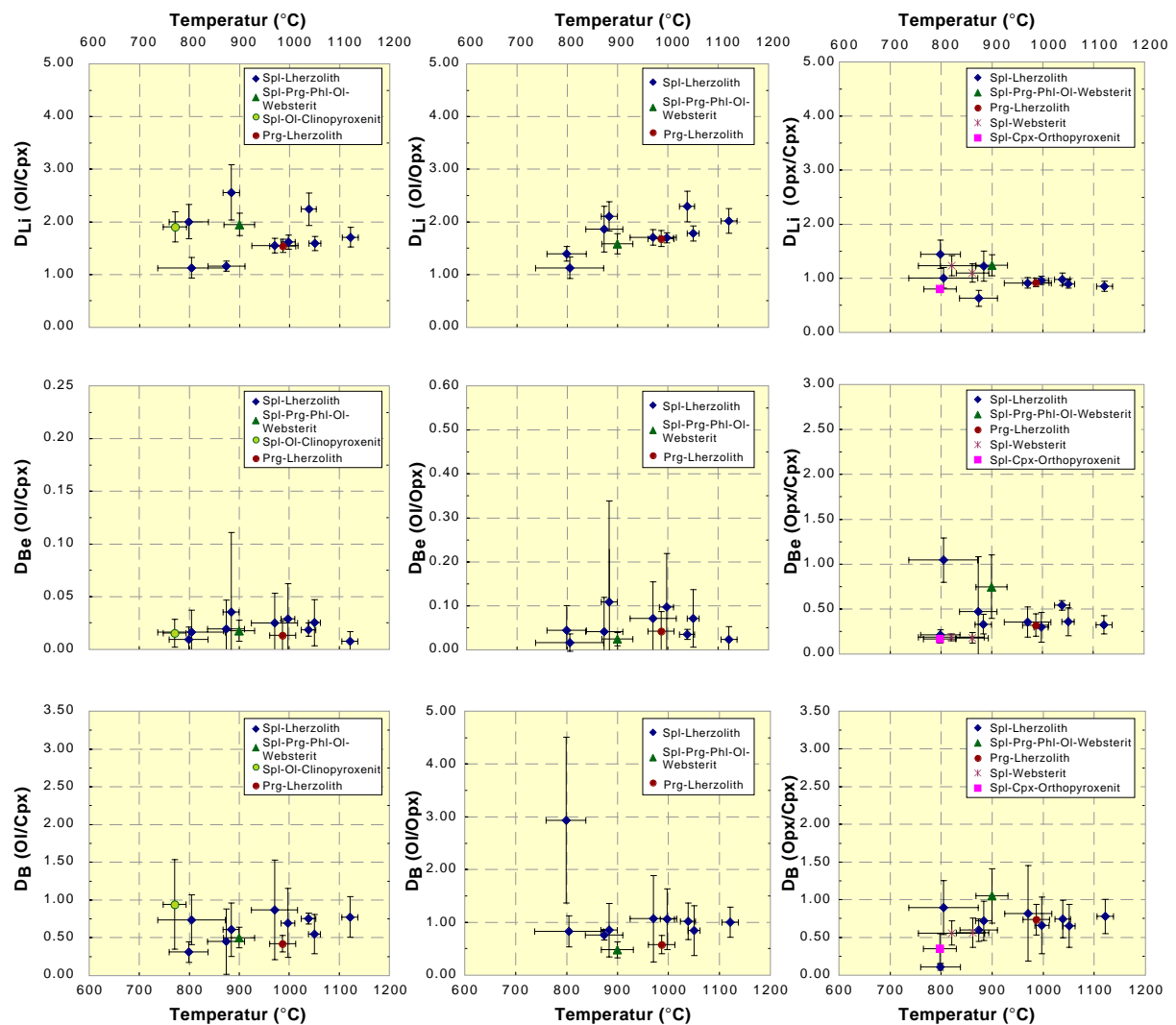


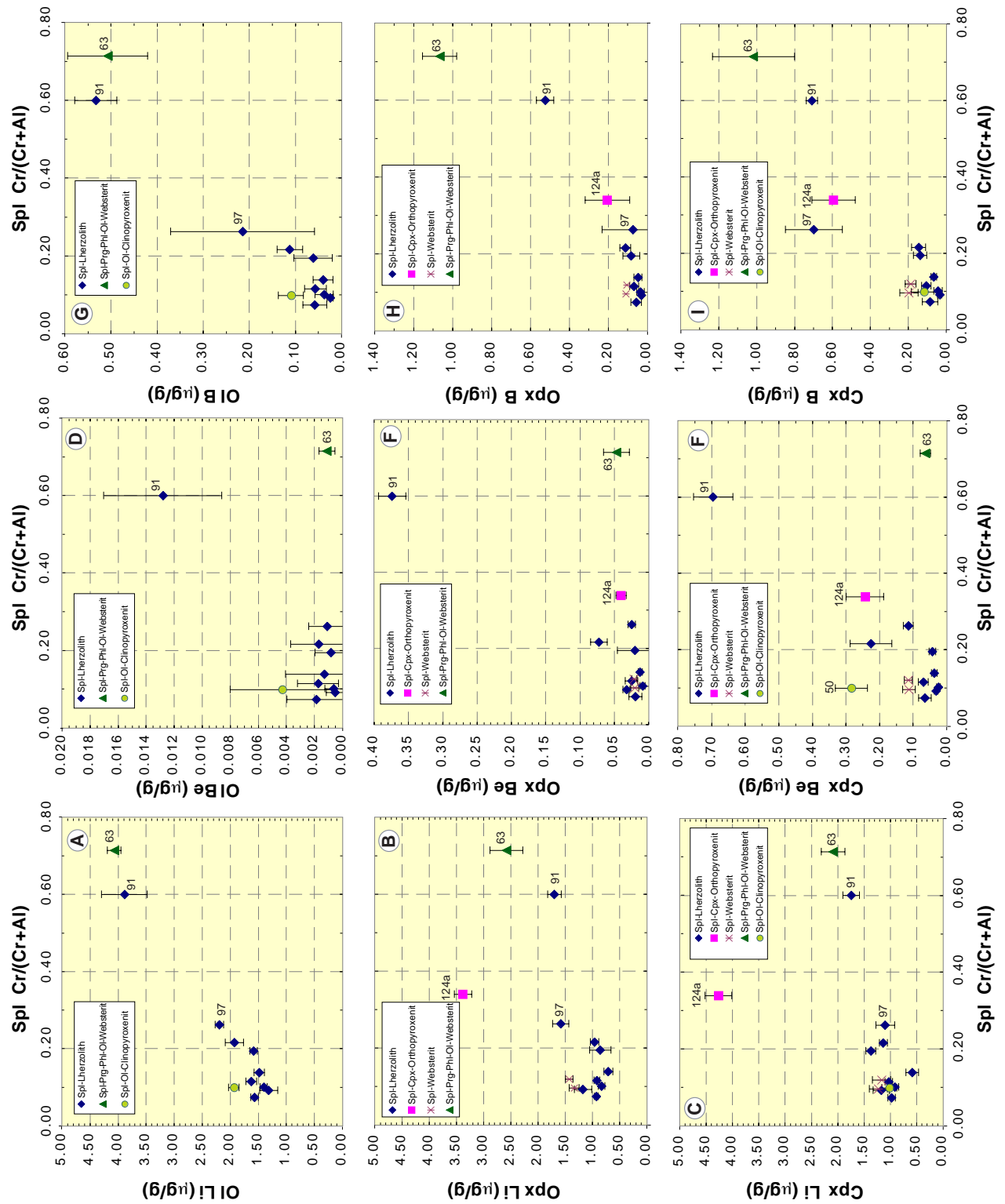
Abb. 7–44. Das Verteilungsverhalten für Li, Be und B in den Mineralphasen Cpx, Opx und Ol ist unabhängig von der jeweiligen Äquilibrierungstemperatur des Gesteins.

## **7.6. Konzentrationen von Li, Be und B und Natur der Anreicherungsprozesse**

Da sich alle drei leichten Elemente, Li, Be und B, bei partiellen Schmelzprozessen im Erdmantel inkompatibel verhalten (vgl. Abschnitt 7.1), sollten die Gehalte dieser Elemente in Peridotiten mit zunehmender Verarmung geringer werden. In Spinell-Peridotiten ist der  $X_{Cr}$ -Wert des Cr-Al-Spinells ein gutes Maß für die Verarmung (vgl. Abschnitt 4.2). In Abb. 7–45 sind für die verschiedenen peridotitischen Xenolithe die Li-Konzentrationen in Olivin, Opx und Cpx gegen den  $X_{Cr}$ -Wert der Spinelle aufgetragen. Entgegen der Erwartung ergibt sich für die Olivine keine negative, sondern eine positive Korrelation zwischen beiden Parametern, selbst wenn man die Probe SA84–91 nicht berücksichtigen würde (Abb. 7–45A). Auch für Opx und Cpx ergibt sich eine (sehr schlechte) positive Korrelation zwischen dem Li-Gehalt der Pyroxene und dem  $X_{Cr}$ -Wert von Spinell (Abb. 7–45B, C). Auch die Pyroxene des am stärksten verarmten Peridotits (SA84–91; Gruppe 3) haben höhere Li-Gehalte als die Pyroxene der Peridotite der Gruppen 1, 2 und 4. Weiterhin weisen die Minerale der Probe SA84–91 auch die jeweils höchsten Be-Gehalte aller Peridotite auf (Abb. 7–45D bis I). Beim B ergeben sich ebenfalls positive Korrelationen, die mehr oder weniger gut definiert sind (Abb. 7–45G bis I).

Unabhängig davon, ob die oben genannten Korrelationen zufällig sind oder nicht, zeigen die in Abb. 7–45 dargestellten Daten, dass sich die Elemente Li, Be und B im peridotitischen Hauptgestein des lithosphärischen Erdmantels unter dem Harrat Uwayrid nicht parallel zu den Haupt- und Nebenelementen verhalten haben, sondern dass es zu Anreicherungen dieser drei Elemente in bereits verarmten Peridotiten (z.B. SA84–91 und SA84–97) gekommen ist.

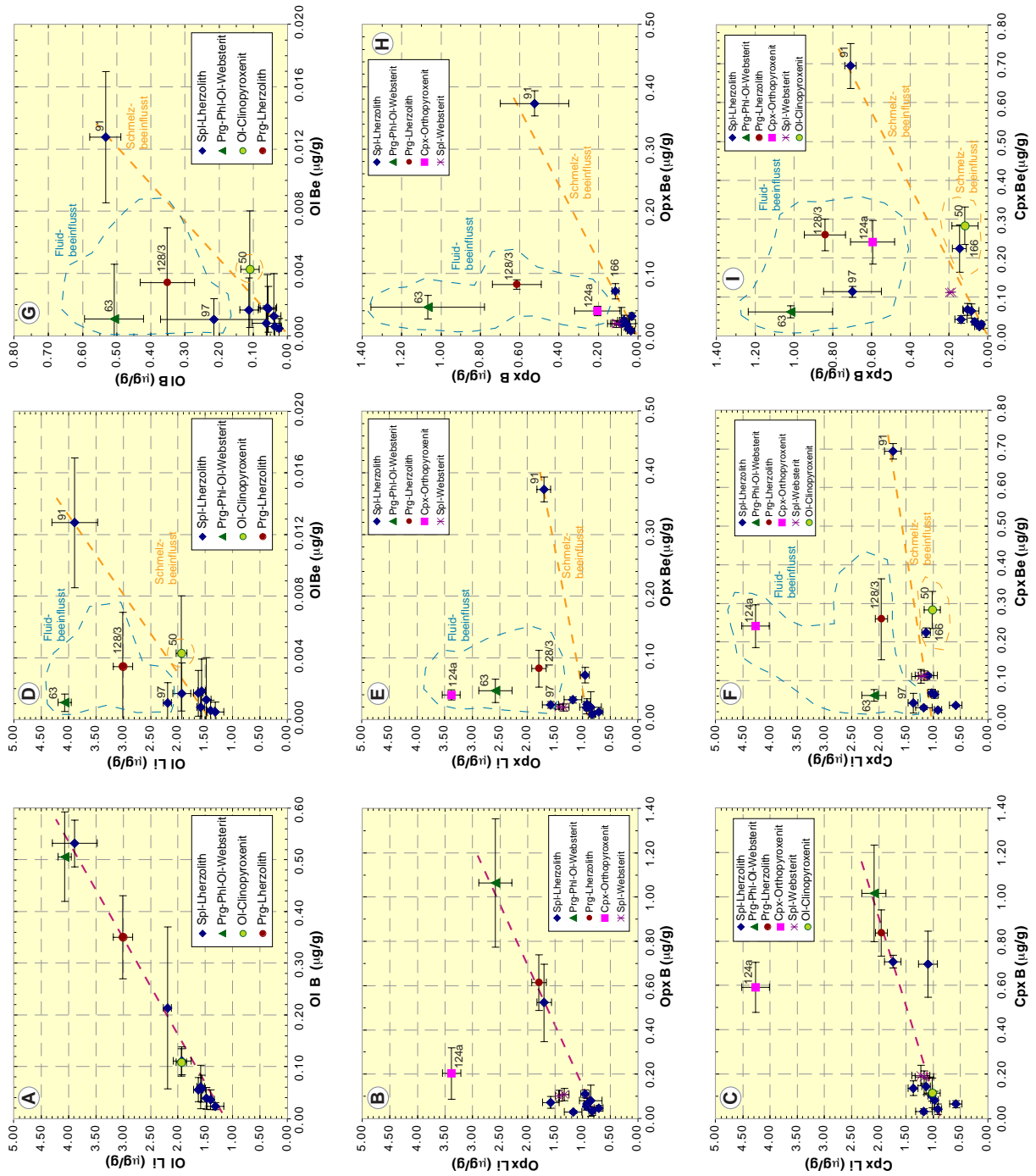
Da, wie im Abschnitt 7.1 dargestellt, das Fraktionierungsverhalten der drei Elemente Li, Be und B in Mineral-Schmelz- und Mineral-Fluid-Systemen unterschiedlich ist, können die Li/B-, B/Be- und Li/Be-Verhältnisse in metasomatisch veränderten Erdmantelgesteinen wichtige Hinweise auf die Natur des Anreicherungsprozesses (Zufuhr von Schmelzen oder Fluidphasen) liefern. In Abb. 7–46A bis C sind die Li- gegen die B-Konzentrationen in den Hauptmineralen Olivin, Orthopyroxen und Clinopyroxen der untersuchten Xenolithe aufgetragen. Bei den Peridotiten ergeben sich bei allen drei Mineralen Korrelationen zwischen beiden Elementen. Auch die Websterite und der Spl-Ol-Clinopyroxenit (SA84–50) liegen auf diesen Trends, nicht aber der Spl-Cpx-Orthopyroxenit (SA84–124a), der durch deutlich höhere Li/B-Verhältnisse in beiden Pyroxenen charakterisiert ist. Aus den durch alle anderen Proben definierten Korrelationen kann man folgern, dass die An- bzw. Abreicherungsprozesse, die für die unterschiedlichen Gehalte in den betreffenden Gesteinen gesorgt haben, nicht mit wesentlichen Fraktionierungen zwischen Li und B gekoppelt waren.



**Abb. 7–45.** Li-, Be- und B-Gehalte in Olivin, Opx und Cpx aufgetragen gegen den  $X_{Cr}$ -Wert des koexistierenden Spinells. Im Diagramm A ist eine deutliche positive Korrelation zwischen dem Li-Gehalt im Ol und dem  $X_{Cr}$ -Wert zu sehen. Bei Cpx und Opx korrelieren beide Parameter jedoch nur schwach, bzw. nicht (Diagramme B und C). Bei den Be-Gehalten fällt auf, dass die Minerale des stark refraktären Peridotits SA84-91 von allen Peridotiten die höchsten Gehalte an dem inkompatiblen Element Be aufweisen. Entsprechendes gilt für die B-Gehalte, wobei hier sogar schwache Korrelationen zwischen der B-Konzentration und dem  $X_{Cr}$ -Wert von Spinell vorliegen (Diagramme G bis I).

Im Unterschied zu Li-B ergeben sich für Li-Be und B-Be keine Korrelationen (Abb. 7–46D bis I). Bei näherer Betrachtung fällt auf, dass relativ zur Regressionsgerade, die durch die „normalen“, nicht wesentlich an Li, Be und B angereicherten Peridotite und dem an diesen Elementen angereicherten, von den Hauptelementen her jedoch verarmten Spl-Peridotit SA84-91 (Gruppe 3) definiert wird, die vier Proben SA84–124a (Cpx-Orthopyroxenit; olivin-frei!), SA84–97 (angereicherter Peridotit), SA84-128/3 (pargasitreicher Peridotit) und SA84-63 (Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit) bei allen Mineralen zu hohen Lithium- und Bor-Konzentrationen verschoben sind.

Aus den oben dargestellten Gegebenheiten folgt, dass die vier Proben SA84–124a, SA84–97, SA84-128/3 und SA84-63 einerseits und die Proben SA84-91, SA84-166 und SA84-50 andererseits verschiedenartige metasomatische Prozesse erlebt haben. Wahrscheinlich wurden die drei letztgenannten Proben durch Schmelzen an allen drei leichten Elementen Li, Be und B angereichert, während die erstgenannten vier Proben durch Fluidphasen vor allem an Li und B und sehr viel weniger an Be angereichert wurden.



**Abb. 7–46.** Konzentrationen von Li-B, Li-Be und B-Be in Mineralen der Uwayrid-Xenolithe. Abgesehen von der Probe SA84-124a weisen alle Proben ähnliche Li/Be-Verhältnisse in den jeweiligen Mineralen auf (Diagramme A bis C). Die Anreicherung beider Elemente war demnach nicht von einer merklichen Fraktionierung von Li und B begleitet. In den Diagrammen Li-Be (D – F) und B-Be (G – I) erkennt man, dass in einem Teil der Proben (SA84-63, SA84-97, SA84-124a, SA84-128/3) eine bevorzugte Anreicherung von Li und B (relativ zu Be) stattgefunden hat. In anderen Proben (vor allem SA84-91, aber auch SA84-50 und SA84-166) hat dagegen eine merkliche Anreicherung aller drei leichten Elemente (Li, Be, B) stattgefunden. Da Be in wässrigen F-armen Fluidphasen nur wenig mobil ist, liegt es nahe, dass die Anreicherung von Li und B in den erstgenannten Gesteinsproben vor allem durch eine Fluidphase erfolgte, während die zweite Gruppe von Xenolithen durch Schmelzphasen überprägt wurde.

## 8. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die Bildung des Rote Meer-Grabens und des embryonalen Rote Meer-Ozeans wird von vielen Autoren im Zusammenhang mit einem aufsteigenden Mantelplume gesehen, der im Oligozän (~ 32 – 30 Ma) im Bereich des Afar-Dreiecks auf die Lithosphäre traf, sich nach verschiedenen Seiten ausbreitete, in stoffliche und thermische Wechselwirkung mit der Lithosphäre trat und weit verbreiteten Magmatismus zur Folge hatte (Altherr et al. 1990; Schilling et al. 1992; Volker et al. 1993, 1997; Baker et al. 1996a, b, 1997, 1998, 2002; Hofmann et al. 1997; Debayle et al. 2001; Menzies et al. 2001; Bertrand et al. 2003; Coulié et al. 2003; Hopp et al. 2004; Kieffer et al. 2004). Vor allem auf der Ostflanke des Rote Meer-Riftes entstanden zahlreiche vulkanische Felder (Harrats), in denen mild bis stark alkalische und SiO<sub>2</sub>-untersättigte Magmen gefördert wurden (z.B. Coleman et al. 1983; Camp & Roobol 1989, 1991, 1992; Camp et al. 1992; Altherr et al. 1990; Shaw et al. 2003). Viele der nicht oder kaum differenzierten eruptierten Magmen förderten Mantel- und Unterkrusten-Xenolithe an die Erdoberfläche, die Informationen über die thermische und stoffliche der Lithosphäre enthalten (z.B. Menzies & Murthy 1980; Kuo & Essene 1986; Nasir & Al-Fugha 1988; Henjes-Kunst et al. 1990; McGuire 1988a, b; Nasir 1992, 1995; McGuire & Stern 1993; Blusztajn et al. 1995; Nasir & Safarjalani 2000; Baker et al. 2002; Al-Mishwat & Nasir 2004). Im Rahmen dieser Studie wurden Mantel-Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid, einem spätmiozänen bis quartären Vulkanfeld im Nordwesten der Arabischen Halbinsel, untersucht. Aufbauend auf einer früheren Studie, die sich im Wesentlichen mit der Sr-Nd-Isotopie dieser Xenolithe befasste (Henjes-Kunst et al. 1990), standen in dieser Arbeit die thermische Entwicklung des lithosphärischen Erdmantels und das Verhalten der drei leichten Elemente Li, Be und B im lithosphärischen Erdmantel im Vordergrund.

Frühere Studien an Mantel-Xenolithen der Arabischen Halbinsel haben gezeigt, dass der lithosphärische Erdmantel unter dem Zentralbereich des Arabisch-Nubischen Schildes seine wesentliche chemische Prägung während der panafrikanischen Krustenbildung erfahren hat. Während die Clinopyroxene der meisten Xenolithe im <sup>147</sup>Nd/<sup>143</sup>Nd–<sup>147</sup>Sm/<sup>143</sup>Nd-Diagramm eine Regressionsgerade, die einem panafrikanischen Alter von ca. 700 Ma entspricht, definieren, liegen die Clinopyroxene der stark metasomatisch überprägten Xenolithe auf einer nahezu horizontalen Linie, die ein neogenes bis rezentes Alter der stofflichen Überprägung nahelegt (Henjes-Kunst et al. 1990; Blusztajn et al. 1995; Baker et al. 2002).

Die Mineralkörner der untersuchten Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid weisen relativ „flache“ chemische Zonierungsmuster auf, die eine langsame post-panafrikanische Abkühlung dokumentieren. In einem Teil der Xenolithe folgte auf diese Abkühlung eine junge Aufheizung, die höchst wahrscheinlich mit der Bildung des Rote Meer-Grabens zusammenhängt. Zusammen mit direkt gemessenen Daten des Oberflächen-Wärmeflusses, die bei ca. 50 mW m<sup>-2</sup> liegen, weisen die an pliozän-quartär geförderten Xenolithen des Harrat Uwayrid und anderer Vulkanfelder gewonnenen geothermobarometrischen Daten darauf hin, dass sich ein Wärme-Input in die untere Lithosphäre noch nicht an die Erdoberfläche durchgepaust hat.

Teilbereiche des lithosphärischen Mantels unter der südwestlichen Arabischen Halbinsel wurden durch Schmelzen oder Fluidphasen metasomatisch überprägt. Diese Überprägungen äußerten sich lokal unterschiedlich durch Änderungen im Mineralbestand, z.B. der Bildung von Amphibol, Phlogopit und Apatit (modale Metasomatose) und/oder Änderungen im Spurenelementinventar der Minerale (kryptische Metasomatose), und waren von thermisch gesteuerten Rekristallisationen

begleitet. Fasst man die Evidenzen aus allen Xenolithen zusammen, so ergibt sich folgendes Bild: Nach der panafrikanischen Abkühlung erfolgte eine erste Stoffzufuhr durch Schmelzen und Fluidphasen (lokal verschieden), die von einer Rekristallisation gefolgt war. Danach infiltrierten auf der Intergranularen der Gesteine des lithosphärischen Mantels Schmelzen, die stellenweise mit den Randbereichen Mineralkörner reagierten, deren Kernbereiche aber stofflich nicht überprägten. Die Li/Be- und B/Be-Verhältnisse der Mineralkörner eignen sich gut, um die Natur der metasomatische Agenzien zu entschlüsseln. Während wässrige Fluidphasen vor allem B und Li zuführen und dadurch zu hohen Li/Be- und B/Be-Verhältnissen in den Mineralen der Lithosphären-Gesteine führen, werden bei einer Metasomatose durch Schmelzen alle drei leichten Elemente (Li, Be und B) zugeführt, so dass es zu keiner signifikanten Erhöhung der Li/Be- und B/Be-Verhältnisse kommt.

Die Zonierungsmuster und absoluten Konzentrationen der leichten Elemente Li, Be und B in Mineralkörnern der untersuchten Xenolithe weisen darauf hin, dass die Interphasen-Verteilung dieser Elemente nicht von der Temperatur und der absoluten Konzentration abhängig ist. Während die langsam diffundierenden Elemente Be und B in den einzelnen Mineralkörnern meist homogen verteilt sind, ergaben sich für Li oft systematische Zonierungen (vor allem in den Cpx-, stellenweise auch in den Opx-Körnern) mit vom Kern zum Rand abnehmenden Li-Gehalten. Wahrscheinlich beruht diese randwärts gerichtete Abnahme der Li-Gehalte auf einem diffusiven Verlust an Li in eine intergranulare, an Li untersättigte Schmelzphase. Aus den Li-, Be- und B-Konzentrationen in den Kernbereichen der Mineralkörner wurden die folgenden „Verteilungskoeffizienten“ für Spl-Peridotite und –Pyroxenite abgeleitet:

$D_{Li}^{Ol/Cpx} : 1.74 \pm 0.41$ ,  $D_{Li}^{Ol/Opx} : 1.75 \pm 0.33$  und  $D_{Li}^{Opx/Cpx} : 0.98 \pm 0.22$ . Für Be gilt:  $D_{Be}^{Ol/Cpx} : 0.019 \pm 0.008$ ,  $D_{Be}^{Ol/Opx} : 0.52 \pm 0.031$  und  $D_{Be}^{Opx/Cpx} : 0.39 \pm 0.25$ . B zeigt Verteilungskoeffizienten von:  $D_B^{Ol/Cpx} : 0.63 \pm 0.19$ ,  $D_B^{Ol/Opx} : 1.03 \pm 0.66$  und  $D_B^{Opx/Cpx} : 0.66 \pm 0.23$ .

Diese „Verteilungskoeffizienten“ der drei leichten Elemente sind nicht von den „Äquilibrierungstemperaturen“ der Gesteine abhängig.

Für die Zukunft wäre es wünschenswert, die Spurenelement-Verteilung (LILE, HFSE, REE) innerhalb einzelner und zwischen verschiedenen Mineralkörnern der hier untersuchten Xenolithe mittels LA-ICP-MS zu bestimmen. Aus Zeitgründen war dies im Rahmen dieser Dissertation leider nicht möglich.

## 9. LITERATUR

- Ai Y (1994) A revision of the garnet-clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>-Mg exchange geothermometer. *Contrib Mineral Petrol* 115: 467-473
- Al-Mishwat AT, Nasir SJ (2004) Composition of the lower crust of the Arabian Plate: a xenolith perspective. *Lithos* 72: 45-72
- Altherr R, Henjes-Kunst F, Baumann A (1990) Asthenosphere versus lithosphere as possible sources for basaltic magmas erupted during formation of the Red Sea: constraints from Sr, Pb and Nd isotopes. *Earth Planet Sci Lett* 96: 269-286
- Baker JA, Snee L, Menzies M (1996) A brief Oligocene period of flood volcanism in Yemen: implications for the duration and rate of continental flood volcanism at the Afro-Arabian triple junction. *Earth Planet Sci Lett* 138: 39-55
- Baker JA, Thirlwall M, Menzies MA (1996) Sr-Nd-Pb isotopic and trace element evidence for crustal contamination of plume-derived flood basalts: Oligocene flood volcanism in western Yemen. *Geochim Cosmochim Acta* 60: 2559-2581
- Baker JA, Menzies MA, Thirlwall MF, MacPherson CG (1997) Petrogenesis of Quaternary Intraplate Volcanism, Sana'a, Yemen: Implications for Plume-Lithosphere Interaction and Polybaric Melt Hybridization. *J Petrol* 38: 1359-1390
- Baker JA, Chazot G, Menzies M, Thirlwall M (1998) Metasomatism of the shallow mantle beneath Yemen by the Afar plume – implications for mantle plumes, flood volcanism, and intraplate volcanism. *Geol* 26: 431-434
- Baker JA, Chazot G, Menzies MA, Thirlwall M (2002) Lithospheric mantle beneath Arabia: a Pan-African protolith modified by the Afar and older plumes, rather than a source for continental flood volcanism. In: Menzies MA, Klemperer SL, Ebinger CJ, Baker J (eds) *Volcanic Rifted Margins*. *Geol Soc Am Spec Papers* 362: 65-80
- Ballhaus C, Bery RF, Green DH (1991) High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib Mineral Petrol* 107: 27-40
- Balling N, Decker ER (1995) Heat flow and thermal regimes of continental lithosphere. *Tectonophys*, Vol 244: 1-196
- Bayer HJ, Hötzel H, Jado AR, Roscher B, Voggenreiter W (1988) Sedimentary and structural evolution of the northwest Arabian Red Sea margin. *Tectonophys*: 153: 137-151
- Berchova (1996) Experimentelle Orthopyroxen-Klinopyroxen-Thermobarometrie im CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (CMASH) System. Inaugural-Dissertation, Fakultät für Geowissenschaften, Ludwig-Maximilian-Universität, München
- Bertrand H, Chazot G, Blichert-Toft J, Thorvald S (2003) Implications of widespread high- $\mu$  volcanism on the Arabian Plate for Afar mantle plume and lithosphere composition. *Chem Geol* 198: 47-61
- Bertrand P, Mercier JCC (1985/86) The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth Plan Sci Lett* 76: 109-122
- Blundy J, Dalton J (2000) Experimental comparison of trace element partitioning between clinopyroxene and melt in carbonate and silicate systems, and implications for mantle metasomatism. *Contrib Mineral Petrol* 139: 356-371



- Blusztajn J, Hart SR, Shimizu N, McGuire AV (1995) Trace-element and isotopic characteristics of spinel peridotite xenoliths from Saudi Arabia. *Chem Geol* 123: 53-65
- Bohannon RG, Naeser CW, Schmidt DL, Zimmermann RA (1989) The timing of uplift, volcanism, and rifting peripheral to the Red Sea: a case of passive rifting? *J Geophys Res* 94: 1683-1701
- Bonatti E (1985) Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic rift. *Nature* 316: 33-37
- Bosworth W, Strecker MR (1997) Stress field changes in the Afro-Arabien rift system during the Miocene to Recent period. *Tectonophysics* 278: 47-62
- Bouman C, Vroon PZ, Elliott TR, Scwieters JB, Hamester M (2002) Determination of lithium isotope compositions by MC-ICPMS (Thermo Finnigan MAT Neptune). *Geochim Cosmochim Acta* 66: A97
- Brenan JM, Neroda E, Lundstrom CC, Shaw HF, Ryerson FJ, Phinney DL (1998a) Behaviour of boron, beryllium, and lithium during melting and crystallization: constraints from mineral-melt partitioning experiments. *Geochim Cosmochim Acta* 62: 2129-2141
- Brenan JM, Ryerson FJ, Shaw HF (1998b) The role of aqueous fluids in the slab-to-mantle transfer of boron, beryllium and lithium during subduction: experiments and models. *Geochim Cosmochim Acta* 62: 3337-3347
- Brey GP, Köhler T (1990a) Geothermobarometry on four-phase lherzolites I. Experimental results from 10 to 60 kb. *J Petrol* 31: 1313-1352
- Brey GP, Köhler T (1990b) Geothermobarometry on four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J Petrol* 31: 1353-1378
- Brey GP, Weber R, Nickel KG (1990) Calibration of a belt apparatus to 1800 degrees C and 6 GPa. *J Geophys Res* 95: 15603-15610
- Brey et al (1999) Garnet-spinel-orthopyroxene equilibria in the FeO-MgO-Al (sub 2) O (sub 3) –SiO (sub 2) –Cr (sub 2) O (sub 3) system; I, Composition and molar volumes of minerals. *Eur J Mineral* 11: 599-617
- Camp VE, Roobol MJ (1989) The Arabian continental alkali basalt province: Part I. Evolution of Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia. *Geol Soc Am Bull* 101: 71-95
- Camp VE, Roobol MJ (1991) The Arabian continental alkali basalt province: Part II. Evolution of Harrats Khaybar, Ithnayn, and Kura, Kingdom of Saudi Arabia. *Geol Soc Am Bull* 103: 363-391
- Camp VE, Roobol MJ (1992) Upwelling asthenosphere beneath Western Arabia and its regional implications. *J Geophys Res* 97: 15255-15271
- Camp VE, Roobol MJ, Hooper PR (1992) The Arabian continental alkali basalt province: Part III. Evolution of Harrat Kishb, Kingdom of Saudi Arabia. *Geol Soc Am Bull* 104: 379-396
- Canil D, O'Neill H (1996) Distribution of ferric iron in some upper-mantle assemblages. *J Petrol* 37: 609-635
- Carroll Webb SA, Wood BJ (1986) Spinel-pyroxene-garnet relationships and their dependence on Cr/Al ratio. *Contrib Mineral Petrol* 92: 471-480
- Carswell DA, Gibb FGF (1987) Garnet lherzolite xenoliths in the kimberlites of northern Lesotho; revised P-T equilibration conditions and upper mantle paleogeotherm. *Contrib Mineral Petrol* 97: 473-487

- Chan LH, Edmond JM, Thompson G, Gillis K (1992) Lithium isotopic composition of submarine basalts: Implications for the lithium cycle in the ocean. *Earth Planet Sci Lett* 108: 151-160
- Chan L-H, Alt JC, Teagle DAH (2002) Lithium and lithium isotope profiles through the upper oceanic crust: a study of seawater-basalt exchange at ODP Sites 504B and 896A. *Earth Planet Sci Lett* 201: 187-201
- Chan LH, Leeman WP, You C-F (2002) Lithium isotopic composition of Central American volcanic arc lavas: implications for modification of subarc mantle by slab-derived fluids: correction. *Chem Geol* 182: 293-300
- Chan L-H, Frey FA (2003) Lithium isotope geochemistry of the Hawaiian plume: Results from the Hawaii Scientific Drilling Project and Koolau Volcano. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4: 8707, doi:10.1029/2002GC000365
- Chapman DS (1986) Thermal gradients in the continental crust. From Dawson JB, Carswell DA, Hall J, Wedepohl KH (eds), the nature of the lower continental crust. *Geol Soc Special Publication* 24, 63-70
- Chaussidon M, Libourel G (1993) Boron partitioning in the upper mantle: An experimental and ion probe study. *Geochim Cosmochim Acta* 57: 5053-5062
- Chaussidon M, Jambon A (1994) Boron content and isotopic composition of oceanic basalts: Geochemical and cosmochemical implications. *Earth Planet Sci Lett* 121: 277-291
- Chaussidon M, Marty B (1995) Primitive boron isotope composition of the mantle. *Science* 269: 383-386
- Chazot G, Menzies M, Harte B (1996) Silicate glasses in spinel lherzolites from Yemen: origin and chemical composition. *Chem Geol* 134: 159-179
- Chazot G, Menzies MA, Harte B (1996) Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: implications for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochim Cosmochim Acta* 60: 423-437
- Cochran J (1983) A model for the development of the Red Sea. *Am Ass Petr Geol Bull* 67: 41-69
- Coleman RG, Gregory RT, Brown GF (1983) Cenozoic volcanic rocks of Saudi Arabia. Saudi Arabian Deputy Minister of Mineral Resources. Open File Report USGS-OF93, 82 p
- Coltorti M, Beccaluva L, Costanza B, Salvini L, Siena F (2000) Glasses in mantle xenoliths as geochemical indicators of metasomatic agents. *Earth Planet Sci Lett* 183: 303-320
- Coticelli S, Sintoni MF, Abebe T, Mazzarini F, Manetti P (1999) Petrology and geochemistry of ultramafic xenoliths and host lavas from the Ethiopian Volcanic Province; an insight into the upper mantle under eastern Africa. *Acta Vulcanologica* 11: 143-159
- Coulié E, Quidelour X, Gillot P-Y, Courtillot V, Lefèvre J-C, Chiesa S (2003) Comparative K-Ar and Ar/Ar dating of Ethiopian and Yemenite Oligocene volcanism: implications for timing and duration of the Ethiopian traps. *Earth Planet Sci Lett* 206: 477-492
- Courtillot V, Jaupart C, Manighetti I, Tapponnier P, Besse J (1999) On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth Planet Sci Lett* 166: 177-195
- Dawson JB 2002 Metasomatism and Partial Melting in Upper-Mantle Peridotite Xenoliths from the Lashaine Volcano, Northern Tanzania. *J Petrol* 43: 1749-1777
- Debaille E, Lévêque J-J, Cara M (2001) Seismic evidence for a deeply rooted low-velocity anomaly in the upper mantle beneath the northeastern Afro/Arabian continent. *Earth Planet Sci Lett* 193: 423-436

- Dixon TH, Golombek MP (1988) Late Precambrian crustal accretion rates in Northern Africa and Arabia. *Geol Boulder* 16: 991-994
- Doremus RH (1969) *Phys Chem Glasses* 10: 28-33
- Duyverman HJ, Harris NBW, Hawkesworth CJ (1982) Crustal accretion in the Pan-African: Nd and Sr isotopic evidence from the Arabian Shield. *Earth Planet Sci Lett* 59: 315-326
- Eggins SM, Rudnick RL, McDonough WF (1998) The composition of peridotites and their minerals: a laser-ablation ICP-MS study. *Earth Planet Sci Lett* 154: 53-71
- Elliott T, Thomas A, Jeffcoate AB, Niu Y (2003) Li isotope composition of the upper mantle. *EOS Trans Am Geophys Union* 84: 1608
- Embey-Isztin A, Dobosi G, Altherr R, Meyer H-P (2001) Thermal evolution of the lithosphere beneath the western Pannonian Basin: evidence from deep-seated xenoliths. *Tectonophys* 331: 285-306
- Fabriès (1979) Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib Mineral Petrol* 69: 329-336
- Frey FA, Prinz M (1978) Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth Planet Sci Lett* 38: 129-176
- Gaetani GA, Kent AJR, Grove TL, Hutcheon ID, Stolper EM (2003) Mineral/melt partitioning of trace elements during hydrous peridotite partial melting. *Contrib Mineral Petrol* 145: 391-405
- Gasparik T (1984) Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Contrib Mineral Petrol* 87: 87-97
- Gasparik T, Newton RC (1984) The reversed alumina contents of orthopyroxene in equilibrium with spinel and forsterite in the system MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Contrib Mineral Petrol* 85: 186-196
- Gasparik T (1987) Orthopyroxene thermobarometry in simple and complex systems. *Contrib Mineral Petrol* 96: 357-370
- Gettings ME (1981) A heat flow profile across the Arabian Shield and Red Sea. *EOS Trans Am Geophys Union* 62: 407
- Gettings ME, Blank HR, Mooney WD, Haley JH (1986) Crustal structure of southwestern Saudi Arabia. *J Geophys Res* 91: 6491-6512
- Gibson G, Vogel RC (1950) *J Chem Phys* 18: 1094-1097
- Giletti BJ, Shanahan TM (1997) Alkali diffusion in plagioclase feldspar. *Chem Geol* 139: 3-20
- Harte B (1977) Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths. *J Geol* 85: 279-288
- Henjes-Kunst F, Altherr R, Baumann A (1990) Evolution and composition of the lithospheric mantle underneath the western Arabian peninsula: constraints from Sr-Nd isotope systematics of mantle xenoliths. *Contrib Mineral Petrol* 105: 460-472
- Henjes-Kunst F, Altherr R (1992) Metamorphic petrology of xenoliths from Kenya and northern Tanzania and implications for geotherms and lithospheric structure. *J Petrol* 33: 1125-1156
- Hetzl R, Strecker MR (1994) Late Mozambique Belt structures in western Kenya and their influence on the evolution of the Cenozoic Kenya Rift. *J Struc Geol* 16: 189-201
- Higgins MD, Shaw DM (1984) Boron cosmochemistry interpreted from abundances in mantle xenoliths. *Nature* 308: 172-173
- Hofmann C, Courtillot V, Féraud G, Rochette P, Yirgu G, Ketefo E, Pik R (1997) Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change. *Nature* 389: 838-841

- Hopp J, Trieloff M, Altherr R (2004) Neon isotopes in mantle rocks from the Red Sea region reveal large-scale plume-lithosphere interaction. *Earth Planet Sci Lett* 219: 61-76
- Irvine (1965) Chromian Spinel as a petrogenetic indicator; Part 1, Theory. *Can J Earth Sci* 2: 648-672
- Jambon A, Semet MP (1978) Lithium diffusion in silicate glasses of albite, orthoclase, and obsidian composition: an ion-microprobe determination. *Earth Planet Sci Lett* 37: 445-450
- Jenkins DM, Newton RC (1979) Experimental determination of the spinel peridotite to garnet peridotite inversion at 900 degrees C and 1000 degrees C in the system CaO-MgO-Al (sub 2) O (sub 3) -SiO (sub 2), and at 900 degrees C with natural garnet and olivine. *Contrib Mineral Petrol* 68: 407-419
- Johnson MC, Plank T (1999) Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1: Paper no 1999GC000014
- Kent & Rossmann (2002) Hydrogen, lithium and boron in mantle-derived olivine: the role of coupled substitutions. *Am Mineral* 87: 1432-1436
- Keppler H (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature* 380: 237-240
- Kieffer B, Arndt N, Lapierre H, Bastien F, Bosch D, Pecher A, Yirgu G, Ayalew D, Weis D, Jerram DA, Keller F, Meugniot C (2004) Flood and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African superswell. *J Petrol* 45: 793-834
- Klemme S, O'Neil HStC (1997) The reaction  $MgCr_2O_4 + SiO_2 = Cr_2O_3 + MgSiO_3$  and the free energy of formation of magnesiochromite ( $MgCr_2O_4$ ). *Contrib Mineral Petrol* 130: 59-65
- Klemme S, O'Neil HStC (2000) The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contrib Mineral Petrol* 138: 237-248
- Klemme S, O'Neil HStC (2000) The effect of Cr on the solubility of Al in orthopyroxene: experiments and the thermodynamic modelling. *Contrib Mineral Petrol* 140: 84-98
- Klemme S, O'Neil HStC, Schnelle W, Gmelin E (2000) The heat capacity of  $MgCr_2O_4$ ,  $FeCr_2O_4$  and  $Cr_2O_3$  at low temperatures and derived thermodynamic properties. *Am Mineral* 85: 1686-1693
- Klemme S (2004) The influence of Cr on the garnet-spinel transition in the Earth's mantle: experiments in the system  $MgO-Cr_2O_3-SiO_2$  and thermodynamic modelling. *Lithos* 77: 639-646
- Köhler T, Brey GP (1990) Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochim Cosmochim Acta* 54: 2375-2388
- Kröner A, Stern RJ, Dawoud AS, Compston W, Reischmann T (1987) The Pan-African continental margin in northeastern Africa: evidence from a geochronological study of granulites at Sabaloka, Sudan. *Earth Planet Sci Lett* 85: 91-104
- Krogh Ravna EJ, Paquin J (2003) Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites. *EMU Notes in Mineralogy*, 5, chapter 4, 1-209
- Kuo LC, Essene EJ (1986) Petrology of spinel harzburgite xenoliths from the Kishb Plateau, Saudi Arabia. *Contrib Mineral Petrol* 93: 335-346
- Leake BE, Woolley AR, Arps CES, Birch WD, Gilbert MC, Grice JD, Hawthorne FC, Kato A, Kisch HJ, Krivovichev VG, Linthout K, Laird J, Mandarino J, Maresch WV, Nickel, EH, Rock NMS (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *Am Mineral* 82: 1019-1037

- Leeman WP, Sisson VB, Reid MD (1992) Boron geochemistry of the lower crust: evidence from granulite terranes and deep crustal xenoliths. *Geochim Cosmochim Acta* 56: 775-788
- Leeman WP, Vocke RD, McKibben MA (1992) Boron isotopic fractionation between coexisting vapor and liquid in natural geothermal systems. In: Kharaka YF, Maest AS (eds) *Proc 7th Int Symp Water-Rock Interaction*. Balkema, Rotterdam, pp 1007-1010
- Leeman WP, Sisson VB (2002) Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes. In: Grew ES, Anovitz LM (eds) *Boron. Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Rev in Mineralogy and Geochemistry* 33, 2nd edition: 645-708
- Le Pichon X, Gaulier JM (1988) The rotation of Arabia and the Levant fault system. *Tectonophys* 153: 271-294
- Marschall HR, Ludwig T (2004) The low-boron contest: minimising surface contamination and analysing boron concentrations at the ng/g-level by secondary ion mass spectrometry. *Mineral Petrol* 81: 265-278
- Matviyenko VN, Makhan KOM, Khazim D, ElKhair Y, Asmi M (1993) Geothermal conditions in oil- and gas-bearing regions of Syria. *Intern Geol Rev* 35: 453-466
- Maurin J-C, Guiraud R (1993) Basement control in the development of the Early Cretaceous West and Central African Rift systems. *Tectonophys* 228: 81-95
- McDonough WF, Sun S (1995) The composition of the Earth. *Chem Geol* 120: 223-253
- McGuire AV (1987) The mantle beneath the Red Sea margin: xenoliths from western Saudi Arabia. In: Bonatti E (ed) *Zabargad Island and the Red Sea Rift*. *Tectonophys* 150: 101-119
- McGuire AV (1988) Petrology of mantle xenoliths from Harrat al Kishb: the mantle beneath western Saudi Arabia. *J Petrol* 29: 73-92
- McGuire AV, Bohannon RG (1989) Timing of mantle upwelling: evidence for a passive origin for the Red Sea. *J Geophys Res* 94: 1677-1682
- McGuire AV, Dyar MD, Ward KA (1989) Neglected  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  ratios – A study of  $Fe^{3+}$  content in megacrysts from alkali basalts. *Geology* 17: 687-690
- McGuire AV, Stern RJ (1993) Granulite xenoliths from western Saudi Arabia: the lower crust of the late Precambrian Arabian-Nubian Shield. *Contrib Mineral Petrol* 114: 395-408
- McKenzie D, Bickle MJ (1989) The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J Petrol* 29: 625-679
- Mechie J, Prodehl C (1988) Crustal and uppermost mantle structure beneath the Afro-Arabian rift system. *Tectonophys* 153: 103-121
- Menzies M, Murthy R (1980) Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts: implications for local heterogeneities in metasomatically veined mantle. *Earth Planet Sci Lett* 46: 323-334
- Menzies M, Baker J, Chazot G (2001) Cenozoic plume evolution and flood basalts in Yemen: a key to understanding older examples. In: Ernst RE, Buchan KL (eds) *Mantle Plumes: their Identification through Time*. *Geol Soc Am Spec Papers* 353, pp 23-36
- Moriguti T, Nakamura E (1998a) Across-arc variation of Li isotopes in lavas and implications for crust/mantle recycling at subduction zones. *Earth Planet Sci Lett* 163: 167-174
- Moriguti T, Nakamura E (1998b) High-yield lithium separation and the precise isotopic analysis for natural rock and aqueous samples. *Chem Geol* 145: 91-104

- Morimoto N (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Am Mineral* 73: 1123-1133
- Morris JD, Leeman WP, Tera F (1990) The subducted component in island arc lavas: Constraints from Be isotopes and B-Be systematics. *Nature* 344: 31-36
- Morris JD, Gosse J, Brachfeld S, Tera F (2002) Cosmogenic Be-10 and the solid Earth: studies in geomagnetism, subduction zone processes and active tectonics. In: Grew ES (ed) *Beryllium. Mineralogy, Petrology and Geochemistry*. *Rev Mineral Geochem* 50: 207-270
- Mungall JE, Dingwell DB, Chaussidon M (1999) Chemical diffusivities of 18 trace elements in granitoid melts. *Geochim Cosmochim Acta* 63: 2599-2610
- Mungall JE (2000) Empirical models relating viscosity and tracer diffusion in magmatic silicate melts. *Geochim Cosmochim Acta* 66: 125-143
- Nasir S, Al-Fugha H (1988) Spinel-lherzolite xenoliths from the Aritain volcano, NE-Jordan. *Mineral and Petrol* 38: 127-137
- Nasir S (1992) The lithosphere beneath the northwestern part of the Arabian plate (Jordan): evidence from xenoliths and geophysics. *Tectonophys* 201: 357-370
- Nasir S, Abu-Aljayareh AI, Mahmood S, Lehlooh A (1992) Oxidation state of the upper mantle beneath the northwestern part of the Arabian lithosphere. *Tectonophys* 213: 359-366
- Nasir S (1994) Geochemistry and petrogenesis of Cenozoic volcanic rocks from northwestern part of the Arabian continental alkali basalt province. *African Geoscience Reviews* 1: 455-467
- Nasir S (1995) Mafic lower crustal xenoliths from the northwestern part of the Arabian plate. *Eur J Mineral* 7: 217-230
- Nasir S, Safarjalani A (2000) Lithospheric petrology and geochemistry beneath the northern part of the Arabian Plate (Syria). *J Afr Earth Sci* 30: 149-168
- Nickel KG, Brey G (1984) Subsolidus orthopyroxene-clinopyroxene systematics in the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub> to 60 kb: a reevaluation of the regular solution model. *Contrib Mineral Petrol* 87: 35-42
- Nickel KG, Green DH (1985) Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. *Earth Planet Sci Lett* 73: 158-170
- Nimis P, Taylor WR (2000) Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites: Part 1. Calibration and testing of a Cr-in-cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer. *Contrib Mineral Petrol* 139: 541-554
- Nishio Y, Nakai S, Hirose K, Ishii T, Sano Y (2002) Li isotopic systematics of volcanic rocks in marginal basins (abstr.). *Geochim Cosmochim Acta* A556
- Nishio Y, Nakai S, Kogiso T, Barszczus HG (2003) Lithium isotopic composition of HIMU oceanic island basalts: implications for the origin of HIMU component, in: XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG 2003) 178
- Nishio Y, Nakai S, Yamamoto J, Sumino H, Matsumoto T, Prikhod'ko VS, Arai S (2004) Lithium isotopic systematics of the mantle-derived ultramafic xenoliths: implications for EM1 origin. *Earth Planet Sci Lett* 217: 245-261
- Olker B (2001) Entwicklung und Anwendung eines Computerprogrammes zur numerischen Modellierung von Diffusionsprofilen in Mineralkörnern. Inaugural-Dissertation, Naturwissenschaftlich-Mathematische Gesamtfakultät, Ruprecht-Karls Universität, Heidelberg
- Olker B, Altherr R, Paquin J (2003) Fast exhumation of the ultrahigh-pressure Alpe Arami garnet peridotite (Central Alps, Switzerland): constraints from geospeedometry and thermal modelling. *J Metam Geol* 21: 395-402

- Olsen KH, Morgan P (1995) Introduction: Progress in understanding continental rifts. In: Olsen KH (ed). *Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics*. *Developments in Geotectonics* 25: 3-26
- Omar GI, Steckler MS (1995) Fission track evidence on the initial rifting of the Red Sea: two pulses, no propagation. *Science* 270: 1341-1344
- Ottolini L, McDonough WF (1996) Geochemistry of Lithium and Boron in the Mantle: Results from Studies of Peridotites. *J Conf Abstr* 1(1): 446
- Palme H, O'Neill HStC (2003) Cosmochemical Estimates of Mantle Composition. *Treatise on Geochemistry* ISBN 0-08-044337-0; 2: 1-38
- Paquin J; Altherr R (2001a) New constraints on the P-T evolution of the Alpe Arami garnet peridotite body (Central Alps, Switzerland). *J Petrol* 42: 1119-1140
- Paquin J; Altherr R (2001b) New constraints on the P-T evolution of the Alpe Arami garnet peridotite body (Central Alps, Switzerland): Reply to Comment. *J Petrol* 42: 1781-1787
- Paquin J, Altherr R (2002) Subduction-related lithium metasomatism during exhumation of the Alpe Arami ultrahigh-pressure garnet peridotite (Central Alps, Switzerland). *Contrib Mineral Petrol* 143: 623-640
- Paquin J, Altherr R, Ludwig T (2004) Li-Be-B systematics in the ultrahigh-pressure garnet peridotite from Alpe Arami (Central Swiss Alps): implications for slab-to-mantle wedge transfer. *Earth Planet Sci Lett* 218: 507-519
- Pik R, Deniel C, Coulon C, Yirgu G, Marty B (1999) Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: evidence for plume-lithosphere interactions. *Geochim Cosmochim Acta* 63: 2263-2279
- Pollack HN, Chapman DS (1977) On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophys* 38: 279-296
- Pouchou JL, Pichoir F (1984) A new model for quantitative analysis. I Application to the analysis of homogeneous samples. *La Recherche Aérospatiale*, 3: 13-38
- Prodehl C, Mechie J (1991) Crustal thinning in relationship to the evolution of the Afro-Arabian rift system: a review of seismic-refraction data. *Tectonophys* 198: 311-327
- Prodehl C, Fuchs K, Mechie J (1997) Seismic-refraction studies on the Afro-Arabian rift system – a brief review. *Tectonophys* 278: 1-13
- Rauschel-Colom JA, Sweatman TR, Wells CB, Norrish K (1965) In: Hallsworth EG, Crawford DV (eds) *Experimental Petrology*, pp 40-72, Butterworth, London
- Ryan JG, Langmuir CH (1987) The systematics of lithium abundances in young volcanic rocks. *Geochim Cosmochim Acta* 51: 1727-1741
- Ryan JG, Langmuir CH (1988) Beryllium systematics in young volcanic rocks: Implications for  $^{10}\text{Be}$ . *Geochim Cosmochim Acta* 52: 237-244
- Ryan JG (1989) The systematics of lithium, beryllium, and boron in young volcanic rocks. PhD Thesis, Columbia University, 1989
- Ryan JG, Kyle PR (2000) Lithium isotope systematics of McMurdo volcanic group lavas and other intraplate sites. *EOS Trans Am Geophys Union* 81: F1371
- Ryan JG (2002) Trace-Element Systematics of Beryllium in Terrestrial Materials. In: Grew ES (ed), *Beryllium – Mineralogy, Petrology, and Geochemistry*. *Rev Mineral Geochem* 50: 121-141
- Sachtleben T, Seck HA (1981) Chemical control of Al-solubility in orthopyroxene and its implications on pyroxene geothermometry. *Contrib Mineral Petrol* 78: 157-165

- Schilling J-G, Kingsley RH, Hanan BB, McCully BL (1992) Nd-Sr-Pb isotopic variations along the Gulf of Aden: evidence for Afar mantle plume-continental lithosphere interaction. *J Geophys Res* 97: 10927-10966
- Seitz HM, Altherr R, Ludwig T (1999) Partitioning of transition elements between orthopyroxene and clinopyroxene in peridotitic and websteritic xenoliths: New empirical geothermometers. *Geochim Cosmochim Acta* 63: 3967-3982
- Seitz HM, Woodland AB (2000) The distribution of lithium in peridotitic and pyroxenitic mantle lithologies – an indicator of magmatic and metasomatic processes. *Chem Geol* 166: 47-64
- Seitz HM, Brey GP, Stachel T, Harris JW (2003) Li abundances in inclusions in diamonds from the upper and lower mantle. *Chem Geol* 201: 307-318
- Seitz HM, Brey GP, Lahaye Y, Durali S, Weyer S (2004) Lithium isotopic signatures of peridotite xenoliths and isotopic fractionation at high temperature between olivine and pyroxenes *Chemical Geol* (in press)
- Shaw J, Baker J, Menzies MA, Thirlwall MF, Ibrahim KM (2003) Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian plate (Jordan): a mixed lithosphere-asthenosphere source activated by lithospheric extension. *J Petrol* 44: 1657-1679
- Shearer CK (2002) Behavior of beryllium during solar system and planetary evolution: evidence from planetary materials. In: Grew ES (ed), *Beryllium – Mineralogy, Petrology and Geochemistry*. *Rev Mineral Geochem* 50: 77-120
- Smith D (1999) Temperatures and pressures of mineral equilibration in peridotite xenoliths: Review, discussion and implications. In: Fei Y, Bertka CM, Mysen BO (eds). *Mantle petrology: Field observations and high pressure experimentation: A tribute to Francis R. Boyd*, 171-188
- Stein M, Hofmann AW (1992) Fossil plume head beneath the Arabian lithosphere? *Earth Planet Sci Lett* 114: 193-209
- Stein M, Garfunkel Z, Jagoutz E (1993) Chronometry of peridotitic and pyroxenitic xenoliths: implications for the thermal evolution of the Arabian lithosphere. *Geochim Cosmochim Acta* 57: 1325-1337
- Stein M, Goldstein SL (1996) From plume head to continental lithosphere in the Arabian Nubian shield. *Nature* 382: 773-778
- Steckler MS, ten Brink US (1986) Lithospheric strength variations as a control on new plate boundaries: examples from the northern Red Sea region. *Earth Planet Sci Lett* 79: 120-132
- Stern RJ, Kröner A (1993) Late Precambrian crustal evolution in NE Sudan; isotopic and geochronologic constraints. *J Geol* 101: 555-574
- Streckeisen A (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Rev* 12: 1-33.
- Stoeser DB, Camp VE (1985) Pan-African microplate accretion of the Arabian Shield. *Geol Soc Am Bull* 96: 817-826
- Taylor WR (1998) An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotite with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite. *Abh N Jb Min* 172: 381-408
- Teng FZ, McDonough WF, Rudnick RL, Dalpé C, Tomascak PB, Gao S, Chappell BW (2004) Lithium isotopic composition and concentration of the upper continental crust. *Geochim Cosmochim Acta*: 68: 4167-4178
- Tomascak PB, Langmuir CH (1999) Lithium isotope variability in MORB. *EOS Trans Am Geophys Union* 80: F1086-1087



- Tomascak PB, Widom E, Benton LD, Goldstein SL, Ryan JG (2002) The control of lithium budgets in island arcs. *Earth Planet Sci Lett* 196: 227-238
- Tomascak PB (2004) Developments in the Understanding and Application of Lithium Isotopes in the Earth and Planetary Sciences. *Rev Mineral Geochem* 55: 153-195
- Ukstins IA, Renne PR, Wolfenden E, Joel Baker J, Ayalew D, Menzies M (2002) Matching conjugate volcanic rifted margins:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chrono-stratigraphy of pre- and syn-rift bimodal flood volcanism in Ethiopia and Yemen. *Earth Planet Sci Lett* 198: 289-306
- Verhoogen J (1952) *Am Mineral* 37: 637-655
- Volker F, McCulloch MT, Altherr R (1993) Submarine basalts from the Red Sea: new Pb, Sr, and Nd isotopic data. *Geophys Res Lett* 20: 927-930
- Volker F, Altherr R, Jochum KP, McCulloch MT (1997) Quaternary volcanic activity fo the southern Red Sea: new data and assessment of models on magma sources and Afar plume-lithosphere interaction. *Geophys Res Lett* 20: 927-930
- Wells PRA (1977) Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib Mineral Petrol* 62: 129-139
- Werling F, Altherr R (1997) Thermal evolution of the lithosphere beneath the French Massif Central as deduced from geothermobarometry on mantle xenoliths. *Tectonophys* 275: 119-142
- White S (1970) Ionic diffusion in quartz. *Nature* 225: 375-376
- White R, McKenzie D (1989) Magmatism at Rift Zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J Geophys Res* 94: 7685-7729
- Witt-Eickschen G, Seck HA (1991) Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. *Contrib Mineral Petrol* 106: 431-439
- Witt-Eickschen et al. (2003) Lithospheric Mantle Evolution beneath the Eifel (Germany): Constraints from Sc-Nd-Pb Isotopes and Trace Element Abundances in Spinel Peridotite and Pyroxenite Xenoliths
- Woodland AB, Seitz H-M, Yaxley GM (2004) Varying behaviour of Li in metasomatised spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia. *Lithos* 75: 55-66
- Zeyen H, Volker F, Wehrle V, Fuchs K, Sobolev SV, Altherr R (1997) Styles of continental rifting: crust-mantle detachment and mantle plumes. *Tectonophys* 278: 329-352



## **INHALTSVERZEICHNIS ANHANG**

<b>A.1. MESSMETHODIK</b>	185
A.1.1. Elektronenstrahlmikrosonde (EMS)	185
A.1.2. Sekundärionenmassenspektrometer (SIMS)	186
A.1.3. Rasterelektronenmikroskop (REM)	189
<b>A.2. THERMOBAROMETERFORMULIERUNGEN</b>	
A.2.1. Zwei-Pyroxen-Thermometer basierend auf Enstatit-Diopsid- Austausch	192
A.2.2. Das Ca-in-Opx-Thermometer	193
A.2.3. Das Na-in-Px-Thermometer	194
A.2.4. Das Spl-Ol-Thermometer	194
A.2.5. Verteilung der Übergangselemente (Sc, V, Co, Cr) zwischen Cpx und Opx	195
A.2.6. Minimale und maximale Druckstabilität von Spinell-Peridotit	196
A.2.7. Das Ca-in-Olivin-Barometer	197
<b>A.3. TABELLEN</b>	
A.3-1. Berechnete Temperaturen für Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid	198
A.3-2. Zwischen-Temperaturen für Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid	203
A.3-3. Sc-V-Co-Temperaturen für Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid	204
A.3-4. Berechnete Drücke anhand der minimalen und maximalen Druckstabilität von Spinell-Peridotit	205
A.3-5. Berechnete Drücke anhand des Ca-in-Ol-Barometers	206
<b>A.4. REPRÄSENTATIVE MIKROSONDEN- UND IONENSONDENANALYSEN SOWIE ZONIERUNGSPROFILE</b>	207



## A.1. MESSMETHODIK

### A.1.1. Elektronenstrahlmikrosonde (EMS)

Die Mineralanalysen (Haupt- und Neben-Elementgehalte > 0.1 wt%) wurden mit einer Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) des Typs CAMECA SX 51 (Baujahr 1993) am Mineralogischen Institut der Universität Heidelberg durchgeführt. Für die Punkt- und Profilanalysen wurden polierte, mit Kohlenstoff bedampfte Dünnschliffe (Dicke: 30 nm) verwendet. Die Mikrosonde ist für den Betrieb im wellenlängendispersiven Modus mit 5 Kristallspektrometern ausgestattet. Zur energiedispersiven Analytik steht ein Pentafet-Si-Li-Halbleiterdetektorsystem (Oxford Instruments) zur Verfügung. Die Standardbedingungen für die Mikrosonde sind 15 kV Beschleunigungsspannung und 20 nA Strahlstrom. Zählzeiten für die einzelnen Elemente betragen (abhängig vom gewählten Label: gena; genani, genaspini, genabani, genanil) 10 - 50 Sekunden. Der Untergrund wird beidseitig 5 Sekunden lang gemessen. Der Strahldurchmesser beträgt 1 – 2 mm. Beim Messen von Alkalien sollte der Strahldurchmesser auf 10 mm aufgezogen werden, um ein Abdampfen von Natrium und Kalium zu verhindern (z.B. bei der Messung von Feldspäten). In Abhängigkeit vom gemessenen Element liegt die Nachweisgrenze im Bereich von 0.05 – 0.1 wt% (Gewichtsprozent des Oxids). Die Matrixkorrektur der erhaltenen Rohdaten erfolgte mit dem von Pouchou und Pichoir (PAP, Pouchou & Pichoir 1984) entwickelten Algorithmus. Die Kalibrierung des Gerätes wurde anhand von oxidischen und silikatischen Standards überprüft. Die verwendeten Standardmaterialien sind in Tabelle A.1–1 aufgelistet.

Element	Standard	Kristall	Spektrometer	Zählzeit (s)	Nachweisgrenze (Gew %)
Na	Albit	TAP	1	10	0.05
Mg	MgO	TAP	5	10 (30)	0.07
Al	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Anorthit)	TAP	1	10	0.05
Si	Wollastonit	TAP	5	10 (20-30)	0.04
Ca	Wollastonit (Anorthit)	PET	3	10 (20-40)	0.04
K	Orthoklas	PET	3	10	0.03
Mn	Rhodonit	LIF	4	10 (30)	0.08
Fe	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	LIF	4	10 (20)	0.12
Ti	TiO <sub>2</sub>	PET	2	10 (30)	0.06
Cr	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	PET	2	10 (30)	0.07
Ni	NiO	LIF	4	10 (30)	0.10
Ba	BaSO <sub>4</sub>	PET	3	45	0.08
Sr	Coelestin	PET	3	30	0.10

**Tab. A.1–1.** Verwendete Standardmaterialien für die Mikrosondenanalytik. Abkürzungen der Kristalle: TAP = Thallium-Hydrogen-Phtalat, PET = Penta-Erythriol, LIF = Lithiumfluorid. Die Zählzeiten in Klammern entsprechen hochgesetzten Zählzeiten bei anderen Labels als gena. Bei den angegebenen Nachweisgrenzen handelt es sich um statistische Nachweisgrenzen, die Angaben beziehen sich auf Mol% des jeweiligen Oxids.

Die Mineralformeln wurden mit dem Programm *Formelcalc* von Hans-Peter Meyer und dem Programm *Amphorbani* von Stephan Hepp (beide Mineralogisches Institut, Universität Heidelberg) unter den in Tab. A.1–2 aufgelisteten Bedingungen berechnet. Die Amphibol-Berechnungen basieren auf Leake et al. (1997).

Berechnungs- Programm	Mineral	Anzahl der Sauerstoffe	Feste Kationenzahl	Anzahl der OH-Gruppen	Fe-Kalkulation 0 - 1 : $Fe_{tot} = Fe^{2+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$ 2: $Fe_{tot}$ als $Fe^{2+}$ 3: Fe mit fester Kationenzahl
Formelcalc	Olivin	4	0	0	1
	Orthopyroxen	6	0	0	1
	Clinopyroxen	6	0	0	1
	Spinell	4	3	0	3
	Ba-Phlogopit	11	0	2	1
	Feldspat/Celsian	8	0	0	0
	Glas	8	0	0	0
Amphorbani	Amphibol	23	0	2	0

Tab. A.1–2. Parameter für die Mineralformelberechnungen nach Hans-Peter Meyer und Stefan Hepp.

### A.1.2. Sekundärionenmassenspektrometer (SIMS)

Die leichten Elemente Li, Be und B, sowie die Spurenelemente Sc, V, Co und Ni wurden mit einem Sekundärionenmassenspektrometer (SIMS) der Marke CAMECA im 3f (Baujahr 1983) am Mineralogisches Institut der Universität Heidelberg bestimmt (Abb. A-1, A-2, A-3). Das SIMS arbeitet mit einem Primärionenstrahl, der auf die zu untersuchende Probe geschossen wird (Abb. A-4). Als Primärion wird Sauerstoff ( $^{16}O^+$ ) verwendet.

Arbeitsparameter: *Primärionenenergie* von 14.5 keV, *Strahlstrom* von 20 nA, der *Strahldurchmesser* beträgt 25 – 35  $\mu m$ , der *analysierte Bereich* entspricht aufgrund der verwendeten Blende ca. 12  $\mu m$ . Der Primärionenstrahl wird mit elektrostatischen Linsen auf die Probe fokussiert. Um eine Aufladung der Probe zu verhindern, wird die Probenoberfläche des Dünnschliffs mit Gold besputtert (Dicke  $\sim 50$  nm). Treffen die Primärionen auf der Probenoberfläche auf, so schlagen sie aus der Mineraloberfläche einzelne Atome oder Moleküle heraus (Abb. A-4). Diese können elektrisch neutral, positiv oder negativ geladen sein. Gegenüber der Probe ist eine Elektrode angeordnet, an die eine sekundäre Beschleunigungsspannung von 4.5 kV angelegt wird (Offset  $-75$  eV). Im so erzeugten elektrischen Feld zwischen Probe und Elektrode werden die Sekundärionen beschleunigt. Der nun entstandene Sekundärionenstrahl passiert ein Linsensystem und einen Eintrittsspalt, danach durchläuft er ein *Energiespektrometer* und einen *90°-Sektormagnet* zur Massenseparation (Abb. A-3). Aufgrund der Interferenz von  $^7Li$  und  $^6LiH$  wird eine *Massenauflösung* ( $m/\Delta m$ ) von 1030 benutzt. Danach durchläuft der Strahl einen Austrittsspalt und ein weiteres Linsensystem, bevor er nochmals abgelenkt

am *Sekundärelektronenvervielfacher (SEV)* gemessen werden kann. Die Sekundärionen werden einzeln gezählt (Intensitäten von  $10^{-1}$  bis  $10^6$  Ionen/s sind messbar). Die Nachweisgrenze für Li und Be liegt bei 1 ng/g und für B bei 3 ng/g.

Bei allen Messungen dient  $^{30}\text{Si}$  als Referenzisotop. Als Standard wurde ein NIST SRM-610 Glas verwendet. Aufgrund der möglichen Bor-Kontamination der Proben ist es nötig, diese vor der Messung gründlich mit Ethanol zu säubern und danach für ca. 20 Minuten in einem Ultraschallbad mit mehrfach destilliertem Wasser zu reinigen.

Neben den bereits erwähnten leichten Elementen Li-Be-B wurden auch die Spurenelemente  $^{45}\text{Sc}$ ,  $^{51}\text{V}$ ,  $^{59}\text{Co}$  und  $^{60}\text{Ni}$  mit Hilfe des SIMS (an mit Gold besputterten Proben) gemessen. Folgende Arbeitsparameter für die Messungen wurden verwendet: Technik der Massen-hochauflösung mit  $m/\Delta m \sim 4100$ , Primärionenenergie von 14.5 keV, Sekundärionen-beschleunigungsspannung von 4.5 keV und ein Strahlstrom von 5 nA. Der Durchmesser des Messpunktes ist kleiner (ca. 20  $\mu\text{m}$ ) im Vergleich zur Li-Be-B-Messung. Referenzisotop für Sc, V, Co und Ni ist  $^{29}\text{Si}$ . Als Standard wurde NIST SRM-610 Glas benutzt. Die Empfindlichkeitsfaktoren wurden mit SC 1 und Vi 313-105 für Opx und Cpx bestimmt. Die Analysen erfolgten anhand der Peak-Scanning-Methode, jeder Messzyklus wurde dabei 3 mal durchlaufen, die Messzeit pro Element betrug 2 Sekunden für Si und 4 Sekunden für die Übergangsmetalle.



**Abb. A-1.** Messeinheit des SIMS in Heidelberg.



Abb. A-2. Photographie des SIMS in Heidelberg.

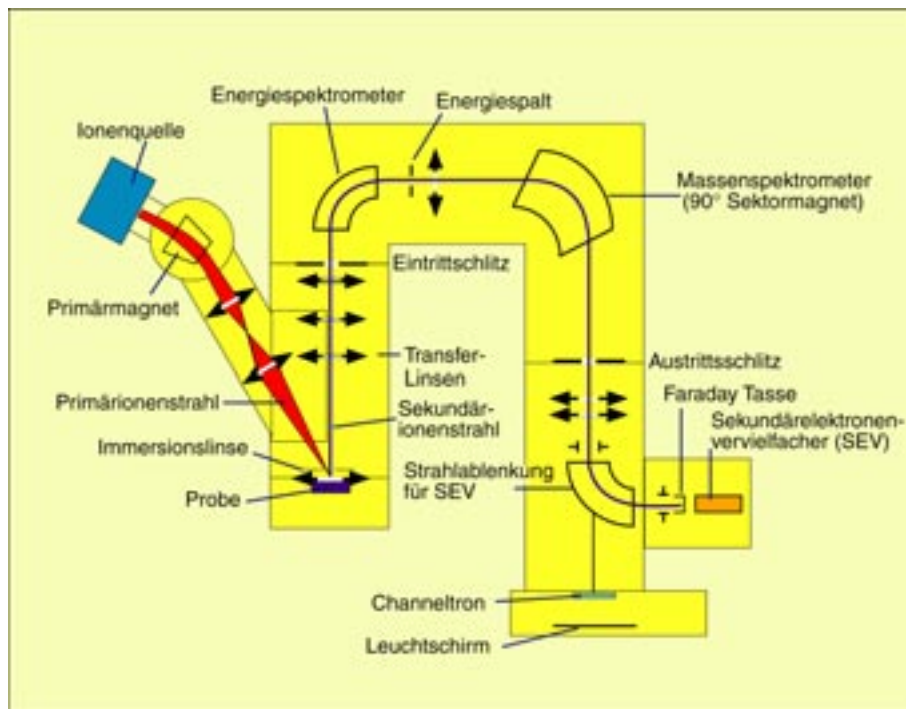
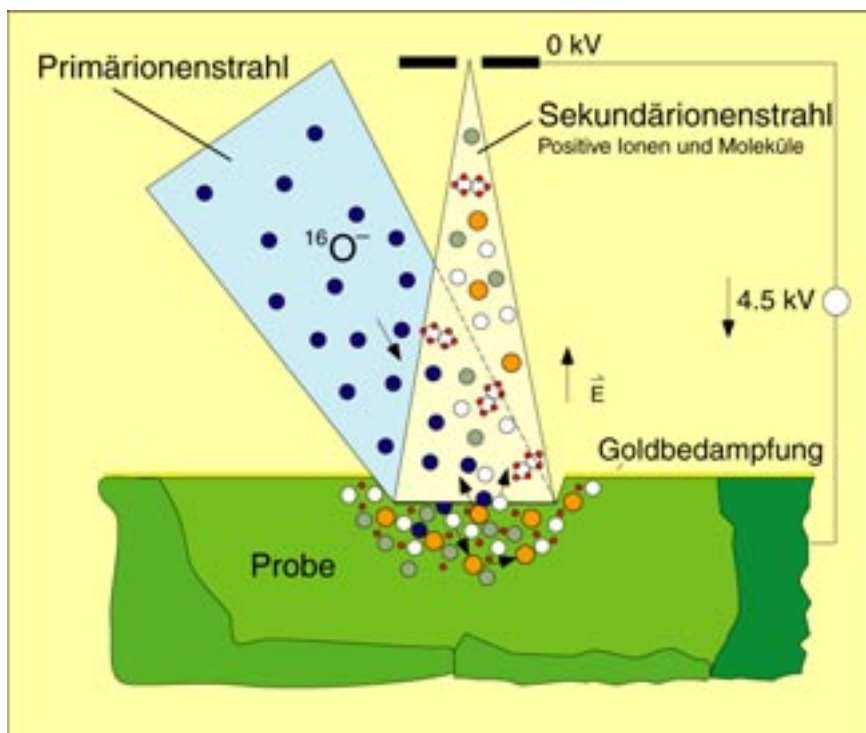


Abb. A-3. Schematische Darstellung des Aufbaus des Sekundärionenmassenspektrometers





**Abb. A-4.** Schematische Darstellung des Probenbeschusses. Die beschleunigten  $^{16}\text{O}^-$  Primärionen schlagen aus der Probenoberfläche Moleküle und Atome heraus. In der hier gezeigten Darstellung werden positive Sekundärionen und Moleküle in das Massenspektrometer beschleunigt und später gemessen.

### A.1.3. Rasterelektronenmikroskop (REM)

Die Aufnahme von *BSE-Bildern (Back-Scattered-Electrons)* und *Element-Mappings* erfolgte mit Hilfe eines Rasterelektronenmikroskops (REM) des Typs LEO 440 (Baujahr 1998) am Mineralogischen Institut der Universität Heidelberg.

Das REM ist mit einer Wolfram-Glühkathode ausgerüstet, aus der die Elektronen emittiert werden, einem Wehnelt-Zylinder zur Vorfokussierung der Elektronen und einer Anode zur Elektronenbeschleunigung (Abb. A-5). Standardmäßig wurde eine Beschleunigungsspannung von 20 kV genutzt. Weitere Parameter sind ein Filamentstrom von 2.5 – 2.8 A und ein Probenstrom von 5 – 20 nA. Der Arbeitsabstand variiert zwischen 12 – 20 mm.

Der Elektronenstrahl wird mit Hilfe von zwei Kondensoren und Ablenkspulen gebündelt, exakt ausgerichtet und in seinem Durchmesser verkleinert, bevor er auf die Probenoberfläche trifft. Am Auftreffpunkt des Elektronenstrahls werden die Elektronen an der Probenoberfläche gestreut, ferner kommt es zur Emission von Sekundärelektronen und charakteristischer Röntgenstrahlung. Die darauf beruhenden Analysemöglichkeiten werden im folgenden kurz zusammen gefasst.

- *Sekundärelektronen (SE):* Beim Auftreffen des Elektronenstrahls auf die Probenoberfläche werden die Elektronen abgebremst, sie geben dabei kinetische Energie an die Probe ab, dadurch werden Sekundärelektronen aus der Probenoberfläche herausgelöst. Deren Anzahl

hängt vom Neigungswinkel der Probenoberfläche relativ zum Elektronenstrahl und vom Probenmaterial ab. Ein Szintillationszähler dient als Sekundärelektronendetektor. Zur topographischen Darstellung der Probe werden Sekundärelektronen verwendet.

- *Rückstreuelektronen (Back Scattered Electrons: BSE)* sind an der Probenoberfläche zurückgestreute Primärelektronen. Minerale, die aus Elementen mit höherer Ordnungszahl zusammengesetzt sind, streuen stärker zurück. Je mehr Elektronen zurückgestreut werden, desto heller wird das Bild (z.B. hellgraues bis weißes BSE-Bild: Cr-Spinell). Minerale, die hauptsächlich aus Elementen mit niedriger Ordnungszahl zusammengesetzt sind, streuen weniger, ihr BSE-Bild erscheint daher dunkler (z.B. Orthopyroxen). Mit Hilfe der BSE-Bilder lassen sich somit auch Mineralkontraste und Mineraleinschlüsse gut erkennen.
- Eine weitere Anwendung des REM besteht in der *EDX-Analyse* (energy-dispersive-X-ray-analysis). Von der Probenoberfläche werden nicht nur sekundäre Elektronen, sondern auch *Photonen* emittiert. Diese Photonen werden von einem Detektor aufgefangen und können mit Hilfe der EDX ausgewertet werden. Die Photonen treten dabei in Form eines diskreten Spektrums (und auch Bremspektrums) auf. Die freiwerdenden Energien bzw. Wellenlängen sind für jedes Element charakteristisch („charakteristische Röntgenstrahlung“). Jede charakteristische Wellenlänge entspricht im Spektrum einem Peak. Mit Hilfe des EDX kann ein genauer Punkt im Mineral analysiert werden. Eine Bestimmung der Mineralzusammensetzung ist somit anhand der unterschiedlichen Elementpeaks, die man durch die EDX-Analyse erhält, möglich. Anhand der Peakhöhe ergibt sich eine Abschätzung der Menge des jeweiligen Elements. Mit einem *Line-Scan* kann entlang einer vorgegebenen Linie der Verlauf der Elementverteilung (vorher festgelegter Elemente) dargestellt werden. Eine weitere Anwendung des EDX ist das *chemical-mapping* bzw. das *element-mapping*. Um orts aufgelöste Elementspezifische Information zu erhalten, wird die zuvor erwähnte EDX-Analyse mit einer Rasterbewegung kombiniert. Hierbei erhält man Punkt für Punkt die Elementzusammensetzung eines vorgegebenen Flächenbereiches innerhalb der Probe. Es ergibt sich somit die Verteilung der chemischen Elemente im gesamten zu untersuchenden Mineral. Die entstandenen Elementverteilungsbilder zeigen die Gehalte der vorher ausgewählten Elemente (z.B. Mg, Si, Fe, Cr, Al) anhand deren Farbintensität. Je heller und farbintensiver ein Bereich ist, desto höher ist die Konzentration des betreffenden Elements. Somit lassen sich Konzentrationsänderungen der einzelnen Elemente und ein vorhandener Zonarbau im Mineral nachweisen.

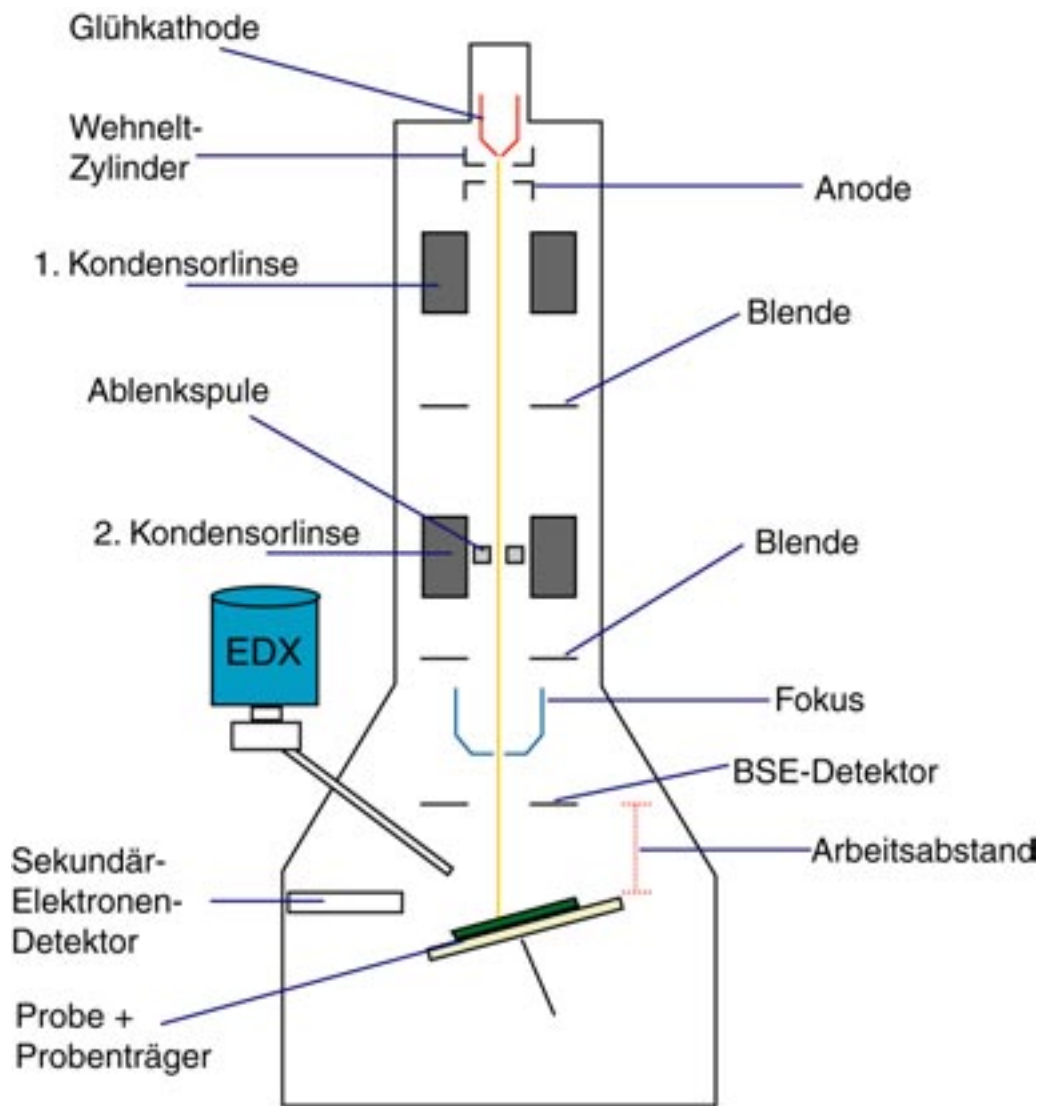


Abb. A-5. Vereinfachte schematische Darstellung eines Rasterelektronenmikroskops.



## A.2. THERMOBAROMETERFORMULIERUNGEN

### A.2.1. Zwei-Pyroxen-Thermometer basierend auf Enstatit-Diopsid-Austausch

Die Temperatur-Druck-Abhängigkeit des Austauschs der Enstatit- und Diopsid-Komponente zwischen Ortho- und Clinopyroxen wurde von verschiedenen Autoren unterschiedlich formuliert.

Die Formulierung nach **Wells (1977)** [ $T_{\text{En-DiW77}}$ ] vernachlässigt den Einfluss des Drucks auf den Solvus und berücksichtigt lediglich die Temperaturabhängigkeit. Die Kalibrierung beruht auf experimentellen Daten im Bereich von 785 bis 1500 °C. Die Berechnung der Enstatit-Komponente erfolgt mit dem idealen Löslichkeitsmodell von Wood & Banno (1973). Temperaturberechnungen nach Wells (1977) funktionieren gut für Al-Fe-haltige Pyroxene mit  $X_{\text{Fe}}$  [ $X_{\text{Fe}} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ ] von 0 bis 1.0 und einem  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt im Cpx, der kleiner als 10 Gew.-% ist. Im Vergleich zu den Formulierungen von Bertrand & Mercier (1985/86) und Brey & Köhler (1990) liefert  $T_{\text{En-DiW77}}$  oftmals etwas niedrigere Temperaturen. Dies wird in der Literatur mehrmals erwähnt (u.a. Brey & Köhler 1990). Die Gleichungen des Thermometers lauten:

$$T_{\text{W}} [\text{K}] = \frac{7341}{3.355 + 2.44X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} - \ln K}$$

$$K = \frac{(a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6})^{\text{Cpx}}}{(a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6})^{\text{Opx}}}$$

$$X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} = \frac{\text{Fe}^{2+}}{(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})}$$

**Bertrand & Mercier (1985/86)** kalibrierten das Zwei-Pyroxen-Thermometer im CMS-System (CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>) unter Berücksichtigung des Druckeinflusses auf den Solvus [ $T_{\text{En-DiBM85/86}}$ ]. Des weiteren führten sie eine theoretische Na-Korrektur in beiden Pyroxenen und eine empirische Fe-Korrektur durch. Im Vergleich zu Brey & Köhler (1990) liefert  $T_{\text{En-DiBM85/86}}$  erhöhte Temperaturwerte. In dieser Arbeit wurde nach den Vorschlägen von Brey & Köhler (1990) eine korrigierte Version von  $T_{\text{En-DiBM85/86}}$  verwendet, in der in der letztgenannten Gleichung (sh. unten) im Nenner statt  $-0.77$  ein Wert von  $-0.97$  steht:

$$T_{\text{BM}} [\text{K}] = \frac{(36273 + 399 P [\text{kbar}])}{(19.31 - 8.314 \ln K - 12.15 (\text{Ca}^{\text{Cpx}})^2)}$$

$$K = \frac{(1 - \text{Ca})^{\text{Cpx}}}{(1 - \text{Ca})^{\text{Opx}}}$$

$$(X_{\text{Ca}}^{\text{M2}})^{\text{Opx}} = \text{Ca}^{\text{Opx}} = \frac{(X_{\text{Ca}}^{\text{M2}})^{\text{Opx}}}{(1 - X_{\text{Na}}^{\text{M2}})^{\text{Opx}}}$$

$$(X_{\text{Ca}}^{\text{M2}})^{\text{Cpx}} = \text{Ca}^{\text{Cpx}} = \frac{(X_{\text{Ca}}^{\text{M2}})^{\text{Cpx}}}{(1 - X_{\text{Na}}^{\text{M2}})^{\text{Cpx}} + (-0.77 + 10^{-3} T) \left( \frac{\text{Fe}}{(\text{Fe} + \text{Mg})} \right)}$$

**Brey & Köhler (1990)** verbesserten die Zwei-Pyroxen-Thermometer von Wells (1977) und Bertrand & Mercier (1985/86). Ihre Thermometer-Formulierung basiert auf reversiblen Experimenten mit synthetischen und natürlichen Bulk-Zusammensetzungen im Bereich von 900 bis 1400 °C und 1.0 bis 6.0 GPa. Sie berücksichtigten die geringe Druckabhängigkeit des „Solvus“ und führten eine Na- und Fe-Korrektur nach Bertrand & Mercier (1985/86) durch. Die Gleichungen dieses Thermometers lauten:

$$T_{\text{BK}} [\text{K}] = \frac{23664 + (24.9 + 126.3 X_{\text{Fe}}^{\text{Cpx}}) P [\text{kbar}]}{13.38 + (\ln K_{\text{D}})^2 + 11.59 X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}}}$$

$$\ln K_{\text{D}} = \frac{(1 - \text{Ca})^{\text{Cpx}}}{(1 - \text{Ca})^{\text{Opx}}}$$

$$X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} = \frac{\text{Fe}}{(\text{Fe} + \text{Mg})}$$

**Berchova (1996)** kalibrierten ihr Thermometer im CMAS-System (CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>) in einem Druckbereich von 2 bis 15 kbar und im Temperaturbereich von 800 bis 1200 °C. Als Ergänzung zu Brey und Köhler (1990) führten sie einen weiteren druckabhängigen Faktor (*Z*) ein. Dieser zusätzliche Term *Z* wird abgeleitet aus der Besetzung des M1-Polyeders durch „Fremdkationen“ wie Al<sup>3+</sup>, Cr<sup>3+</sup>, Fe<sup>3+</sup> und Ti<sup>4+</sup>. Es gilt demnach:

$$Z^{\text{Px}} = (\text{Al}^{3+} + \text{Cr}^{3+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}^{4+}) - (2 \cdot \text{Si}^{4+})$$

Da kein systematischer Unterschied dieses Parameters zwischen Clinopyroxen und Orthopyroxen festzustellen war, wurde ein Mittelwert für *Z* verwendet:

$$Z = \frac{Z^{\text{Opx}} + Z^{\text{Cpx}}}{2}$$

Somit gilt folgende Temperatur-Gleichung:

$$T_{\text{B96}} [\text{K}] = \frac{23946 + (52.23 - 153.3 X_{\text{Fe}}^{\text{Cpx}} - 133.0 Z) P}{13.84 + (\ln K)^2 + 7.77 X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}}}$$

### A.2.2. Das Ca-in-Opx-Thermometer

Das Ca-in-Opx-Thermometer berücksichtigt den Ca-Einbau bzw. die Diopsid-Komponente im Opx, der sich im Gleichgewicht mit Cpx befindet. Die Thermometer-Formulierung nach **Brey & Köhler (1990)** beruht auf reversiblen Experimenten im CMS-System (CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>) von Nickel und Brey (1984) und in natürlichen Systemen (Brey et al. 1990). Die Kalibrierung des Thermometers

berücksichtigt die leichte Druckabhängigkeit beim Ca-Austausch zwischen Opx und Cpx, vernachlässigt aber den Einfluß von Fe, Al und Na auf den Ca-Gehalt des Opx. Mögliche „Fehlerquellen“ bei der Temperaturabschätzung könnte z.B. ein erhöhter Na-Gehalt im Opx auf Kosten von Ca sein. Die errechnete Temperatur könnte in diesem Fall niedriger als die eigentliche sein. Die Temperaturgleichung lautet:

$$T_{\text{BK}} [\text{K}] = \frac{6425 + 26.4 P [\text{kbar}]}{-\ln \text{Ca}^{\text{Opx}} + 1.843}$$

### A.2.3. Das Na-in-Px-Thermometer

Wie erstmals von **Brey & Köhler (1990)** gezeigt, ist auch die Verteilung von Na zwischen beiden Pyroxenen stark temperaturabhängig:

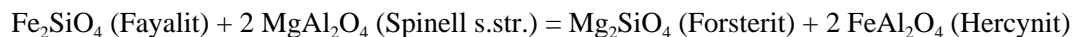
$$T_{\text{BK}} [\text{K}] = \frac{35000 + 61 \cdot 5P [\text{kbar}]}{(\ln D_{\text{Na}})^2 + 19 \cdot 8}$$

$$D_{\text{Na}} = \frac{\text{Na}^{\text{Opx}}}{\text{Na}^{\text{Cpx}}}$$

Voraussetzung für die Anwendung dieses Thermometers ist allerdings, dass es sich nicht um zu Na-arme Systeme handelt, so dass der Na-Gehalt in beiden Pyroxenen mit hinreichender Genauigkeit bestimmt werden kann.

### A.2.4. Das Spl-Ol-Thermometer

Das Spl-Ol-Thermometer basiert auf dem  $T$ -abhängigen Austausch von Fe und Mg zwischen Spl und Ol. Dem Geothermometer liegt folgende Reaktion zu Grunde:



In dieser Arbeit wurde die ältere Thermometer-Formulierung nach **Fabriès (1979)** verwendet. Es handelt sich um eine empirische Thermometer-Formulierung, die auf die Arbeit von Irvine (1965) zurückgeht. Die Kalibrierung erfolgte an gut untersuchten Lherzoliten (Lokalität: Serrania de Ronda) und ultramafischen Xenolithen (Lokalität: San Carlos). Die Temperaturgleichung lautet:

$$T_{Fs} [K] = \frac{4250 Y_{Cr}^{Spl} + 1343}{\ln K_D^0 + 1.825 Y_{Cr}^{Spl} + 0.571}$$

$$\ln K_D^0 = \ln K_D - 4.0 Y_{Cr}^{Spl}$$

$$\ln K_D = \ln \left( \frac{X_{Mg}^{Ol} X_{Fe}^{Spl}}{X_{Fe}^{Ol} X_{Mg}^{Spl}} \right)$$

$$Y_{Cr}^{Spl} = \frac{Cr}{(Cr + Al + Fe^{3+})}$$

Demgegenüber lautet die neuere, auf experimentellen Daten beruhende Thermometer-Formulierung nach **Ballhaus et al. (1991)**:

$$T_b [K] = \frac{(6530 + 280 P [GPa] + 7000 + 108 P [GPa]) (1 - 2 X_{Fe}^{Ol}) - 1960 (X_{Mg}^{Spl} - X_{Fe^{2+}}^{Spl}) + 16150 X_{Cr}^{Spl} + 2515 (X_{Fe^{2+}}^{Spl} + X_{Ti}^{Spl})}{(R \ln K_D^{Mg-Fe} + 4.705) (3.1 - 17)}$$

$$X_{Fe^{2+}} = \frac{Fe^{2+}}{(Fe^{2+} + Mg)}$$

$$X_{Mg} = \frac{Mg}{(Fe^{2+} + Mg)}$$

$$X_{Fe^{3+}}^{Spl} = \frac{Fe^{3+}}{(Fe^{2+} + Fe^{3+})}$$

$$X_{Cr}^{Spl} = \frac{Cr}{(Al + Cr + Fe^{3+})}$$

$$K_D^{Mg-Fe} = \frac{X_{Mg}^{Ol} \cdot X_{Fe^{2+}}^{Spl}}{X_{Fe}^{Ol} \cdot X_{Mg}^{Spl}}$$

### A.2.5. Verteilung der Übergangselemente (Sc, V, Cr, Mn, Co) zwischen Cpx und Opx

Die Geothermo(barometer) nach **Seitz et al. (1999)** basieren auf der Verteilung von Übergangsmetalleen zwischen Cpx und Opx. Seitz et al. (1999) untersuchten natürliche, gut äquilibrierte Peridotite und Websterite, deren Äquilibrierungsbedingungen (berechnet mit dem auf dem En-Di-„Solvus“ basierenden Zwei-Pyroxen-Thermometer nach Brey & Köhler 1990) zwischen 760 und 1370 °C und 0.8 bis 3.6 GPa lagen. Die Autoren konnten nachweisen, dass es scheinbar keine Abhängigkeit der Verteilungskoeffizienten der Übergangsmetalle von der chemischen Zusammensetzung der Pyroxene gibt. Die vorgeschlagenen Temperaturgleichungen lauten:



$$T_{\text{SAL}}^{\text{Sc}} [\text{K}] = \frac{17.64 P [\text{kbar}] + 5663}{3.25 - \ln D_{\text{Sc}}}$$

$$T_{\text{SAL}}^{\text{V}} [\text{K}] = \frac{18.06 P [\text{kbar}] + 3975}{2.27 - \ln D_{\text{V}}}$$

$$T_{\text{SAL}}^{\text{Cr}} [\text{K}] = \frac{11.00 P [\text{kbar}] + 2829}{1.56 - \ln D_{\text{Cr}}}$$

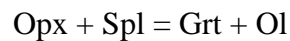
$$T_{\text{SAL}}^{\text{Mn}} [\text{K}] = \frac{-0.20 P [\text{kbar}] - 2229}{-1.37 - \ln D_{\text{Mn}}}$$

$$T_{\text{SAL}}^{\text{Co}} [\text{K}] = \frac{-4.31 P [\text{kbar}] - 2358}{-0.98 - \ln D_{\text{Co}}}$$

$$D_{\text{M}} = \frac{c_{\text{M}}^{\text{Opx}} [\text{K.p.F.}]}{c_{\text{M}}^{\text{Cpx}} [\text{K.p.F.}]} \quad \text{M} \in \{\text{Sc, V, Cr, Mn, Co}\}$$

### A.2.6. Minimale und maximale Druckstabilität von Spinell-Peridotit

Derzeit existiert für Spinell-Peridotite (noch) kein zuverlässiges Geobarometer. Eine Abschätzung von Minimaldrücken ergibt sich jedoch aus der temperaturabhängigen gleitenden Reaktion zu Plagioklas-Peridotit (Gasparik 1987). Die Maximaldrücke können nach **Carroll Webb & Wood (1986)** aus der gleitenden Reaktion zu Granat-Peridotit berechnet werden ( $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Spl} = \text{Grt} + \text{Ol}$ ). Für ihre Barometerkalibrierung verwendeten die Autoren jedoch eine vereinfachte Form der Gleichung:



Die Druckstabilität von Spinell-Peridotit ist abhängig vom Cr/(Cr+Al)-Verhältnis des Gesamtsystems bzw. des Spinells. Je höher dieses Verhältnis ist, um so höher liegt der Maximaldruck. Anhand von Experimenten im SMACCr-System, bei Drücken von 2.5 GPa und Temperaturen von 1000 °C bzw. 1100 °C ergab sich folgende Barometerformulierung:

$$P - P_0 [\text{bar}] = -20.29 T [\text{K}] \left[ \ln X_{\text{Al}}^{\text{Spl}} + \frac{1359}{T [\text{K}]} (1 - X_{\text{Al}}^{\text{Spl}})^2 \right]$$

$$X_{\text{Al}}^{\text{Spl}} = \frac{\text{Al}}{(\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+})}$$

### A.2.7. Das Ca-in-Olivin-Barometer

Eine weitere Möglichkeit, um Drücke im Spinell-Peridotit-System zu berechnen, ergibt sich anhand des Ca-in-Olivin-Barometers von **Köhler & Brey (1990)**. Sie bestimmten experimentell den Äquilibrium-Ca-Gehalt von koexistierenden Olivinen und Clinopyroxenen in natürlichen Lherzolith-Proben. Die Experimente wurden unter Drücken von 0.2 – 6.0 GPa und Temperaturen von 900 – 1400 °C durchgeführt, da diese P-T-Bedingungen auch für die Kristallisation von Peridotiten im Oberen Mantel angenommen werden können. Die Löslichkeit von Ca in Olivin zeigt einen nicht linearen Wechsel bei ca. 1100 °C. Aufgrund dieser Tatsache unterteilten Köhler und Brey (1990) ihre Barometerformulierungen in zwei Gleichungen:

$$P [\text{kbar}] = \frac{-T [\text{K}] \ln D_{\text{Ca}} - 11982 + 3.61 T [\text{K}]}{56.2} \quad \text{für } T [\text{K}] \geq 1275.25 + 2.827 P [\text{kbar}]$$

$$P [\text{kbar}] = \frac{-T [\text{K}] \ln D_{\text{Ca}} - 5792 - 1.25 T [\text{K}]}{42.5} \quad \text{für } T [\text{K}] \leq 1275.25 + 2.827 P [\text{kbar}]$$

$$D_{\text{Ca}} = \frac{C_{\text{Ca}}^{\text{Ol}}}{C_{\text{Ca}}^{\text{Cpx}}}$$

**Tabelle A.3–1.** Berechnete Temperaturen für Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid

Probe-Nr. Gestein	SA84–20 Spl-Peridotit	SA84-28 Spl-Peridotit	SA84-29 Spl-Peridotit	SA84-31 Spl-Peridotit	SA84-32 Spl-Peridotit	SA84-33 Spl-Peridotit	SA84-35 Spl-Peridotit
<i>T<sub>En-DiBK90</sub></i>							
Kerne	817 ± 80	1096 ± 45	1009 ± 9	1022 ± 27	971 ± 46	1078 ± 4	1036 ± 8
Ränder	846 ± 91	1080 ± 18	988 ± 19	1007 ± 12	988 ± 124	1039 ± 19	1016 ± 16
<i>T<sub>En-DiW77</sub></i>							
Kerne	845 ± 39	1048 ± 44	982 ± 8	978 ± 14	958 ± 29	1018 ± 3	975 ± 5
Ränder	874 ± 78	1049 ± 18	982 ± 69	969 ± 12	965 ± 68	986 ± 13	971 ± 12
<i>T<sub>En-DiBM85</sub></i>							
Kerne	939 ± 67	1252 ± 59	1136 ± 11	1151 ± 34	1090 ± 52	1224 ± 5	1169 ± 11
Ränder	960 ± 9	1232 ± 24	1111 ± 23	1133 ± 15	1112 ± 48	1174 ± 25	1145 ± 20
<i>T<sub>En-DiB96</sub></i>							
Kerne	815 ± 80	1103 ± 45	1005 ± 8	1016 ± 26	970 ± 45	1072 ± 3	1029 ± 8
Ränder	849 ± 12	1087 ± 18	984 ± 15	1001 ± 13	985 ± 122	1032 ± 19	1011 ± 17
<i>T<sub>Ca-OpxBK90</sub></i>							
Kerne	905 ± 71	742 ± 12	997 ± 12	1000 ± 12	926 ± 28	996 ± 7	1014 ± 6
Ränder	934 ± 53	747 ± 15	1029 ± 78	1004 ± 12	969 ± 14	1011 ± 21	1014 ± 11
<i>T<sub>NaBK90</sub></i>							
Kerne	854 ± 189	853 ± 23	1001 ± 82	1076 ± 55	973 ± 111	1055 ± 71	983 ± 73
Ränder	856 ± 145	1012 ± 91	1030 ± 88	1057 ± 67	951 ± 204	1043 ± 41	1027 ± 53
<i>T<sub>CrSAL99</sub></i>							
Kerne	918 ± 55	551 ± 73	1176 ± 72	940 ± 59	984 ± 147	991 ± 47	958 ± 49
Ränder	791 ± 116	570 ± 34	1020 ± 35	980 ± 62	1017 ± 149	1004 ± 43	987 ± 55
<i>T<sub>Ol-SplF79</sub></i>							
Kerne	911 ± 36	-	925 ± 26	938 ± 43	874 ± 42	861 ± 16	880 ± 25
Ränder	907 ± 55	-	920 ± 28	920 ± 80	854 ± 42	869 ± 46	931 ± 39

**Anmerkung:** 1. Temperaturen sind in °C angegeben und gelten für Drücke von 1.5 GPa  
2. Fehler entsprechen ± 2 sigma  
3. Alle kursiv gesetzten Temperaturen sind unerklärlicherweise zu tief

**Tabelle A.3–1.** Fortsetzung 1

Probe-Nr. Gestein	SA84–38 Spl-Peridotit	SA84-39 Spl-Peridotit	SA84-48 Spl-Peridotit	SA84-50 Spl-Ol-Clinopyroxenit	SA84-63 Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit
<i>T</i> <sub>En-DiBK90</sub>					
Kerne	± 874	1017	981	-	900
	37	± 11	± 12	-	± 31
Ränder	852	1030	1004	-	981
	± 82	± 73	± 22	-	± 37
<i>T</i> <sub>En-DiW77</sub>					
Kerne	897	982	964	-	921
	± 25	± 7	± 10	-	± 17
Ränder	879	1010	978	-	949
	± 49	± 82	± 12	-	± 22
<i>T</i> <sub>En-DiBM85</sub>					
Kerne	988	1148	1107	-	1014
	± 39	± 14	± 14	-	± 32
Ränder	969	1165	1134	-	1105
	± 82	± 93	± 28	-	± 42
<i>T</i> <sub>En-DiB96</sub>					
Kerne	876	1013	979	-	906
	± 39	± 10	± 12	-	± 31
Ränder	855	1028	1000	-	982
	± 80	± 77	± 22	-	± 36
<i>T</i> <sub>Ca-OpxBK90</sub>					
Kerne	893	997	995	-	944
	± 21	± 12	± 9	-	± 9
Ränder	878	1011	998	-	990
	± 34	± 39	± 7	-	± 22
<i>T</i> <sub>NaBK90</sub>					
Kerne	840	1031	1051	-	1095
	± 122	± 90	± 51	-	± 71
Ränder	884	1067	1029	-	1051
	± 147	± 88	± 60	-	± 73
<i>T</i> <sub>CrSAL99</sub>					
Kerne	972	1037	1031	-	996
	± 77	± 45	± 78	-	± 120
Ränder	827	1020	1037	-	699
	± 134	± 29	± 38	-	± 57
<i>T</i> <sub>Ol-SplF79</sub>					
Kerne	852	861	923	770	887
	± 19	± 21	± 36	± 23	± 9
Ränder	874	896	877	771	914
	± 43	± 66	± 42	± 67	± 7

**Anmerkung:** 1. Temperaturen sind in °C angegeben und gelten für Drücke von 1.5 GPa

2. Fehler entsprechen ± 2 sigma

3. Alle kursiv gesetzten Temperaturen sind unerklärlicherweise zu tief

**Tabelle A.3–1.** Fortsetzung 2

Probe-Nr. Gestein	SA84–66 Spl-Peridotit	SA84-85 Spl-Peridotit	SA84-88 Spl-Peridotit	SA84-91 Spl-Peridotit	SA84-97 Spl-Peridotit	SA84-98 Spl-Peridotit	SA84-123 Spl-Peridotit
<i>T<sub>En-DiBK90</sub></i>							
Kerne	1013 ± 14	875 ± 34	876 ± 27	1039 ± 15	799 ± 39	903 ± 56	805 ± 68
Ränder	1112 ± 30	878 ± 94	852 ± 65	1060 ± 25	809 ± 53	967 ± 21	844 ± 73
<i>T<sub>En-DiW77</sub></i>							
Kerne	954 ± 12	871 ± 19	889 ± 21	966 ± 9	854 ± 21	928 ± 21	835 ± 32
Ränder	1043 ± 38	880 ± 54	885 ± 48	981 ± 12	846 ± 34	952 ± 14	857 ± 43
<i>T<sub>En-DiBM85</sub></i>							
Kerne	1137 ± 17	989 ± 34	992 ± 28	1170 ± 20	918 ± 38	1016 ± 58	932 ± 23
Ränder	1265 ± 42	993 ± 96	974 ± 64	1198 ± 3	929 ± 31	1102 ± 27	957 ± 72
<i>T<sub>En-DiB96</sub></i>							
Kerne	1006 ± 14	874 ± 34	876 ± 27	1033 ± 15	803 ± 39	903 ± 55	804 ± 68
Ränder	1101 ± 30	879 ± 95	856 ± 64	1055 ± 34	812 ± 61	968 ± 19	844 ± 72
<i>T<sub>Ca-OpxBK90</sub></i>							
Kerne	930 ± 8	845 ± 13	861 ± 13	1008 ± 8	886 ± 15	957 ± 11	861 ± 16
Ränder	1075 ± 13	878 ± 27	900 ± 15	1015 ± 11	888 ± 12	982 ± 17	924 ± 25
<i>T<sub>NaBK90</sub></i>							
Kerne	1076 ± 74	854 ± 60	807 ± 152	1057 ± 43	924 ± 91	980 ± 44	795 ± 131
Ränder	1174 ± 194	916 ± 166	902 ± 154	1083 ± 24	885 ± 197	997 ± 62	892 ± 129
<i>T<sub>CrSAL99</sub></i>							
Kerne	924 ± 56	818 ± 95	994 ± 99	741 ± 15	962 ± 108	950 ± 116	863 ± 89
Ränder	1093 ± 152	786 ± 88	840 ± 180	755 ± 31	812 ± 53	1014 ± 72	775 ± 34
<i>T<sub>Ol-SplF79</sub></i>							
Kerne	940 ± 42	824 ± 36	874 ± 40	887 ± 28	761 ± 13	925 ± 26	857 ± 15
Ränder	1011 ± 151	886 ± 82	867 ± 33	886 ± 24	791 ± 92	920 ± 28	905 ± 102

**Anmerkung:** 1. Temperaturen sind in °C angegeben und gelten für Drücke von 1.5 GPa  
2. Fehler entsprechen ± 2 sigma  
3. Alle kursiv gesetzten Temperaturen sind unerklärlicherweise zu tief

**Tabelle A.3–1.** Fortsetzung 3

Probe-Nr. Gestein	SA84-124a Spl-Cpx- Orthopyroxenit	SA84-124b Spl-Peridotit	SA84-128/1 Spl-Peridotit	SA84-128/2 Prg-Peridotit	SA84-128/3 Spl-Peridotit	SA84-132 Spl-Peridotit	SA84-136 Spl-Peridotit
<i>T<sub>En-DiBK90</sub></i>							
Kerne	798 ± 32	884 ± 16	998 ± 14	1051 ± 12	987 ± 26	992 ± 18	997 ± 98
Ränder	842 ± 41	884 ± 13	1019 ± 21	1061 ± 69	1028 ± 57	1037 ± 8	973 ± 25
<i>T<sub>En-DiW77</sub></i>							
Kerne	840 ± 13	904 ± 8	946 ± 14	995 ± 9	923 ± 15	957 ± 7	963 ± 59
Ränder	865 ± 16	905 ± 8	969 ± 9	1010 ± 60	943 ± 39	987 ± 5	950 ± 18
<i>T<sub>En-DiBM85</sub></i>							
Kerne	-	1002 ± 16	1117 ± 17	1187 ± 14	1110 ± 30	1113 ± 22	1125 ± 119
Ränder	-	1002 ± 6	1141 ± 27	1200 ± 90	1159 ± 64	1167 ± 11	1095 ± 28
<i>T<sub>En-DiB96</sub></i>							
Kerne	799 ± 33	886 ± 15	993 ± 14	1044 ± 11	981 ± 25	987 ± 17	993 ± 95
Ränder	843 ± 40	887 ± 11	1012 ± 19	1053 ± 69	1021 ± 54	1030 ± 8	969 ± 24
<i>T<sub>Ca-OpxBK90</sub></i>							
Kerne	848 ± 12	886 ± 15	963 ± 23	945 ± 14	916 ± 21	947 ± 19	926 ± 25
Ränder	875 ± 9	914 ± 12	1011 ± 9	1024 ± 10	926 ± 9	991 ± 20	972 ± 16
<i>T<sub>NaBK90</sub></i>							
Kerne	847 ± 140	932 ± 157	1062 ± 50	1000 ± 111	988 ± 77	1028 ± 77	990 ± 104
Ränder	847 ± 104	998 ± 142	1051 ± 88	1090 ± 101	959 ± 87	1036 ± 119	967 ± 147
<i>T<sub>CrSAL99</sub></i>							
Kerne	1031 ± 41	998 ± 95	862 ± 108	924 ± 61	796 ± 78	970 ± 122	879 ± 151
Ränder	991 ± 56	991 ± 92	1031 ± 117	1064 ± 67	728 ± 111	995 ± 93	1008 ± 53
<i>T<sub>Ol-SplF79</sub></i>							
Kerne	-	882 ± 50	925 ± 26	925 ± 26	-	947 ± 26	843 ± 42
Ränder	-	937 ± 39	883 ± 183	837 ± 30	-	934 ± 101	833 ± 52

**Anmerkung:** 1. Temperaturen sind in °C angegeben und gelten für Drücke von 1.5 GPa  
2. Fehler entsprechen ± 2 sigma  
3. Alle kursiv gesetzten Temperaturen sind unerklärlicherweise zu tief

**Tabelle A.3–1.** Fortsetzung 4

Probe-Nr. Gestein	SA84-141 Spl-Peridotit	SA84-166 Spl-Peridotit	SA82-288b Spl-Wehrlit	SA82-288c Spl-Wehrlit	SA82-288f Spl-Websterit	SA82-288h Spl-Websterit	SA82-288n Spl-Websterit
<i>T<sub>En-DiBK90</sub></i>							
Kerne	947 ± 45	1122 ± 16	967 ± 20	- -	794 ± 45	821 ± 65	862 ± 32
Ränder	948 ± 53	1118 ± 20	953 ± 44	- -	835 ± 71	831 ± 33	914 ± 29
<i>T<sub>En-DiW77</sub></i>							
Kerne	925 ± 23	1037 ± 11	961 ± 14	- -	837 ± 19	845 ± 41	874 ± 26
Ränder	929 ± 30	1037 ± 35	953 ± 28	- -	866 ± 43	858 ± 10	925 ± 66
<i>T<sub>En-DiBM85</sub></i>							
Kerne	1069 ± 50	1280 ± 25	1089 ± 23	- -	1019 ± 82	- -	- -
Ränder	1070 ± 61	1273 ± 31	1074 ± 49	- -	943 ± 24	- -	- -
<i>T<sub>En-DiB96</sub></i>							
Kerne	943 ± 44	1115 ± 16	967 ± 20	- -	793 ± 44	821 ± 66	862 ± 31
Ränder	943 ± 50	1108 ± 21	954 ± 42	- -	835 ± 72	832 ± 24	934 ± 28
<i>T<sub>Ca-OpxBK90</sub></i>							
Kerne	935 ± 16	1105 ± 14	933 ± 16	- -	930 ± 182	872 ± 11	877 ± 34
Ränder	954 ± 33	1109 ± 18	927 ± 23	- -	891 ± 23	924 ± 38	939 ± 53
<i>T<sub>NaBK90</sub></i>							
Kerne	1026 ± 82	1122 ± 50	1011 ± 69	- -	886 ± 166	903 ± 97	900 ± 151
Ränder	1052 ± 71	1145 ± 95	982 ± 96	- -	810 ± 183	955 ± 46	1005 ± 147
<i>T<sub>CrSAL99</sub></i>							
Kerne	887 ± 145	891 ± 54	1064 ± 48	- -	1135 ± 105	1138 ± 80	1133 ± 96
Ränder	961 ± 52	1092 ± 102	1026 ± 153	- -	1110 ± 2	1071 ± 62	1123 ± 41
<i>T<sub>Ol-SplF79</sub></i>							
Kerne	913 ± 32	831 ± 18	1028 ± 46	933 ± 7	- -	- -	- -
Ränder	962 ± 120	851 ± 41	975 ± 53	924 ± 24	- -	- -	- -

**Anmerkung:** 1. Temperaturen sind in °C angegeben und gelten für Drücke von 1.5 GPa  
2. Fehler entsprechen ± 2 sigma  
3. Alle kursiv gesetzten Temperaturen sind unerklärlicherweise zu tief

**Tabelle A.3–2.** Zwischen-Temperaturen für Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid

Probe-Nr. Gestein	SA84–32 Spl-Peridotit	SA84-98 Spl-Peridotit
$T_{\text{En-DiBK90}}$		
Kerne	971 ± 46	1021 ± 20
Zwischenzone	967 ± 15	982 ± 31
Ränder	988 ± 124	988 ± 12
$T_{\text{En-DiW77}}$		
Kerne	958 ± 29	990 ± 12
Zwischenzone	952 ± 7	971 ± 19
Ränder	965 ± 68	970 ± 8
$T_{\text{En-DiBM85}}$		
Kerne	1090 ± 52	1150 ± 25
Zwischenzone	1085 ± 18	1103 ± 36
Ränder	1112 ± 48	1109 ± 13
$T_{\text{En-DiB96}}$		
Kerne	970 ± 45	1021 ± 20
Zwischenzone	966 ± 14	982 ± 32
Ränder	985 ± 122	987 ± 10
$T_{\text{Ca-OpxBK90}}$		
Kerne	926 ± 28	949 ± 13
Zwischenzone	916 ± 18	959 ± 16
Ränder	969 ± 14	970 ± 15
$T_{\text{NaBK90}}$		
Kerne	973 ± 111	957 ± 104
Zwischenzone	1007 ± 122	963 ± 126
Ränder	951 ± 204	1003 ± 137
$T_{\text{CrSAL99}}$		
Kerne	984 ± 147	999 ± 85
Zwischenzone	928 ± 137	970 ± 35
Ränder	1017 ± 149	1058 ± 180

**Anmerkung:** 1. Temperaturen sind in °C angegeben und gelten für Drücke von 1.5 GPa  
2. Fehler entsprechen ± 2 sigma  
3. Berechnung erfolgte für Cpx- und Opx-Körner mit einem W-förmigen-Zonierungsprofil



**Tabelle A.3-3.** Sc-V-Co-Temperaturen für Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid

---

Probe-Nr. Gestein	SA84-32 Spl-Peridotit	SA84-63 Spl-Prg-Phl- Ol-Websterit	SA84-97 Spl-Peridotit
<hr/>			
$T_{\text{ScSAL99}}$			
Kerne	949 ± 17	876 ± 13	908 ± 29
Ränder	953 ± 43	771 ± 16	826 ± 37
$T_{\text{VSAL99}}$			
Kerne	956 ± 18	1005 ± 28	999 ± 44
Ränder	949 ± 8	757 ± 4	889 ± 12
$T_{\text{CoSAL99}}$			
Kerne	1133 ± 175	1028 ± 24	1054 ± 26
Ränder	1196 ± 277	1094 ± 33	1001 ± 62

---

**Anmerkung:** 1. Temperaturen sind in °C angegeben und gelten für Drücke von 1.5 GPa  
2. Fehler entsprechen ± 2 sigma

**Tabelle A.3–4.** Minimale und maximale Druckstabilität berechnet nach Carroll Webb & Wood (1986)

<b>Probe-Nr.</b> Gestein	T (°C)	P <sub>maxCWW86</sub> (GPa)	<b>Probe-Nr.</b> Gestein	T (°C)	P <sub>maxCWW86</sub> (GPa)	<b>Probe-Nr.</b> Gestein	T (°C)	P <sub>maxCWW86</sub> (GPa)
<b>SA84-20</b> Spl-Peridotit	817	1.55 ± 0.01	<b>SA84-28</b> Spl-Peridotit	1096	2.97 ± 0.46	<b>SA84-29</b> Spl-Peridotit	1030	1.92 ± 0.01
<b>SA84-31</b> Spl-Peridotit	1020	1.91 ± 0.04	<b>SA84-32</b> Spl-Peridotit	970	1.59 ± 0.01	<b>SA84-33</b> Spl-Peridotit	1039	1.92 ± 0.01
<b>SA84-35</b> Spl-Peridotit	1036	1.95 ± 0.01	<b>SA84-38</b> Spl-Peridotit	870	1.72 ± 0.01	<b>SA84-39</b> Spl-Peridotit	1030	1.84 ± 0.01
<b>SA84-48</b> Spl-Peridotit	980	1.92 ± 0.05	<b>SA84-50</b> Spl-Ol- Clino- pyroxenit	800	1.67 ± 0.01	<b>SA84-63</b> Spl-Prg-Phl Ol-Websterit	980	2.94 ± 0.01
<b>SA84-66</b> Spl-Peridotit	1100	1.65 ± 0.01	<b>SA84-85</b> Spl-Peridotit	870	1.54 ± 0.01	<b>SA84-88</b> Spl-Peridotit	850	1.74 ± 0.01
<b>SA84-91</b> Spl-Peridotit	1039	2.75 ± 0.03	<b>SA84-97</b> Spl-Peridotit	800	1.78 ± 0.01	<b>SA84-98</b> Spl-Peridotit	950	1.64 ± 0.001
<b>SA84-123</b> Spl-Peridotit	850	1.54 ± 0.01	<b>SA84-124b</b> Spl-Peridotit	884	1.62 ± 0.01	<b>SA84-128/1</b> Spl-Peridotit	1000	1.56 ± 0.04
<b>SA84-128/2</b> Spl-Peridotit	1050	1.70 ± 0.08	<b>SA84-132</b> Spl-Peridotit	1000	1.60 ± 0.004	<b>SA84-136</b> Spl-Peridotit	970	1.62 ± 0.01
<b>SA84-141</b> Spl-Peridotit	950	1.60 ± 0.01	<b>SA84-166</b> Spl-Peridotit	1120	1.94 ± 0.01	<b>SA82-288b</b> Spl-Peridotit	1000	1.60 ± 0.01
<b>SA82-288c</b> Spl-Wehrlit	950	2.89 ± 0.09	<b>SA82-288h</b> Spl-Websterit	850	1.64 ± 0.08	<b>SA82-288n</b> Spl-Websterit	860	1.56 ± 0.10

**Anmerkung:** Die angegebenen Fehler entsprechen ± 2 sigma

**Tabelle A.3–5.** Ca-in-Olivin Drücke (Köhler & Brey 1990) für Xenolithe aus dem Harrat Uwayrid

<b>Probe-Nr.</b> Gestein	T (°C)	P <sub>Ca-OIKB90</sub> (GPa)	<b>Probe-Nr.</b> Gestein	T (°C)	P <sub>Ca-OIKB90</sub> (GPa)	<b>Probe-Nr.</b> Gestein	T (°C)	P <sub>Ca-OIKB90</sub> (GPa)
<b>SA84-20</b> Spl-Peridotit	820	0.89 ± 0.17	<b>SA84-28</b> Spl-Peridotit	1000	5.10 ± 0.41	<b>SA84-29</b> Spl-Peridotit	1000	1.18 ± 0.15
	850	1.29 ± 0.17		1050	5.82 ± 0.83		1030	1.53 ± 0.15
	870	1.55 ± 0.18		1100	6.56 ± 0.87		1050	1.77 ± 0.14
<b>SA84-31</b> Spl-Peridotit	1000	1.22 ± 0.22	<b>SA84-33</b> Spl-Peridotit	1020	1.28 ± 0.36	<b>SA84-35</b> Spl-Peridotit	1020	1.47 ± 0.37
	1020	1.47 ± 0.23		1039	1.50 ± 0.35		1036	1.65 ± 0.38
	1040	1.68 ± 0.23		1050	1.66 ± 0.30		1050	1.83 0.36
<b>SA84-38</b> Spl-Peridotit	840	1.44 ± 0.36	<b>SA84-39</b> Spl-Peridotit	1020	1.62 ± 0.35	<b>SA84-48</b> Spl-Peridotit	970	0.51 ± 0.24
	870	1.85 ± 0.37		1030	1.75 ± 0.35		980	0.63 ± 0.24
	900	2.25 ± 0.38		1050	2.01 ± 0.35		990	0.73 ± 0.24
<b>SA84-50</b> Spl-Ol-Cli-no- pyroxenit	1080	0.73 ± 0.10	<b>SA84-66</b> Spl-Peridotit	1030	0.48 ± 0.20	<b>SA84-85</b> Spl-Peridotit	850	0.90 ± 0.36
	1130	1.53 ± 0.11		1050	0.81 ± 0.20		870	1.22 ± 0.36
	1175	2.28 ± 0.11		1100	1.65 ± 0.21		900	1.55 ± 0.37
<b>SA84-88</b> Spl-Peridotit	850	1.45 ± 0.49	<b>SA84-91</b> Spl-Peridotit	1020	1.32 ± 0.39	<b>SA84-98</b> Spl-Peridotit	900	0.87 ± 0.28
	876	1.80 ± 0.50		1039	1.55 ± 0.39		920	1.12 ± 0.29
	900	2.12 ± 0.51		1050	1.70 ± 0.35		950	1.49 ± 0.29
<b>SA84-124b</b> Spl-Peridotit	860	1.41 ± 0.45	<b>SA84-128/1</b> Spl-Peridotit	1000	1.07 ± 0.23	<b>SA84-128/3</b> Prg-Peridotit	960	1.42 ± 0.56
	884	1.73 ± 0.46		1010	1.19 ± 0.23		987	1.75 ± 0.57
	900	1.94 ± 0.47		1030	1.41 ± 0.23		1013	2.07 ± 0.58
<b>SA84-132</b> Spl-Peridotit	970	0.55 ± 0.32	<b>SA84-141</b> Spl-Peridotit	900	0.50 ± 0.36			
	992	0.80 ± 0.32		950	1.07 ± 0.37			
	1000	0.89 ± 0.32		1000	1.71 ± 0.39			

**Anmerkung:** Die angegebenen Fehler entsprechen ± 2 sigma



#### **A.4. REPRÄSENTATIVE MIKROSONDEN- UND IONENSONDENANALYSEN SOWIE ZONIERUNGSPROFILE**



### Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

SA 84-20

Kommentar Mineral Position	Cpx		Opx		Opx		Opx		homogenes Mineral		homogenes Mineral		Glas		O12	Cpx2	Spl2
	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	O1	O1	Rand	Spl	Spl	Rand	O12	Cpx2
SiO2	51.77	51.61	55.97	55.34	40.70	40.52	40.70	40.52	0.02	0.01	0.02	0.01	58.66	40.61	52.13	0.15	
TiO2	0.47	0.47	0.09	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.04	0.03	1.03	0.00	0.39	0.20	
Al2O3	5.91	7.00	3.08	4.11	0.01	0.02	0.01	0.02	58.87	58.79	58.87	58.79	21.77	0.04	5.73	52.27	
Cr2O3	0.65	0.79	0.19	0.27	0.02	0.00	0.02	0.00	9.23	9.18	9.23	9.18	0.01	0.14	0.75	15.92	
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.81	1.09	0.81	1.09	0.00	0.00	0.00	0.08	
FeO	2.56	2.57	6.08	6.23	10.44	10.45	10.44	10.45	9.55	9.33	9.55	9.33	3.28	9.11	2.38	10.10	
MnO	0.12	0.01	0.17	0.17	0.13	0.15	0.13	0.15	0.09	0.14	0.09	0.14	0.08	0.12	0.07	0.06	
NiO	0.03	0.07	0.09	0.10	0.40	0.36	0.40	0.36	0.31	0.38	0.31	0.38	0.00	0.28	0.03	0.25	
MgO	15.20	14.52	33.65	32.51	49.18	49.10	49.18	49.10	20.36	20.45	20.36	20.45	3.01	48.96	15.26	19.29	
CaO	22.04	21.54	0.50	1.13	0.04	0.02	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	8.06	0.16	21.86	0.05	
Na2O	1.43	1.73	0.07	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	3.55	0.02	1.31	0.03	
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Summe	100.17	100.30	99.89	100.10	100.93	100.63	100.93	100.63	99.37	99.40	99.37	99.40	99.49	99.43	99.92	98.42	
Si	1.878	1.867	1.932	1.912	0.993	0.992	0.993	0.992	0.001	0.000	0.001	0.000	2.655	0.999	1.891	0.004	
Ti	0.013	0.013	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.035	0.000	0.011	0.004	
Al	0.253	0.298	0.125	0.167	0.000	0.000	0.000	0.000	1.793	1.790	1.793	1.790	1.161	0.001	0.245	1.648	
Cr	0.019	0.023	0.005	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.189	0.188	0.189	0.188	0.000	0.003	0.022	0.337	
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.021	0.016	0.021	0.000	0.000	0.000	0.002	
Fe2+	0.078	0.078	0.175	0.180	0.213	0.214	0.213	0.214	0.206	0.202	0.206	0.202	0.124	0.187	0.072	0.226	
Mn	0.004	0.000	0.005	0.005	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.001	
Ni	0.001	0.002	0.002	0.003	0.008	0.007	0.008	0.007	0.008	0.008	0.008	0.008	0.000	0.006	0.001	0.005	
Mg	0.822	0.783	1.731	1.674	1.789	1.791	1.789	1.791	0.784	0.788	0.784	0.788	0.203	1.796	0.825	0.769	
Ca	0.857	0.835	0.019	0.019	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.391	0.004	0.850	0.001	
Na	0.101	0.121	0.004	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.311	0.001	0.092	0.002	
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	0.002	0.000	0.000	0.001	
OH	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	0.000	0.000	
Summe	4.024	4.020	4.003	4.001	3.007	3.008	3.007	3.008	3.000	3.000	3.000	3.000	4.886	2.999	4.011	3.000	
XMg	0.914	0.910	0.908	0.903	0.894	0.893	0.894	0.893	0.792	0.796	0.792	0.796	0.621	0.906	0.919	0.773	
XCr	0.069	0.071	0.040	0.042					0.095	0.095	0.095	0.095			0.081	0.170	
XMg*																	
Ca/(1-Na)	0.953	0.950	0.019	0.019													

XMg = Mg/(Mg+Fe2+)

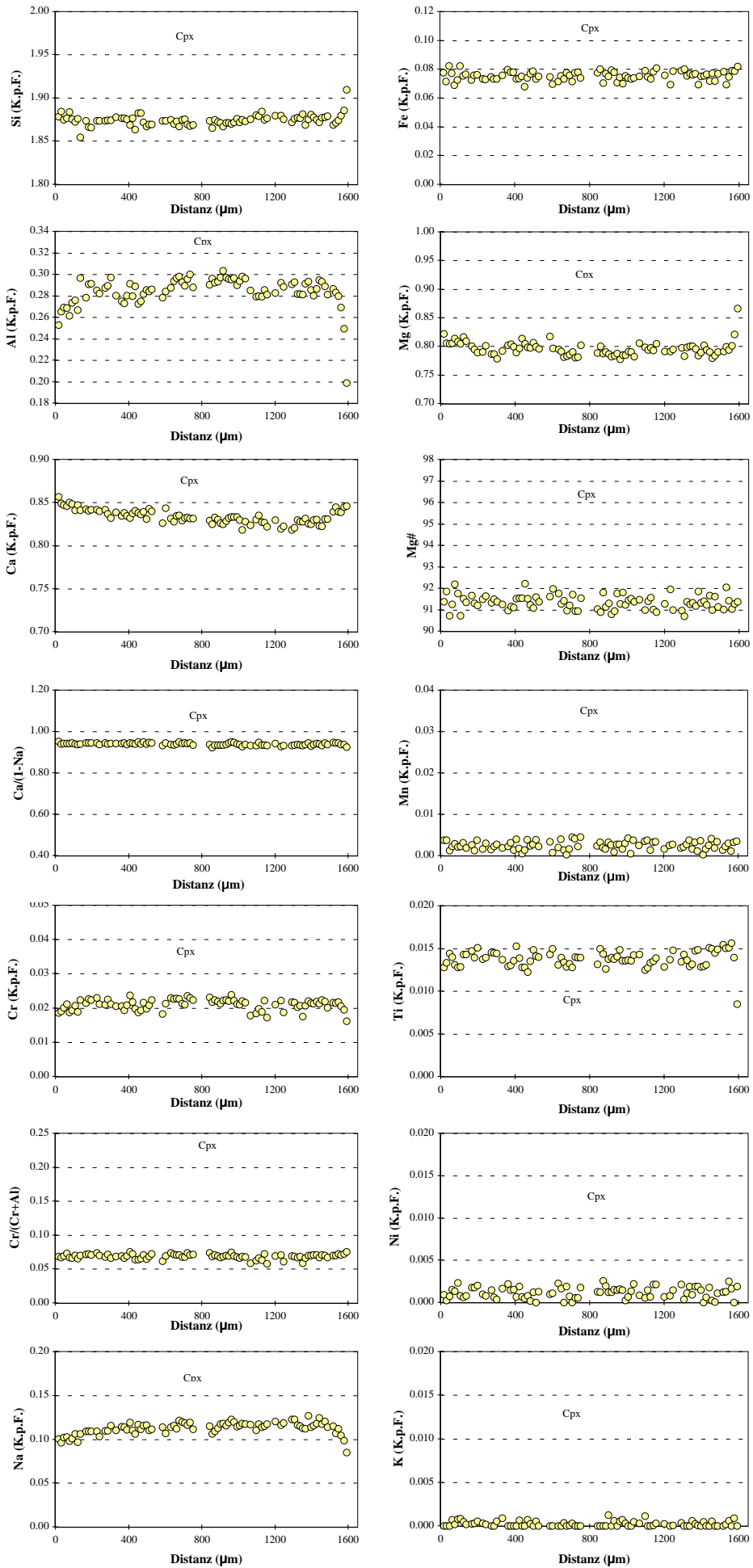
XCr = Cr/(Cr+Al)

XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2." endet, sind sekundär

# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

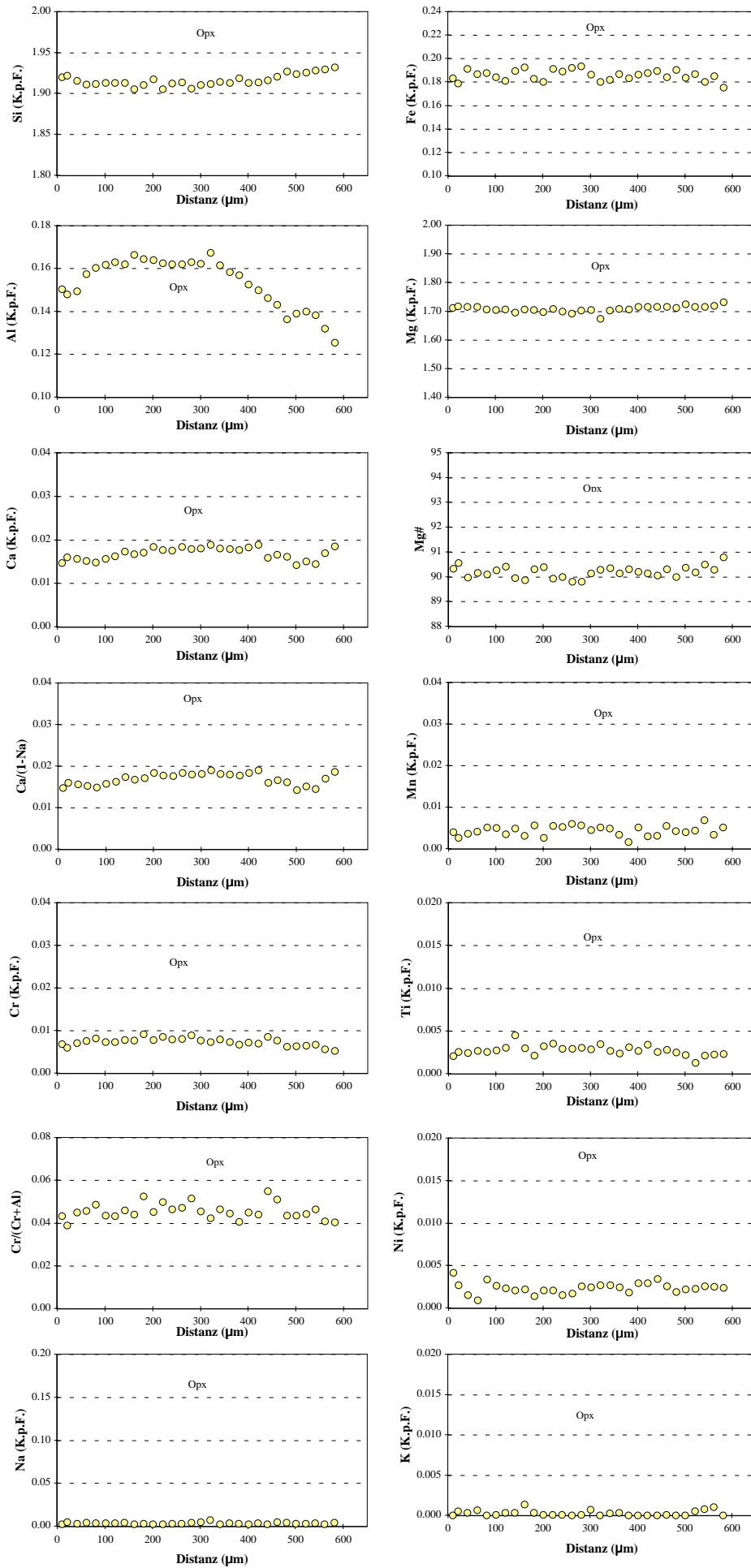
## SA84-20: Cpx



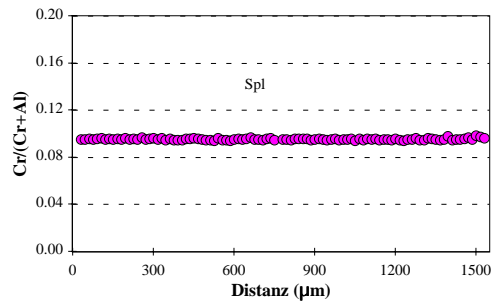
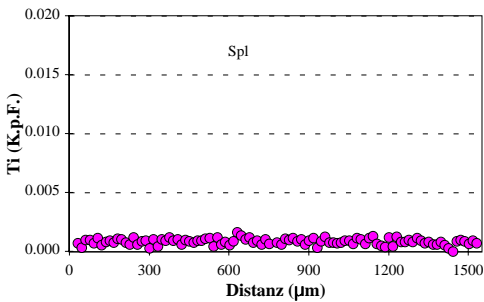
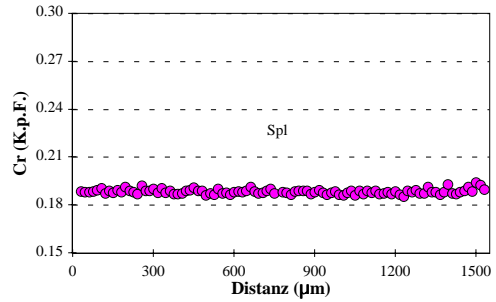
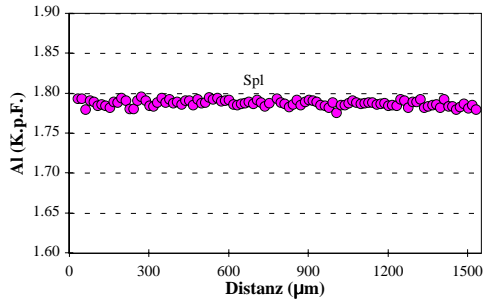
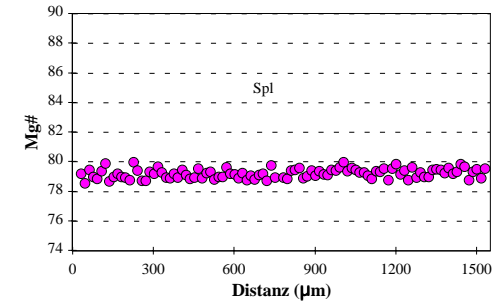
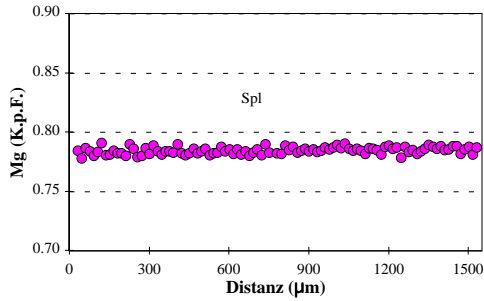
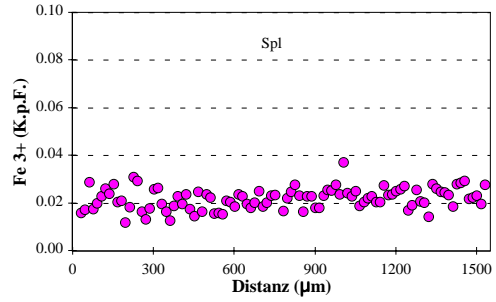
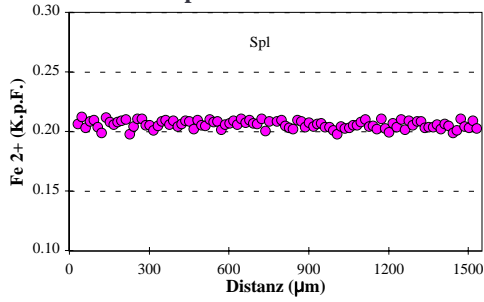


# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

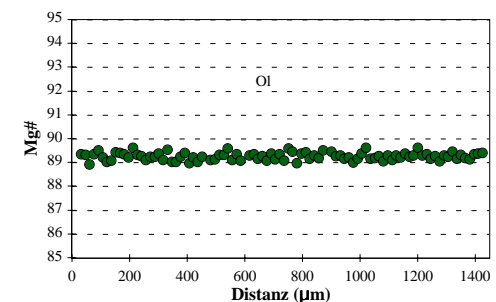
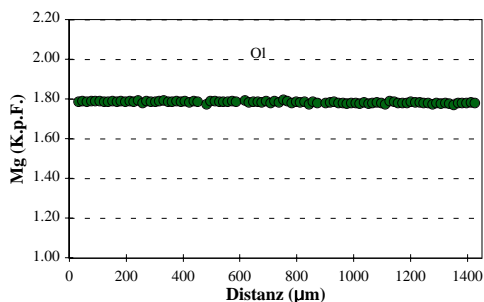
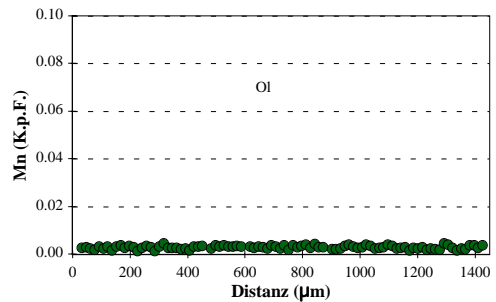
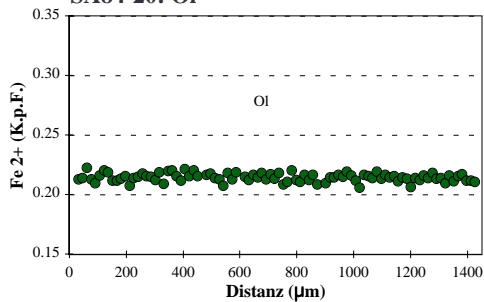
## SA84-20: Opx



Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA84-20: Spl



Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA84-20: OI



Spl-Lherzololith (Gruppe 3)

SA84-28

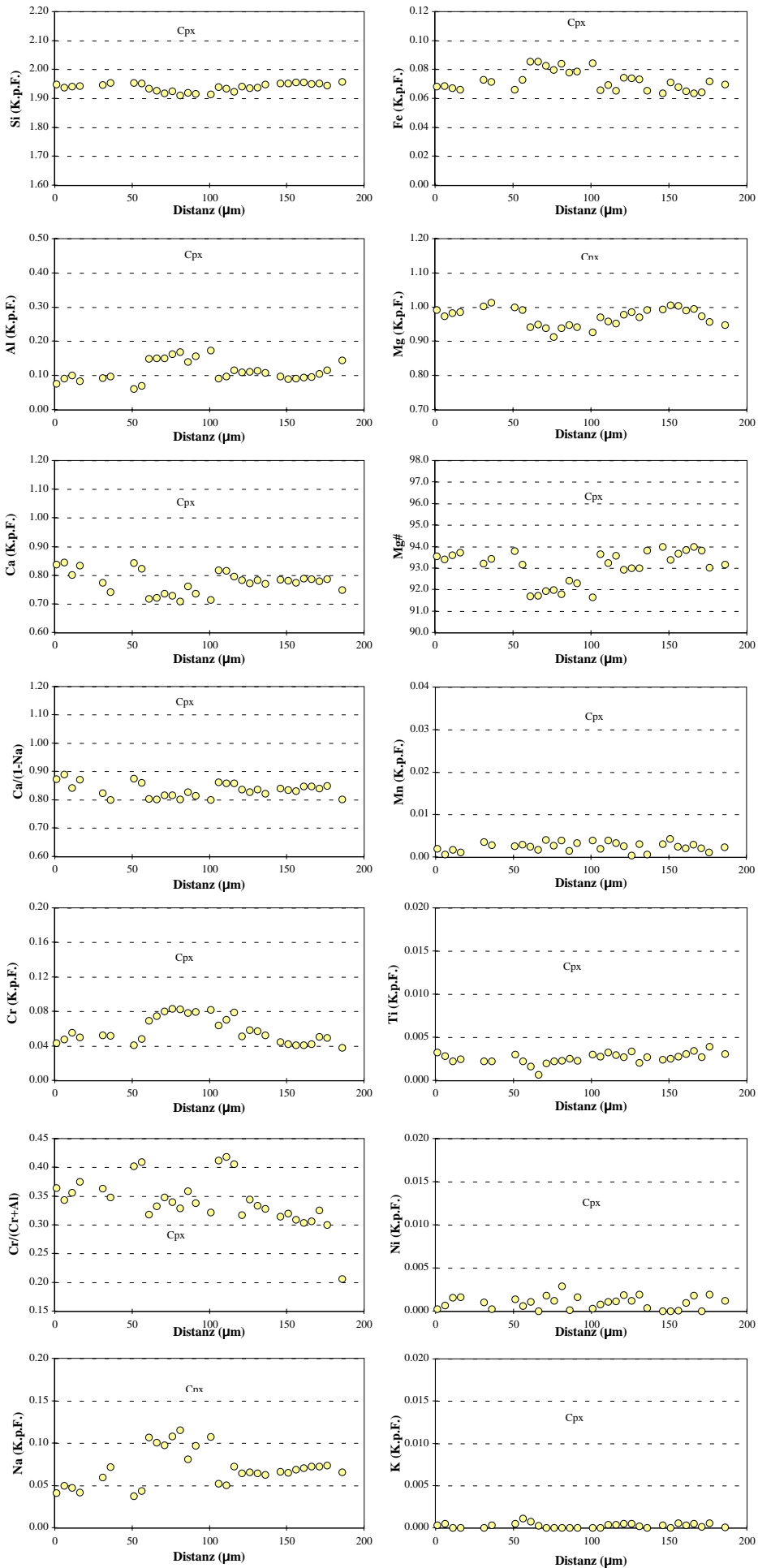
Kommentar Mineral Position	Cpx Rand Kern		Cpx Kern		Opx Rand Kern		Opx Kern		homogenes Mineral Ol Rand Kern		Einzelpunkte Spl Rand Kern		Kontakt zu Ol Glas Kern		Kontakt zu Cpx Glas Kern		Kontakt zu Spl Glas Kern		homogenes Mineral O12 Rand Kern		Cpx2		Spl2		
SiO2	53.08	52.99	57.88	57.96	40.70	40.81	0.03	0.05	67.17	71.20	65.35	41.31	41.46	54.30	44										
TiO2	0.12	0.10	0.03	0.02	0.01	0.00	0.03	0.09	0.25	0.21	0.31	0.01	0.02	0.08	.23										
Al2O3	1.75	2.12	1.09	1.05	0.00	0.01	21.73	18.53	20.27	18.53	20.70	0.02	0.04	1.45	19.06										
Cr2O3	1.49	2.21	0.29	0.25	0.00	0.00	47.60	50.24	0.03	0.10	0.10	0.04	0.06	1.71	46.63										
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.95	3.70	2.45	1.83	2.47	0.00	0.00	4.00	4.00										
FeO	2.23	2.15	5.77	6.02	9.02	8.98	10.02	11.69	0.00	0.00	0.00	7.63	7.53	2.74	11.00										
MnO	0.06	0.06	0.06	0.11	0.15	0.13	0.04	0.05	0.05	0.01	0.07	0.13	0.17	0.08	.03										
NiO	0.01	0.03	0.05	0.09	0.39	0.35	0.12	0.09	0.06	0.04	0.06	0.28	0.28	0.02	.23										
MgO	18.12	17.80	35.16	35.25	49.25	49.25	16.25	14.99	1.92	1.28	1.76	50.58	50.80	18.67	15.10										
CaO	21.30	20.85	0.25	0.18	0.01	0.01	0.03	0.06	4.90	3.02	6.13	0.13	0.11	20.71	.44										
Na2O	0.58	0.73	0.10	0.05	0.00	0.00	0.01	0.02	3.73	1.42	3.99	0.00	0.02	0.72	.00										
K2O	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	.24	.31	0.00	0.01	0.00	.00										
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.00	.00	0.00	0.00	0.00	.00										
Summe	98.74	99.05	100.68	100.31	99.54	99.55	98.81	99.48	101.12	97.79	101.24	100.13	100.50	100.47	97.14										
Si	1.948	1.939	1.976	1.975	1.000	1.002	0.001	0.001	2.899	3.091	2.841	1.002	1.001	1.958	0.014										
Ti	0.003	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.008	0.007	0.010	0.000	0.000	0.002	0.005										
Al	0.076	0.091	0.044	0.042	0.000	0.000	0.781	0.677	1.031	0.948	1.060	0.000	0.001	0.062	0.707										
Cr	0.043	0.064	0.008	0.007	0.000	0.000	1.149	1.231	0.001	0.000	0.003	0.001	0.001	0.049	1.160										
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.068	0.086	0.079	0.060	0.081	0.000	0.000	0.000	0.095										
Fe2+	0.068	0.066	0.165	0.171	0.185	0.184	0.256	0.303	0.000	0.000	0.000	0.155	0.152	0.083	0.290										
Mn	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.001	0.001	0.002	0.000	0.002	0.003	0.003	0.002	0.001										
Ni	0.000	0.001	0.001	0.002	0.008	0.007	0.003	0.002	0.002	0.001	0.002	0.005	0.005	0.001	0.006										
Mg	0.991	0.971	1.790	1.790	1.804	1.802	0.739	0.693	1.123	0.883	1.114	1.828	1.829	1.004	0.708										
Ca	0.837	0.817	0.009	0.006	0.000	0.000	0.001	0.002	0.226	0.141	0.286	0.003	0.003	0.800	0.015										
Na	0.041	0.052	0.007	0.003	0.000	0.000	0.001	0.001	0.312	0.120	0.336	0.000	0.001	0.050	0.000										
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.007	0.017	0.000	0.013	0.000	0.000										
OH	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	0.000										
Summe	4.010	4.006	4.001	4.002	3.000	2.998	3.000	3.000	4.701	4.465	4.753	2.998	2.998	4.010	3.000										
XMg	0.935	0.936	0.916	0.913	0.907	0.907	0.743	0.696	0.608	0.582	0.585	0.922	0.923	0.924	0.710										
XCr	0.364	0.412	0.149	0.140			0.595	0.645						0.442	0.621										
XMg*	0.873	0.862	0.009	0.006																					

XMg = Mg/(Mg+Fe2+)  
 XCr = Cr/(Cr+Al)  
 XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

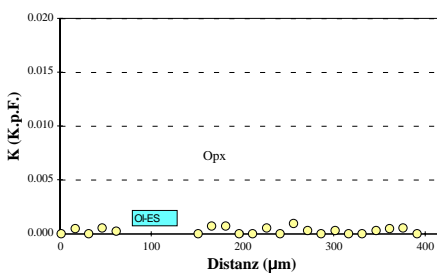
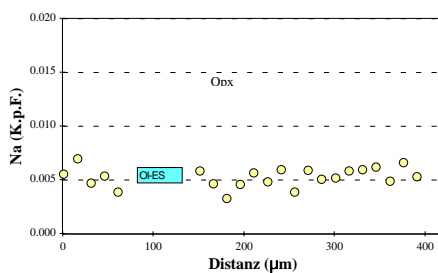
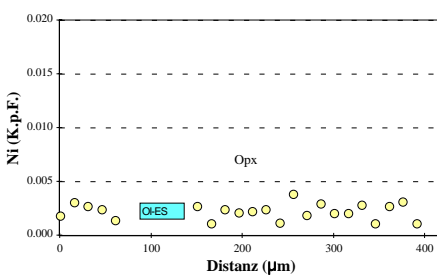
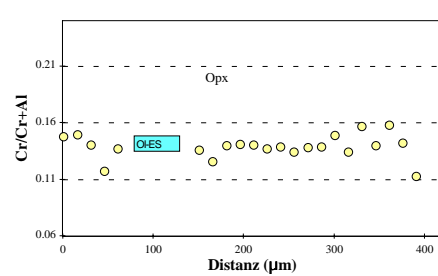
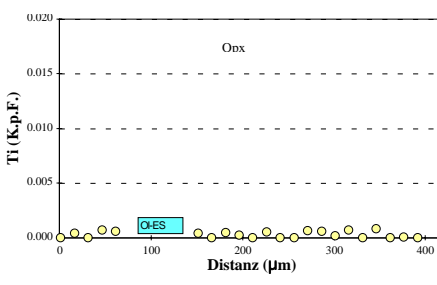
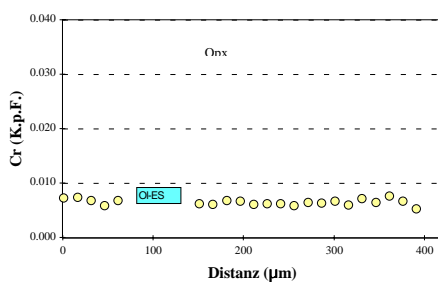
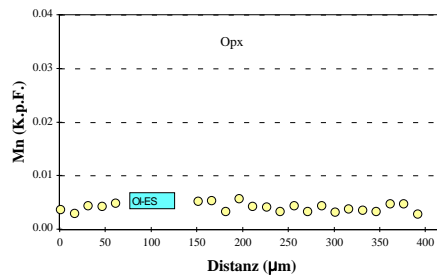
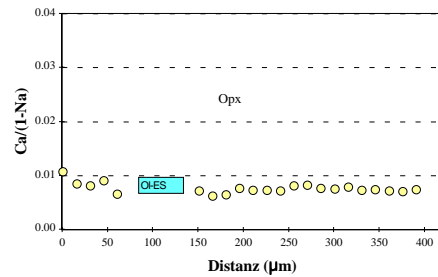
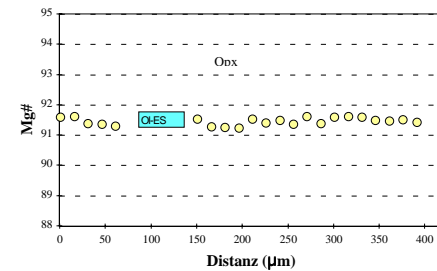
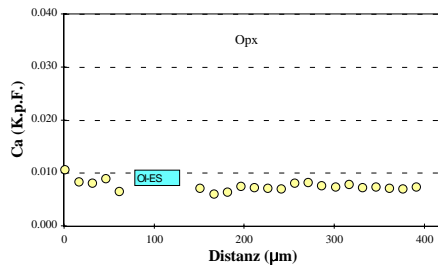
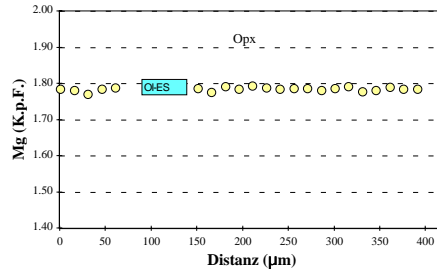
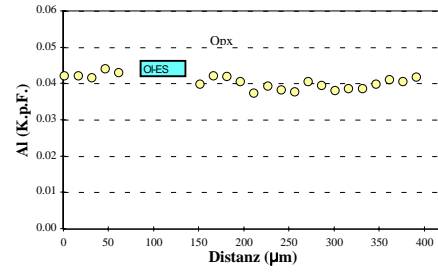
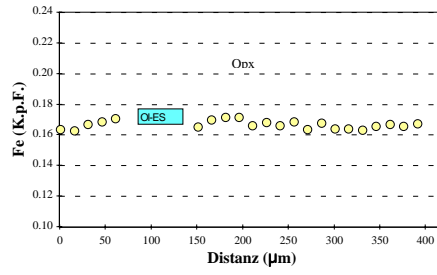
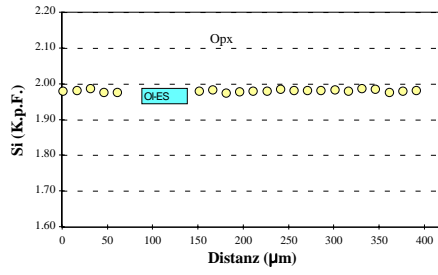
# Spl-Lherzolith (Gruppe 3)

## SA84-28: Cpx

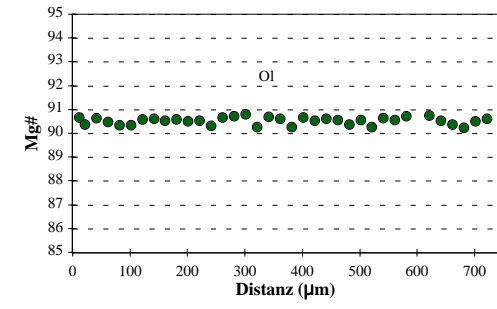
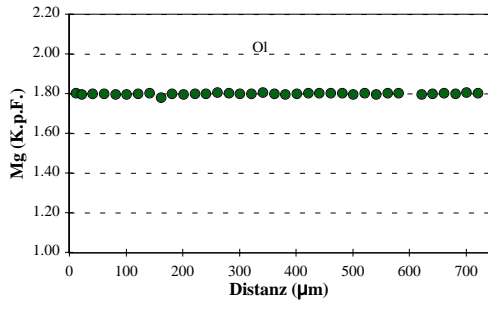
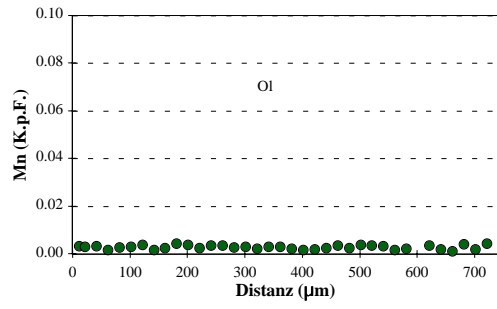
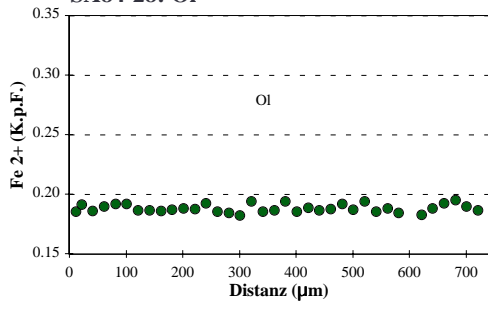


# Spl-Lherzolith (Gruppe 3)

## SA84-28: Opx



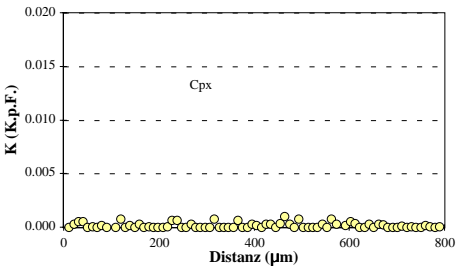
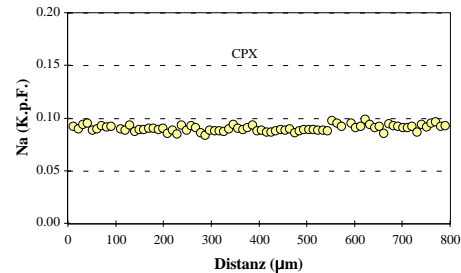
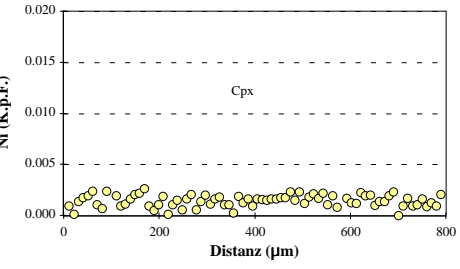
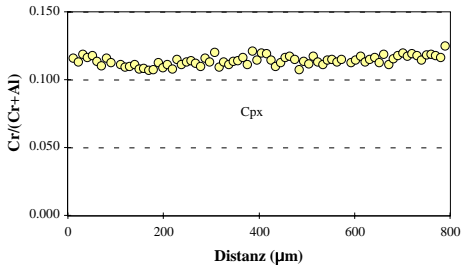
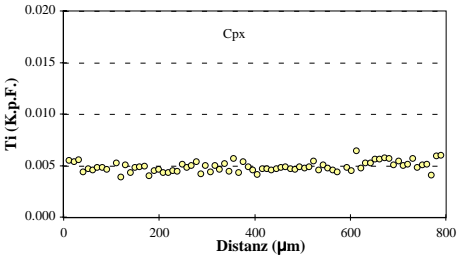
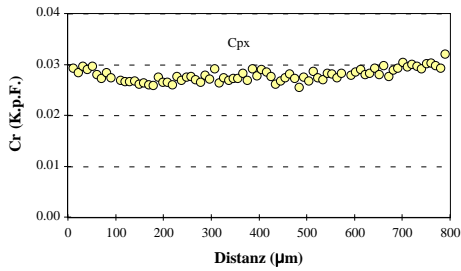
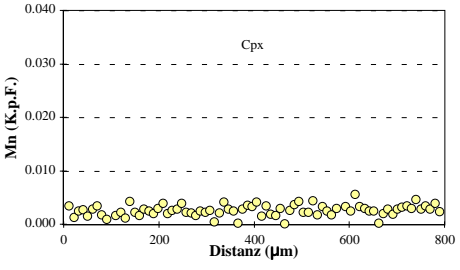
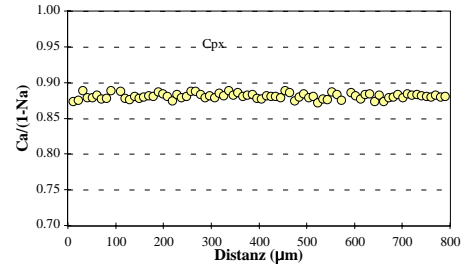
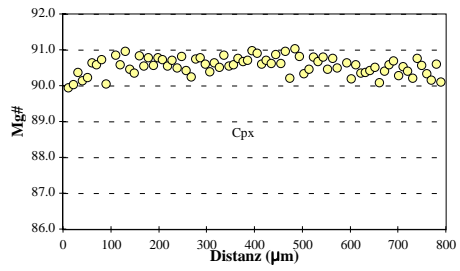
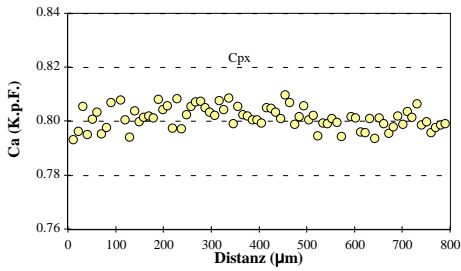
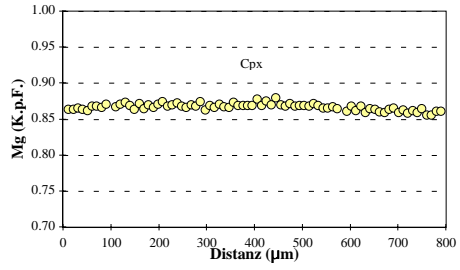
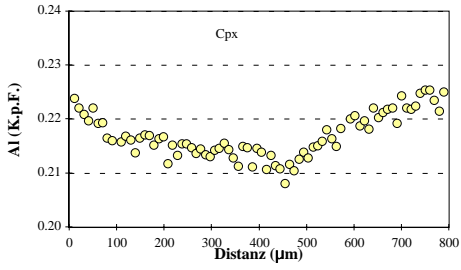
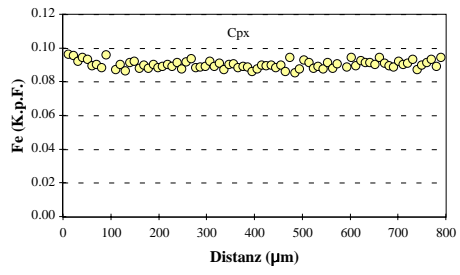
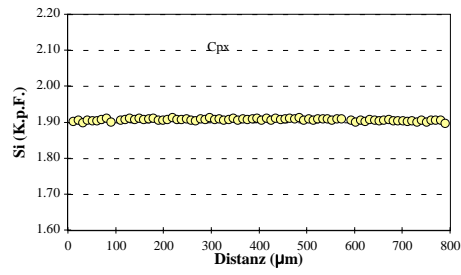
Spl-Lherzolith (Gruppe 3)  
SA84-28: O1





# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

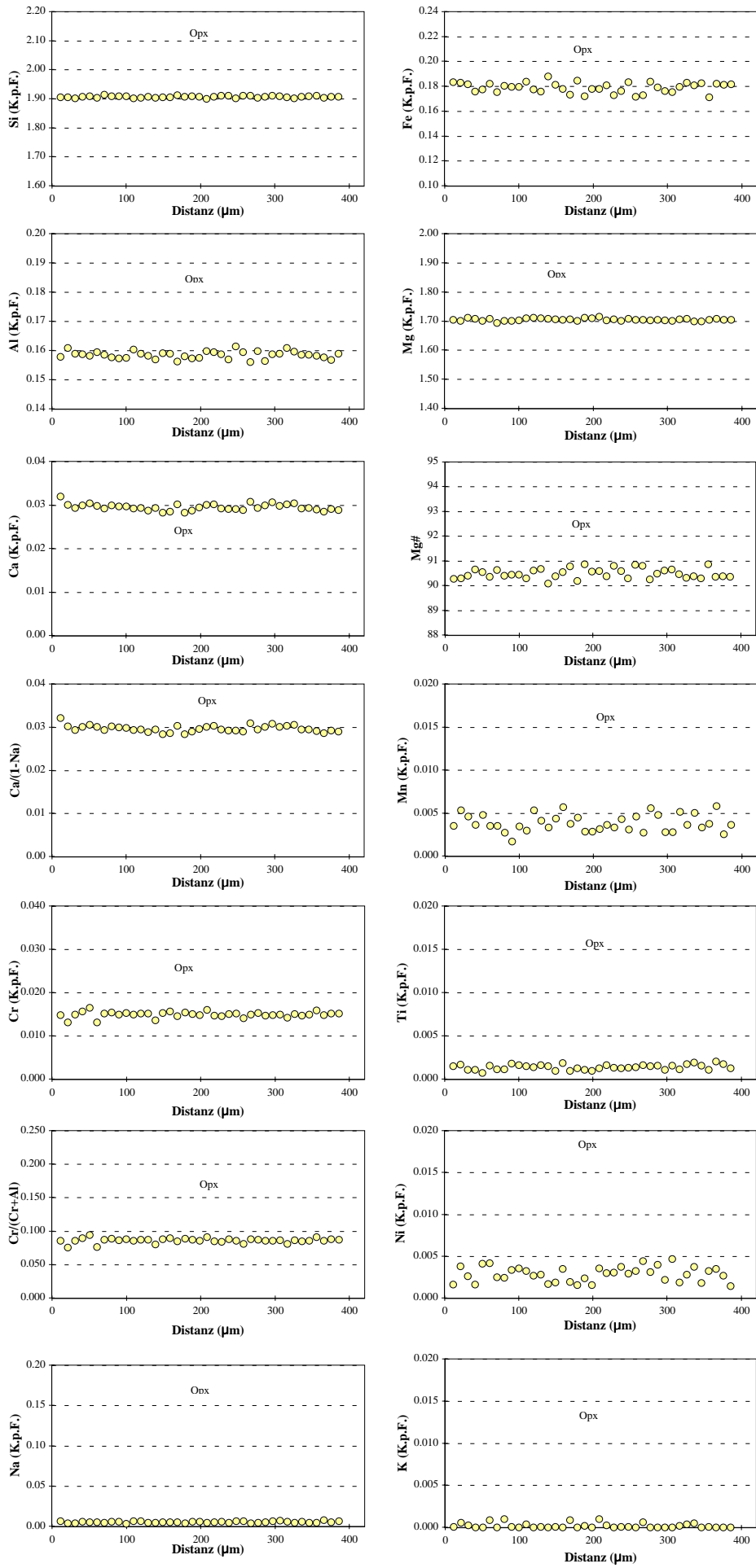
## SA84-29: Cpx



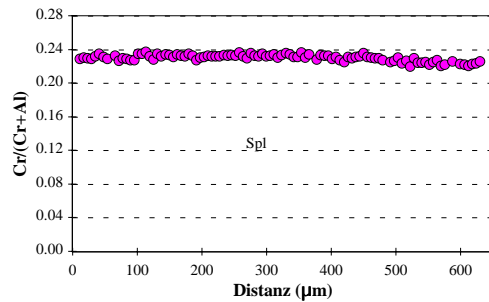
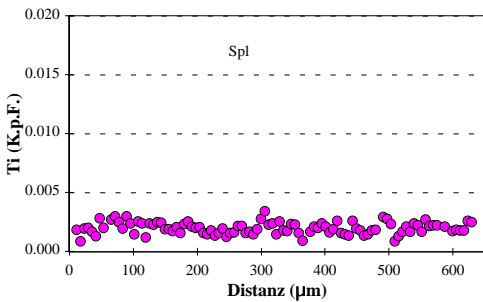
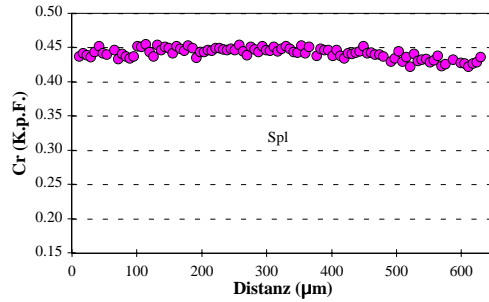
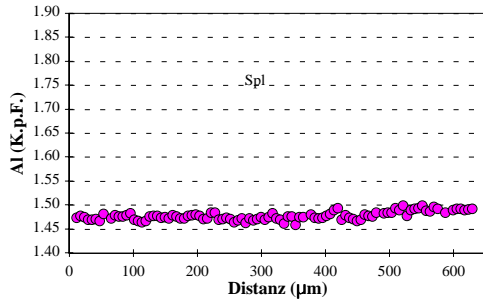
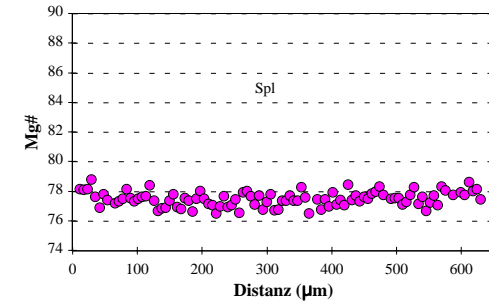
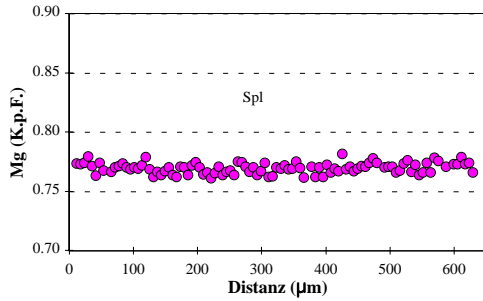
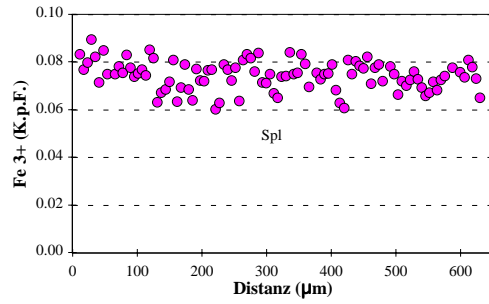
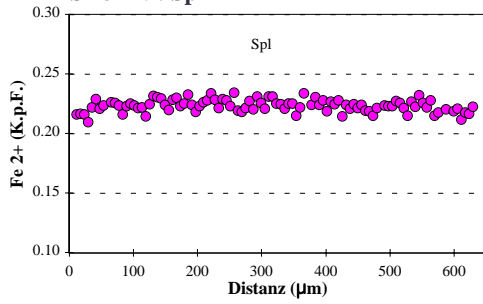


# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

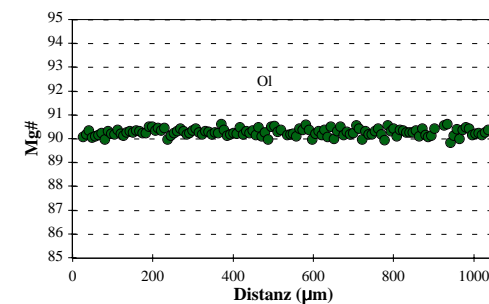
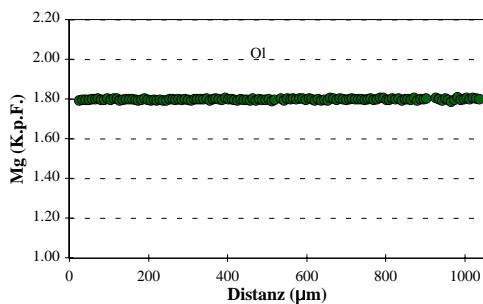
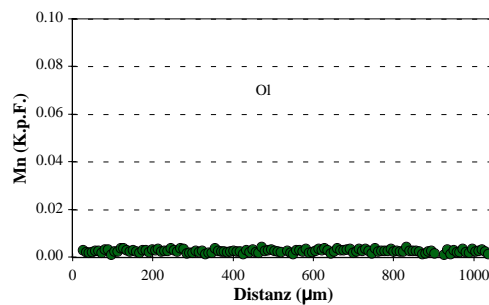
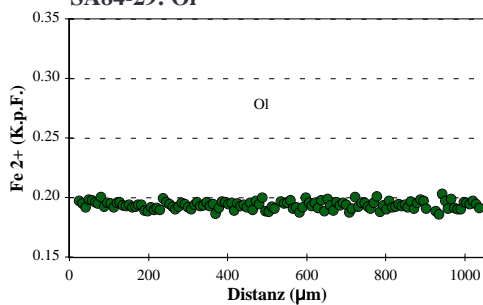
## SA84-29: Opx



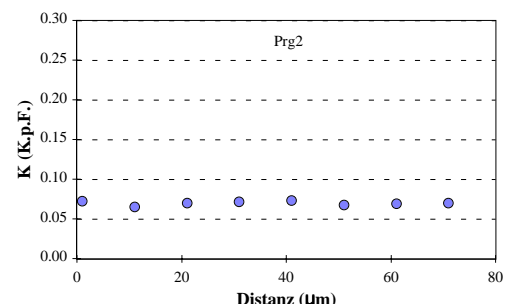
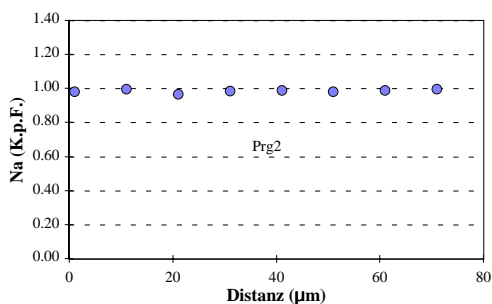
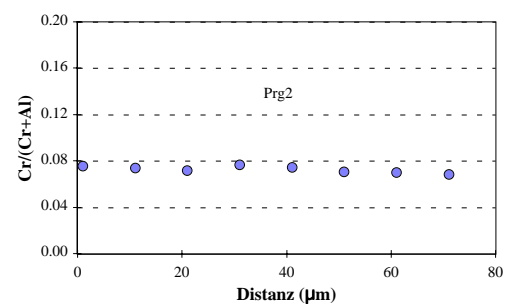
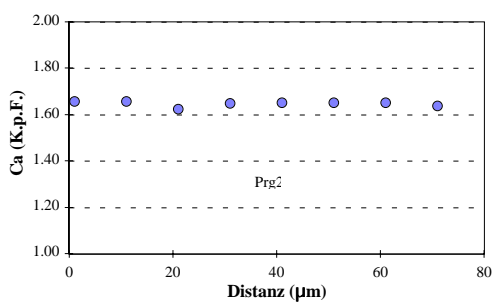
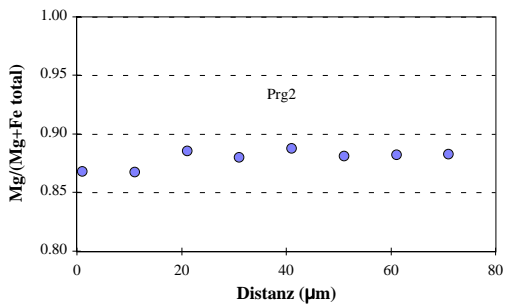
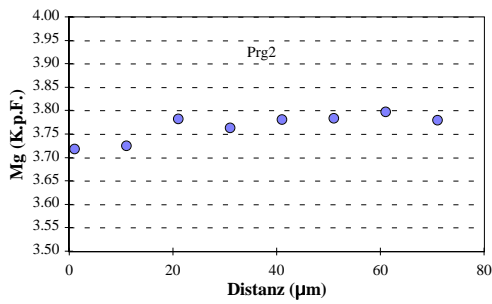
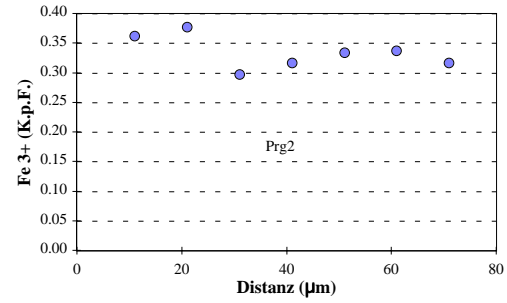
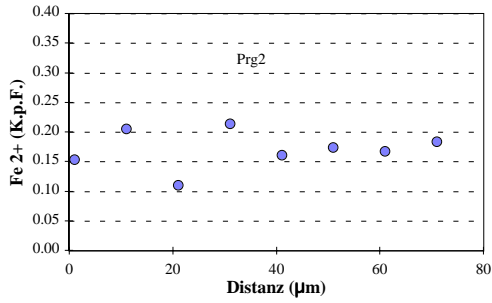
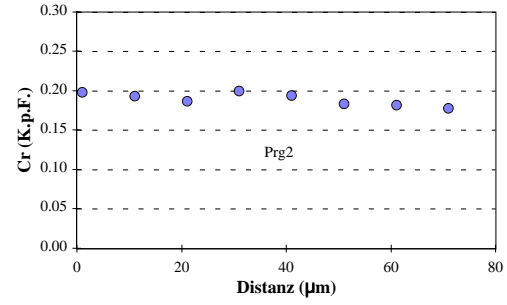
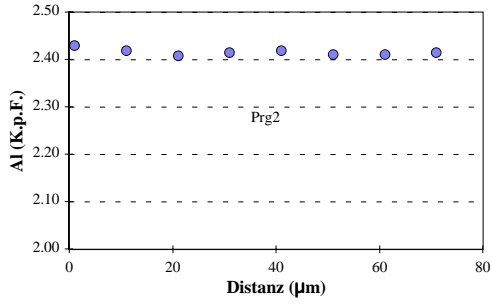
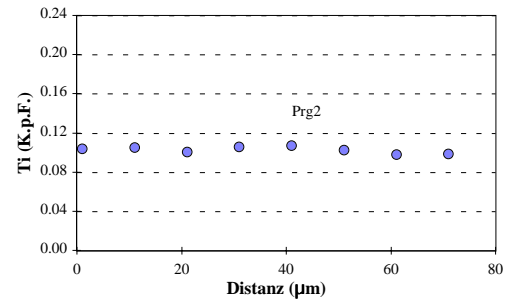
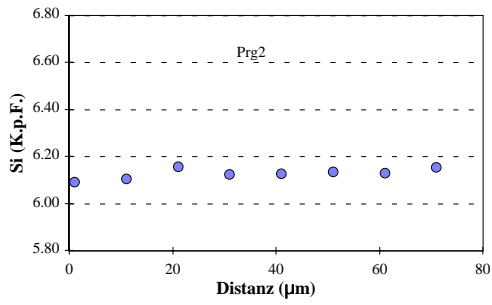
Spl-Lherzolith (Gruppe 2)  
SA84-29: Spl



Spl-Lherzolith (Gruppe 2)  
SA84-29: OI



**Spl-Lherzolith (Gruppe 2)**  
**SA84-29: Prg2**





**Spl-Lherzololith (Gruppe 2)**  
**SA84-31**

Kommentar Mineral Position	Cpx		Opx		Opx		Opx		homogenes Mineral		homogenes Mineral		Prg2		Kontakt zu Spl		Kontakt zu Cpx		Kontakt zu Ol	
	Rand	Kern	Rand	Kern	Zz*	Kern	Rand	Kern	Ol Rand	Ol Kern	Spl Rand	Spl Kern	Prg Rand	Prg Kern	Rand	Kern	Glas	Glas	Glas	Glas
SiO2	52.36	52.76	55.90	56.14	56.14	56.32	41.01	40.58	1.31	0.11	1.31	0.11	43.39	43.27	41.71	41.44	58.96	60.93	60.64	60.64
TiO2	0.26	0.17	0.05	0.06	0.06	0.06	0.03	0.05	0.50	0.38	0.50	0.38	0.93	0.82	4.71	1.31	1.31	1.12	1.05	1.05
Al2O3	5.03	5.43	3.73	3.04	3.04	3.45	0.02	0.04	46.17	44.45	46.17	44.45	14.42	14.42	13.68	13.74	21.60	21.65	22.17	22.17
Cr2O3	1.28	1.11	0.59	0.48	0.48	0.55	0.01	0.00	21.24	23.39	21.24	23.39	1.87	1.82	1.50	1.43	.03	.14	.10	.10
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	3.12	0.26	3.12	2.09	2.34	1.59	1.91	3.11	2.82	2.71	2.71
FeO	2.99	3.15	6.29	6.37	6.37	6.16	8.76	9.30	12.71	9.44	12.71	9.44	2.36	2.10	3.92	3.51	.00	.00	.00	.00
MnO	0.13	0.05	0.18	0.10	0.10	0.17	0.09	0.11	0.10	0.02	0.10	0.02	0.14	0.12	0.09	0.06	.06	.09	.01	.01
NiO	0.04	0.05	0.11	0.09	0.09	0.12	0.37	0.38	0.26	0.36	0.26	0.36	0.12	0.13	0.10	0.10	.00	.00	.00	.00
MgO	15.87	15.70	33.12	33.37	33.37	33.18	49.98	49.81	18.14	19.54	18.14	19.54	17.96	17.75	15.38	15.54	2.09	1.34	1.29	1.29
CaO	19.96	19.74	0.82	0.86	0.86	0.82	0.11	0.07	0.17	0.05	0.17	0.05	10.50	10.49	10.42	10.47	6.36	4.56	5.05	5.05
Na2O	1.41	1.50	0.14	0.09	0.09	0.11	0.00	0.03	0.17	0.00	0.17	0.00	3.65	3.70	2.63	2.66	3.99	3.58	3.95	3.95
K2O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00	0.34	0.33	1.85	1.84	.67	.75	.76	.76
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.131	2.121	2.091	2.088	.00	.00	.00	.00
Summe	99.32	99.68	100.93	100.60	100.60	100.96	100.39	100.37	101.05	100.87	101.05	100.87	99.91	99.41	99.66	99.51	98.30	97.20	97.20	97.89
Si	1.909	1.913	1.916	1.930	1.930	1.927	0.998	0.991	0.035	0.003	0.035	0.003	6.150	6.163	6.024	5.996	2.681	2.767	2.742	2.742
Ti	0.007	0.005	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.010	0.008	0.010	0.008	0.100	0.088	0.512	0.512	0.045	0.038	0.036	0.036
Al	0.216	0.232	0.151	0.123	0.123	0.139	0.001	0.001	1.463	1.416	1.463	1.416	2.409	2.421	2.328	2.344	1.157	1.159	1.181	1.181
Cr	0.037	0.032	0.016	0.013	0.013	0.015	0.000	0.000	0.451	0.500	0.451	0.500	0.210	0.205	0.171	0.163	0.001	0.005	0.004	0.004
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.063	0.005	0.063	0.223	0.250	0.172	0.208	0.107	0.096	0.092	0.092
Fe2+	0.091	0.096	0.180	0.183	0.183	0.176	0.178	0.190	0.286	0.213	0.286	0.213	0.280	0.250	0.474	0.425	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.004	0.002	0.005	0.003	0.003	0.005	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.016	0.015	0.011	0.007	0.002	0.004	0.000	0.000
Ni	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003	0.007	0.007	0.006	0.008	0.006	0.008	0.014	0.014	0.011	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.863	0.849	1.692	1.710	1.710	1.693	1.812	1.813	0.727	0.787	0.727	0.787	3.796	3.769	3.313	3.353	0.141	0.091	0.087	0.087
Ca	0.780	0.767	0.030	0.032	0.032	0.030	0.003	0.002	0.005	0.002	0.005	0.002	1.595	1.600	1.612	1.623	0.310	0.222	0.244	0.244
Na	0.100	0.106	0.009	0.006	0.006	0.007	0.000	0.001	0.009	0.000	0.009	0.000	1.002	1.021	0.737	0.746	0.352	0.315	0.346	0.346
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.061	0.059	0.341	0.340	0.039	0.043	0.044	0.044
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000	2.000	2.000	2.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.008	4.003	4.004	4.004	4.004	3.998	3.002	3.008	3.000	3.000	3.000	3.000	15.855	15.857	15.707	15.729	4.835	4.740	4.740	4.776
XMg	0.904	0.899	0.904	0.903	0.903	0.906	0.911	0.905	0.718	0.787	0.718	0.787	0.080	0.078	0.068	0.065	0.570	0.485	0.485	0.484
XCr	0.146	0.121	0.096	0.096	0.096	0.096	0.096	0.096	0.236	0.261	0.236	0.261	0.883	0.883	0.837	0.841	0.000	0.000	0.000	0.000
XMg*	0.866	0.858	0.030	0.032	0.032	0.030	0.030	0.030	0.030	0.030	0.030	0.030	0.030	0.030	0.030	0.030	0.030	0.030	0.030	0.030
Ca/(1-Na)																				

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

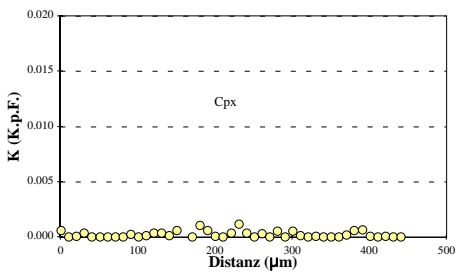
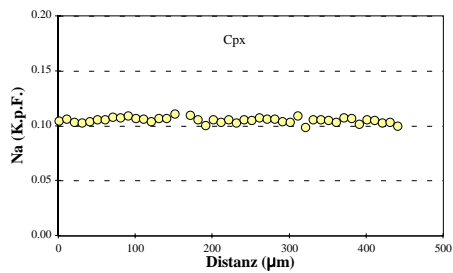
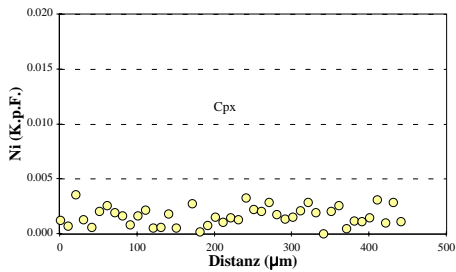
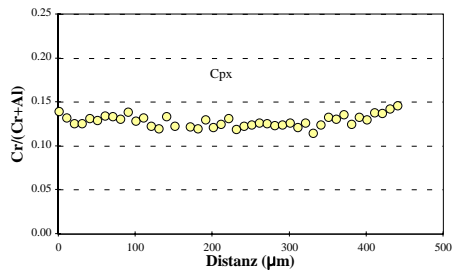
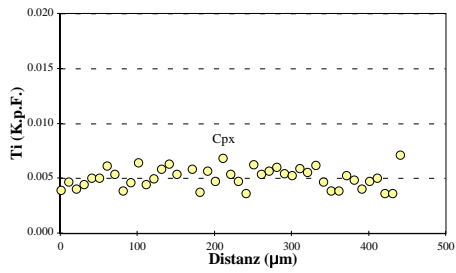
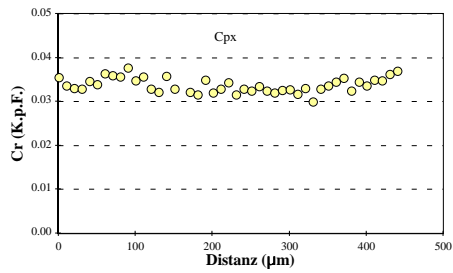
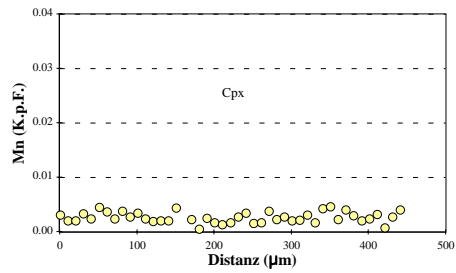
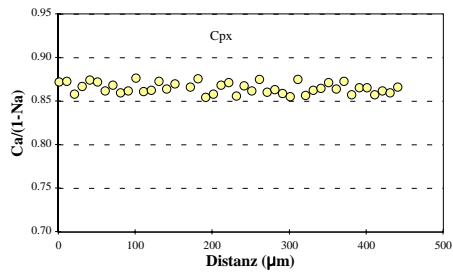
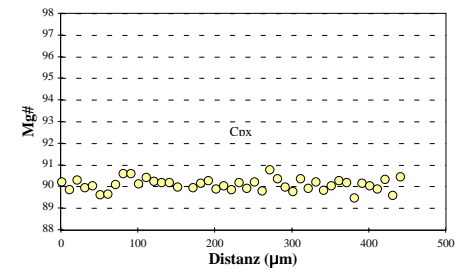
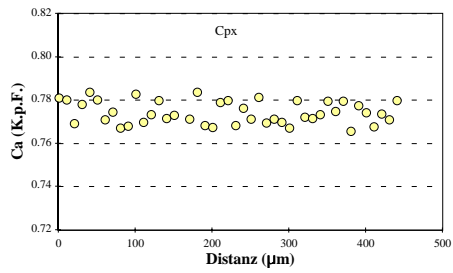
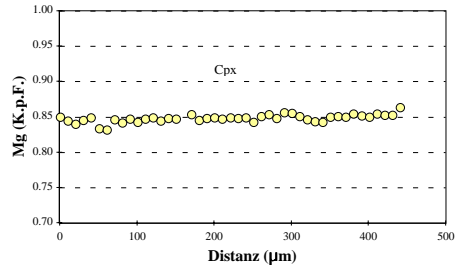
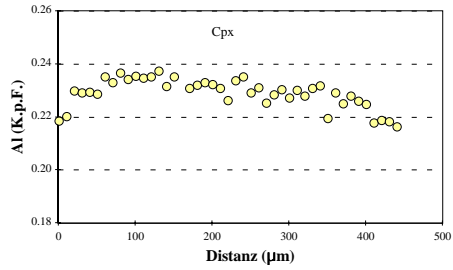
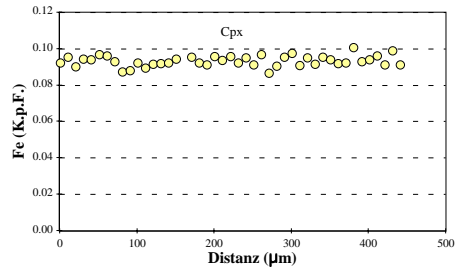
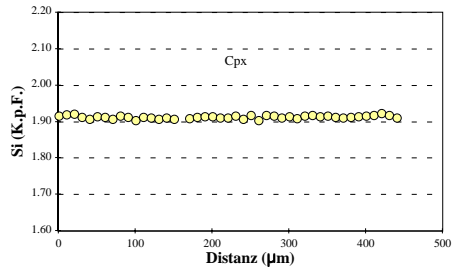
XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

Zz\*: Zwischenzone

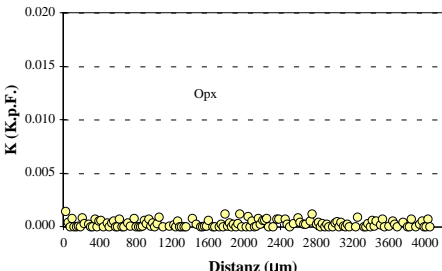
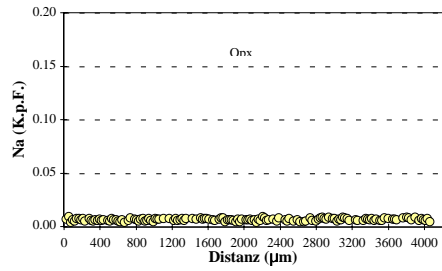
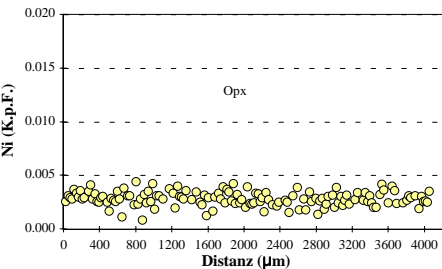
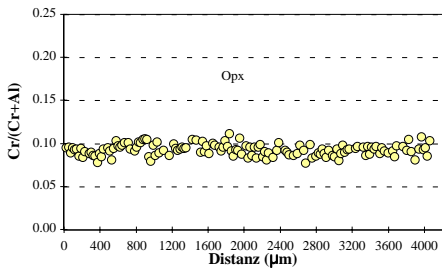
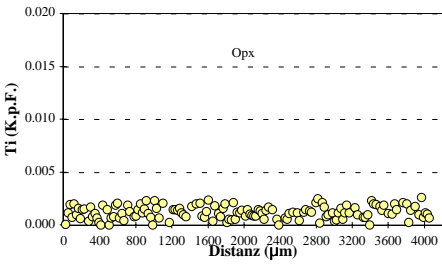
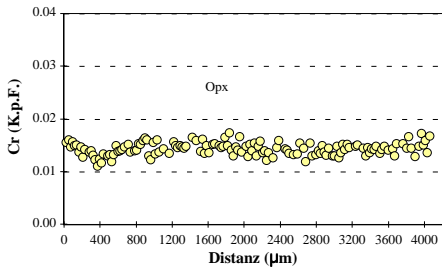
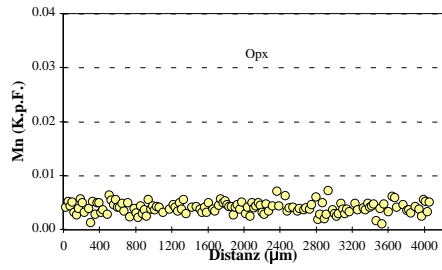
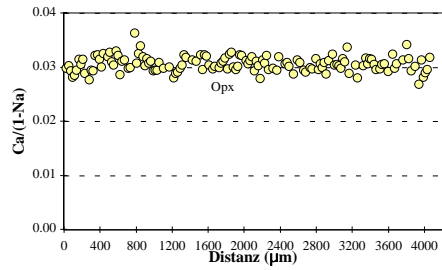
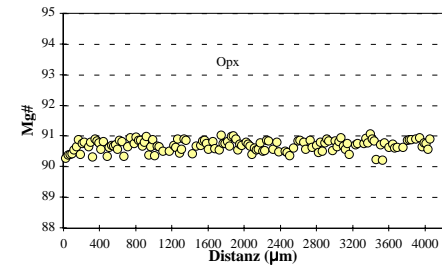
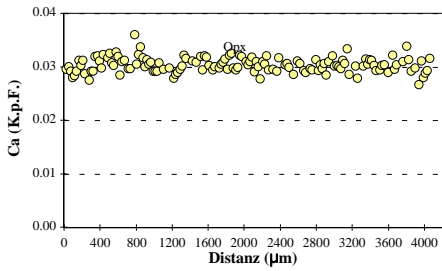
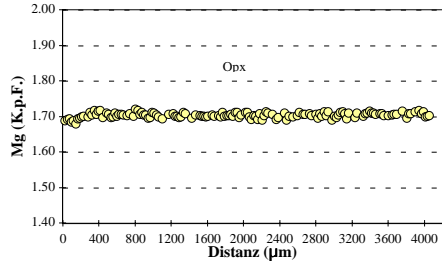
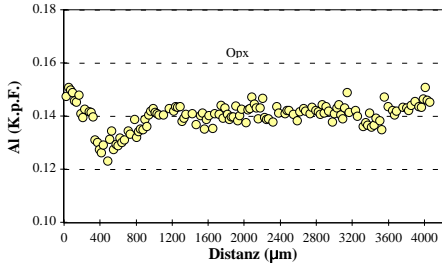
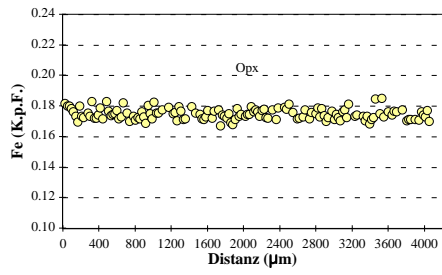
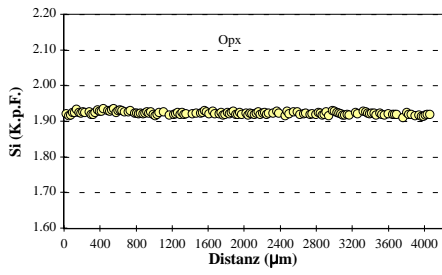
# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

## SA84-31: Cpx

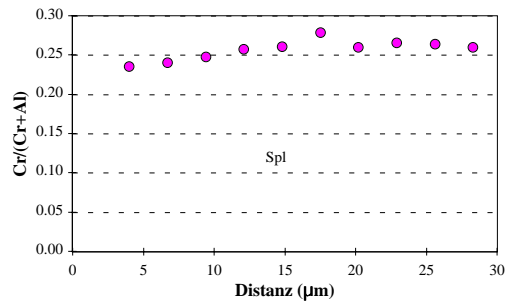
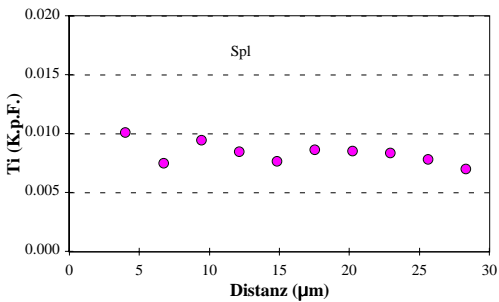
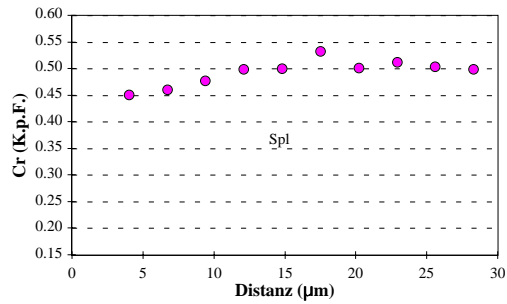
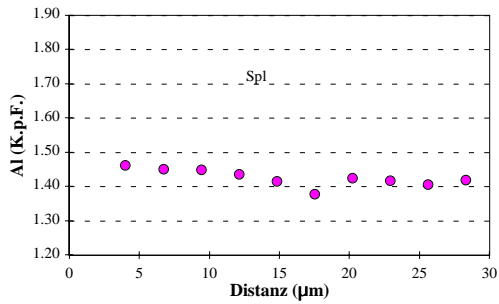
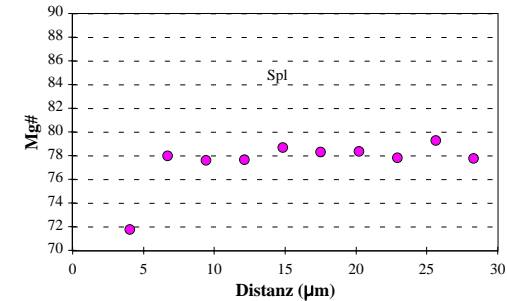
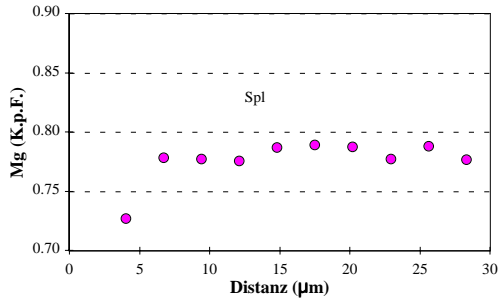
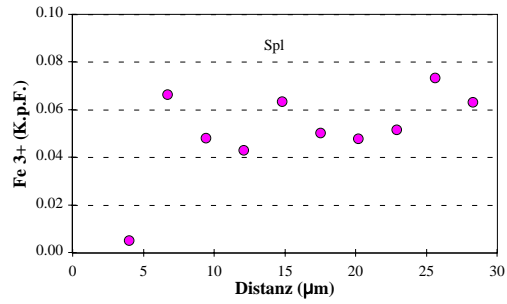
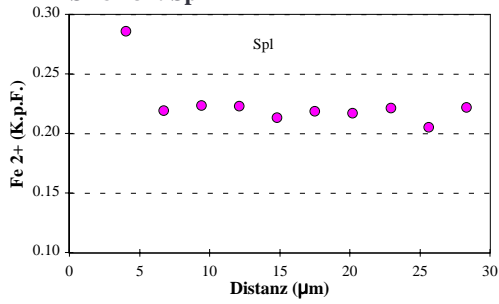


# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

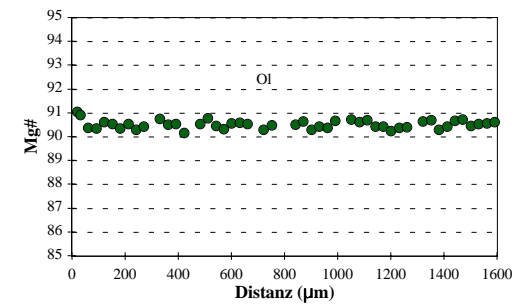
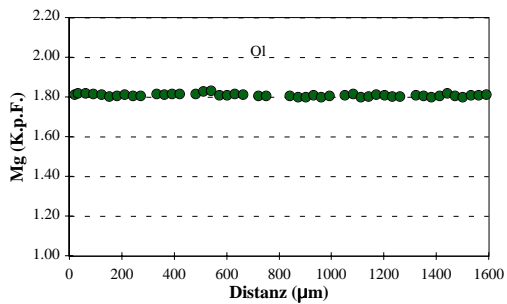
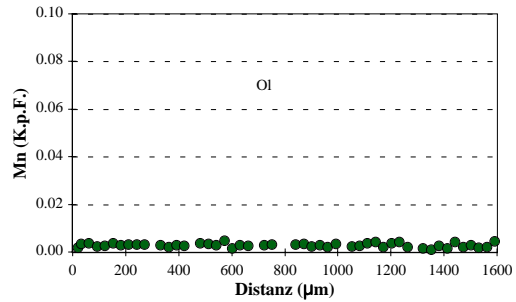
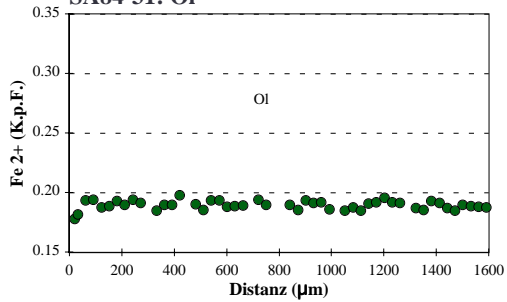
## SA84-31: Opx



**Spl-Lherzolith (Gruppe 2)  
SA84-31: Spl**



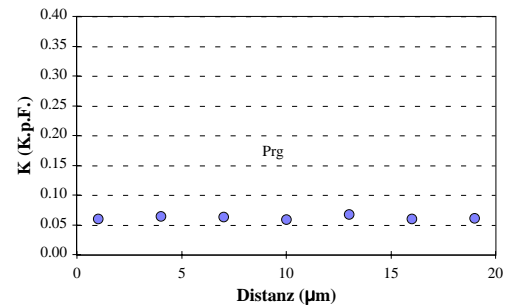
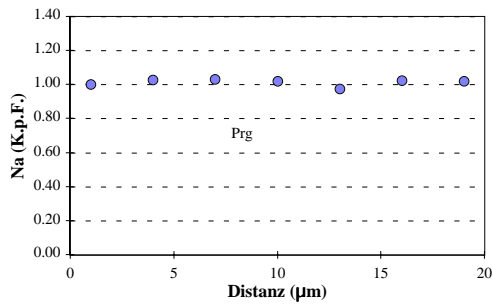
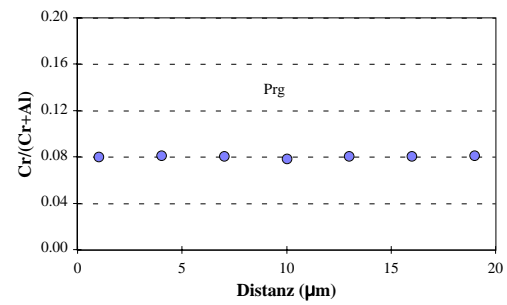
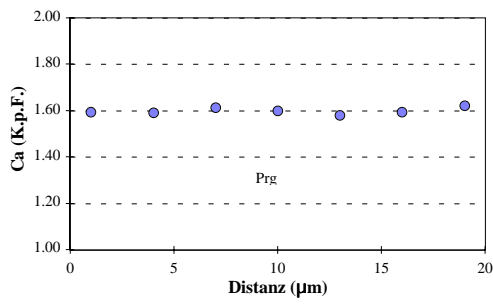
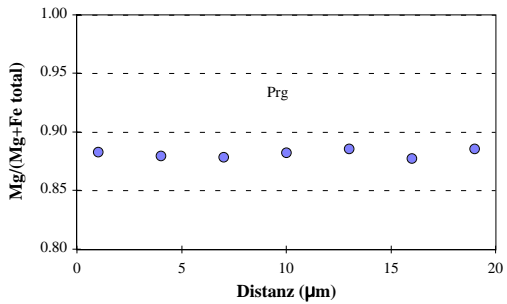
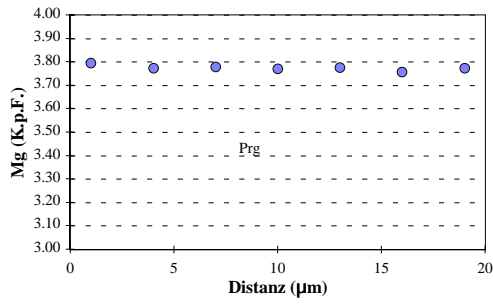
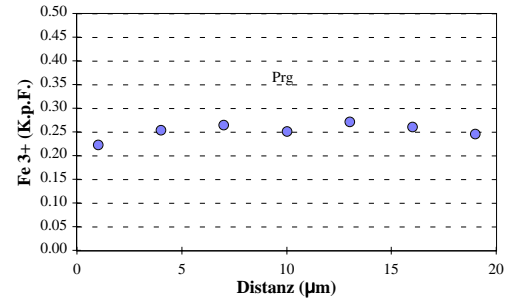
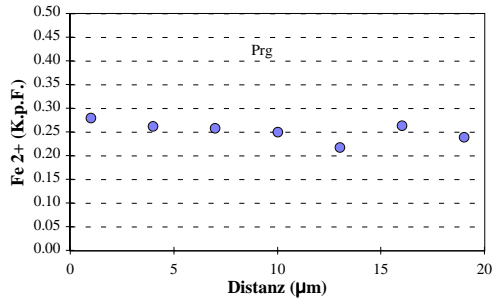
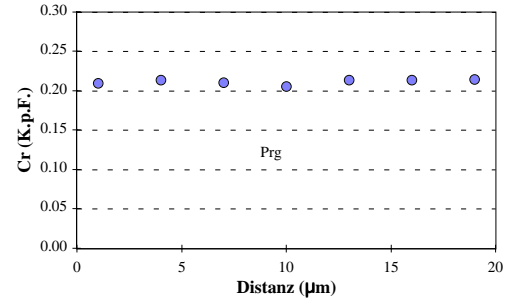
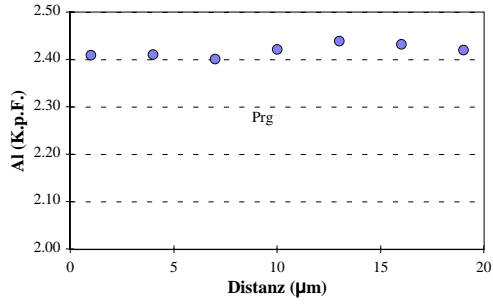
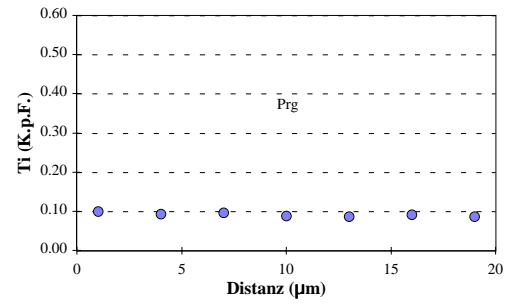
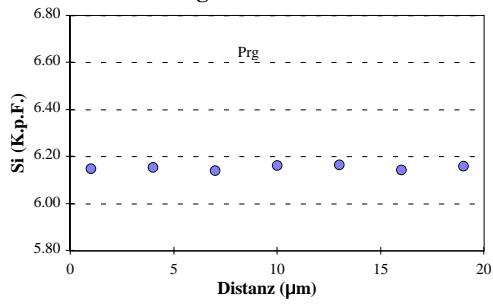
**Spl-Lherzolith (Gruppe 2)  
SA84-31: OI**





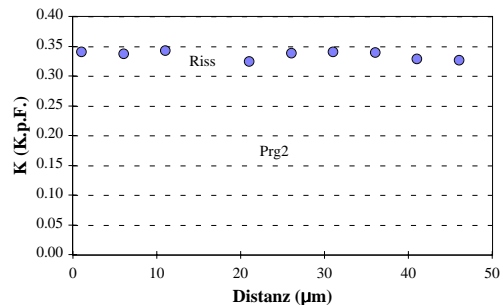
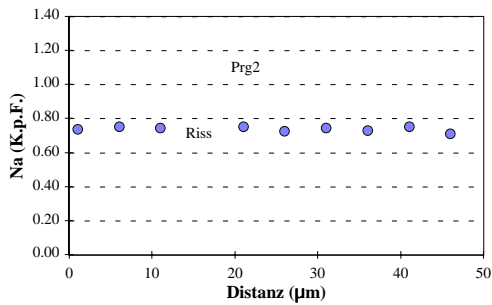
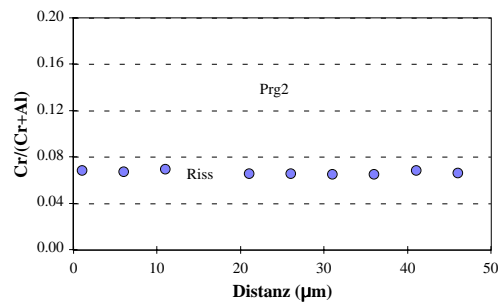
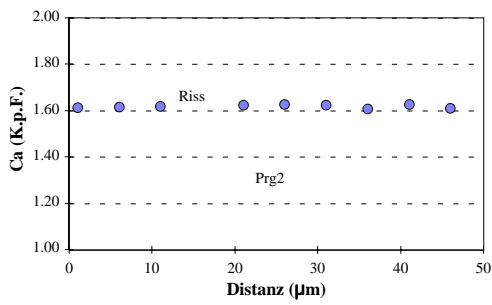
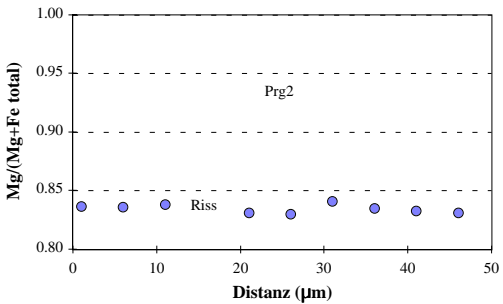
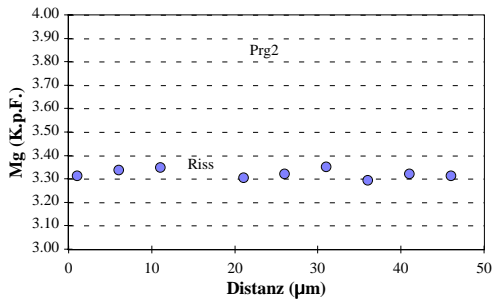
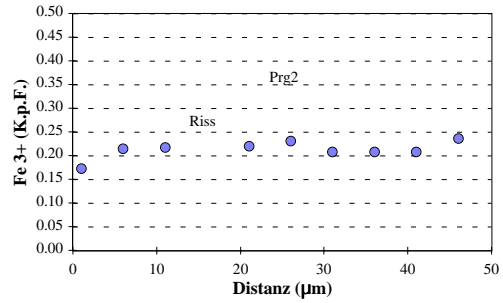
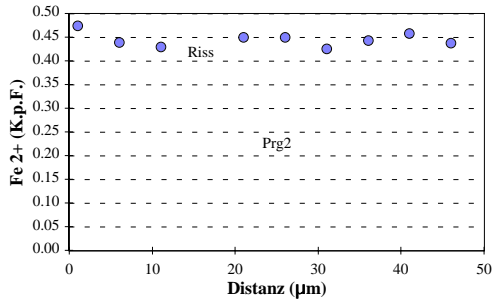
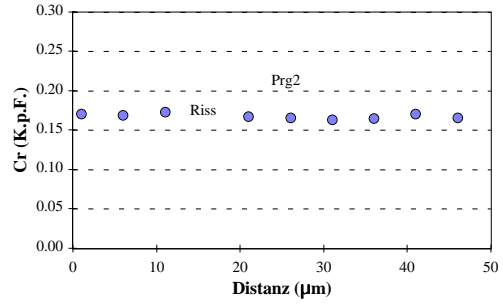
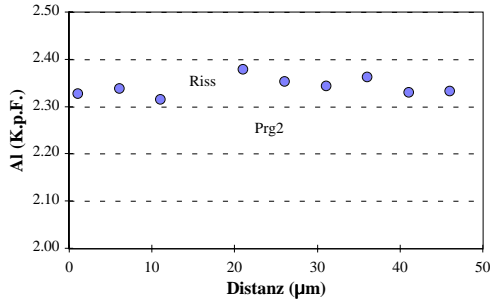
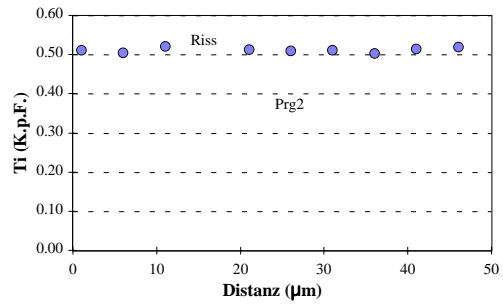
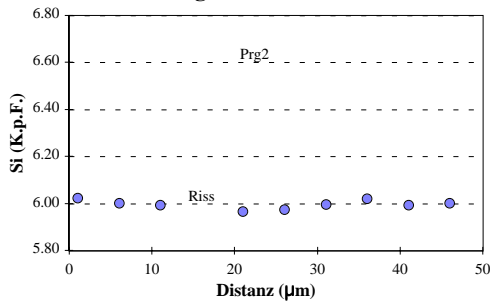
## Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

### SA84-31: Prg



Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

SA84-31: Prg2





# Spl-Lherzololith (Gruppe 1)

## SA84-32

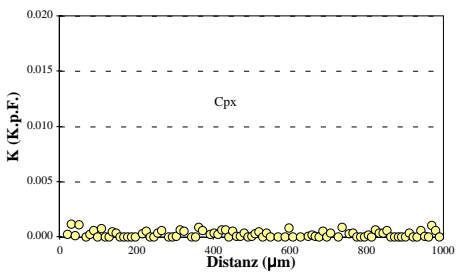
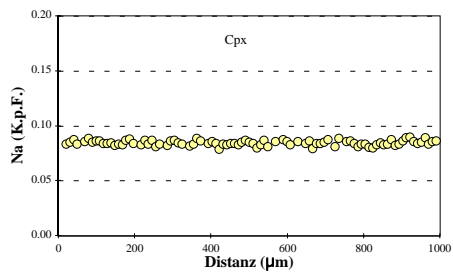
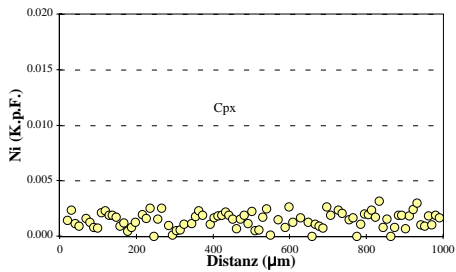
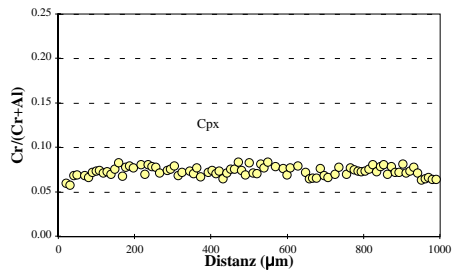
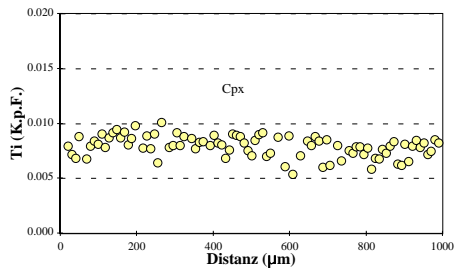
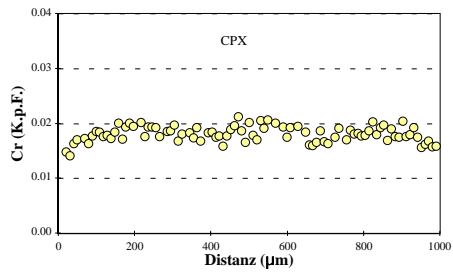
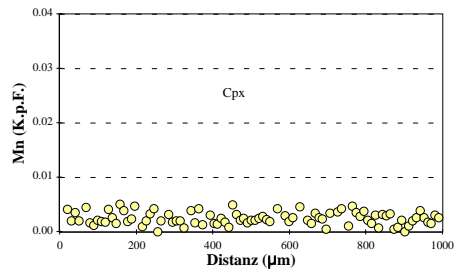
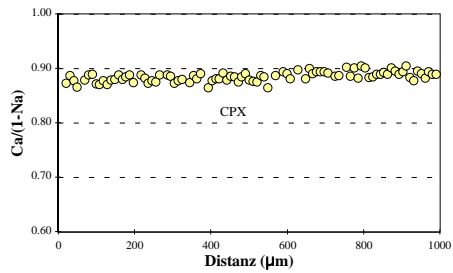
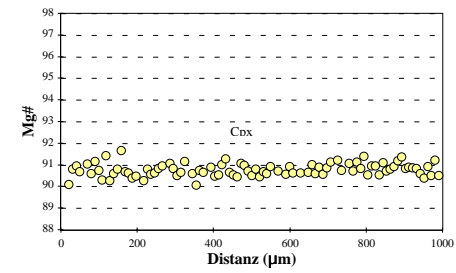
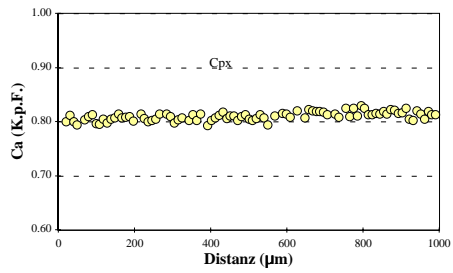
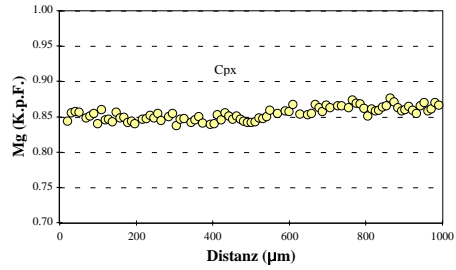
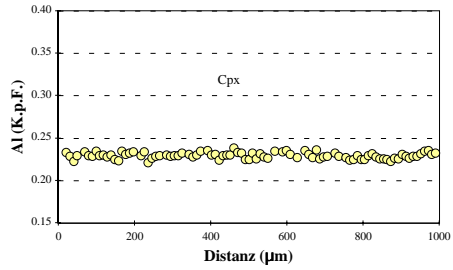
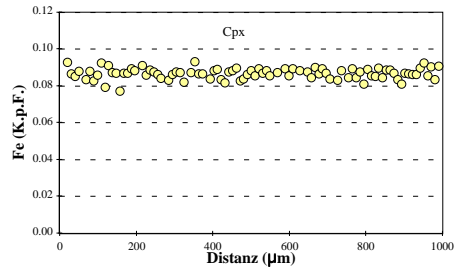
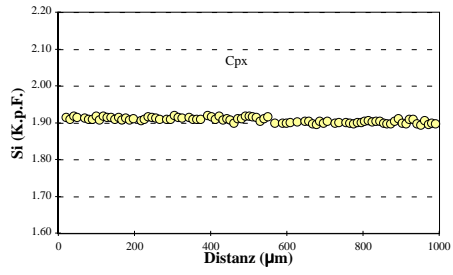
Profile Kapitel 7		Cpx-Korn1		Cpx-Korn2		Opx-Korn1		Opx-Korn2		Opx-Korn3		Opx-Korn4		Opx-Korn5 Einschluß im OI		OI-Korn1		OI-Korn2	
Mineral	Position	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
		Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern
SiO2		52,45	52,45	52,77	52,10	55,90	55,36	55,57	55,26	55,77	55,53	55,71	55,12	55,50	55,92	40,45	40,66	40,22	40,62
TiO2		0,31	0,35	0,33	0,34	0,06	0,11	0,09	0,08	0,12	0,08	0,08	0,08	0,04	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01
Al2O3		5,26	5,51	5,48	5,39	3,70	4,08	4,04	4,27	3,82	3,98	3,76	3,76	3,57	3,73	0,01	0,02	0,02	0,03
Cr2O3		0,57	0,59	0,64	0,62	0,22	0,29	0,32	0,30	0,29	0,29	0,25	0,25	0,24	0,25	0,00	0,00	0,02	0,04
Fe2O3		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO		2,98	2,86	2,87	2,79	6,84	6,76	6,69	6,15	6,55	6,52	6,80	6,77	6,75	6,89	10,46	10,42	10,07	10,40
MnO		0,04	0,14	0,14	0,14	0,12	0,14	0,20	0,09	0,19	0,13	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	0,12	0,11	0,14
NiO		0,07	0,06	0,11	0,11	0,11	0,14	0,09	0,09	0,06	0,08	0,06	0,06	0,12	0,10	0,39	0,41	0,40	0,41
MgO		15,99	15,77	15,66	15,75	33,19	32,99	33,23	32,89	33,34	33,37	33,24	32,96	33,49	32,53	48,78	48,95	49,15	49,15
CaO		21,48	21,20	21,47	21,47	0,56	0,52	0,56	0,62	0,56	0,56	0,52	0,56	0,66	0,68	0,05	0,05	0,05	0,03
Na2O		1,18	1,20	1,17	1,14	0,05	0,05	0,07	0,06	0,08	0,05	0,05	0,07	0,06	0,06	0,02	0,01	0,00	0,00
K2O		0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
H2O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe		100,51	100,09	100,77	100,13	100,85	100,32	100,86	99,80	100,78	100,59	100,58	100,39	100,56	100,37	100,39	100,64	100,06	100,82
Si		1,898	1,898	1,898	1,894	1,919	1,909	1,907	1,910	1,913	1,909	1,916	1,905	1,911	1,928	0,993	0,995	0,989	0,992
Ti		0,008	0,010	0,008	0,009	0,001	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Al		0,224	0,236	0,231	0,231	0,149	0,166	0,164	0,174	0,155	0,161	0,152	0,169	0,145	0,152	0,000	0,000	0,001	0,001
Cr		0,016	0,018	0,017	0,018	0,006	0,008	0,009	0,008	0,008	0,008	0,007	0,008	0,006	0,007	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe3+		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	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2+		0,090	0,090	0,087	0,085	0,196	0,195	0,192	0,178	0,188	0,187	0,196	0,195	0,194	0,199	0,215	0,213	0,207	0,212
Mn		0,003	0,001	0,004	0,004	0,003	0,001	0,006	0,002	0,005	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003	0,002	0,003
Ni		0,002	0,001	0,000	0,001	0,003	0,004	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,004	0,003	0,003	0,008	0,008	0,008	0,008
Mg		0,860	0,850	0,856	0,854	1,698	1,696	1,700	1,695	1,705	1,710	1,704	1,695	1,720	1,672	1,785	1,782	1,789	1,789
Ca		0,831	0,819	0,829	0,836	0,024	0,019	0,021	0,023	0,021	0,020	0,019	0,021	0,024	0,025	0,001	0,001	0,001	0,001
Na		0,082	0,082	0,080	0,082	0,003	0,003	0,004	0,004	0,005	0,003	0,003	0,005	0,004	0,004	0,001	0,001	0,000	0,000
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH		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	0,000	0,000	0,000	0,000
Summe		4,015	4,006	4,010	4,012	4,004	4,003	4,007	3,999	4,005	4,007	4,004	4,007	4,014	3,994	3,007	3,005	3,011	3,007
Li (µg/g)		0,666	0,957	0,963	0,682	0,860	0,806	0,710	0,891	0,861	0,839	0,757	0,827	0,854	0,768	1,460	1,410	1,450	1,430
Be (µg/g)		0,024	0,022	0,024	0,021	0,010	0,009	0,008	0,005	0,007	0,008	0,009	0,008	0,007	0,007	0,001	0,001	0,001	0,000
B (µg/g)		0,031	0,031	0,036	0,047	0,016	0,023	0,028	0,043	0,037	0,038	0,027	0,030	0,032	0,033	0,027	0,030	0,027	0,037
Sc (µg/g)		67,06	68,17			14,04	14,97												
V (µg/g)		268,90	252,20			78,87	84,42												
Co (µg/g)		32,68	24,30			59,98	62,38												
XMg		0,905	0,904	0,906	0,909	0,896	0,897	0,899	0,905	0,901	0,901	0,897	0,897	0,898	0,894	0,893	0,893	0,897	0,894
XCr		0,068	0,070	0,070	0,072	0,039	0,045	0,051	0,044	0,048	0,046	0,042	0,045	0,043	0,043	0,024	0,024	0,024	0,025
Ca/(1-Na)		0,905	0,892	0,902	0,909	0,024	0,019	0,021	0,023	0,021	0,021	0,019	0,021	0,024	0,025				

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

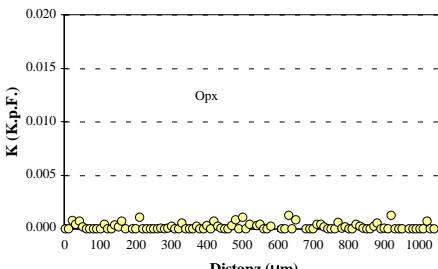
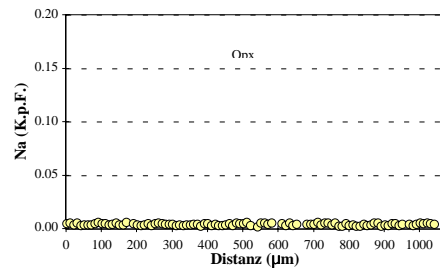
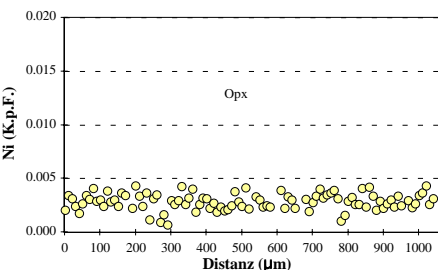
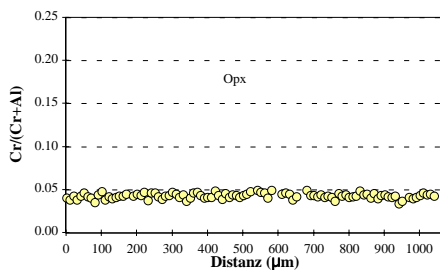
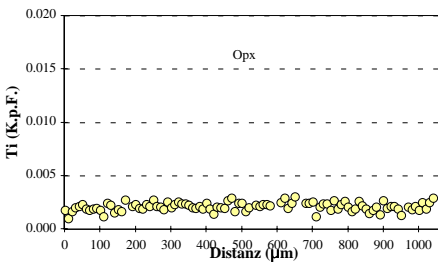
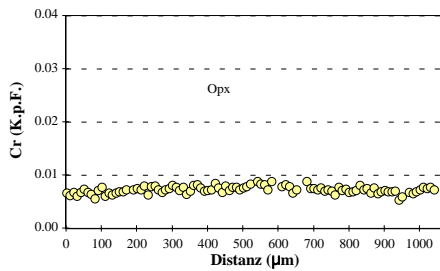
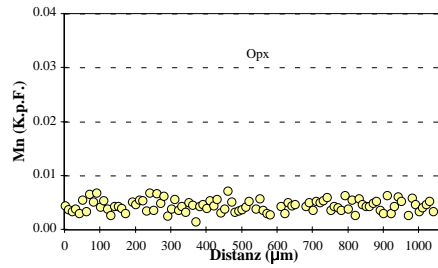
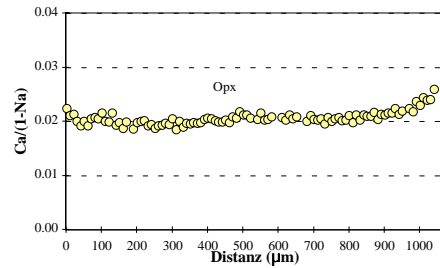
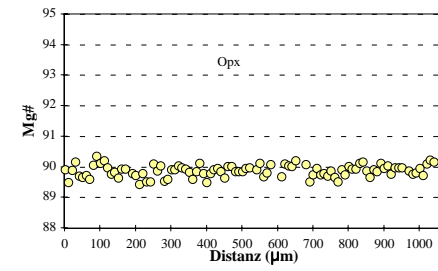
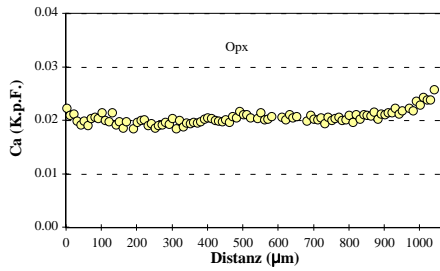
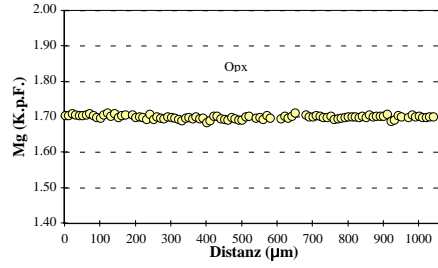
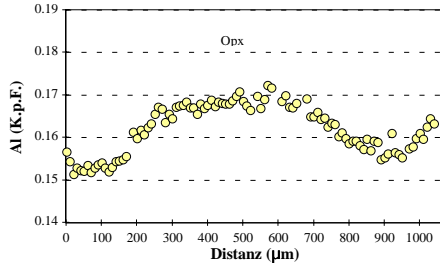
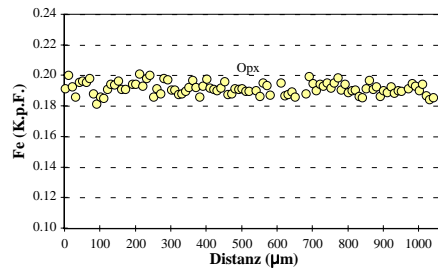
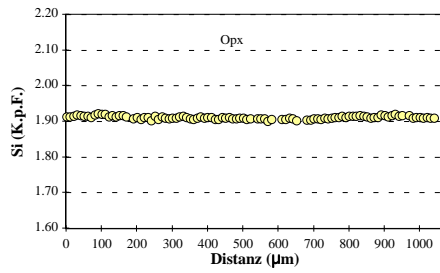
# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

## SA84-32: Cpx

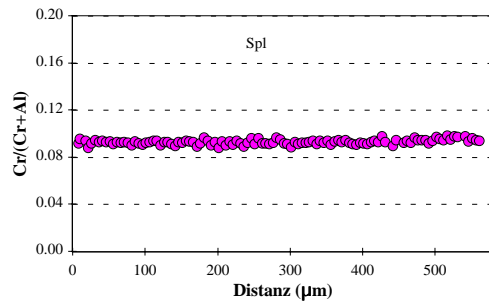
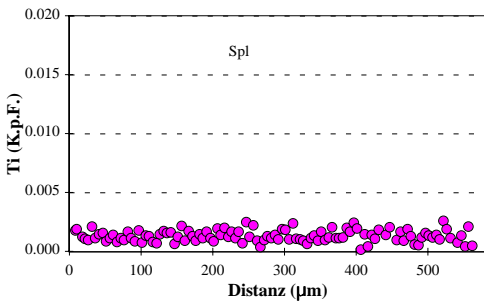
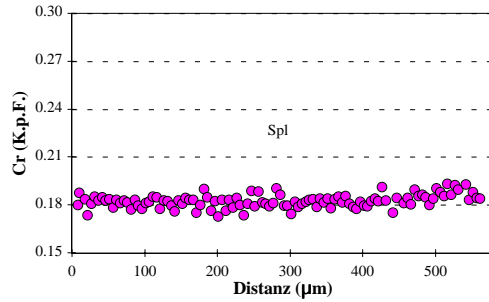
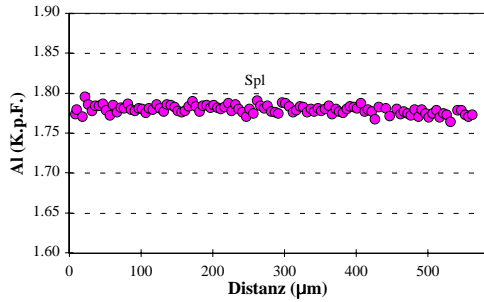
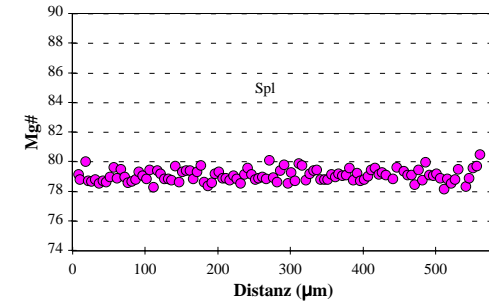
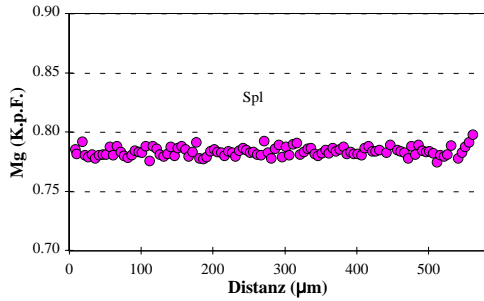
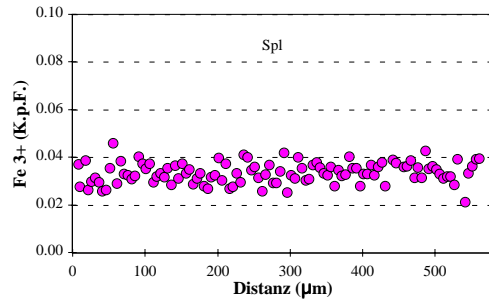
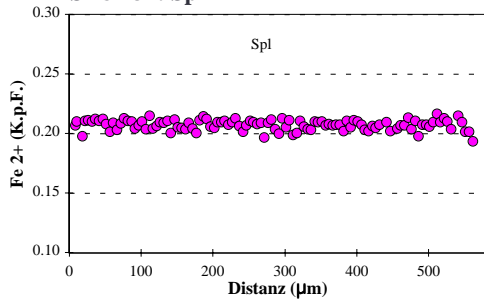


# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

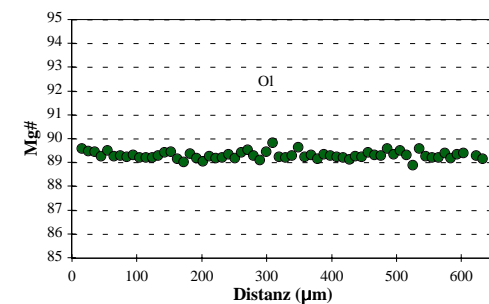
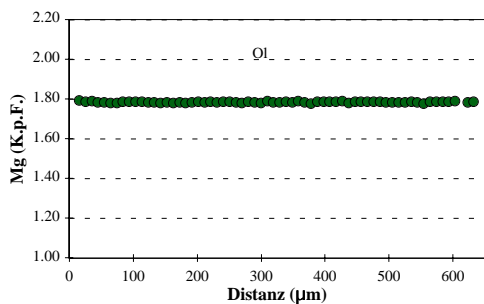
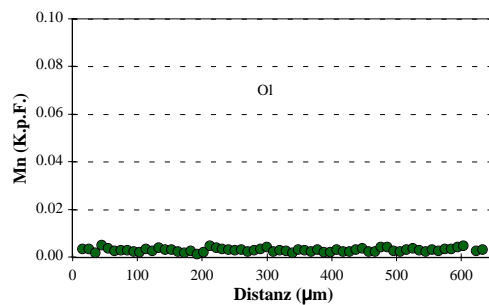
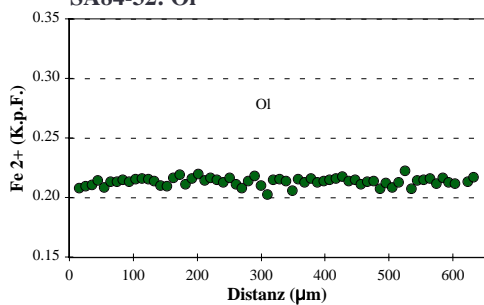
## SA84-32: Opx



Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA84-32: Spl

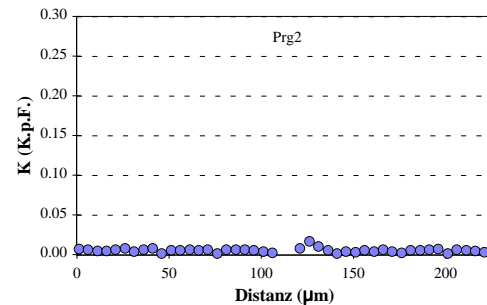
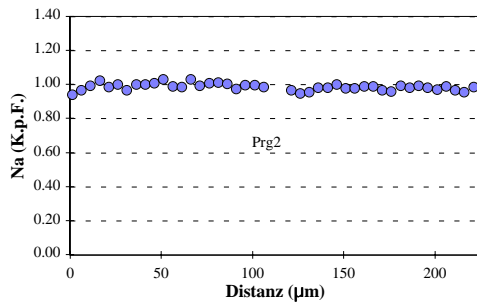
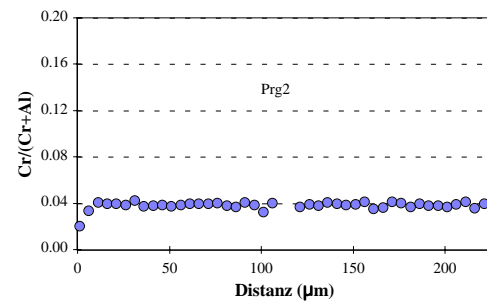
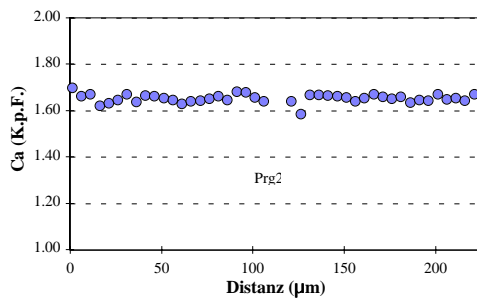
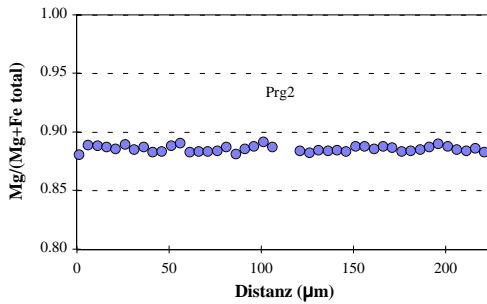
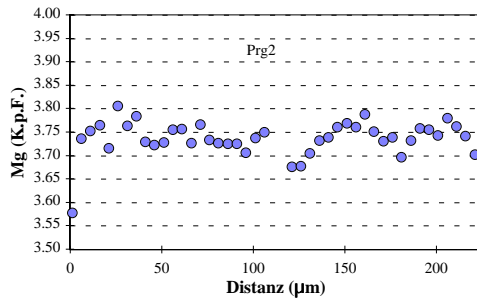
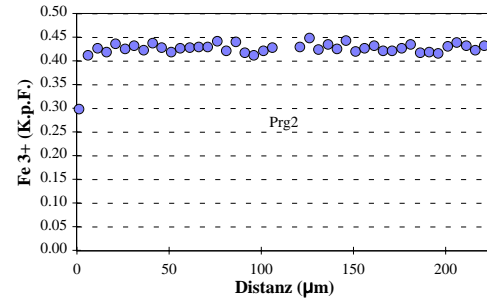
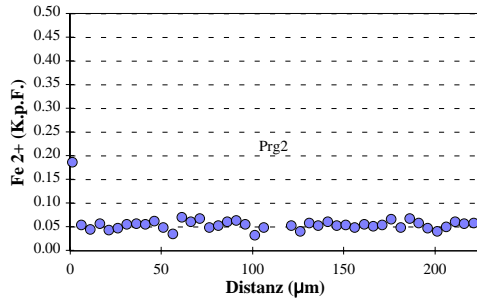
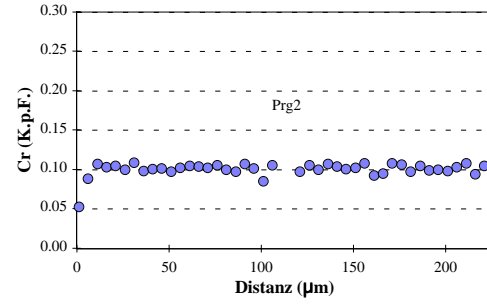
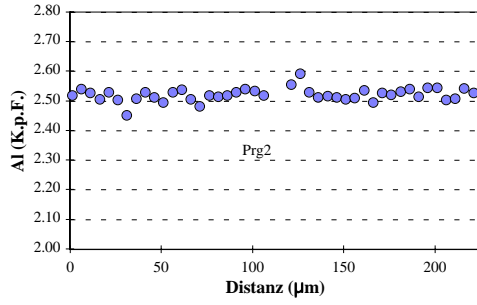
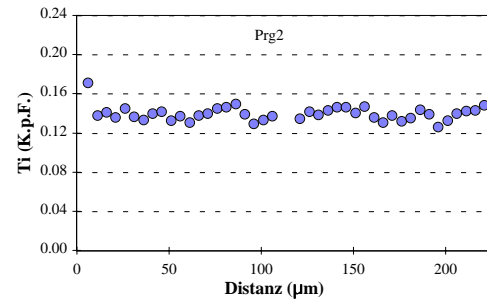
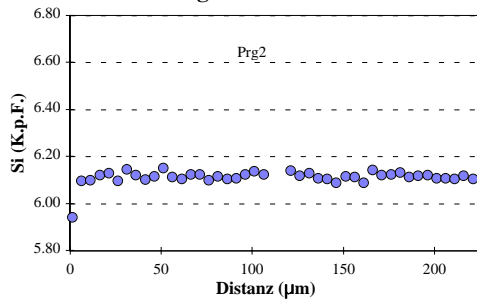


Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA84-32: OI



# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

## SA84-32: Prg2





**Spl-Lherzolith (Gruppe 2)**  
**SA84-33**

Kommentar Mineral Position	Cpx		Cpx Zr*	Cpx Kern		Opx		Opx Kern		homogenes Mineral Ol		homogenes Mineral Spl Kern		Kontakt zu Cpx Glas		Ader Glas		Ader Glas		Ol2	Cpx2	Spl2
	Rand	Rand		Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern			
SiO2	52.43	52.49	52.49	53.18	55.51	55.84	41.09	40.96	41.09	0.07	0.06	0.06	0.06	58.67	59.76	59.50	41.14	59.50	41.14	50.72	0.09	
TiO2	0.25	0.27	0.27	0.21	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.11	0.10	0.10	0.10	1.68	1.84	1.80	0.00	1.80	0.00	0.86	0.47	
Al2O3	5.62	5.88	5.88	5.32	3.97	3.68	0.02	0.01	0.02	46.33	46.53	46.53	46.53	22.07	22.57	22.55	0.03	22.55	0.03	6.86	45.82	
Cr2O3	1.40	1.21	1.10	1.10	0.62	0.50	0.00	0.00	0.00	20.76	20.75	20.75	20.75	0.04	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	1.97	20.65	
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.63	3.18	3.18	3.18	3.08	2.78	2.30	0.00	2.30	0.00	0.00	3.14	
FeO	2.97	2.90	2.90	2.92	5.89	5.64	8.91	9.20	8.91	9.14	9.52	9.52	9.52	0.00	0.00	0.00	8.27	0.00	8.27	2.64	8.19	
MnO	0.07	0.11	0.12	0.12	0.14	0.14	0.12	0.12	0.14	0.08	0.07	0.07	0.07	0.09	0.08	0.04	0.12	0.04	0.12	0.07	0.07	
NiO	0.09	0.03	0.03	0.08	0.09	0.12	0.38	0.38	0.39	0.32	0.29	0.29	0.29	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.26	0.05	0.30	
MgO	15.83	15.74	15.74	16.27	33.46	33.51	50.10	49.93	50.10	19.51	19.21	19.21	19.21	2.27	1.46	1.20	49.69	1.20	49.69	16.19	20.14	
CaO	19.88	19.57	19.47	19.47	0.80	0.84	0.08	0.07	0.08	0.09	0.04	0.04	0.04	6.33	6.61	7.42	0.19	6.61	0.19	20.04	0.06	
Na2O	1.57	1.78	1.78	1.69	0.12	0.12	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	2.42	2.90	2.42	0.00	2.90	0.00	1.16	0.00	
K2O	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	1.89	1.98	1.97	0.00	1.97	0.00	0.00	0.01	
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Summe	100.12	99.98	100.36	100.36	100.65	100.42	100.67	100.73	100.73	100.05	99.74	99.74	99.74	98.49	99.96	99.68	99.72	99.68	99.72	100.56	98.89	
Si	1.896	1.898	1.898	1.914	1.905	1.917	0.997	0.996	0.997	0.002	0.002	0.002	0.002	2.665	2.675	2.674	1.004	2.674	1.004	1.831	0.002	
Ti	0.007	0.007	0.006	0.006	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.002	0.002	0.057	0.062	0.061	0.000	0.061	0.000	0.023	0.010	
Al	0.239	0.251	0.226	0.226	0.161	0.149	0.000	0.000	0.000	1.475	1.486	1.486	1.486	1.181	1.191	1.195	0.001	1.195	0.001	0.292	1.468	
Cr	0.040	0.035	0.031	0.031	0.017	0.014	0.000	0.000	0.000	0.443	0.444	0.444	0.444	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.056	0.444	
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.074	0.065	0.065	0.065	0.105	0.093	0.078	0.000	0.078	0.000	0.000	0.064	
Fe2+	0.090	0.088	0.088	0.088	0.169	0.162	0.181	0.187	0.181	0.207	0.216	0.216	0.216	0.000	0.000	0.000	0.169	0.000	0.169	0.080	0.186	
Mn	0.002	0.003	0.004	0.004	0.004	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.001	
Ni	0.003	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003	0.007	0.007	0.008	0.007	0.006	0.006	0.006	0.000	0.001	0.000	0.005	0.000	0.005	0.001	0.007	
Mg	0.854	0.849	0.873	0.873	1.712	1.715	1.809	1.809	1.812	0.786	0.776	0.776	0.776	0.154	0.098	0.080	1.808	0.080	1.808	0.871	0.816	
Ca	0.770	0.758	0.751	0.751	0.029	0.031	0.002	0.002	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.308	0.317	0.357	0.005	0.357	0.005	0.775	0.002	
Na	0.110	0.125	0.118	0.118	0.008	0.008	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.002	0.213	0.243	0.253	0.000	0.253	0.000	0.081	0.000	
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	0.110	0.113	0.113	0.000	0.113	0.000	0.000	0.000	
OH	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	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Summe	4.012	4.015	4.011	4.011	4.009	4.004	3.003	3.004	3.003	3.000	3.000	3.000	3.000	4.796	4.798	4.812	2.995	4.812	2.995	4.015	3.000	
XMg	0.905	0.906	0.908	0.908	0.910	0.914	0.906	0.906	0.909	0.792	0.782	0.782	0.782	0.594	0.511	0.509	0.915	0.511	0.915	0.916	0.814	
XCr	0.143	0.121	0.122	0.122	0.094	0.084	0.084	0.084	0.084	0.231	0.230	0.230	0.230	0.000	0.000	0.000	0.259	0.000	0.259	0.161	0.232	
XMg*	0.866	0.866	0.851	0.851	0.830	0.831	0.831	0.831	0.831	0.792	0.782	0.782	0.782	0.594	0.511	0.509	0.915	0.511	0.915	0.916	0.814	
Ca/(1-Na)	0.866	0.866	0.851	0.851	0.830	0.831	0.831	0.831	0.831	0.792	0.782	0.782	0.782	0.594	0.511	0.509	0.915	0.511	0.915	0.916	0.814	

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

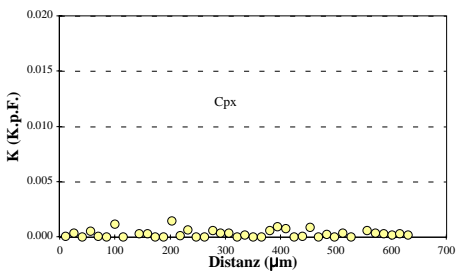
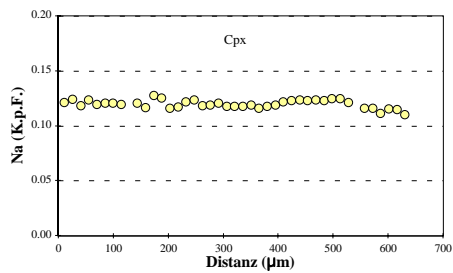
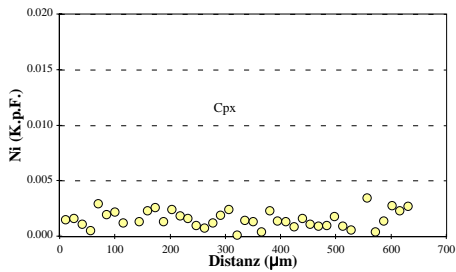
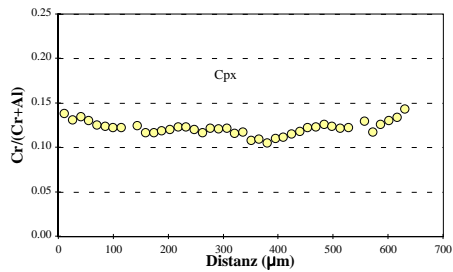
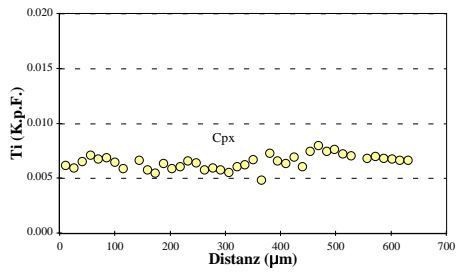
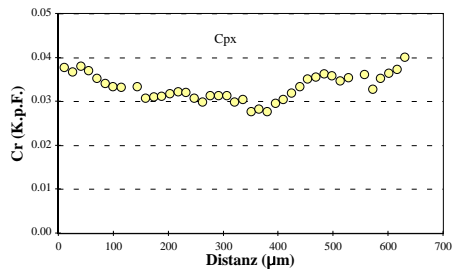
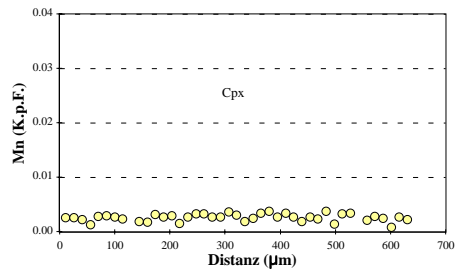
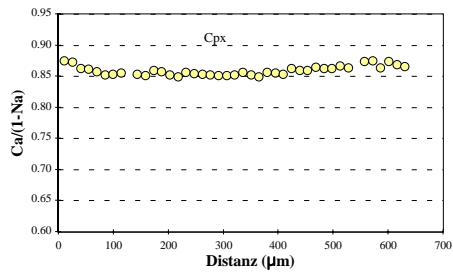
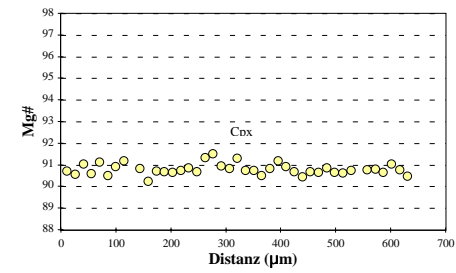
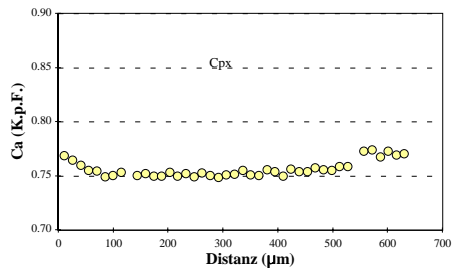
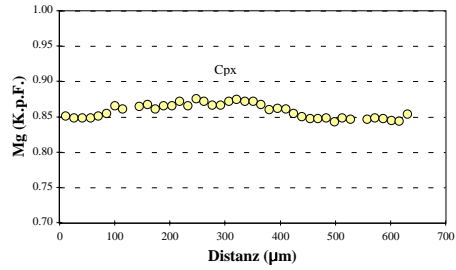
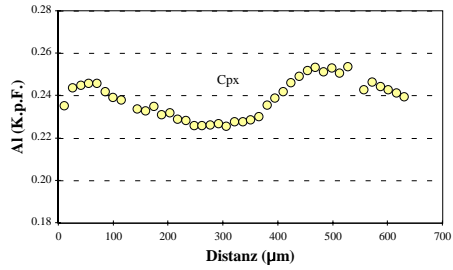
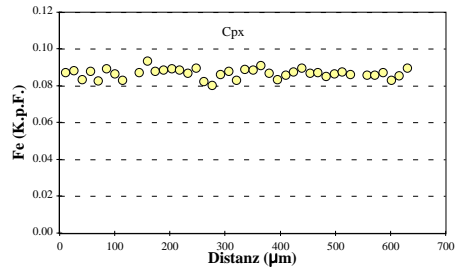
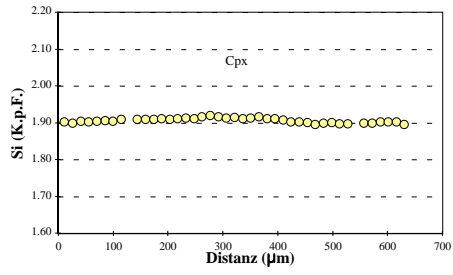
XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

Zr\*: Zwischenzone

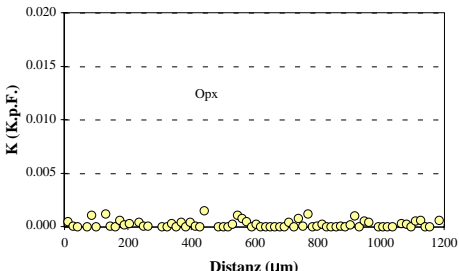
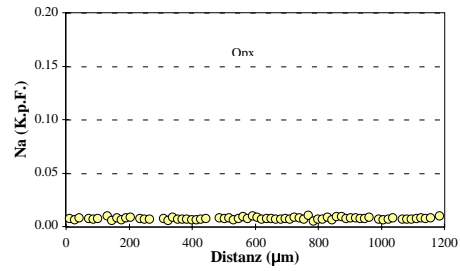
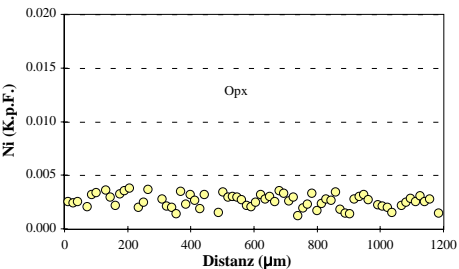
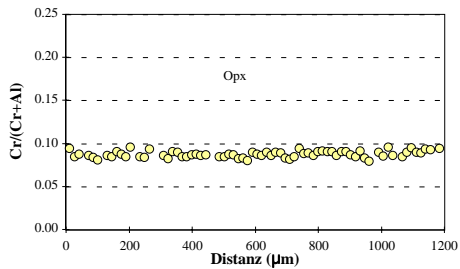
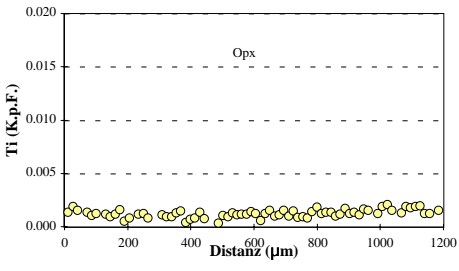
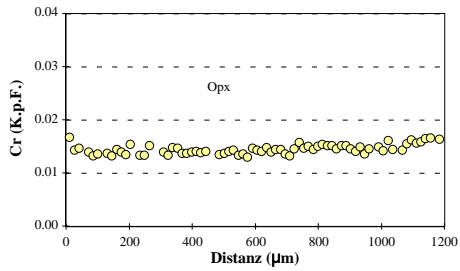
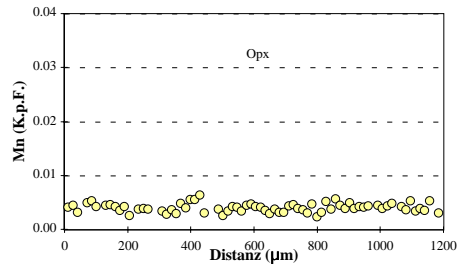
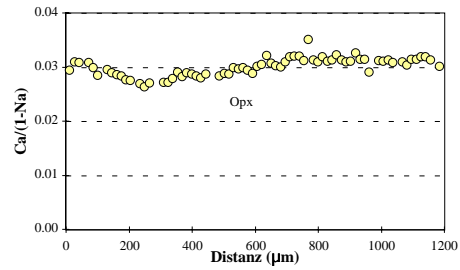
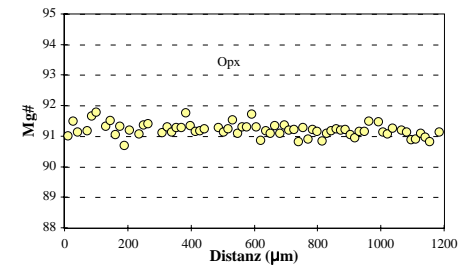
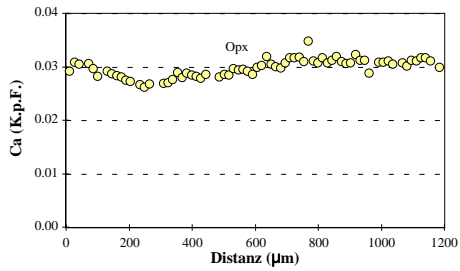
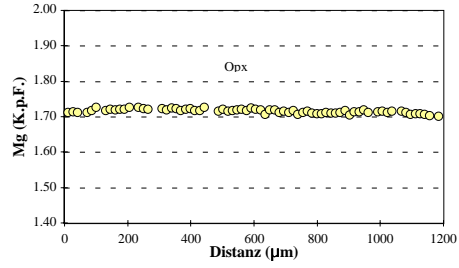
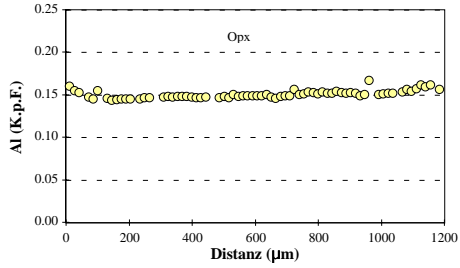
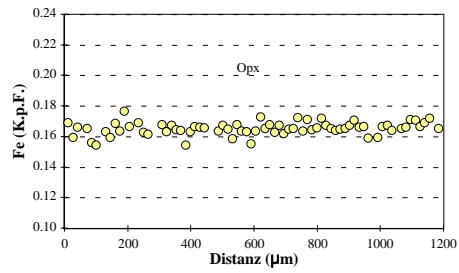
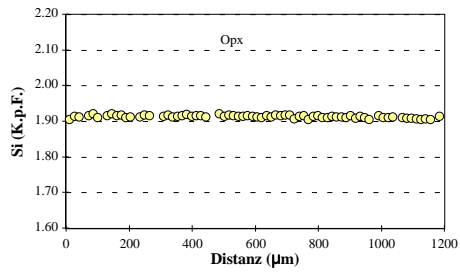
# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

## SA84-33: Cpx

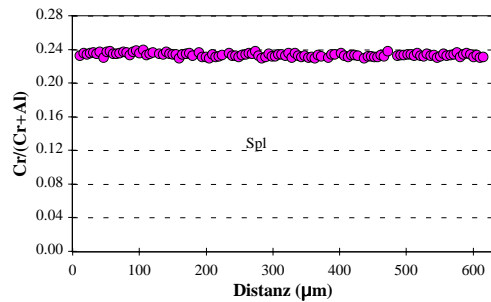
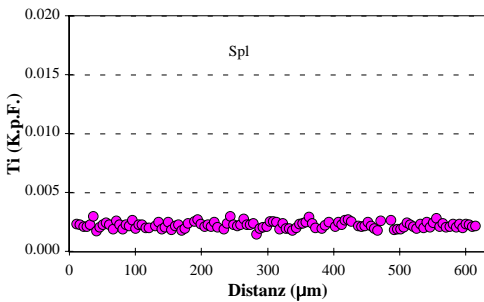
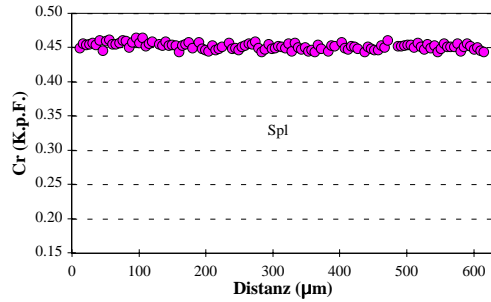
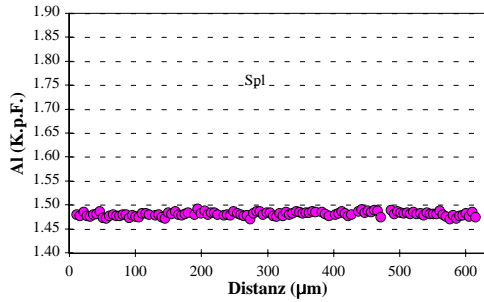
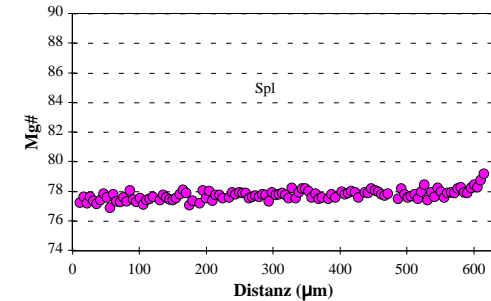
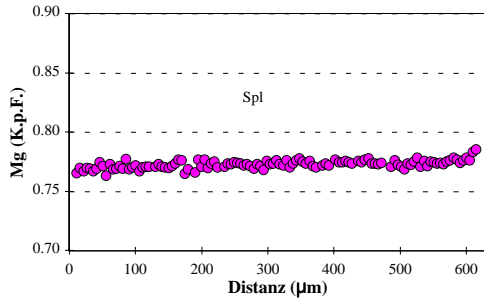
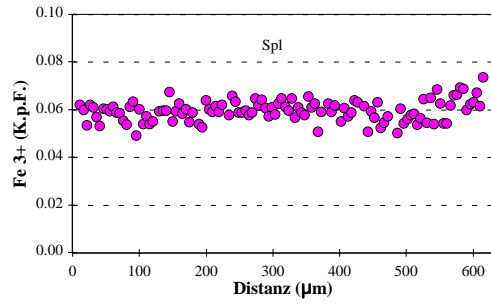
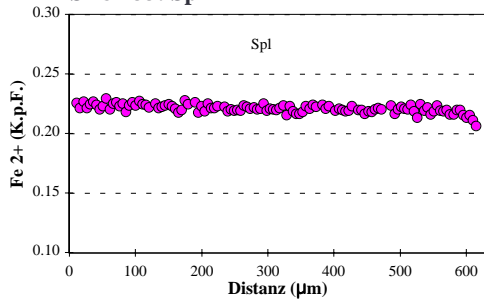


# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

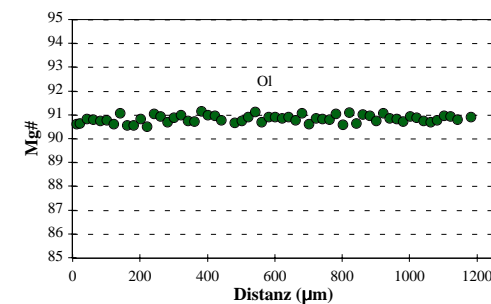
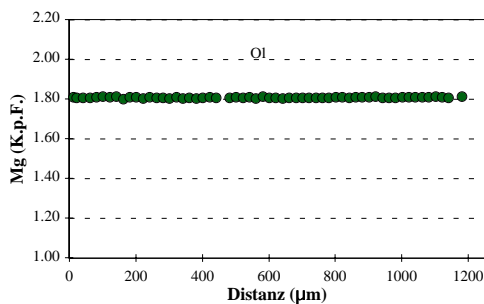
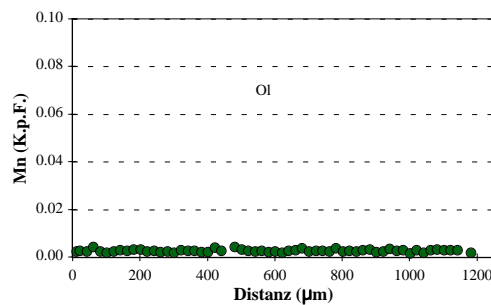
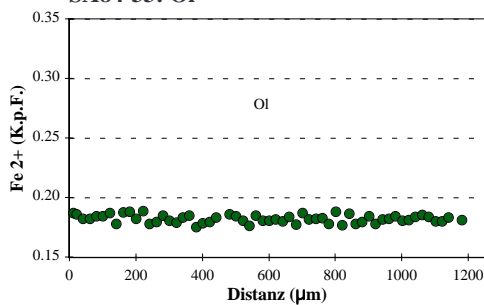
## SA84-33: Opx



Spl-Lherzolith (Gruppe 2)  
SA84-33: Spl



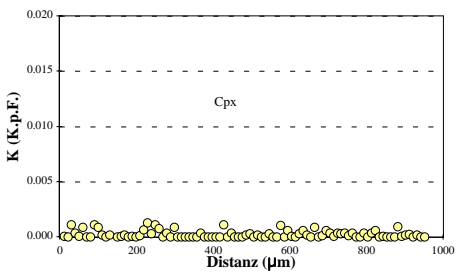
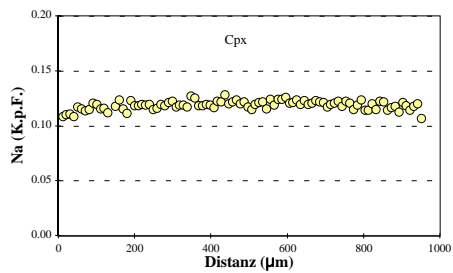
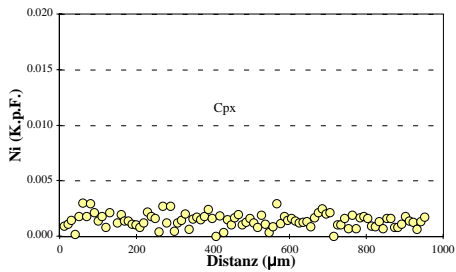
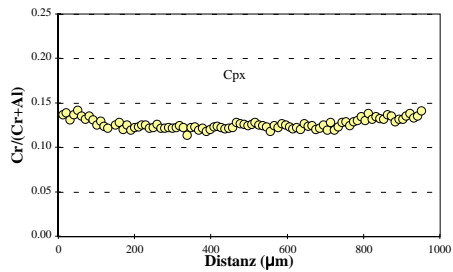
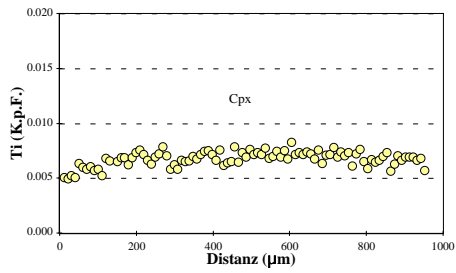
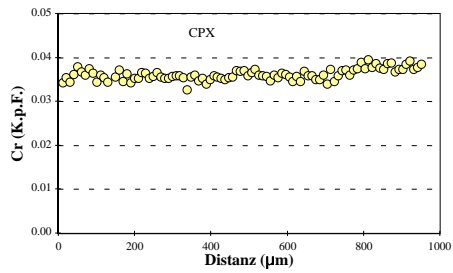
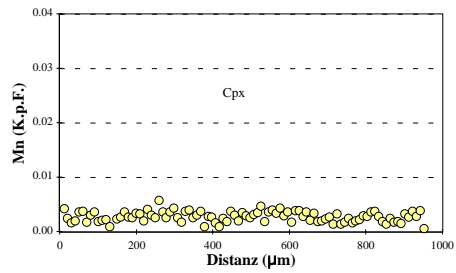
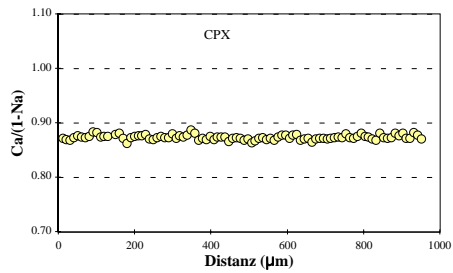
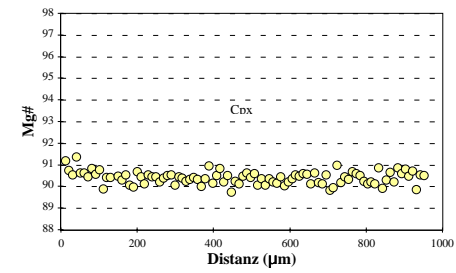
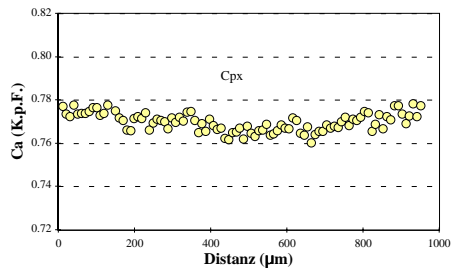
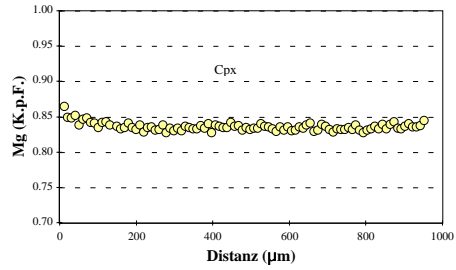
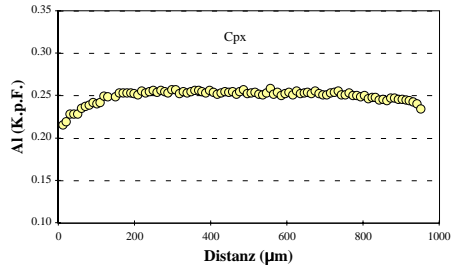
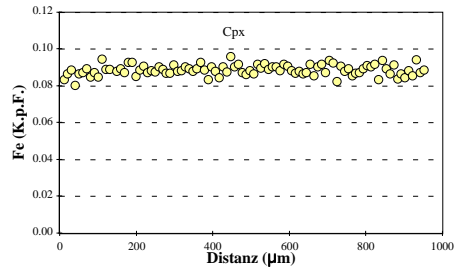
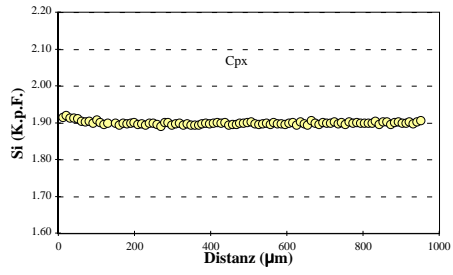
Spl-Lherzolith (Gruppe 2)  
SA84-33: Ol





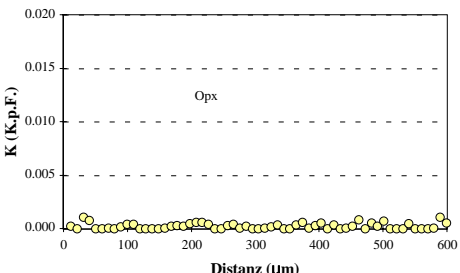
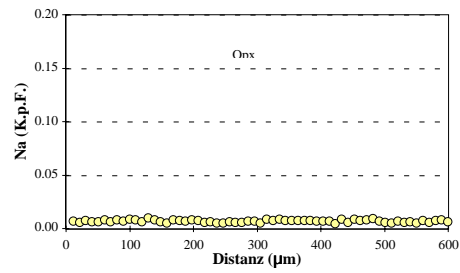
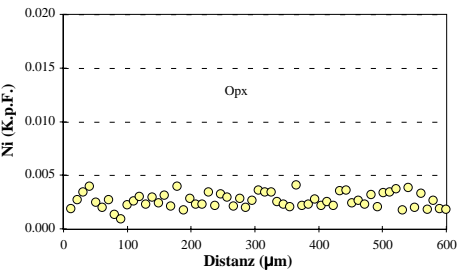
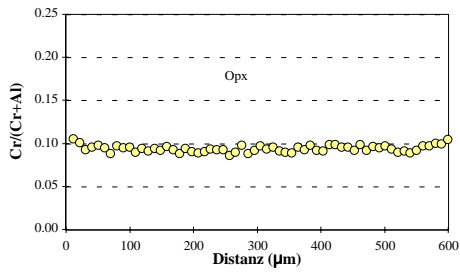
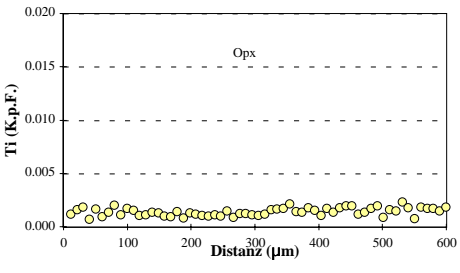
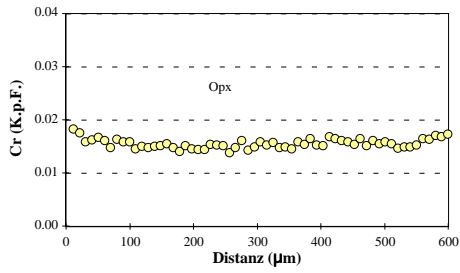
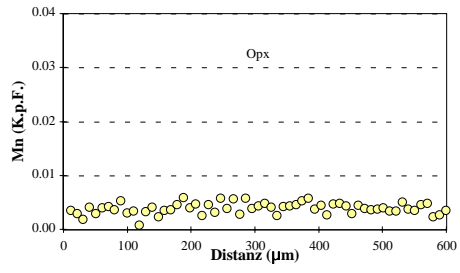
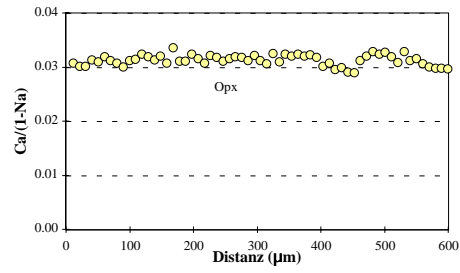
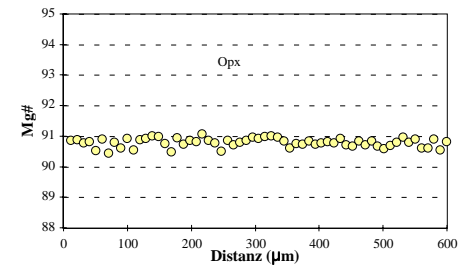
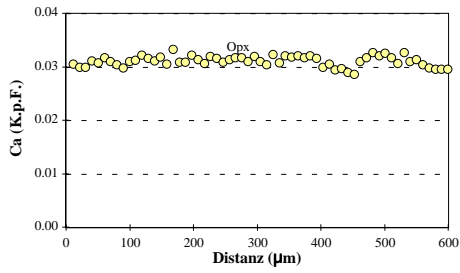
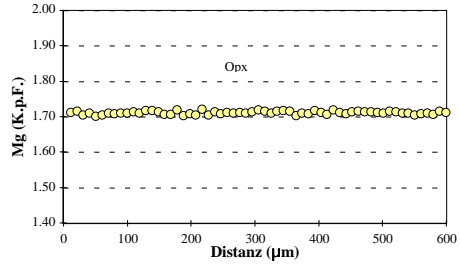
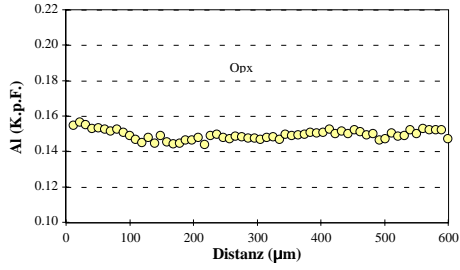
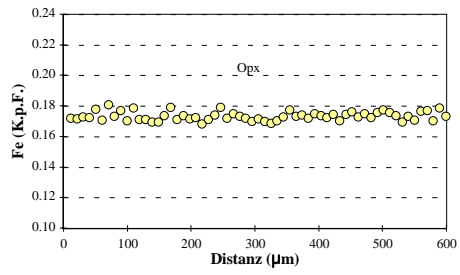
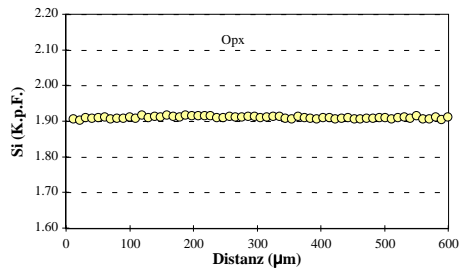
# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

## SA84-35: Cpx

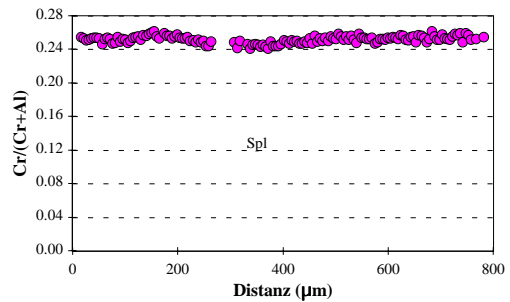
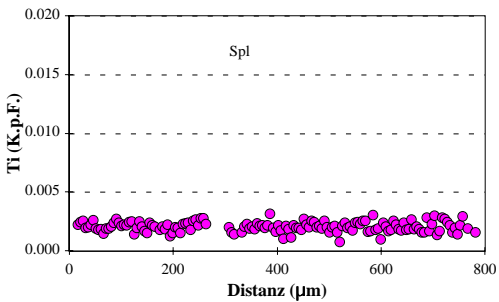
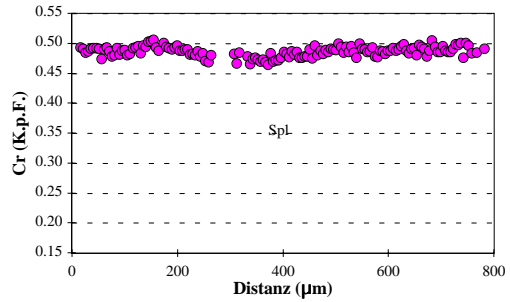
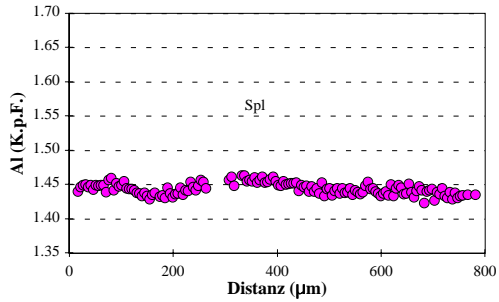
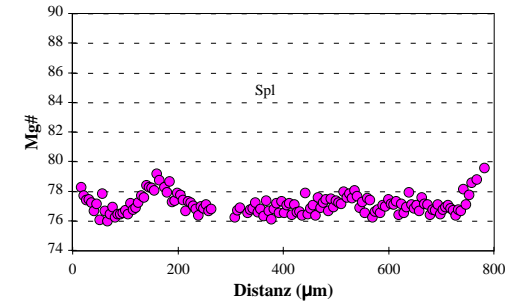
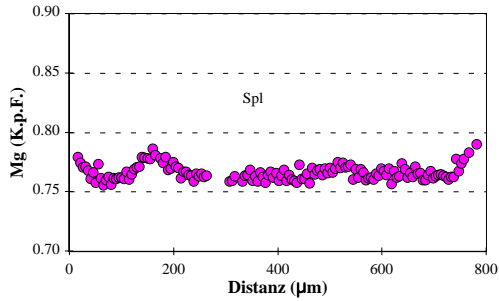
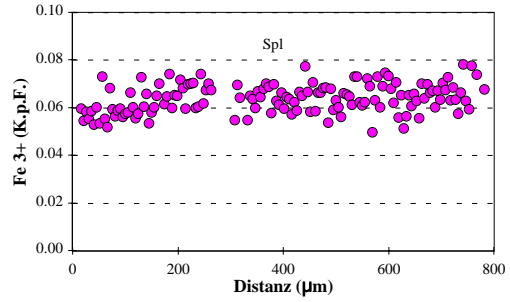
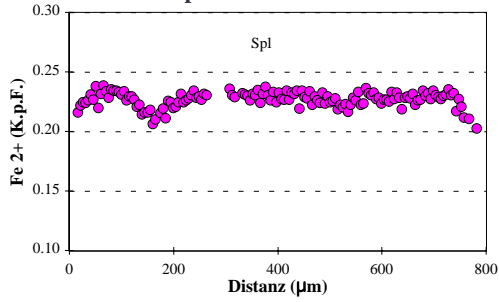


# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

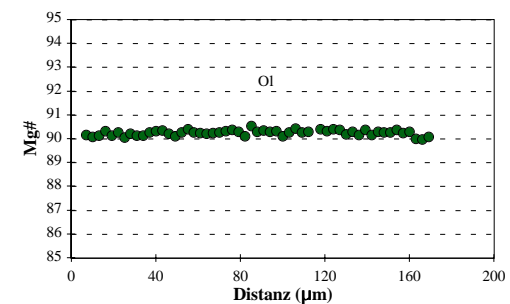
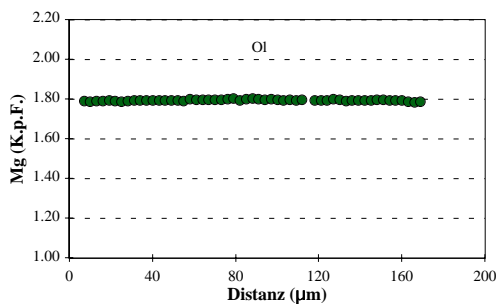
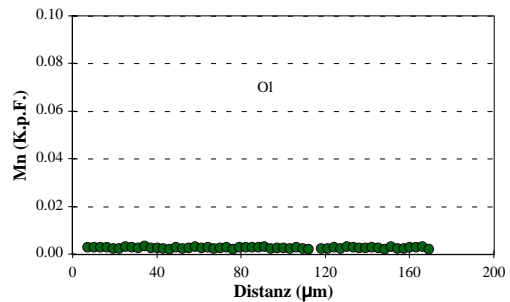
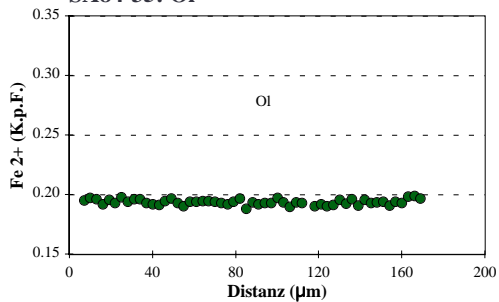
## SA84-35: Opx



Spl-Lherzolith (Gruppe 2)  
SA84-35: Spl



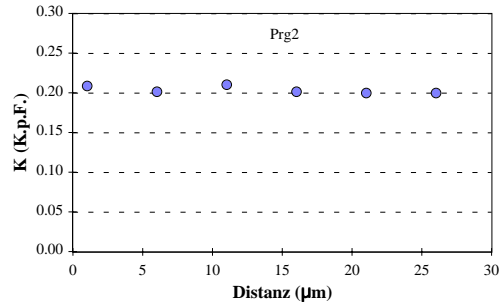
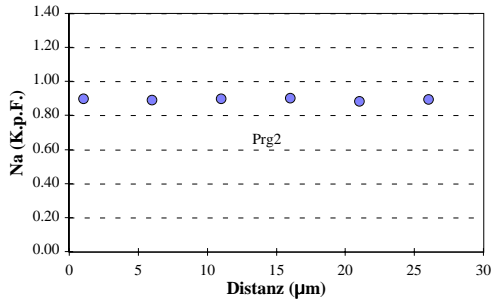
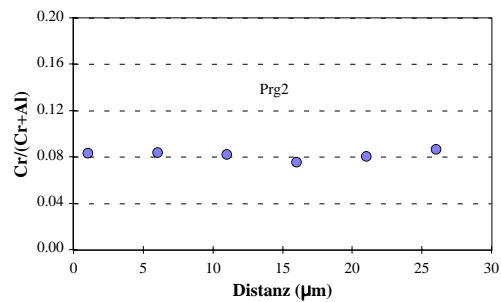
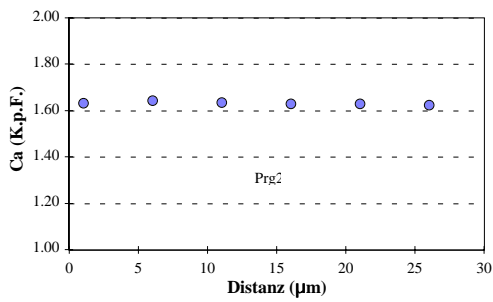
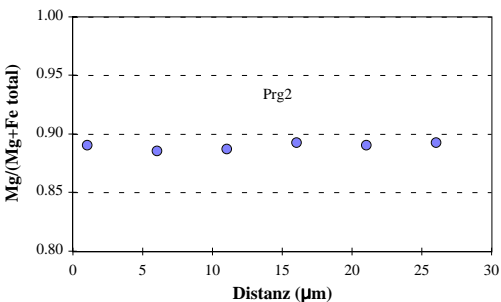
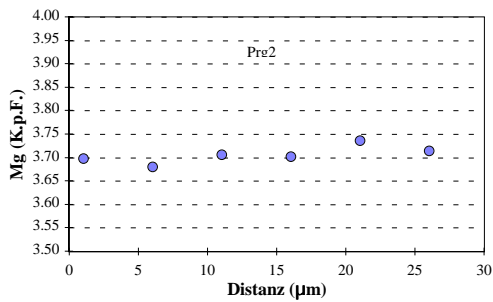
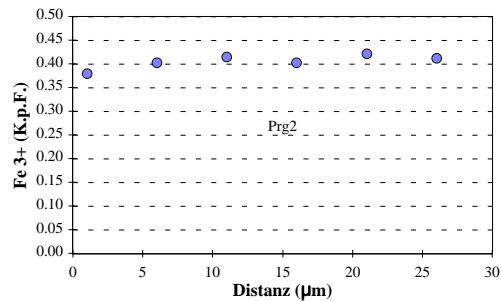
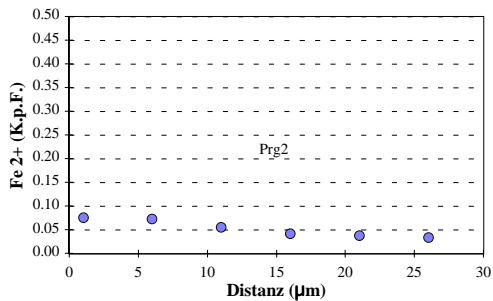
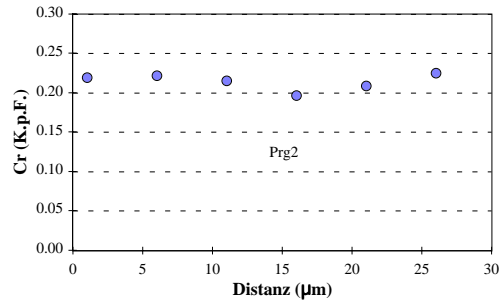
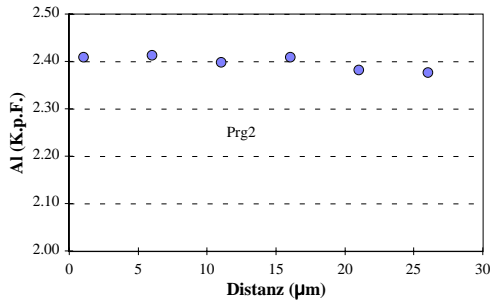
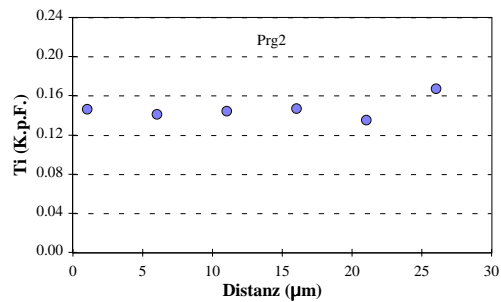
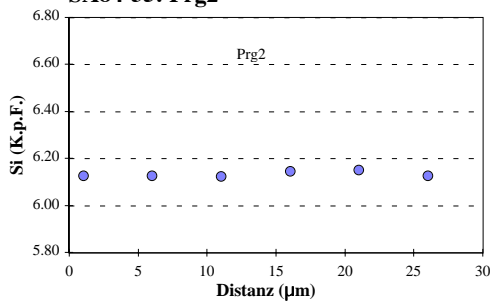
Spl-Lherzolith (Gruppe 2)  
SA84-35: OI





Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

SA84-35: Prg2





**Spl-Lherzololith (Gruppe 2)**  
**SA84-38**

Kommentar Mineral Position	Cpx		Cpx		Opx		Opx		homogenes Mineral Ol		homogenes Mineral Spl		Kontakt zu Cpx Glas		Kontakt zu Ol Glas		Kontakt zu Spl Glas	
	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Glas	Rand	Glas	Rand	Glas
SiO <sub>2</sub>	53.58	52.36	56.30	55.67	40.76	41.05	0.02	0.03	0.02	0.03	63.30	61.67	63.30	61.67	59.58			
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.27	0.05	0.09	0.00	0.01	0.03	0.05	0.03	0.05	0.86	0.99	0.86	0.99	1.11			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.16	5.04	2.55	3.46	0.00	0.01	50.30	50.06	50.30	50.06	22.92	21.53	22.92	21.53	22.14			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.88	1.02	0.31	0.40	0.00	0.00	17.99	18.39	17.99	18.39	0.31	0.32	0.31	0.32	0.02			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.86	1.51	1.86	1.51	2.39	2.98	2.39	2.98	3.02			
FeO	2.29	2.38	6.28	6.36	9.69	9.65	9.60	10.08	9.60	10.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
MnO	0.02	0.11	0.17	0.15	0.10	0.13	0.10	0.07	0.10	0.07	0.04	0.08	0.04	0.08	0.07			
NiO	0.05	0.06	0.12	0.07	0.53	0.53	0.32	0.35	0.32	0.35	0.00	0.01	0.00	0.01	0.05			
MgO	15.80	15.31	34.20	33.67	49.63	49.55	19.53	19.26	19.53	19.26	1.30	1.89	1.30	1.89	2.33			
CaO	22.20	21.31	0.45	0.47	0.04	0.03	0.00	0.00	0.04	0.03	5.54	6.94	5.54	6.94	7.40			
Na <sub>2</sub> O	1.14	1.46	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	4.03	4.12	4.03	4.12	4.55			
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.13	0.09	0.13	0.09	0.08			
H <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
<b>Summe</b>	<b>100.37</b>	<b>99.32</b>	<b>100.45</b>	<b>100.39</b>	<b>100.77</b>	<b>100.95</b>	<b>99.75</b>	<b>99.77</b>	<b>100.80</b>	<b>100.61</b>	<b>100.80</b>	<b>100.61</b>	<b>100.80</b>	<b>100.61</b>	<b>100.33</b>			
Si	1.933	1.910	1.936	1.916	0.993	0.997	0.001	0.001	0.001	0.001	2.762	2.726	2.762	2.726	2.658			
Ti	0.007	0.007	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.028	0.033	0.028	0.033	0.037			
Al	0.177	0.217	0.103	0.140	0.000	0.000	1.582	1.577	1.582	1.577	1.179	1.122	1.179	1.122	1.164			
Cr	0.025	0.029	0.008	0.011	0.000	0.000	0.379	0.389	0.379	0.389	0.011	0.011	0.011	0.011	0.001			
Fe <sub>3+</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.037	0.030	0.037	0.030	0.078	0.099	0.078	0.099	0.101			
Fe <sub>2+</sub>	0.069	0.073	0.181	0.183	0.197	0.196	0.214	0.225	0.197	0.225	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			
Mn	0.000	0.003	0.005	0.004	0.002	0.003	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.003	0.001	0.003	0.003			
Ni	0.001	0.002	0.003	0.002	0.010	0.010	0.007	0.007	0.010	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002			
Mg	0.850	0.833	1.753	1.728	1.802	1.795	0.777	0.768	1.802	1.795	0.084	0.124	0.084	0.124	0.155			
Ca	0.858	0.833	0.017	0.017	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.259	0.329	0.259	0.329	0.353			
Na	0.079	0.103	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.341	0.353	0.341	0.353	0.393			
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.005	0.007	0.005	0.004			
OH	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	0.000			
<b>Summe</b>	<b>3.999</b>	<b>4.011</b>	<b>4.008</b>	<b>4.008</b>	<b>3.007</b>	<b>3.003</b>	<b>3.000</b>	<b>3.000</b>	<b>4.750</b>	<b>4.805</b>	<b>4.750</b>	<b>4.805</b>	<b>4.750</b>	<b>4.805</b>	<b>4.871</b>			
XMg	0.925	0.920	0.907	0.904	0.901	0.901	0.784	0.773	0.901	0.901								
XCr	0.125	0.119	0.075	0.072			0.193	0.198										
XMg*	0.932	0.929	0.017	0.017							0.519	0.557	0.519	0.557	0.605			
Ca/(1-Na)																		

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)  
XCr = Cr/(Cr+Al)  
XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, die eine "2" hinter der Abkürzung haben, sind sekundär

Spl-Lherzolith (Gruppe 2)  
SA84-38

Profile Kapitel 7

Kommentar

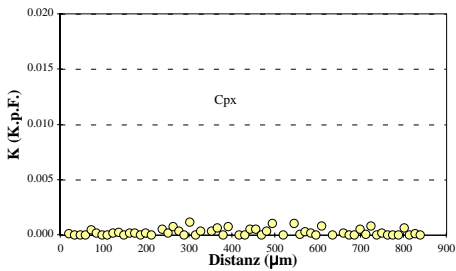
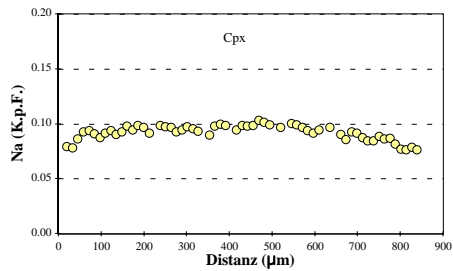
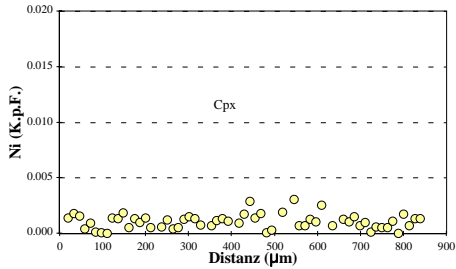
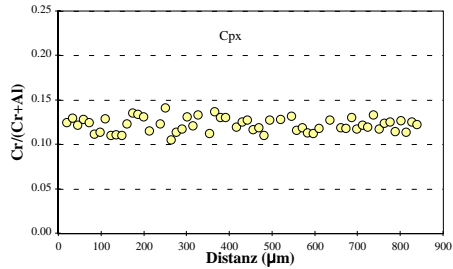
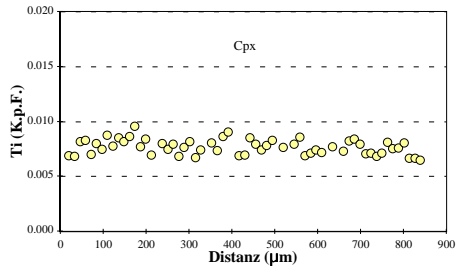
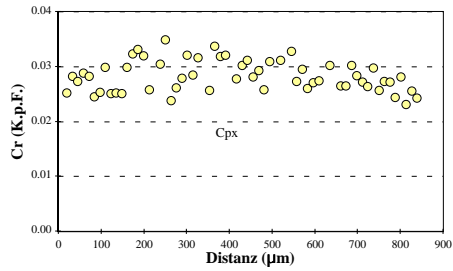
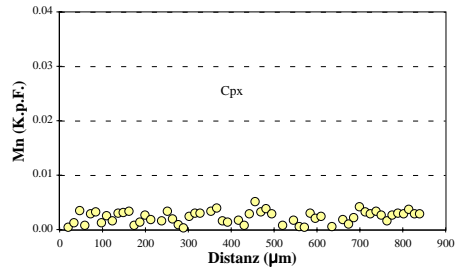
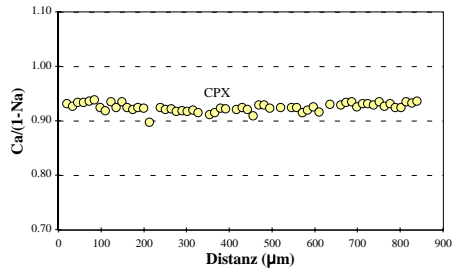
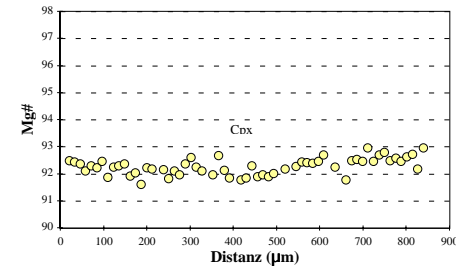
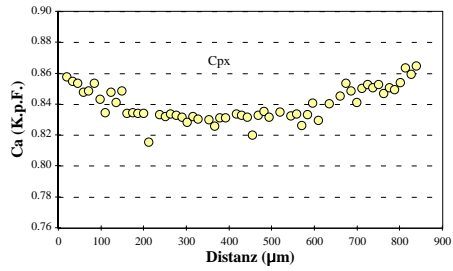
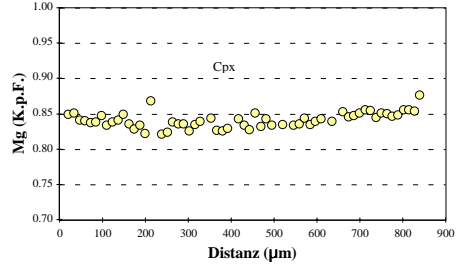
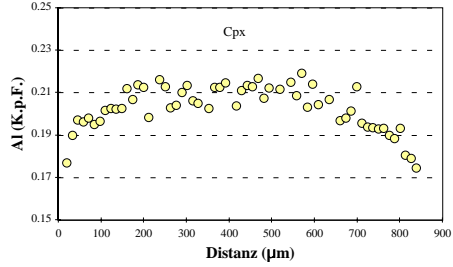
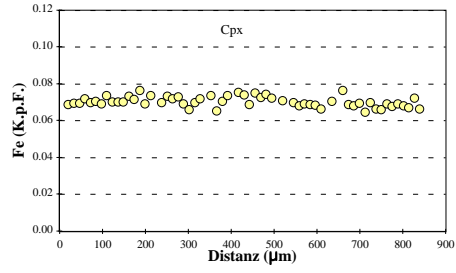
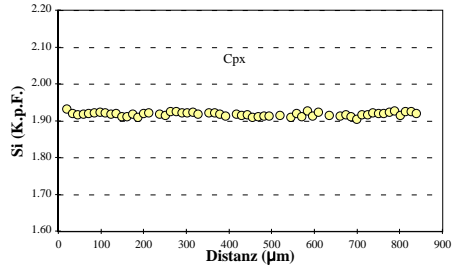
Mineral Position	Cpx-Korn1			Cpx-Korn2			Opx-Korn1			Opx-Korn2			Opx-Korn3			Ol-Korn1			Ol-Korn2		
	Cpx Rand	Cpx Kern	Cpx Kern	Cpx Rand	Cpx Kern	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Opx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Opx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Opx Kern	Ol Rand	Ol Kern	Ol Kern	Ol Rand	Ol Kern	Ol Kern
SiO2	52.91	52.85	52.68	53.28	52.68	52.68	56.09	55.81	55.81	56.59	56.16	56.01	55.74	55.74	40.60	40.31	40.31	40.64	41.06	41.06	41.06
TiO2	0.24	0.27	0.31	0.31	0.31	0.31	0.05	0.09	0.09	0.04	0.07	0.05	0.10	0.10	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Al2O3	4.21	4.45	4.98	4.63	4.98	4.98	3.01	3.01	3.01	2.80	3.06	2.91	3.41	3.41	0.02	0.04	0.04	0.00	0.01	0.01	0.01
Cr2O3	0.82	1.03	1.08	1.01	1.08	1.08	0.40	0.35	0.35	0.34	0.42	0.35	0.41	0.41	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.13	2.27	2.27	2.39	2.27	2.27	6.25	6.28	6.28	6.31	6.62	6.29	6.32	6.32	9.86	10.04	10.04	9.68	9.69	9.69	9.69
MnO	0.07	0.09	0.03	0.03	0.10	0.10	0.17	0.13	0.13	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.09	0.18	0.18	0.14	0.14	0.14	0.14
NiO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.10	0.10	0.07	0.11	0.11	0.10	0.09	0.07	0.10	0.10	0.45	0.40	0.40	0.50	0.50	0.50	0.50
MgO	16.03	15.58	15.65	15.65	15.26	15.26	34.11	34.16	34.16	34.18	33.62	33.63	33.51	33.51	49.32	48.87	48.87	49.56	49.60	49.60	49.60
CaO	22.19	22.20	21.97	21.97	21.33	21.33	0.38	0.37	0.37	0.41	0.43	0.38	0.47	0.47	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
Na2O	1.03	1.15	1.33	1.33	1.39	1.39	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.05	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.66	99.91	99.51	100.60	99.51	99.51	100.58	100.35	100.35	100.98	100.63	99.90	100.24	100.24	100.37	99.89	99.89	100.56	101.09	101.09	101.09
Li (µg/g)	0.735	1.191	1.408	0.800	1.408	1.408	0.755	0.904	0.904	0.870	0.889	0.870	0.879	0.879	1.238	1.658	1.658	1.574	1.614	1.614	1.614
Be (µg/g)	0.040	0.044	0.039	0.048	0.039	0.039	0.013	0.012	0.012	0.014	0.020	0.014	0.016	0.016	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001
B (µg/g)	0.136	0.151	0.123	0.121	0.123	0.123	0.081	0.065	0.065	0.065	0.057	0.065	0.066	0.066	0.040	0.058	0.058	0.049	0.059	0.059	0.059
XMg	0.931	0.924	0.923	0.921	0.923	0.923	0.907	0.907	0.907	0.906	0.901	0.905	0.904	0.904	0.899	0.897	0.897	0.901	0.901	0.901	0.901
XCr	0.115	0.134	0.127	0.128	0.127	0.127	0.081	0.072	0.072	0.075	0.084	0.075	0.074	0.074	0.075	0.074	0.074	0.075	0.075	0.075	0.075
Ca/(1-Na)	0.931	0.939	0.922	0.934	0.922	0.922	0.014	0.014	0.014	0.015	0.016	0.014	0.017	0.017	0.016	0.017	0.016	0.017	0.017	0.017	0.017

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

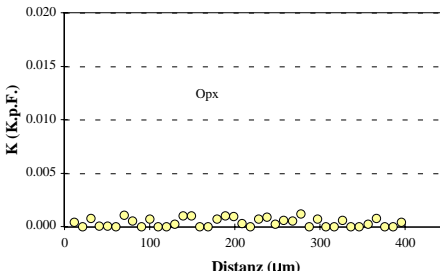
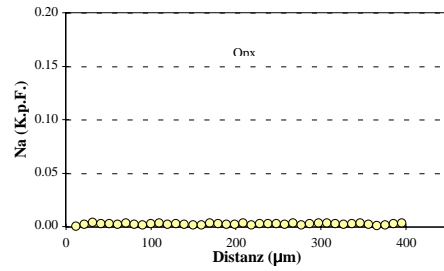
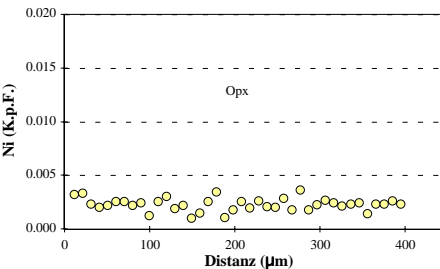
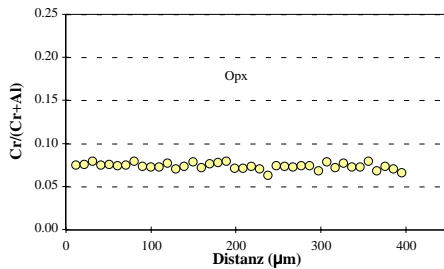
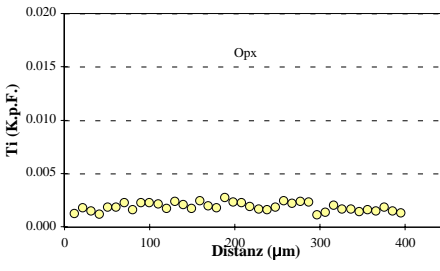
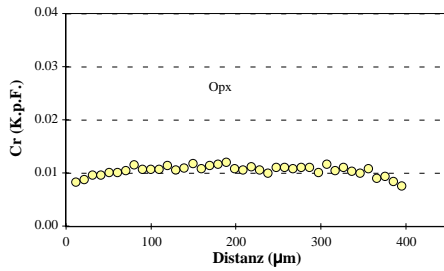
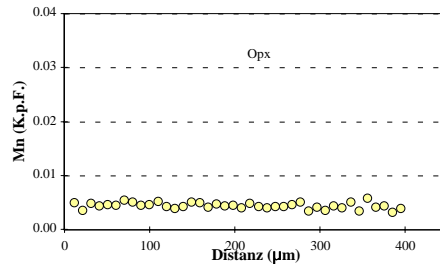
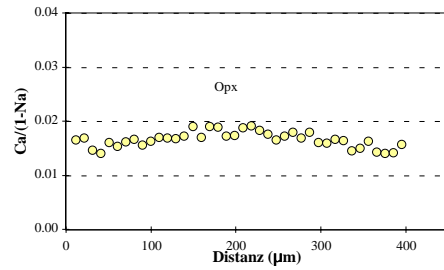
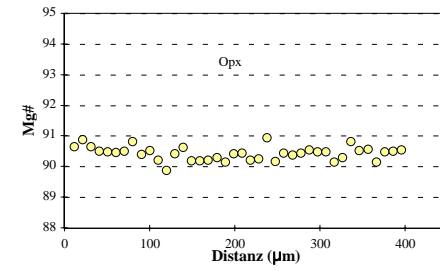
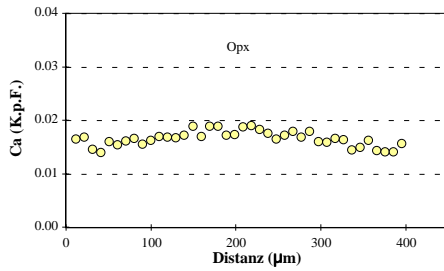
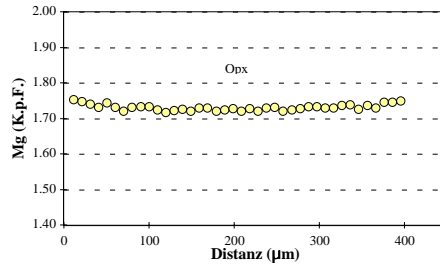
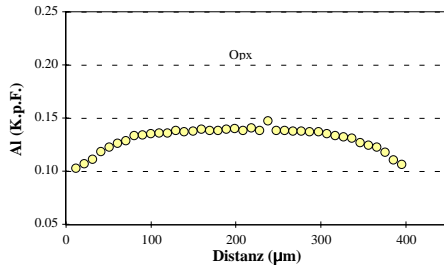
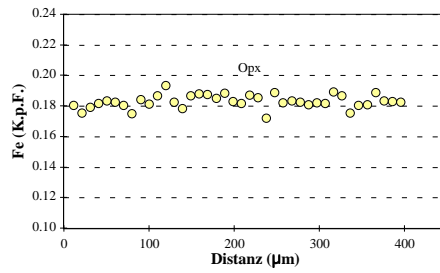
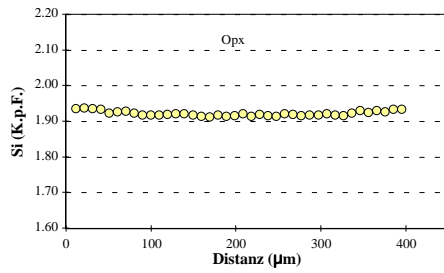
# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

## SA84-38: Cpx

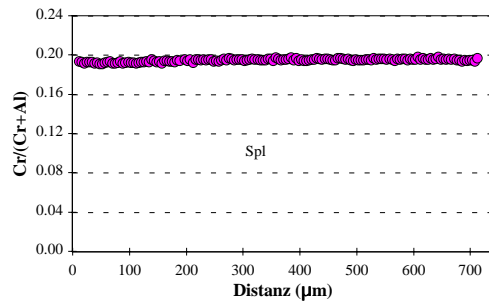
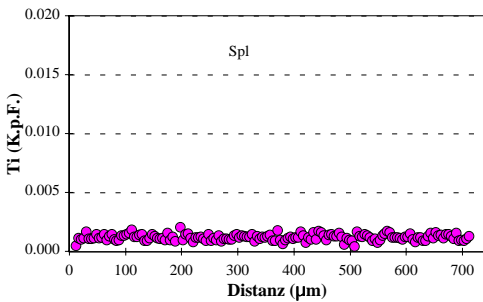
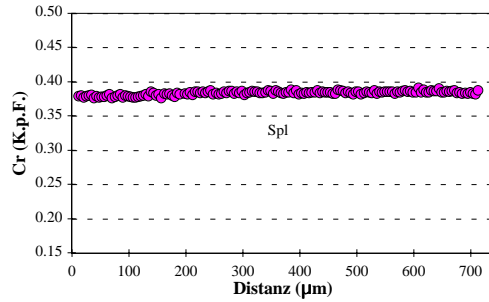
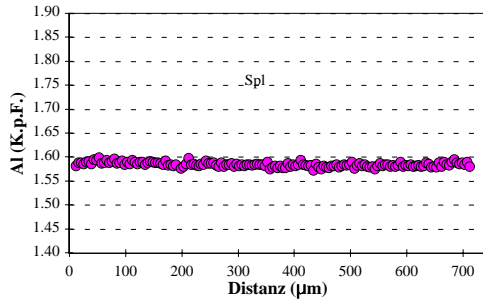
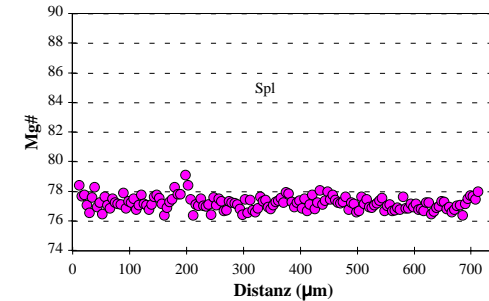
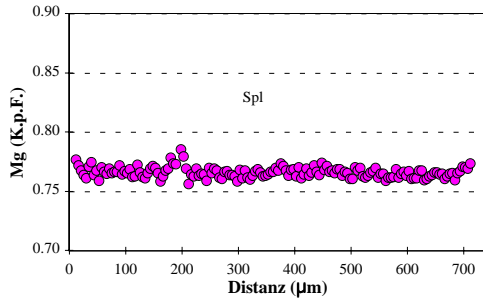
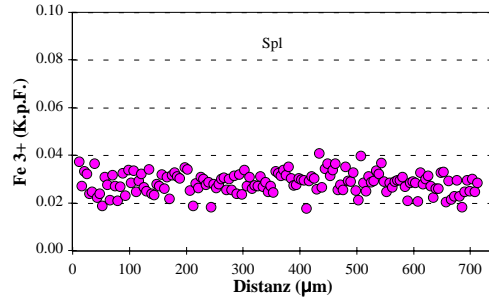
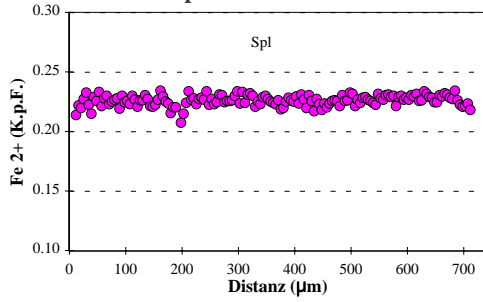


# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

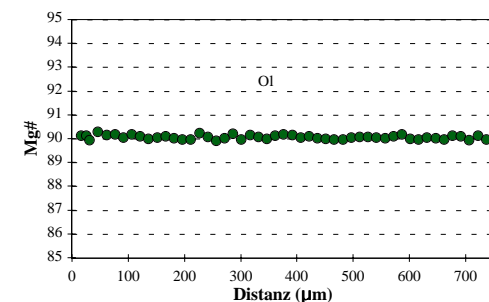
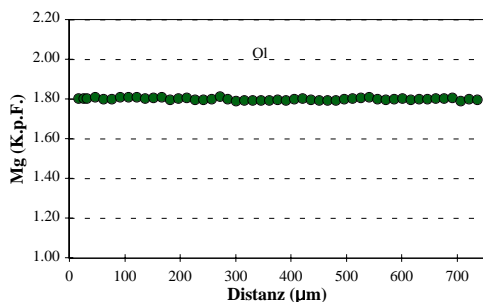
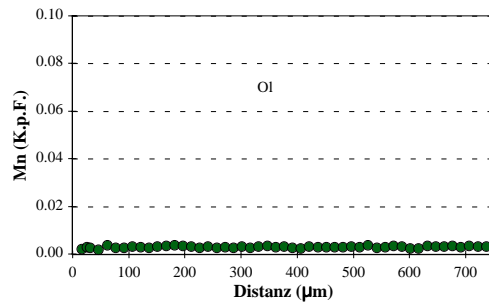
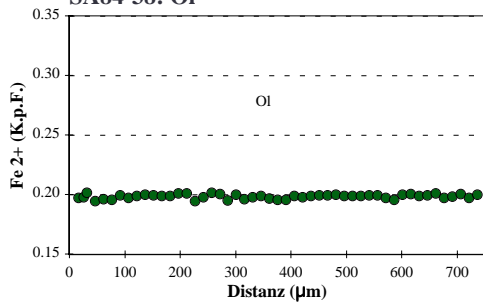
## SA84-38: Opx



Spl-Lherzolith (Gruppe 2)  
SA84-38: Spl



Spl-Lherzolith (Gruppe 2)  
SA84-38: OI







**Spl-Lherzololith (Gruppe 2)**  
**SA84-39**

Kommentar Mineral Position	Cpx		Cpx		Opx		Opx		Ol		Ol		Spl		Spl		Kontakt zu Ol		Kontakt zu Cpx		Kontakt zu Spl		O12	Cpx2
	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Glas	Glas	Glas	Glas	Glas	Glas	Glas	Glas		
SiO2	52.83	52.60	55.53	55.47	41.38	40.94	0.06	0.04	62.72	64.52	59.92	41.04	52.13											
TiO2	0.14	0.14	0.04	0.03	0.01	0.01	0.13	0.06	0.77	.64	.89	0.00	0.59											
Al2O3	4.98	5.25	3.60	3.12	0.02	0.02	47.07	47.35	21.47	22.23	21.87	0.03	3.91											
Cr2O3	1.04	0.94	0.44	0.41	0.00	0.02	20.77	20.15	0.03	.04	.16	0.03	0.85											
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.96	2.56	2.43	2.36	3.08	0.00	0.00											
FeO	2.68	2.79	5.85	5.97	8.30	9.52	8.69	10.02	0.00	.00	.00	7.86	2.68											
MnO	0.11	0.06	0.16	0.16	0.12	0.19	0.05	0.05	0.02	.08	.08	0.11	0.07											
NiO	0.09	0.02	0.09	0.12	0.34	0.41	0.27	0.30	0.04	.00	.00	0.35	0.03											
MgO	15.98	15.98	33.36	33.43	50.41	49.95	19.99	19.00	1.72	1.38	2.38	51.03	17.74											
CaO	20.49	20.48	0.78	0.78	0.08	0.06	0.03	0.00	6.04	4.75	6.28	0.13	20.95											
Na2O	1.36	1.33	0.10	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	3.10	3.55	5.91	0.01	0.51											
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.59	.66	.49	0.01	0.00											
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.00	.00	0.00	0.00											
<b>Summe</b>	<b>99.71</b>	<b>99.59</b>	<b>99.95</b>	<b>99.56</b>	<b>100.67</b>	<b>101.13</b>	<b>100.03</b>	<b>99.53</b>	<b>99.16</b>	<b>100.20</b>	<b>101.26</b>	<b>100.61</b>	<b>99.45</b>											
Si	1.916	1.910	1.917	1.924	1.001	0.993	0.002	0.001	2.789	2.819	2.664	0.993	1.898											
Ti	0.004	0.004	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.001	0.026	0.021	0.030	0.000	0.016											
Al	0.213	0.225	0.147	0.127	0.000	0.000	1.491	1.512	1.125	1.145	1.146	0.001	0.168											
Cr	0.030	0.027	0.012	0.011	0.000	0.000	0.441	0.432	0.001	0.002	0.006	0.001	0.025											
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.060	0.052	0.000	0.077	0.103	0.000	0.000											
Fe2+	0.081	0.085	0.169	0.173	0.168	0.193	0.195	0.227	0.000	0.000	0.000	0.159	0.081											
Mn	0.003	0.002	0.005	0.005	0.002	0.004	0.001	0.001	0.001	0.003	0.003	0.002	0.002											
Ni	0.003	0.001	0.003	0.003	0.007	0.008	0.006	0.006	0.001	0.000	0.000	0.007	0.001											
Mg	0.864	0.865	1.717	1.729	1.818	1.806	0.801	0.767	0.114	0.090	0.158	1.840	0.963											
Ca	0.796	0.797	0.029	0.029	0.002	0.002	0.001	0.000	0.288	0.222	0.299	0.003	0.817											
Na	0.096	0.093	0.007	0.005	0.000	0.001	0.000	0.000	0.268	0.301	0.509	0.000	0.036											
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.037	0.028	0.000	0.000											
OH	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											
<b>Summe</b>	<b>4.007</b>	<b>4.008</b>	<b>4.006</b>	<b>4.008</b>	<b>2.999</b>	<b>3.007</b>	<b>3.000</b>	<b>3.000</b>	<b>4.727</b>	<b>4.717</b>	<b>4.944</b>	<b>3.007</b>	<b>4.007</b>											
<b>XMg</b>	0.914	0.911	0.910	0.909	0.915	0.903	0.804	0.772	0.583	0.537	0.605	0.920	0.922											
<b>XCr</b>	0.123	0.107	0.076	0.081	0.028	0.022	0.228	0.222					0.128											
<b>XMg*</b>	0.880	0.879	0.029	0.029																				
<b>Ca/(1-Na)</b>																								

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

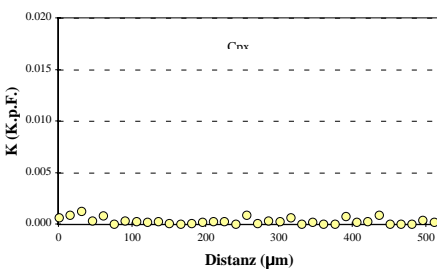
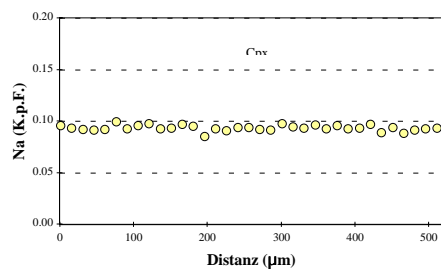
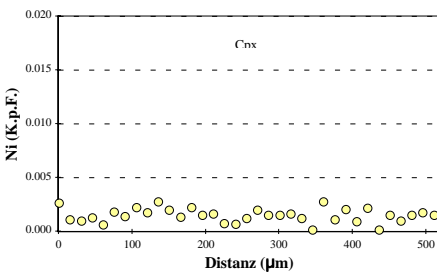
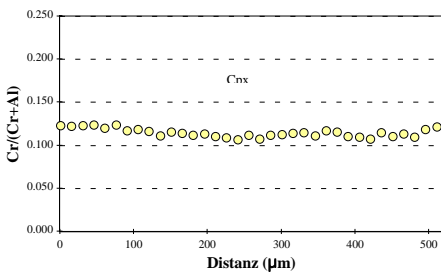
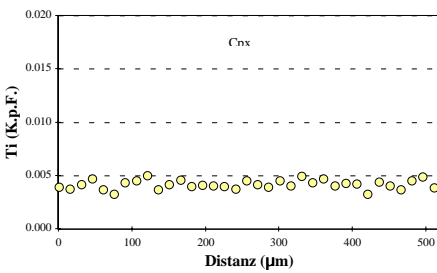
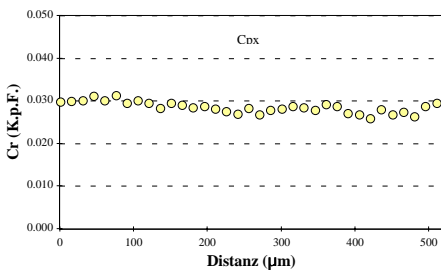
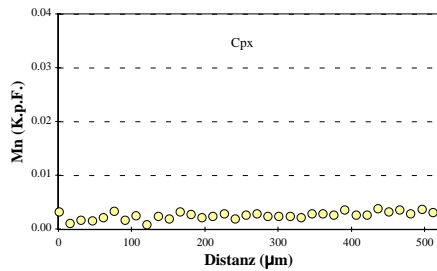
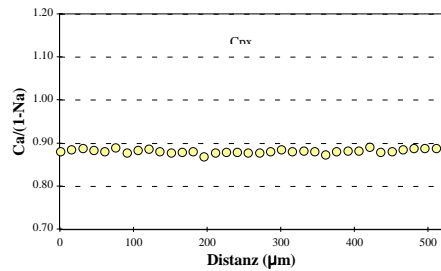
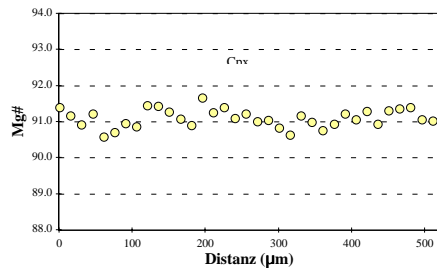
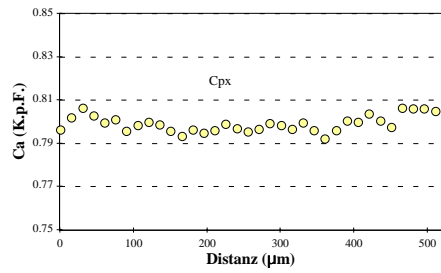
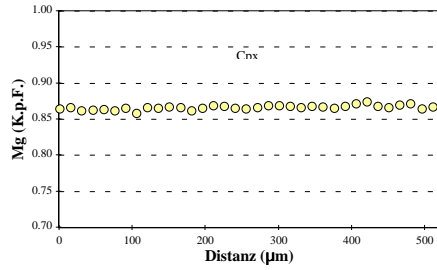
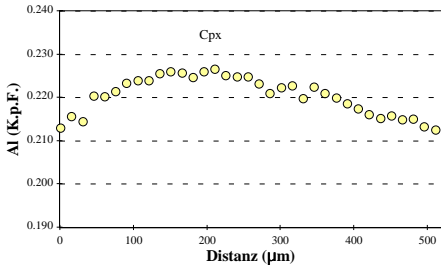
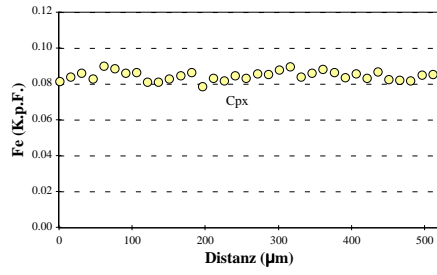
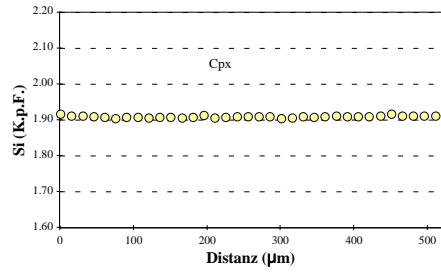
XCr = Cr/(Cr+Al)

XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

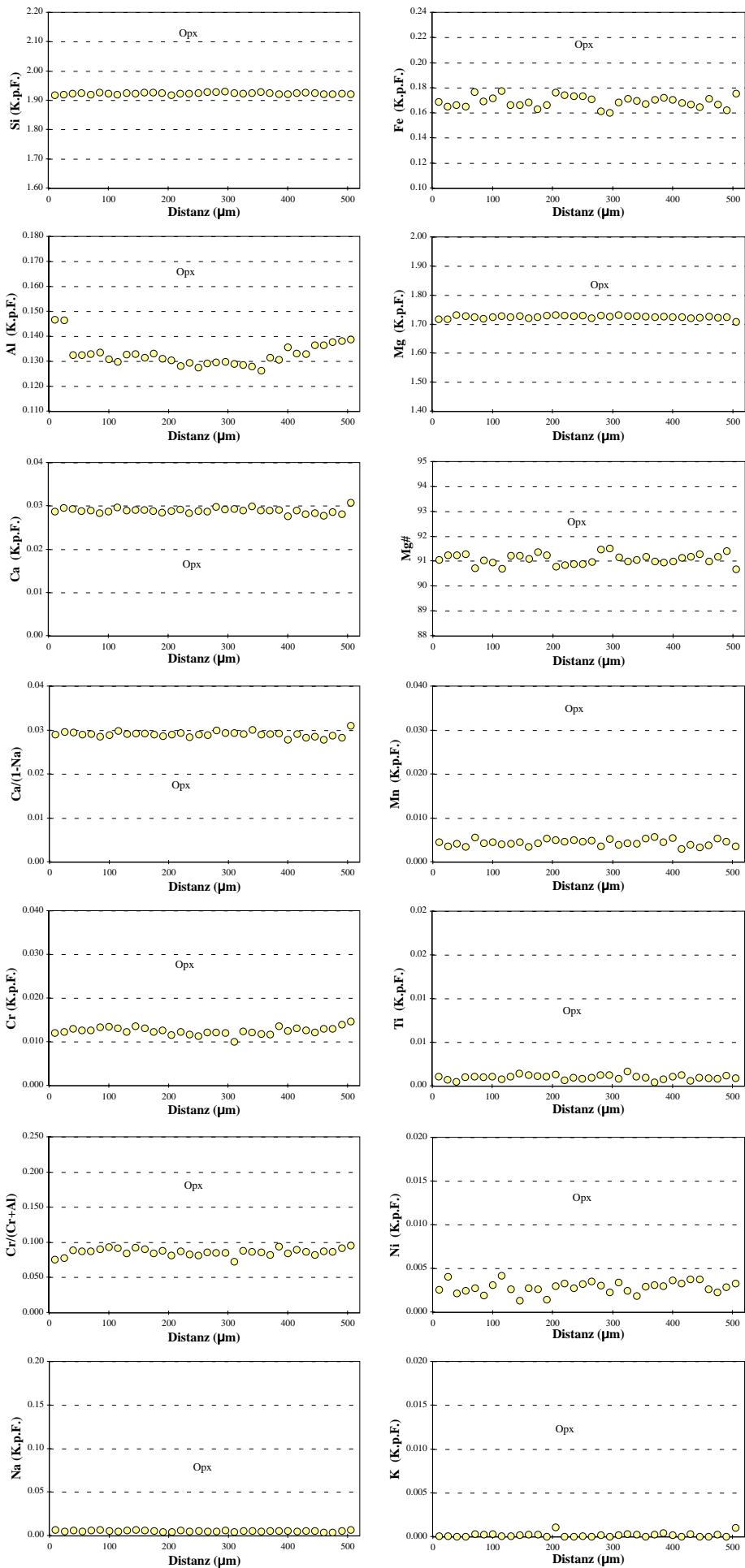
# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

## SA84-39: Cpx

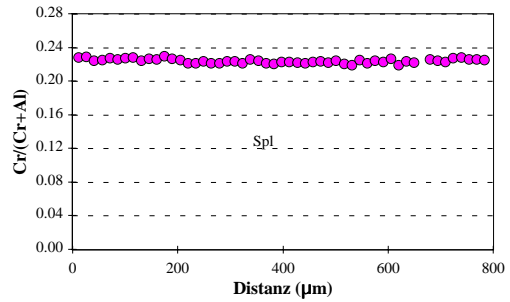
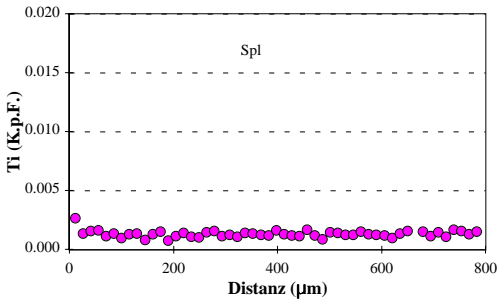
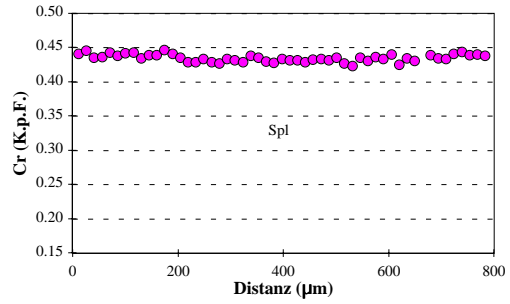
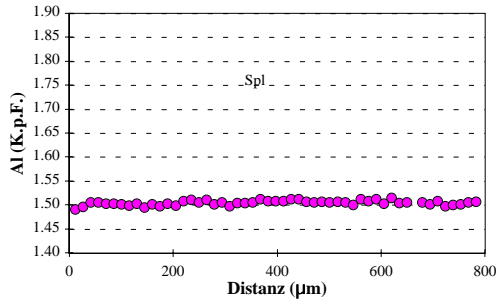
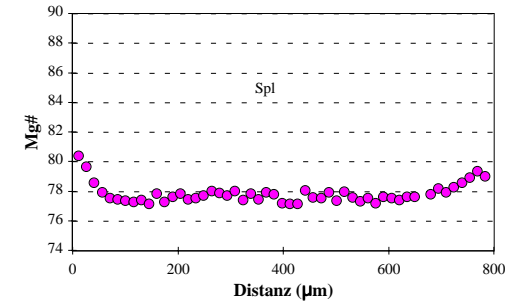
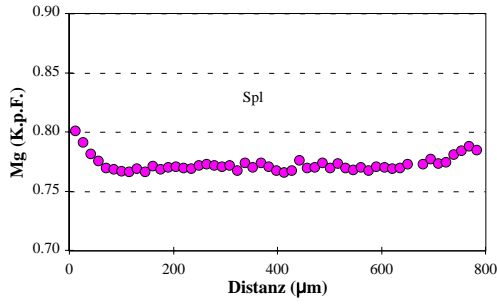
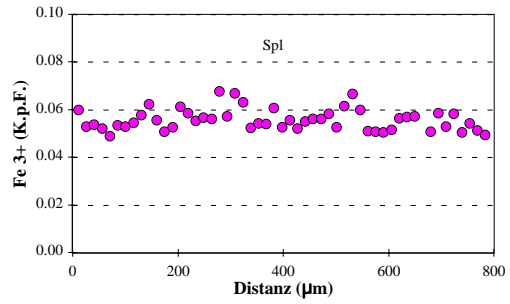
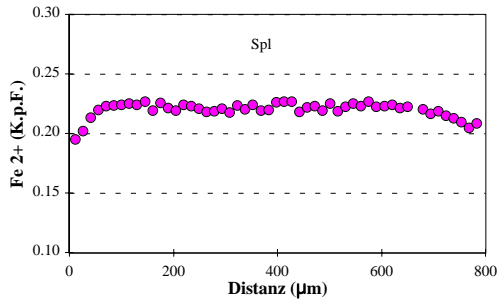


# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

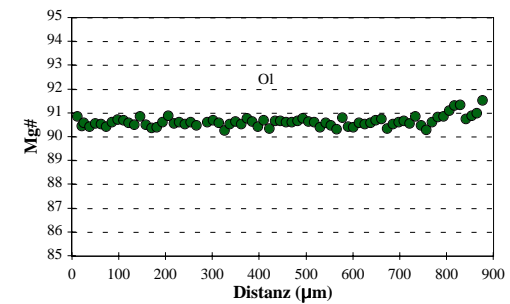
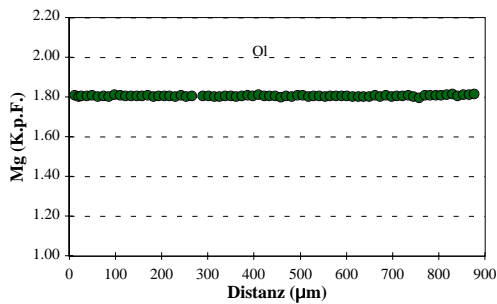
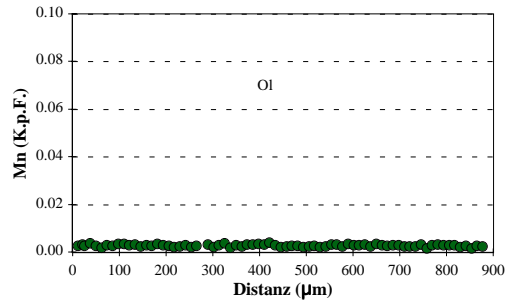
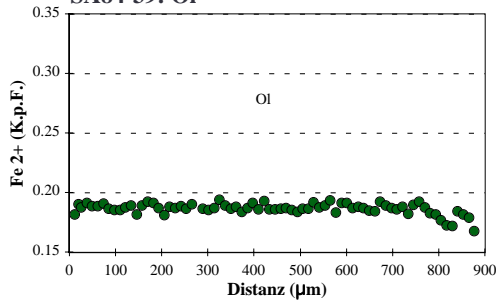
## SA84-39: Opx



Spl-Lherzolith (Gruppe 2)  
SA84-39: Spl



Spl-Lherzolith (Gruppe 2)  
SA84-39: OI



**Spl-Lherzololith (Gruppe 2)**  
**SA84-48**

Kommentar Mineral Position	homogenes Mineral Cpx		homogenes Mineral Opx		homogenes Mineral Ol		Spl		Prg		Prg2		Glas		Oil2		Cpx2	
	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern
SiO2	52.05	53.47	55.65	55.60	41.18	41.28	0.15	0.10	44.16	43.80	42.56	43.98	59.53	40.99	51.47			
TiO2	0.41	0.10	0.05	0.06	0.00	0.00	0.33	0.38	0.72	0.77	2.11	0.83	0.67	0.01	0.56			
Al2O3	3.99	4.34	3.92	3.76	0.02	0.02	42.39	42.53	13.04	13.22	13.91	13.05	25.36	0.02	5.37			
Cr2O3	1.17	1.33	0.46	0.49	0.02	0.00	22.80	23.64	2.19	2.23	1.06	2.16	0.05	0.05	1.57			
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.43	3.82	2.47	2.56	1.42	2.46	3.39	0.00	0.00			
FeO	3.13	3.20	5.64	5.52	8.44	8.97	11.07	9.53	2.25	2.33	2.68	2.24	3.00	8.28	2.73			
MnO	0.05	0.11	0.18	0.15	0.13	0.16	0.13	0.06	0.05	0.11	0.03	0.10	0.06	0.11	0.08			
NiO	0.10	0.09	0.04	0.12	0.36	0.37	0.21	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.32	0.01			
MgO	15.79	16.02	33.33	33.44	50.58	50.42	17.87	18.96	17.88	17.47	17.50	17.80	0.96	50.21	16.12			
CaO	22.46	19.46	0.74	0.79	0.10	0.06	0.04	0.01	10.24	10.28	11.62	10.14	3.23	0.17	21.04			
Na2O	0.84	1.75	0.12	0.09	0.00	0.00	0.05	0.02	3.45	3.49	2.94	3.61	4.60	0.00	1.13			
K2O	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	1.06	1.14	1.12	1.03	3.44	0.00	0.00			
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.12	2.11	2.10	2.12	0.00	0.00	0.00			
<b>Summe</b>	<b>100.00</b>	<b>99.85</b>	<b>100.14</b>	<b>100.01</b>	<b>100.84</b>	<b>101.28</b>	<b>99.49</b>	<b>99.31</b>	<b>99.62</b>	<b>99.50</b>	<b>99.04</b>	<b>99.51</b>	<b>101.28</b>	<b>100.16</b>	<b>100.07</b>			
Si	1.900	1.937	1.915	1.916	0.996	0.996	0.004	0.003	6.293	6.263	6.115	6.278	2.640	0.997	1.870			
Ti	0.011	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000	0.007	0.008	0.077	0.082	0.228	0.089	0.022	0.000	0.015			
Al	0.172	0.185	0.159	0.153	0.001	0.001	1.387	1.384	2.189	2.228	2.355	2.195	1.325	0.001	0.230			
Cr	0.034	0.038	0.013	0.013	0.000	0.000	0.501	0.516	0.247	0.252	0.120	0.243	0.002	0.001	0.045			
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.093	0.079	0.265	0.265	0.154	0.264	0.113	0.000	0.000			
Fe2+	0.096	0.097	0.162	0.159	0.171	0.181	0.257	0.220	0.268	0.279	0.322	0.267	0.000	0.168	0.083			
Mn	0.002	0.003	0.005	0.004	0.003	0.003	0.003	0.001	0.005	0.013	0.004	0.012	0.002	0.002	0.002			
Ni	0.003	0.002	0.003	0.003	0.007	0.007	0.005	0.006	0.000	0.000	0	0	0.000	0.006	0.000			
Mg	0.859	0.865	1.710	1.717	1.824	1.814	0.739	0.781	3.799	3.724	3.748	3.788	0.063	1.821	0.873			
Ca	0.879	0.755	0.027	0.029	0.003	0.002	0.001	0.000	1.563	1.574	1.788	1.550	0.154	0.004	0.819			
Na	0.060	0.123	0.008	0.006	0.000	0.000	0.000	0.001	0.954	0.969	0.818	1.000	0.395	0.000	0.079			
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.193	0.207	0.205	0.188	0.195	0.000	0.000			
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000	2.000	2.000	2.000	0.000	0.000	0.000			
<b>Summe</b>	<b>4.015</b>	<b>4.010</b>	<b>4.002</b>	<b>4.003</b>	<b>3.005</b>	<b>3.001</b>	<b>3.000</b>	<b>3.000</b>	<b>15.853</b>	<b>15.865</b>	<b>15.855</b>	<b>15.875</b>	<b>4.912</b>	<b>3.002</b>	<b>4.017</b>			
<b>XMg</b>	<b>0.900</b>	<b>0.899</b>	<b>0.913</b>	<b>0.915</b>	<b>0.914</b>	<b>0.909</b>	<b>0.742</b>	<b>0.780</b>	<b>0.101</b>	<b>0.102</b>	<b>0.049</b>	<b>0.100</b>	<b>0.359</b>	<b>0.915</b>	<b>0.913</b>			
<b>XCr</b>	<b>0.164</b>	<b>0.170</b>	<b>0.073</b>	<b>0.081</b>			<b>0.265</b>	<b>0.272</b>	<b>0.877</b>	<b>0.871</b>	<b>0.887</b>	<b>0.877</b>		<b>0.593</b>	<b>0.164</b>			
<b>XMg*</b>	<b>0.935</b>	<b>0.861</b>	<b>0.028</b>	<b>0.029</b>														

XMg = Mg/(Mg+Fe2+)

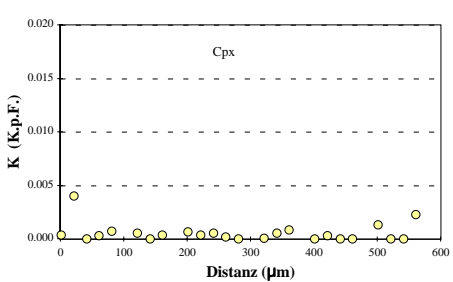
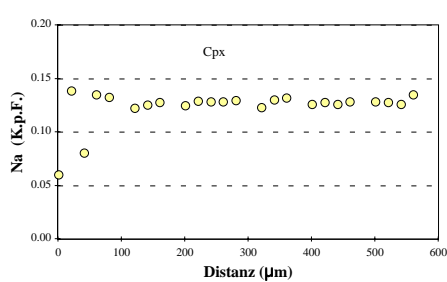
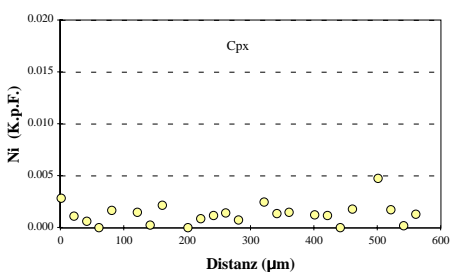
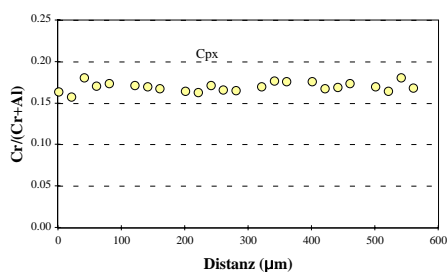
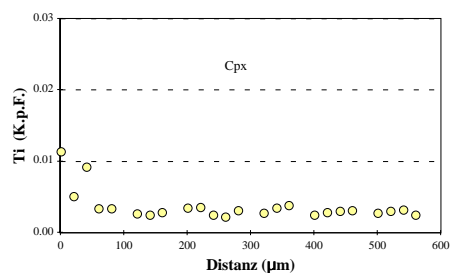
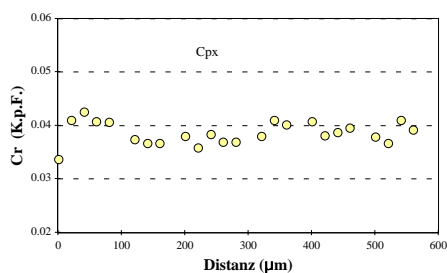
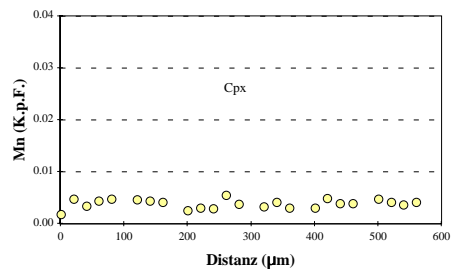
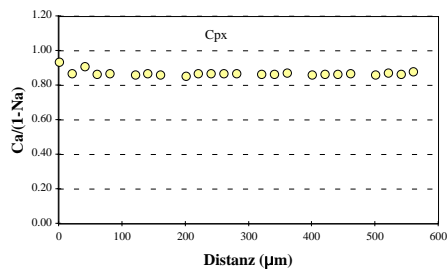
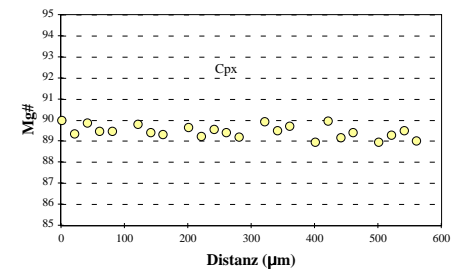
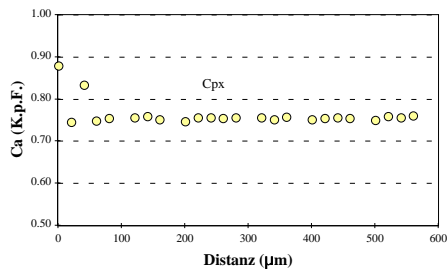
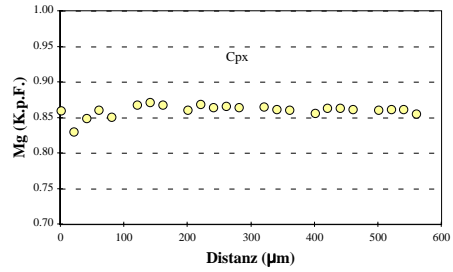
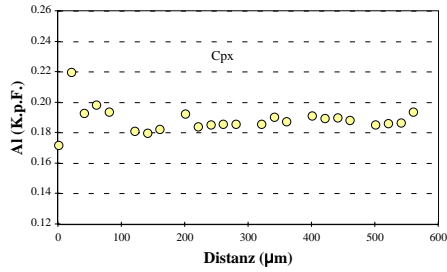
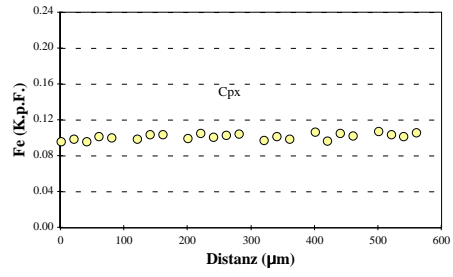
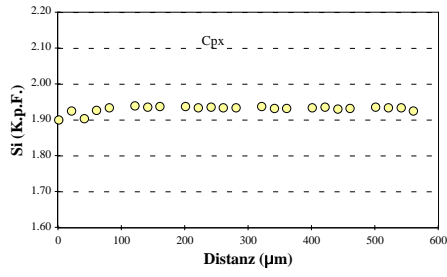
XCr = Cr/(Cr+Al)

XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

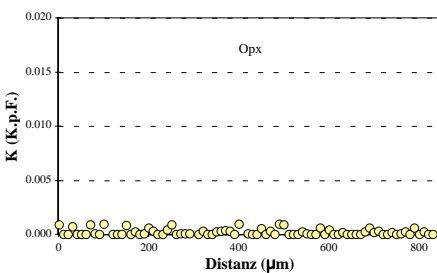
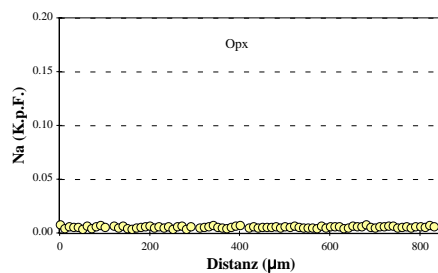
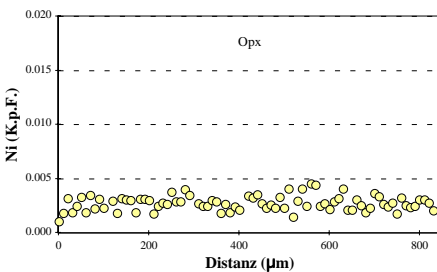
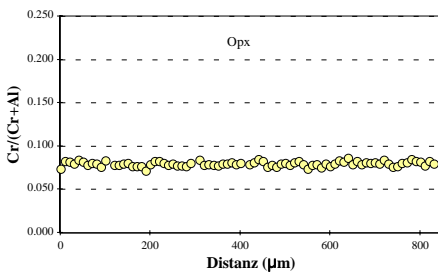
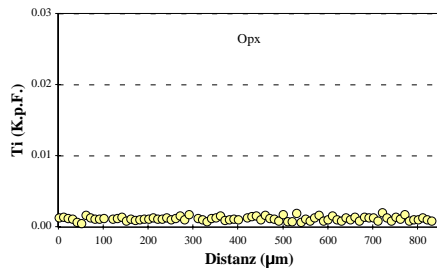
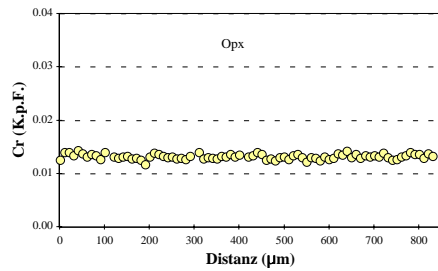
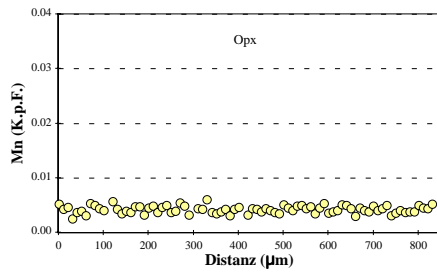
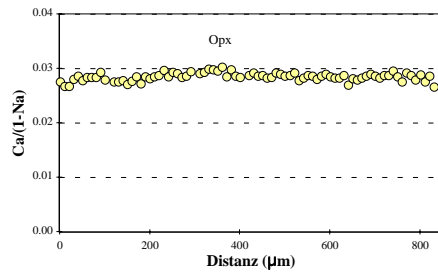
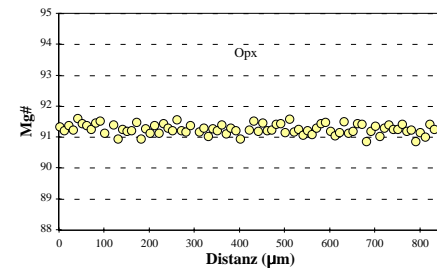
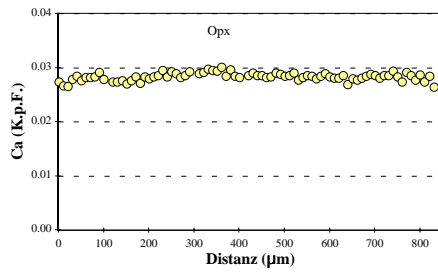
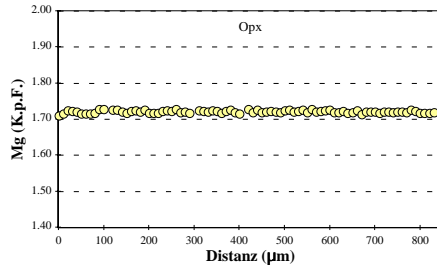
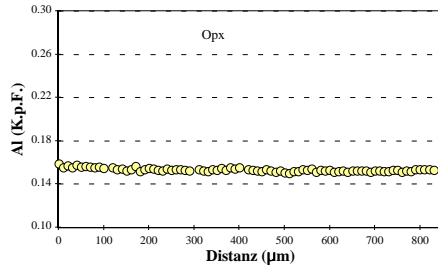
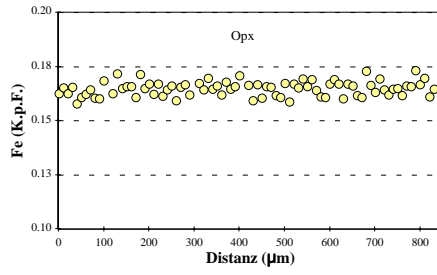
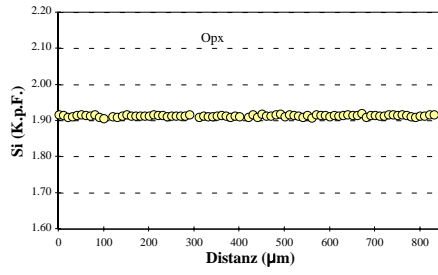
# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

## SA84-48: Cpx

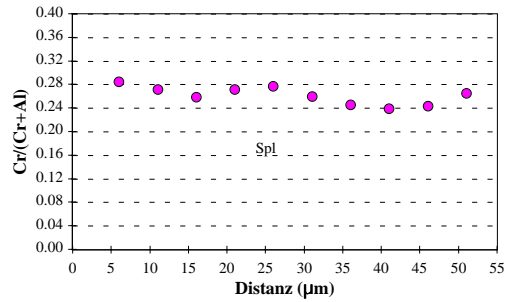
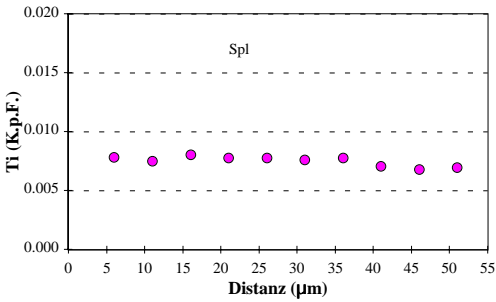
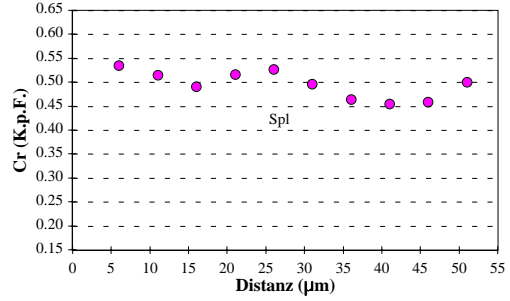
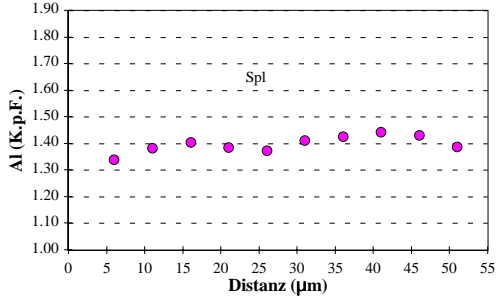
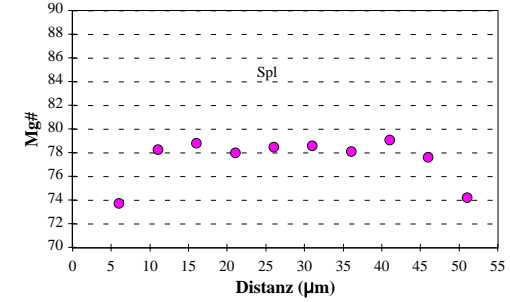
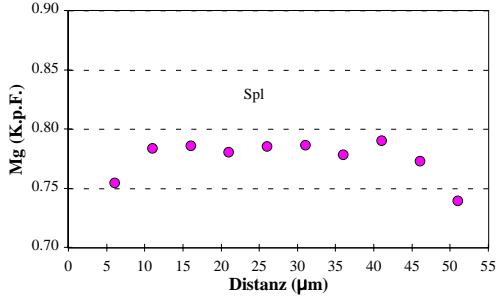
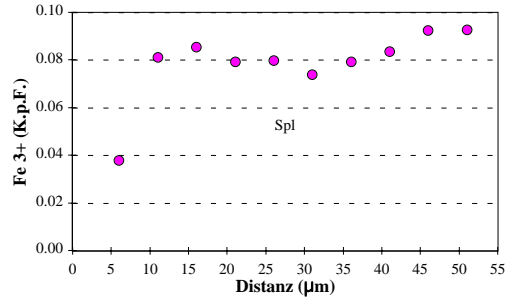
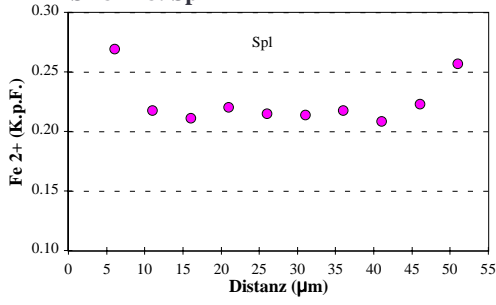


# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

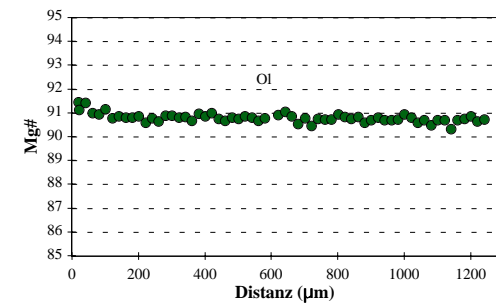
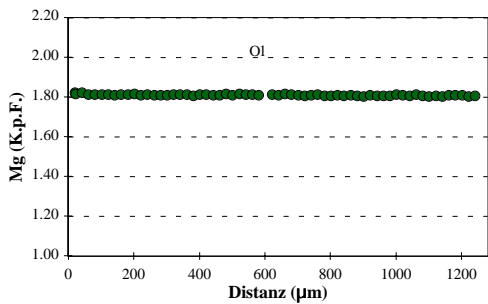
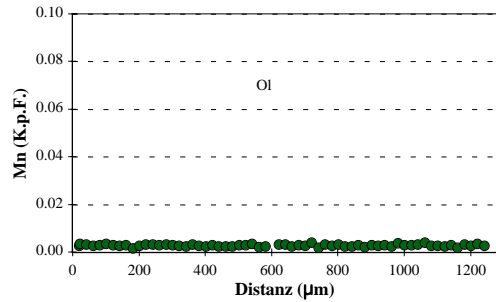
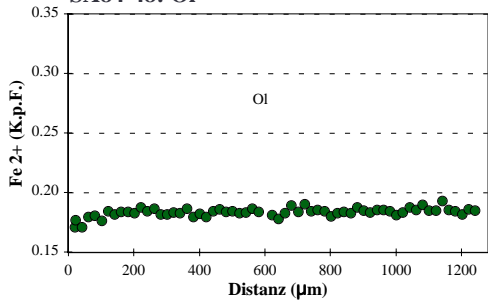
## SA84-48: Opx



**Spl-Lherzolith (Gruppe 2)**  
**SA84-48: Spl**



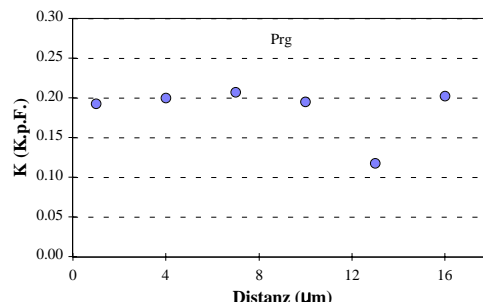
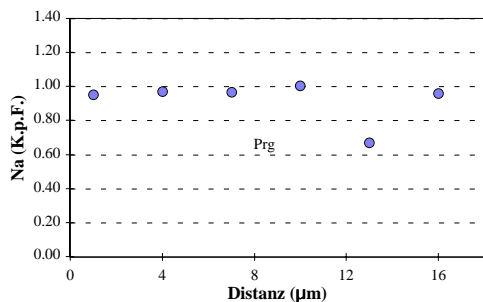
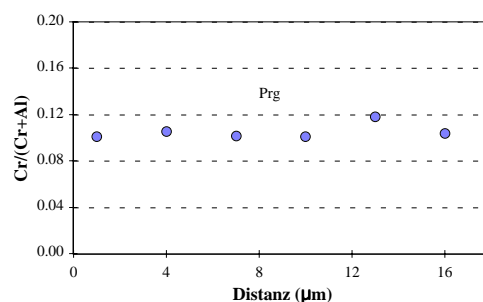
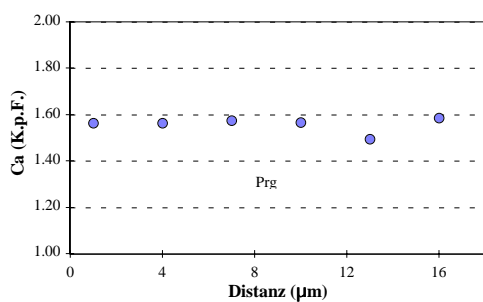
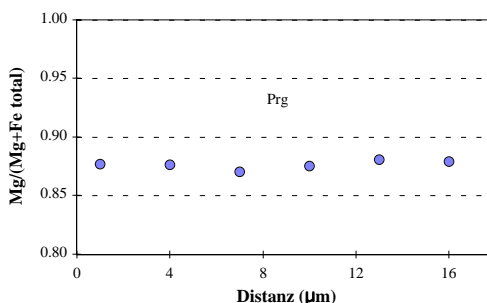
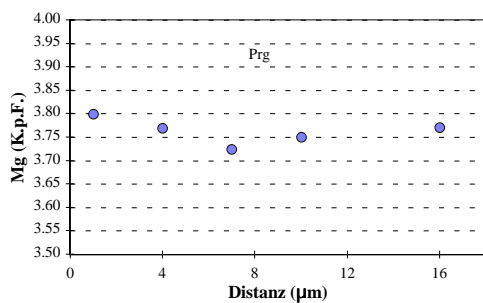
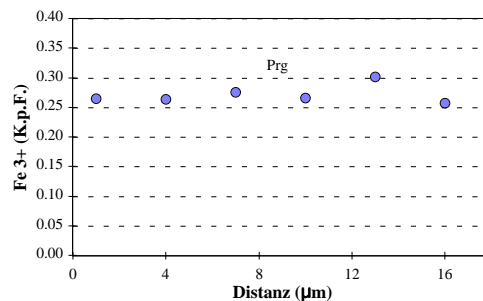
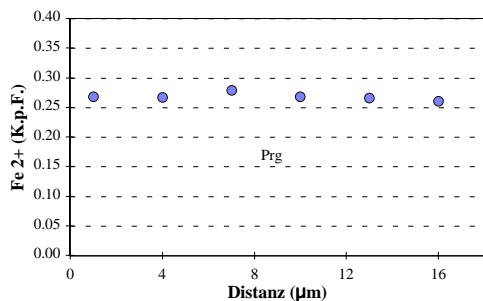
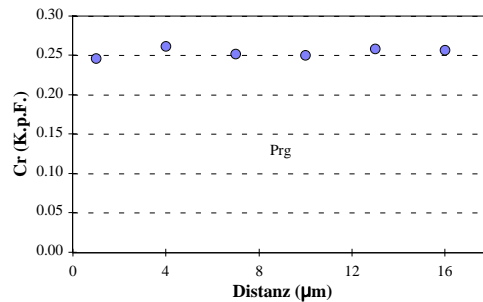
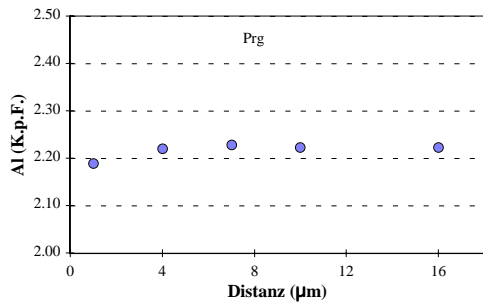
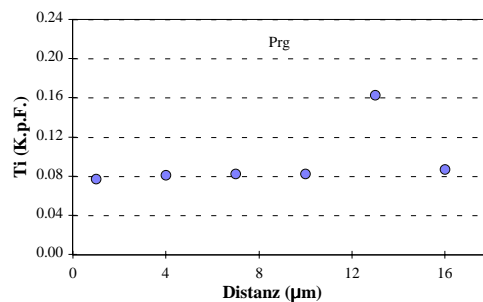
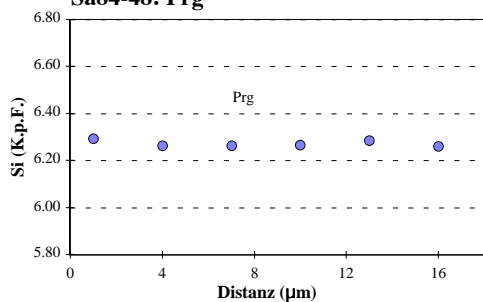
**Spl-Lherzolith (Gruppe 2)**  
**SA84-48: O1**





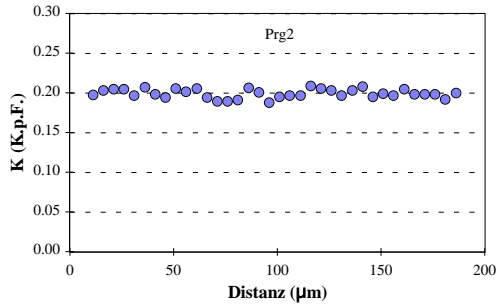
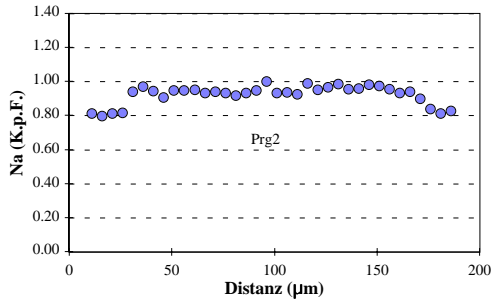
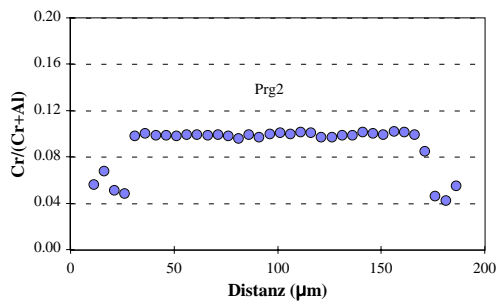
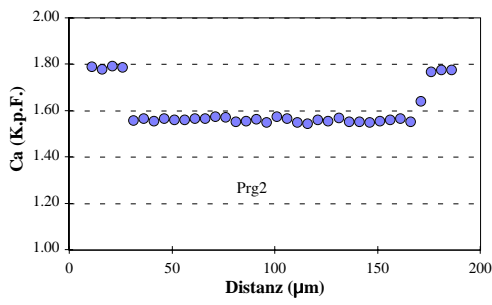
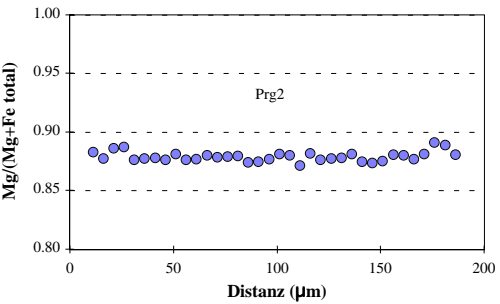
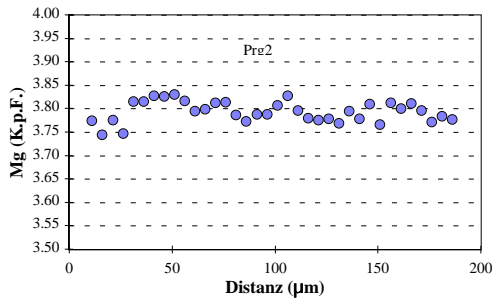
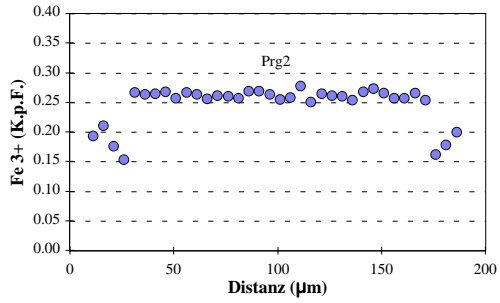
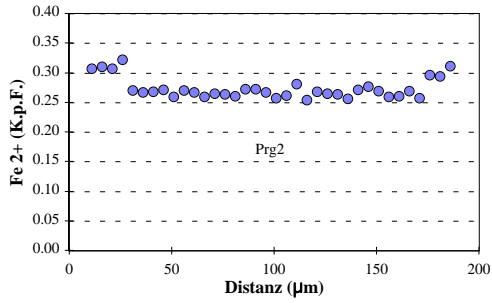
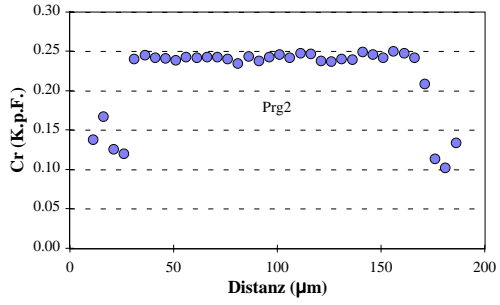
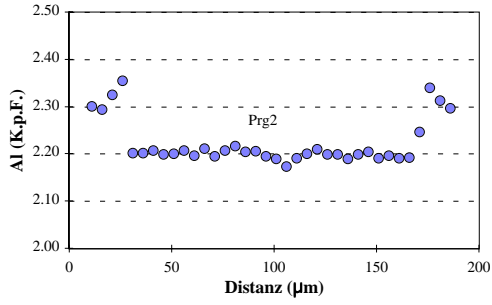
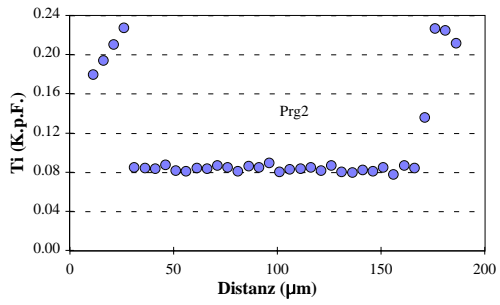
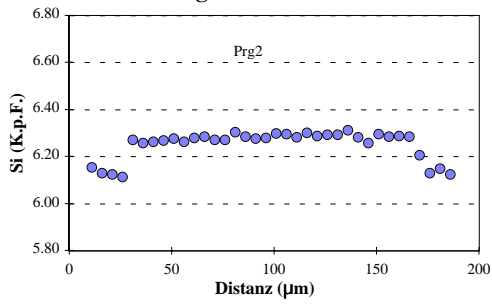
Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

Sa84-48: Prg



Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

SA84-48: Prg2



Spl-Ol-Clinopyroxenit  
SA84-50

Mineral Position	Cpx		Cpx		Cpx		Ol		Ol		Spl		Spl		Krs2		Krs2	
	Rand	Zz1*	Zz2*	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern
SiO2	49.45	48.41	49.14	48.48	39.33	38.89	0.11	0.08	0.11	0.08	0.11	0.08	40.33	39.15	0.11	0.08	40.33	39.15
TiO2	1.60	1.89	1.72	1.96	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	1.30	1.32	6.14	6.20	1.32	1.32	6.14	6.20
Al2O3	6.61	8.13	7.60	8.30	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	51.77	47.63	13.92	15.09	47.63	47.63	13.92	15.09
Cr2O3	0.35	0.37	0.53	0.41	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	6.63	7.89	0.22	0.25	7.89	7.89	0.22	0.25
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.52	9.47	0.25	0.240	9.47	9.47	0.25	0.240
FeO	6.06	6.52	6.34	6.38	18.95	20.97	14.86	18.10	18.95	20.97	14.86	18.10	7.80	7.615	18.10	18.10	7.80	7.615
MnO	0.08	0.12	0.15	0.11	0.20	0.22	0.13	0.13	0.20	0.22	0.13	0.13	0.04	0.10	0.13	0.13	0.04	0.10
NiO	0.01	0.02	0.02	0.00	0.10	0.05	0.17	0.13	0.10	0.05	0.17	0.13	0.03	0.04	0.13	0.13	0.03	0.04
MgO	13.63	13.10	13.19	12.98	41.68	40.63	16.94	14.44	41.68	40.63	16.94	14.44	14.24	13.25	14.44	14.44	14.24	13.25
CaO	20.98	20.02	20.19	19.91	0.18	0.12	0.06	0.00	0.18	0.12	0.06	0.00	11.19	10.95	0.06	0.00	11.19	10.95
Na2O	1.13	1.28	1.25	1.30	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	2.52	2.21	0.02	0.00	2.52	2.21
K2O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.59	1.58	0.00	0.00	1.59	1.58
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.08	2.048	0.00	0.00	2.08	2.048
Summe	99.88	99.86	100.12	99.84	100.51	100.98	99.52	99.18	100.35	99.18	99.52	99.18	100.35	98.71	100.35	99.18	100.35	98.71
Si	1.827	1.790	1.810	1.791	1.001	0.995	0.003	0.002	1.001	0.995	0.003	0.002	5.861	5.774	0.003	0.002	5.861	5.774
Ti	0.044	0.053	0.048	0.054	0.000	0.000	0.026	0.028	0.000	0.000	0.026	0.028	0.671	0.687	0.026	0.028	0.671	0.687
Al	0.288	0.354	0.330	0.361	0.001	0.001	1.648	1.567	0.001	0.001	1.648	1.567	2.384	2.622	1.648	1.567	2.384	2.622
Cr	0.010	0.011	0.015	0.012	0.000	0.000	0.142	0.174	0.000	0.000	0.142	0.174	0.026	0.029	0.142	0.174	0.026	0.029
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.153	0.199	0.000	0.000	0.153	0.199	0.028	0.027	0.153	0.199	0.028	0.027
Fe2+	0.187	0.201	0.195	0.197	0.403	0.449	0.336	0.423	0.403	0.449	0.336	0.423	0.948	0.939	0.336	0.423	0.948	0.939
Mn	0.002	0.004	0.005	0.003	0.004	0.005	0.003	0.003	0.004	0.005	0.003	0.003	0.005	0.012	0.003	0.003	0.005	0.012
Ni	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.004	0.003	0.002	0.001	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004
Mg	0.751	0.722	0.724	0.715	1.581	1.549	0.682	0.601	1.581	1.549	0.682	0.601	3.084	2.914	0.682	0.601	3.084	2.914
Ca	0.830	0.793	0.797	0.788	0.005	0.003	0.002	0.000	0.005	0.003	0.002	0.000	1.742	1.730	0.002	0.000	1.742	1.730
Na	0.081	0.092	0.089	0.093	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.710	0.630	0.001	0.000	0.710	0.630
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.295	0.297	0.000	0.000	0.295	0.297
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000	2.000	0.000	0.000	2.000	2.000
Summe	4.020	4.021	4.014	4.016	3.005	3.001	3.000	3.000	3.005	3.001	3.000	3.000	15.756	15.667	3.000	3.000	15.756	15.667
XMg	0.800	0.782	0.788	0.784	0.797	0.776	0.670	0.587	0.797	0.776	0.670	0.587	0.011	0.011	0.670	0.587	0.011	0.011
XCr	0.034	0.030	0.044	0.032			0.079	0.100			0.079	0.100	0.760	0.751			0.760	0.751
XMg*																		
Ca/(1-Na)	0.903	0.873	0.875	0.869														

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

Zz1\*: Zwischenzone1

Zz2\*: Zwischenzone

Spl-Ol-Clinopyroxenit  
SA84-50

Profilie Kapitel 7

Kommentar Mineral Position	Cpx-Korn1		Cpx-Korn2		Ol-Korn1		Krs-Korn1		Krs-Korn2		Krs-Korn3	
	Cpx Rand	Cpx Kern	Cpx Rand	Cpx Kern	Ol Rand	Ol Kern	Krs2 Rand	Krs2 Kern	Krs2 Rand	Krs2 Kern	Krs2 Rand	Krs2 Kern
SiO2	48.60	48.00	48.77	48.48	38.87	38.75	39.33	38.62	40.34	40.60	39.43	40.48
TiO2	1.71	2.09	1.84	1.94	0.02	0.04	5.23	6.78	5.74	5.50	5.95	5.84
Al2O3	7.67	8.46	7.74	8.14	0.02	0.03	14.19	14.69	13.76	13.36	14.52	13.50
Cr2O3	0.64	0.39	0.37	0.47	0.00	0.00	0.12	0.38	0.27	0.43	0.43	0.48
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	6.27	6.12	6.32	6.41	19.92	20.71	9.65	8.02	7.44	8.18	7.93	7.22
MnO	0.11	0.11	0.11	0.09	0.20	0.26	0.05	0.06	0.05	0.08	0.07	0.06
NiO	0.03	0.00	0.02	0.01	0.10	0.11	0.02	0.05	0.01	0.03	0.02	0.05
MgO	13.09	12.86	13.18	12.92	40.69	40.49	12.90	13.65	14.30	13.63	13.84	14.19
CaO	20.26	20.71	20.47	20.00	0.13	0.11	11.37	11.32	11.60	12.60	11.56	11.51
Na2O	1.33	1.16	1.18	1.32	0.02	0.02	2.60	2.38	2.41	2.08	2.35	2.44
K2O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	1.31	1.67	1.54	1.23	1.49	1.63
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.04	2.06	2.06	2.06	2.06	2.06
Summe	99.70	99.92	100.01	99.78	99.97	100.51	99.14	99.65	99.52	99.78	99.66	99.45
Si	1.801	1.775	1.800	1.793	1.000	0.995	5.835	5.676	5.907	5.968	5.780	5.938
Ti	0.048	0.058	0.051	0.054	0.000	0.001	0.583	0.750	0.632	0.608	0.656	0.644
Al	0.335	0.369	0.337	0.355	0.001	0.001	2.481	2.544	2.374	2.314	2.508	2.334
Cr	0.019	0.011	0.011	0.014	0.000	0.000	0.014	0.044	0.031	0.050	0.050	0.056
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.039	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.194	0.189	0.195	0.198	0.428	0.445	1.197	0.985	0.911	1.006	0.972	0.886
Mn	0.003	0.004	0.003	0.003	0.004	0.006	0.006	0.008	0.006	0.010	0.009	0.007
Ni	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.002	0.005	0.001	0.004	0.003	0.006
Mg	0.723	0.709	0.725	0.712	1.560	1.551	2.853	2.992	3.121	2.987	3.023	3.102
Ca	0.804	0.820	0.810	0.793	0.004	0.003	1.807	1.782	1.820	1.984	1.815	1.809
Na	0.095	0.083	0.084	0.094	0.001	0.001	0.747	0.677	0.683	0.591	0.668	0.693
K	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.248	0.312	0.288	0.230	0.279	0.306
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Summe	4.023	4.019	4.017	4.016	3.000	3.004	15.814	15.776	15.775	15.753	15.763	15.781
Li (µg/g)	0.922	1.048	1.005	1.033	1.730	1.987	1.389	0.617	1.105	0.891	1.554	1.317
Be (µg/g)	0.265	0.305	0.286	0.286	0.005	0.007	0.260	0.090	0.147	0.152	0.158	0.160
B (µg/g)	0.110	0.084	0.127	0.127	0.092	0.104	0.255	0.056	0.088	0.015	0.023	0.033
XMg	0.788	0.789	0.788	0.782	0.785	0.777						
XCr	0.053	0.030	0.031	0.037			0.006	0.017	0.013	0.021	0.020	0.023
XMg*							0.698	0.752	0.774	0.748	0.757	0.778
Ca/(1-Na)	0.889	0.895	0.884	0.875								

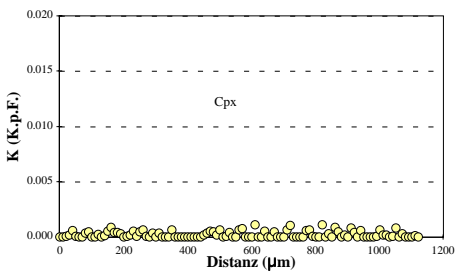
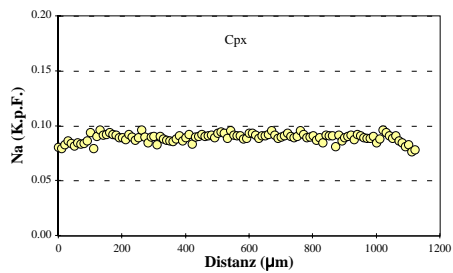
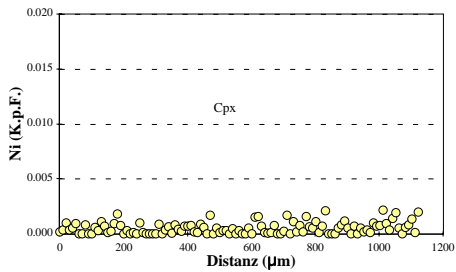
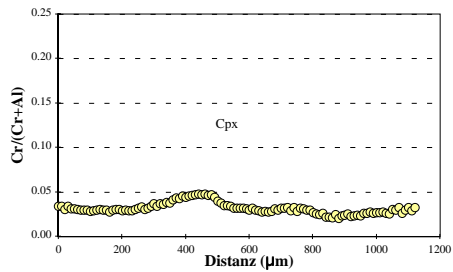
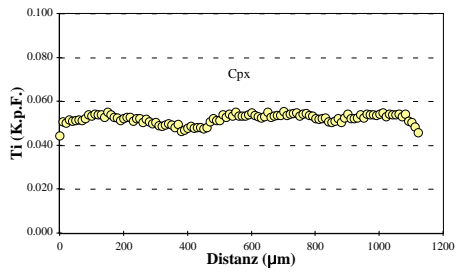
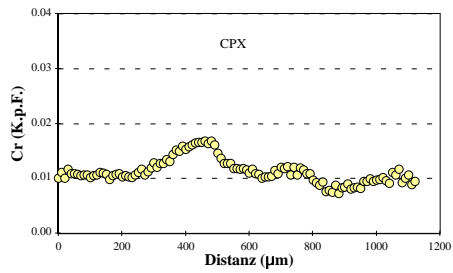
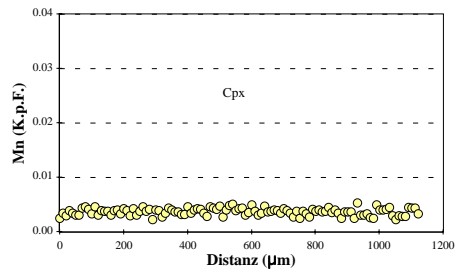
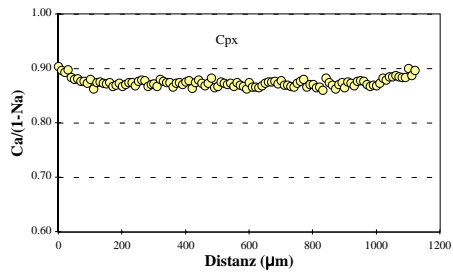
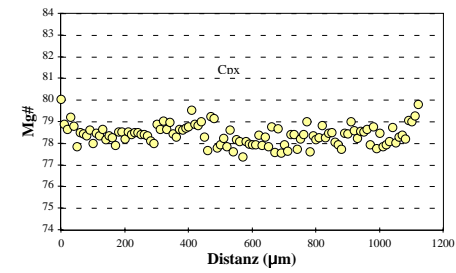
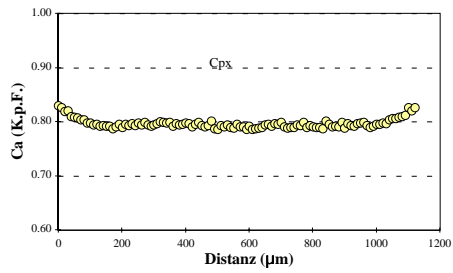
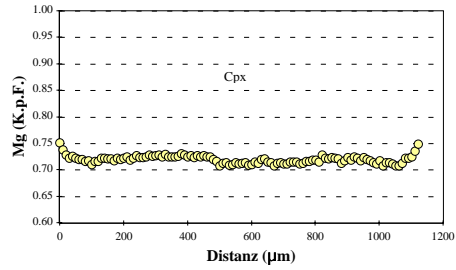
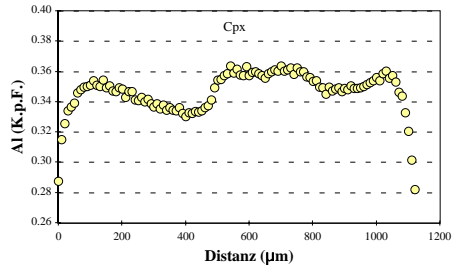
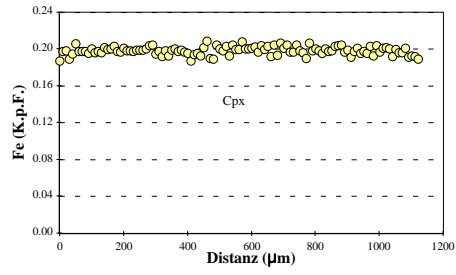
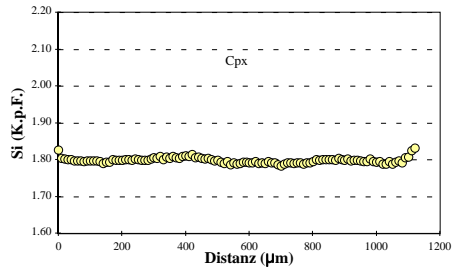
$$\text{XMg} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$$

$$\text{XCr} = \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$$

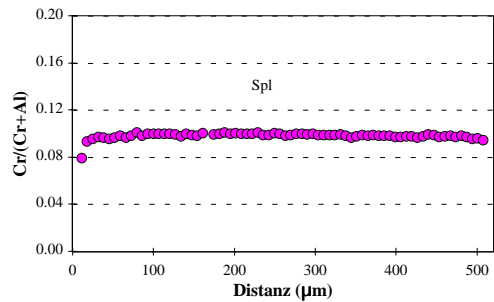
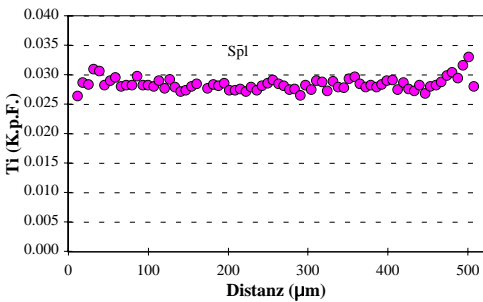
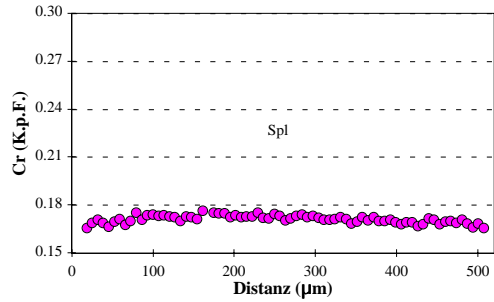
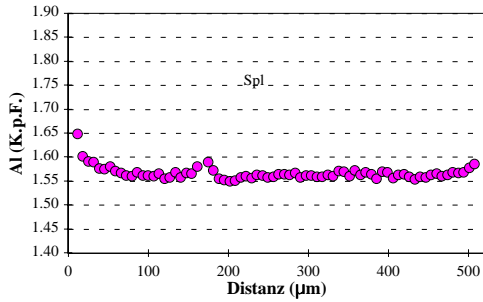
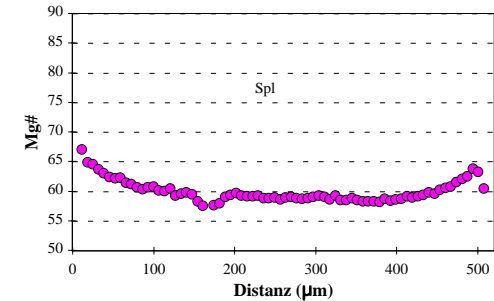
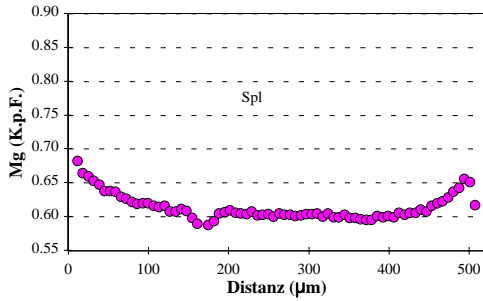
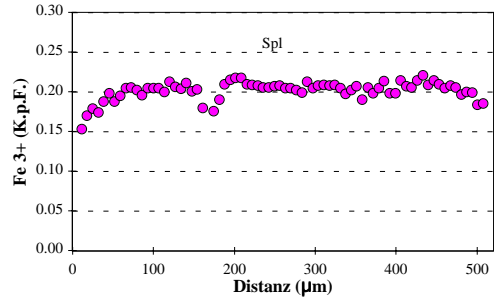
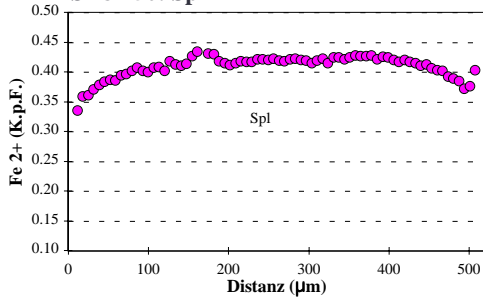
$$\text{XMg}^* = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe total})$$

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

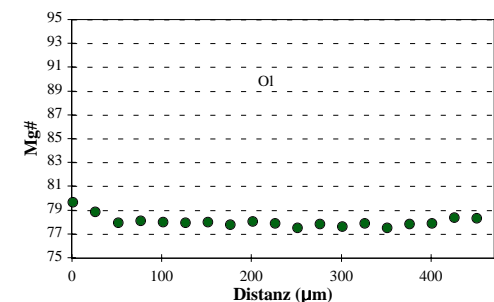
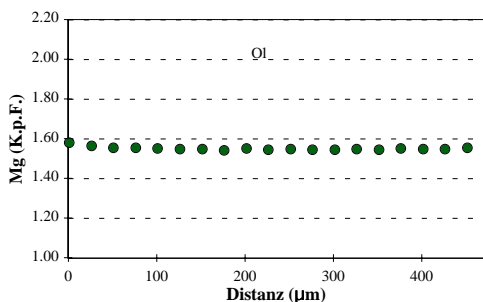
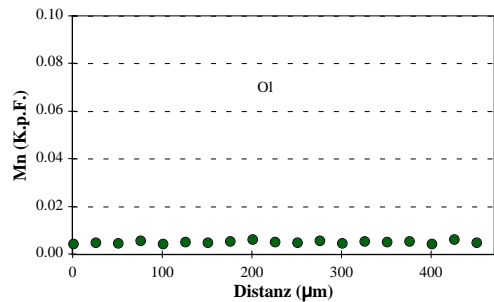
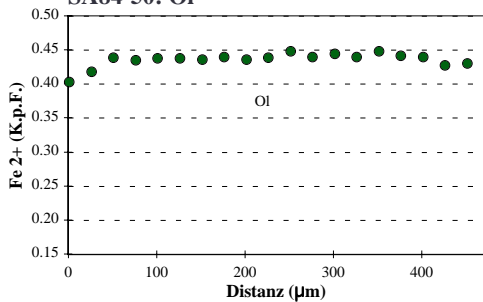
# Spl-Ol-Clinopyroxenit SA84-50: Cpx



**Spl-Ol-Clinopyroxenit**  
SA84-50: Spl

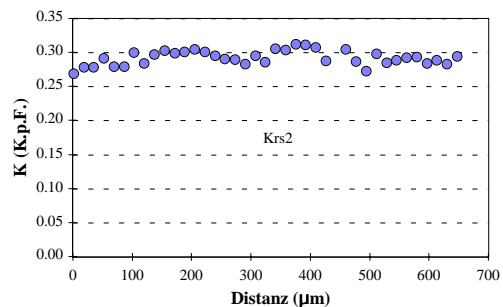
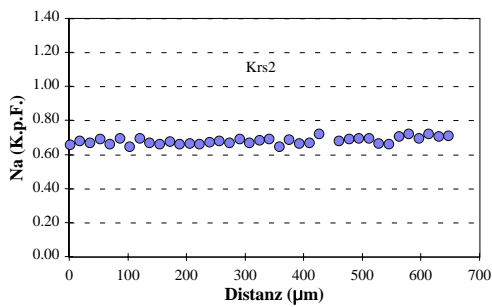
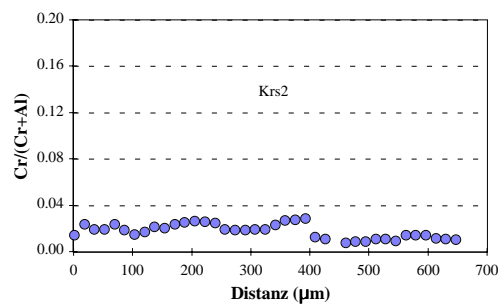
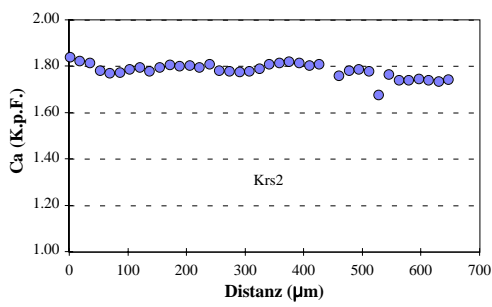
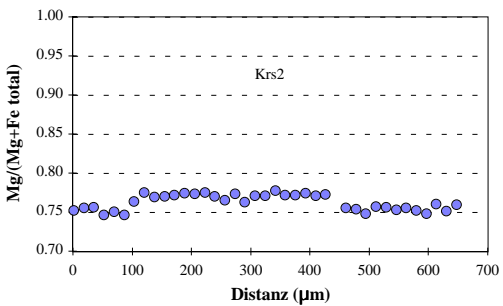
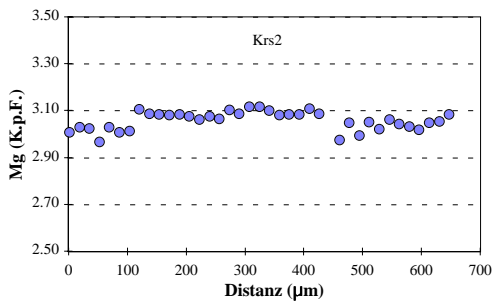
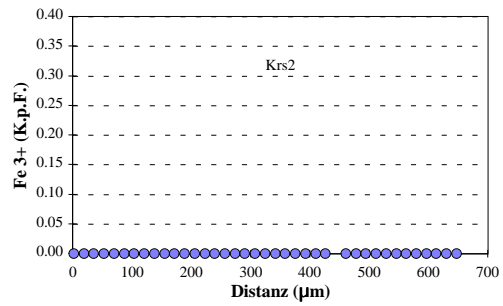
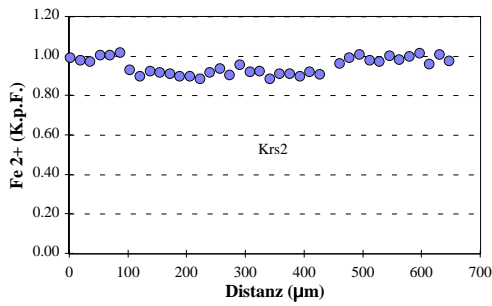
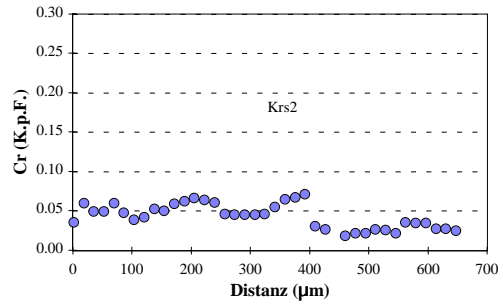
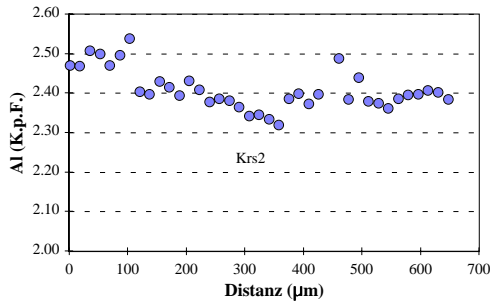
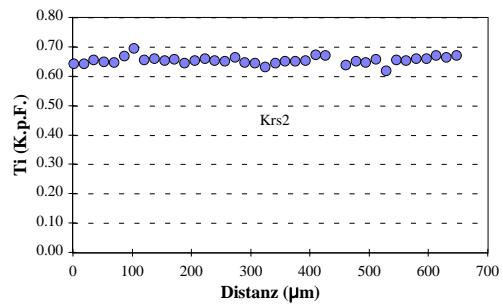
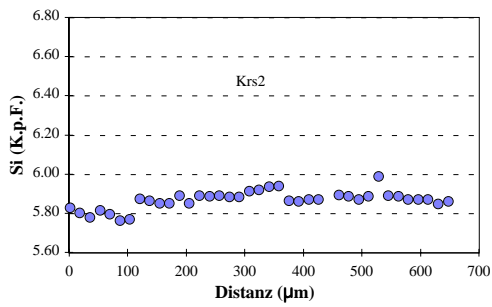


**Spl-Ol-Clinopyroxenit**  
SA84-50: Ol



**Spl-Ol-Clinopyroxenit**

**SA84-50: Krs2**







Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit  
SA84-63

Kommentar Mineral Position	Cpx		Opx		Spl		Phl		Prg		Kontakt zu Cpx Glas		Kontakt zu Cpx Glas		Celsius2
	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Prg	Glas	Prg	Glas	
SiO2	54.47	54.64	57.03	56.43	0.05	0.02	31.11	31.35	44.93	46.11	54.52	53.11	54.52	53.11	37.25
ThO2	0.07	0.05	0.02	0.02	0.23	0.21	1.89	1.89	1.29	0.67	1.29	1.36	1.29	1.36	0.00
Al2O3	2.66	2.33	1.11	1.72	15.45	14.46	16.68	16.93	11.27	11.10	22.31	21.99	22.31	21.99	24.59
Cr2O3	1.37	1.10	0.39	0.51	53.43	54.44	2.87	2.49	2.03	1.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	3.30	3.29	0.79	0.79	2.05	2.21	3.28	3.53	3.28	3.53	0.55
FeO	3.23	2.68	6.55	6.80	13.58	15.92	4.02	4.02	2.34	2.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.14	0.13	0.20	0.23	0.23	0.14	0.00	0.03	0.03	0.07	0.05	0.09	0.05	0.09	0.00
NiO	0.00	0.00	0.08	0.04	0.10	0.09	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.03	0.00	0.03	0.08
MgO	16.47	16.68	34.20	33.68	13.51	12.15	18.82	19.25	18.47	18.75	2.53	2.57	2.53	2.57	0.08
BaO							12.09	11.84	0.80	0.73	4.67	4.81	4.67	4.81	33.23
CaO	19.88	20.64	0.71	0.56	0.03	0.02	0.00	0.04	9.65	9.64	4.88	5.19	4.88	5.19	0.12
Na2O	1.80	1.56	0.15	0.14	0.02	0.00	1.42	1.37	3.99	3.83	4.83	5.22	4.83	5.22	0.82
K2O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	3.80	3.82	0.50	0.47	2.79	2.79	2.79	2.79	1.92
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.78	3.81	2.10	2.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.08	99.80	100.44	100.11	99.93	100.75	97.28	97.61	98.83	99.85	101.14	100.68	101.14	100.68	98.63
Si	1.971	1.980	1.965	1.953	0.001	0.001	2.466	2.466	6.462	6.543	2.544	2.509	2.544	2.509	2.225
Ti	0.002	0.001	0.001	0.000	0.006	0.005	0.112	0.112	0.073	0.072	0.045	0.048	0.045	0.048	0.000
Al	0.113	0.100	0.045	0.070	0.575	0.542	1.558	1.569	1.909	1.856	1.227	1.224	1.227	1.224	1.731
Cr	0.039	0.031	0.011	0.014	1.334	1.368	0.180	0.155	0.231	0.219	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.078	0.079	0.047	0.047	0.222	0.236	0.115	0.126	0.115	0.126	0.025
Fe2+	0.098	0.081	0.189	0.197	0.359	0.423	0.267	0.265	0.282	0.249	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.004	0.004	0.006	0.007	0.006	0.004	0.000	0.002	0.004	0.009	0.002	0.003	0.002	0.003	0.000
Ni	0.000	0.000	0.002	0.001	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.001	0.000	0.001	0.004
Mg	0.888	0.901	1.757	1.737	0.636	0.576	2.223	2.258	3.960	3.967	0.176	0.181	0.176	0.181	0.007
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.376	0.365	0.045	0.041	0.085	0.089	0.085	0.089	0.778
Ca	0.771	0.801	0.026	0.021	0.001	0.001	0.000	0.003	1.487	1.465	0.244	0.263	0.244	0.263	0.008
Na	0.126	0.109	0.010	0.009	0.001	0.000	0.218	0.208	1.111	1.053	0.437	0.478	0.437	0.478	0.095
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.384	0.383	0.091	0.085	0.166	0.168	0.166	0.168	0.147
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000	2.000	2.000	2.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.013	4.008	4.012	4.009	3.000	3.000	7.830	7.832	15.878	15.803	5.041	5.091	5.041	5.091	5.018
XMg	0.901	0.917	0.903	0.898	0.639	0.576	0.893	0.895	0.108	0.105	0.604	0.590	0.604	0.590	
XCr	0.257	0.239	0.190	0.166	0.699	0.716	0.104	0.090	0.887	0.891					
XMg*	0.882	0.899	0.026	0.021											
Ca/(1-Na)															

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

**Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit**  
**SA84-63**

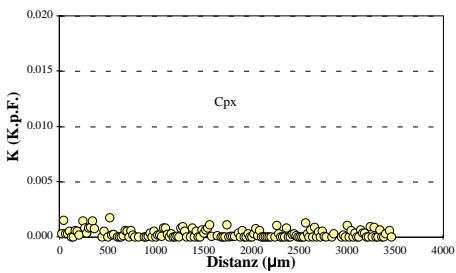
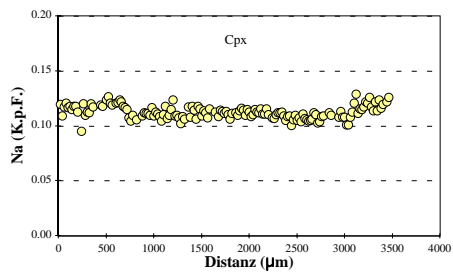
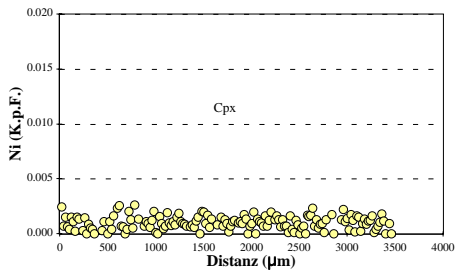
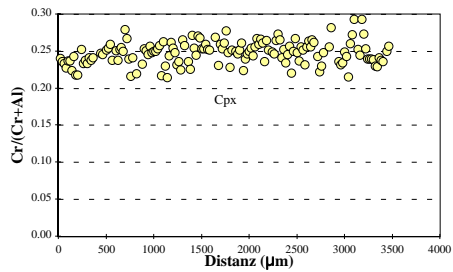
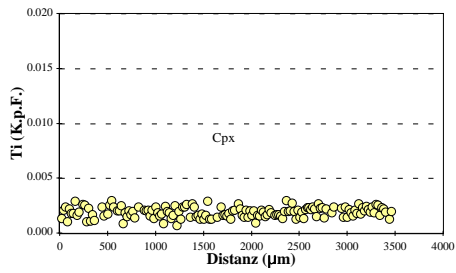
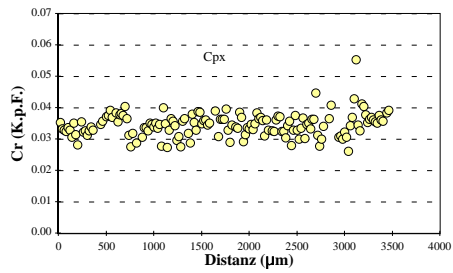
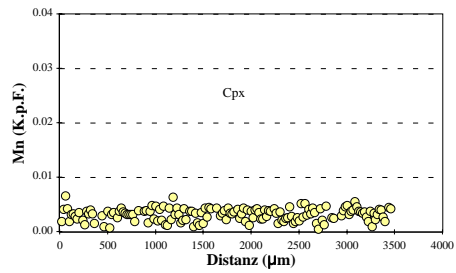
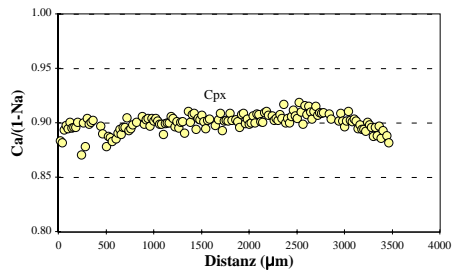
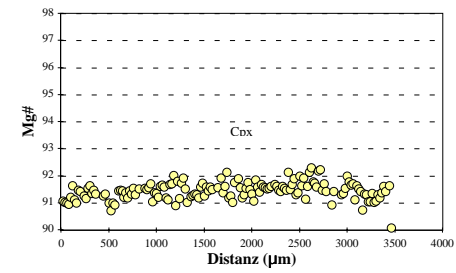
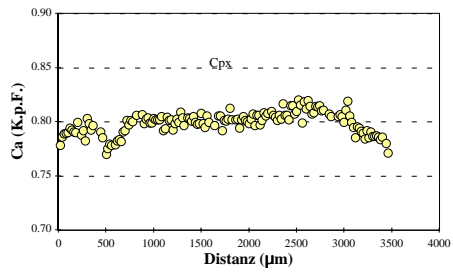
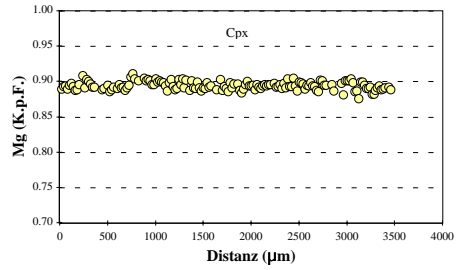
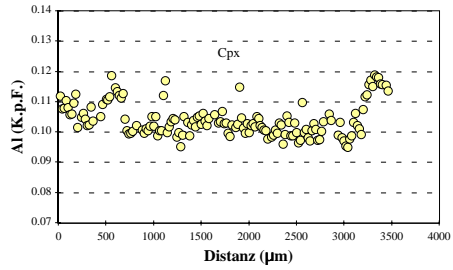
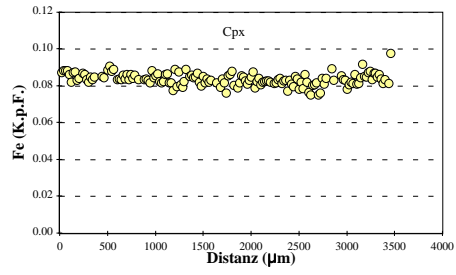
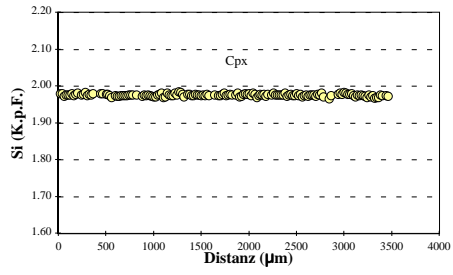
**Profile Kapitel 7**

Kommentar Mineral Position	Cpx-Korn1		Cpx-Korn2		Opx-Korn1		Opx-Korn2		Ol-Korn1		Phl-Korn1		Phl-Korn2		Phl-Korn3		Phl-Korn3 (Querprofil)	
	Cpx Rand	Cpx Kern	Cpx Rand	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Ol Rand	Ol Kern	Phl Rand	Phl Kern	Phl Rand	Phl Kern	Phl Rand	Phl Kern	Phl Rand	Phl Kern
SiO2	53.91	54.24	54.35	54.31	56.52	56.54	56.47	56.08	40.17	40.26	32.27	32.10	31.31	31.62	32.71	32.28	32.49	32.39
TiO2	0.08	0.11	0.09	0.07	0.06	0.04	0.04	0.02	0.00	0.03	2.18	2.12	2.10	2.06	2.11	1.98	1.96	2.07
Al2O3	2.72	2.37	2.52	2.40	1.08	1.50	0.97	1.58	0.02	0.02	16.47	16.60	17.02	16.99	16.54	16.26	16.55	16.16
Cr+2O3	1.25	1.14	1.15	1.38	0.37	0.52	0.34	0.51	0.03	0.00	1.40	1.49	1.61	1.65	1.61	1.61	1.72	1.63
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.75	0.76	0.76	0.79	0.80	0.76	0.74	0.79
FeO	2.65	2.34	2.92	2.82	6.29	6.38	6.04	6.15	9.78	9.80	3.84	3.85	3.88	4.01	4.07	3.77	4.04	4.04
MnO	0.11	0.12	0.21	0.14	0.14	0.19	0.20	0.18	0.23	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.04	0.00	0.03
NiO	0.05	0.00	0.05	0.01	0.07	0.06	0.05	0.06	0.27	0.26	0.15	0.21	0.13	0.15	0.14	0.15	0.08	0.12
MgO	16.35	16.51	16.52	16.34	34.18	33.89	34.21	33.75	48.56	48.74	19.73	19.76	19.51	19.39	19.96	19.71	19.75	19.86
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.49	10.46	11.10	11.00	10.81	11.50	11.04	11.33
CaO	20.10	20.87	20.28	20.54	0.71	0.69	0.77	0.67	0.08	0.07	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.08	0.04
Na2O	1.73	1.55	1.67	1.61	0.14	0.15	0.10	0.14	0.01	0.01	1.42	1.32	1.46	1.50	1.45	1.44	1.53	1.35
K2O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	3.99	3.97	3.89	3.98	4.09	3.94	4.15	4.03
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.83	3.82	3.80	3.81	3.88	3.82	3.85	3.84
Summe	98.95	99.25	99.76	99.62	99.56	99.94	99.18	99.12	99.14	99.33	97.53	96.49	96.59	97.01	98.25	97.42	97.70	97.66
Si	1.970	1.976	1.973	1.975	1.963	1.957	1.967	1.956	0.995	0.995	2.524	2.519	2.472	2.485	2.529	2.531	2.530	2.531
Ti	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.128	0.125	0.125	0.122	0.123	0.117	0.114	0.121
Al	0.117	0.102	0.108	0.103	0.044	0.061	0.040	0.065	0.001	0.001	1.518	1.535	1.584	1.573	1.507	1.503	1.519	1.489
Cr	0.036	0.033	0.033	0.040	0.010	0.014	0.009	0.014	0.001	0.000	0.087	0.092	0.101	0.103	0.099	0.100	0.106	0.101
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.044	0.045	0.045	0.047	0.046	0.045	0.043	0.047
Fe2+	0.081	0.071	0.089	0.086	0.183	0.185	0.176	0.179	0.203	0.202	0.251	0.253	0.256	0.264	0.263	0.254	0.246	0.264
Mn	0.003	0.004	0.007	0.004	0.004	0.005	0.006	0.005	0.005	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.003	0.002	0.000	0.002
Ni	0.002	0.000	0.002	0.000	0.002	0.002	0.001	0.002	0.005	0.005	0.009	0.013	0.008	0.009	0.009	0.009	0.005	0.008
Mg	0.891	0.896	0.894	0.886	1.770	1.749	1.776	1.754	1.793	1.795	2.301	2.312	2.296	2.272	2.302	2.304	2.293	2.313
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.352	0.322	0.343	0.339	0.328	0.337	0.337	0.347
Ca	0.787	0.815	0.789	0.800	0.027	0.026	0.029	0.025	0.002	0.002	0.000	0.003	0.001	0.003	0.004	0.004	0.006	0.002
Na	0.123	0.109	0.117	0.113	0.010	0.010	0.007	0.009	0.000	0.001	0.215	0.201	0.223	0.229	0.217	0.218	0.230	0.204
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.398	0.398	0.392	0.399	0.404	0.395	0.412	0.401
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Summe	4.012	4.009	4.013	4.009	4.013	4.009	4.011	4.009	3.005	3.005	7.830	7.819	7.846	7.846	7.832	7.835	7.843	7.832
Li (µg/g)	2.157	2.056	2.402	2.254	1.878	2.825	2.208	2.664	4.011	3.058	0.985	2.439	1.746	2.994	0.974	3.328	1.128	2.290
Be (µg/g)	0.089	0.062	0.057	0.068	0.034	0.049	0.030	0.046	0.001	0.001	1.090	1.204	1.224	1.540	1.193	1.403	1.240	1.277
B (µg/g)	1.278	1.115	0.946	0.969	1.164	1.122	0.860	0.919	0.538	0.548	1.049	2.014	4.492	4.511	2.866	3.498	3.102	2.506

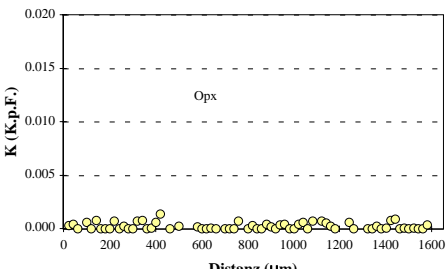
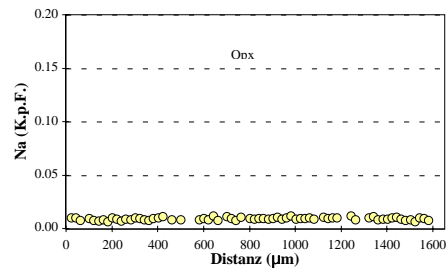
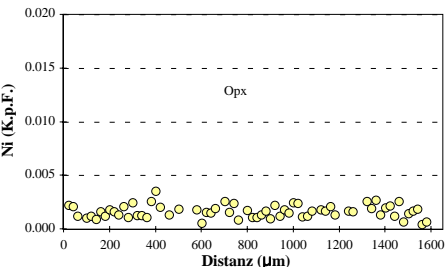
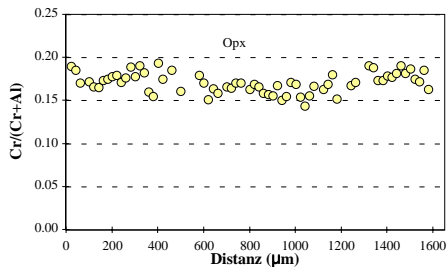
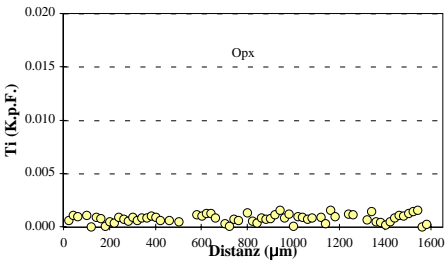
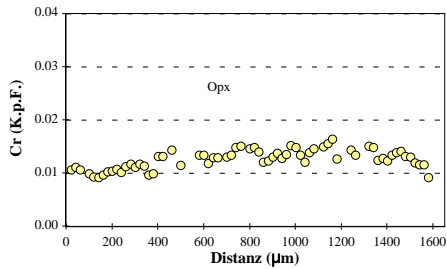
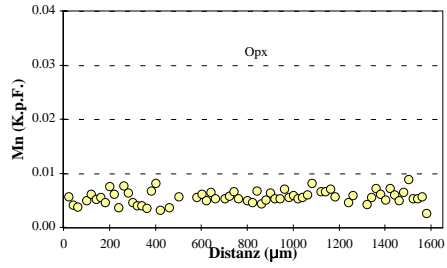
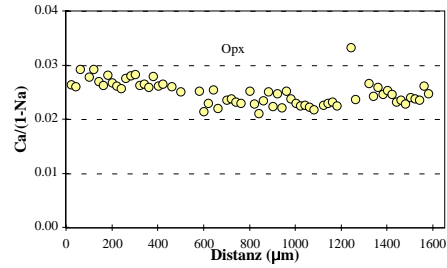
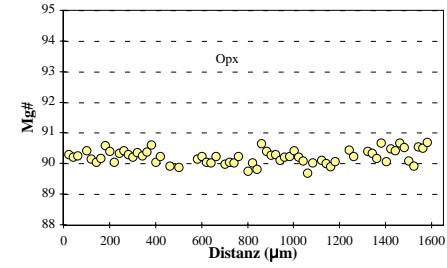
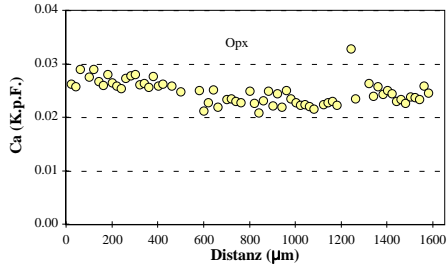
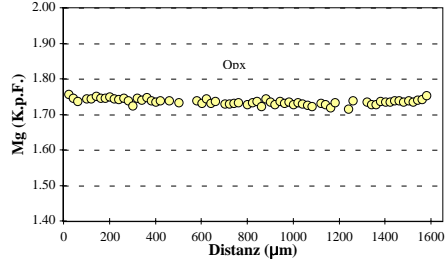
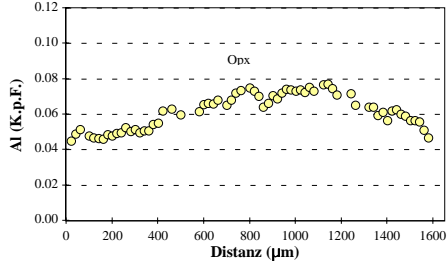
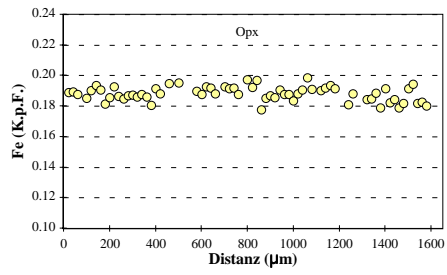
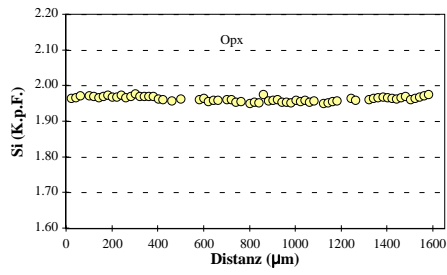
**Profile Kapitel 5**

Sc (µg/g)	41.44	42.01	3.74	6.44
V (µg/g)	140.60	127.40	23.29	49.32
Co (µg/g)	27.27	24.66	62.28	66.97
XMg	0.917	0.926	0.910	0.912
XCr	0.236	0.244	0.234	0.278
Ca/(1-Na)	0.897	0.914	0.894	0.903
XMg = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )			0.901	0.897
XCr = Cr/(Cr+Al)			0.057	0.064
			0.901	0.897
			0.061	0.062
			0.900	0.903
			0.060	0.065
			0.900	0.901
			0.060	0.062
			0.900	0.903
			0.060	0.065
			0.900	0.901
			0.060	0.062
			0.900	0.903
			0.060	0.065

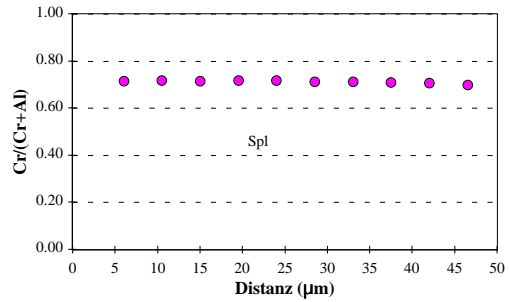
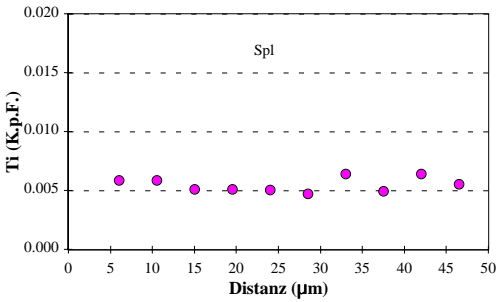
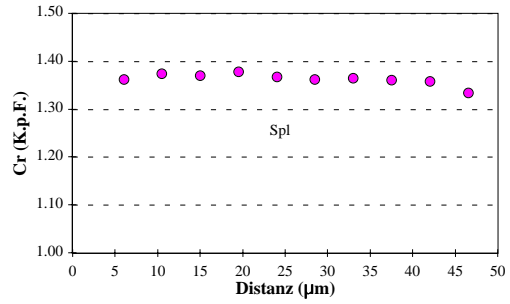
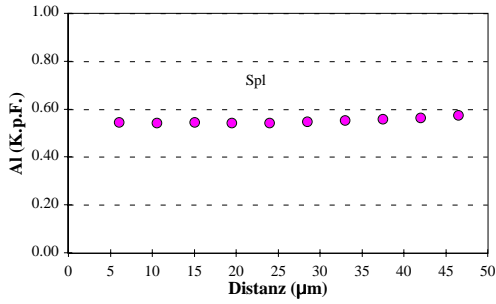
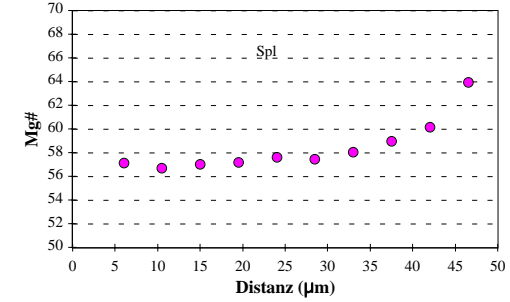
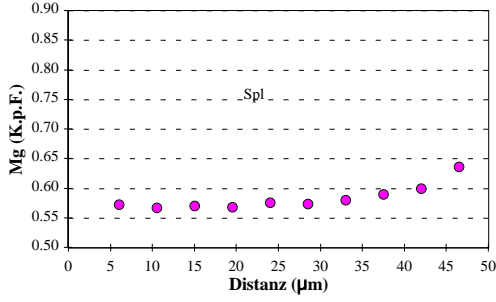
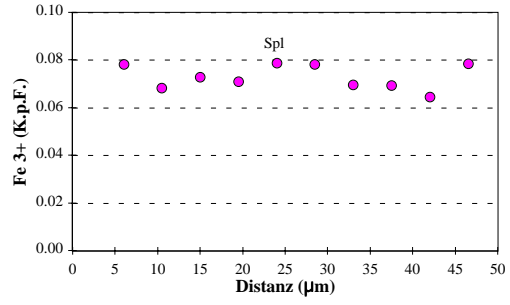
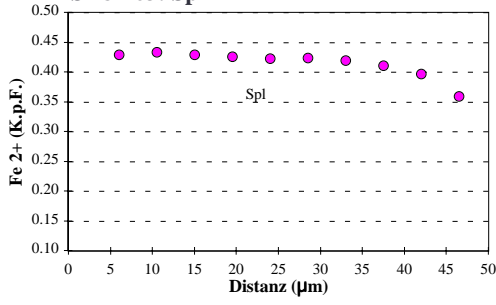
# Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit SA84-63: Cpx



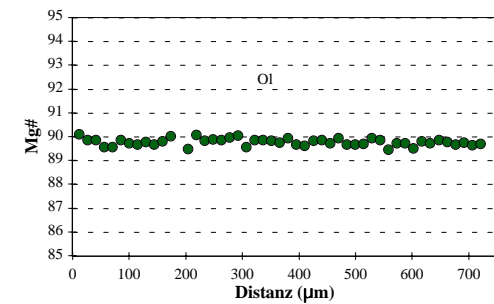
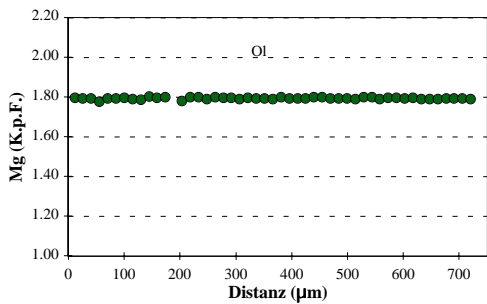
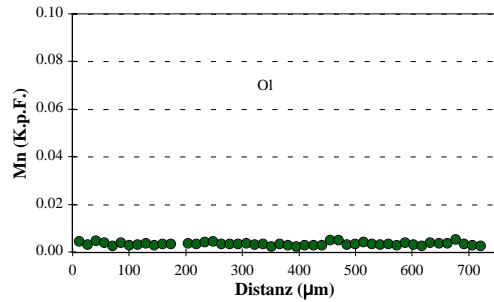
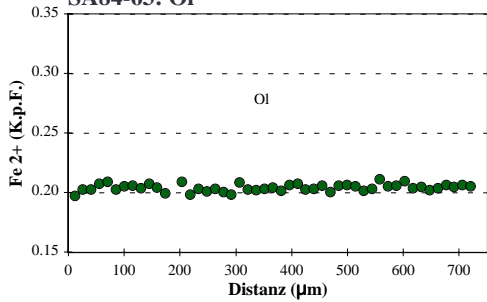
**Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit**  
**SA84-63: Opx**



Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit  
SA84-63: Spl

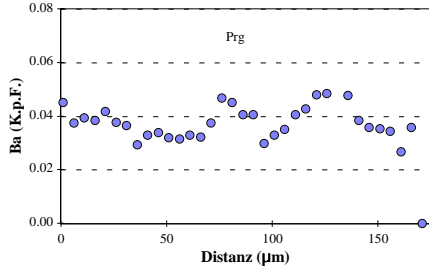
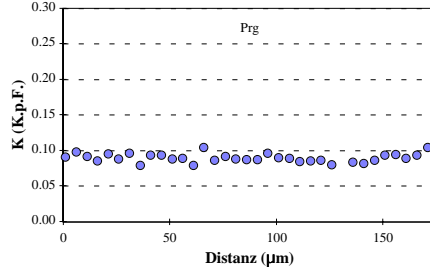
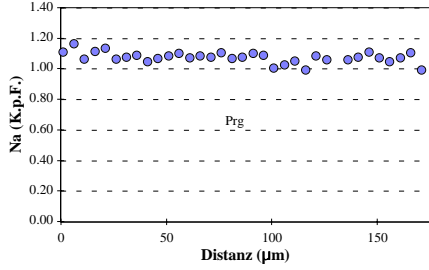
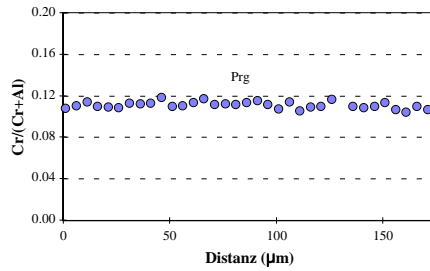
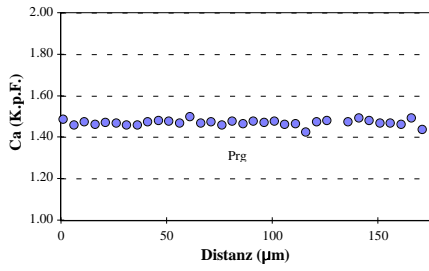
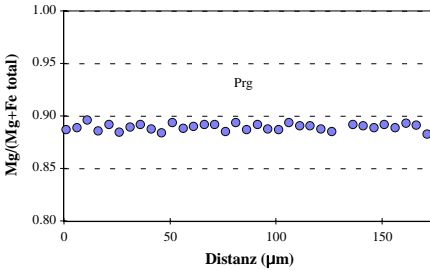
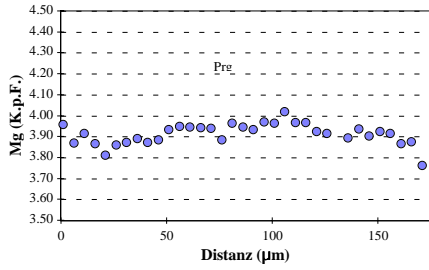
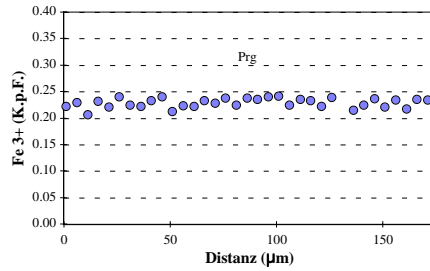
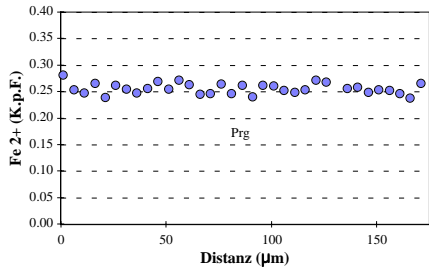
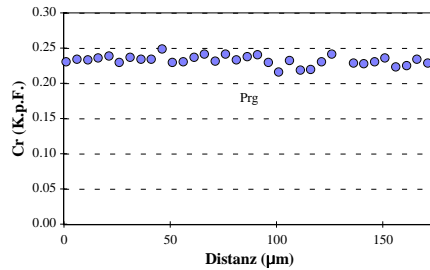
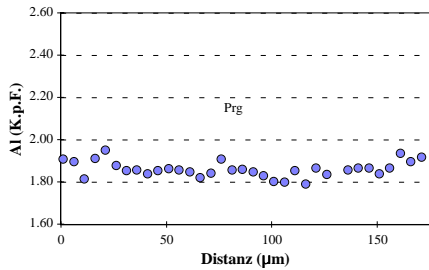
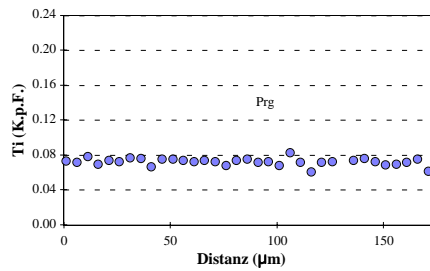
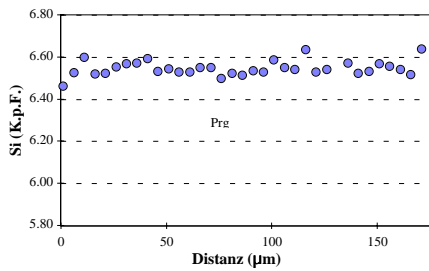


Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit  
SA84-63: Ol

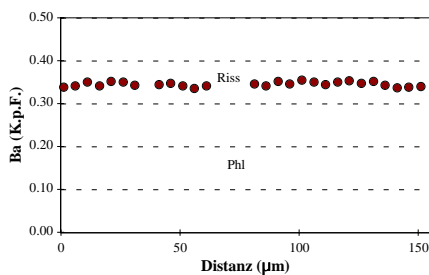
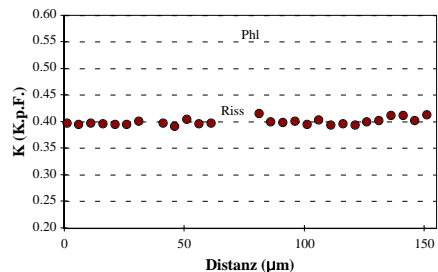
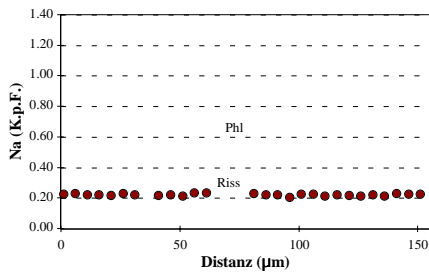
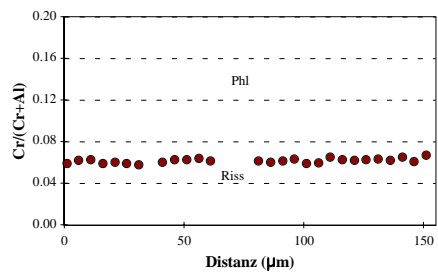
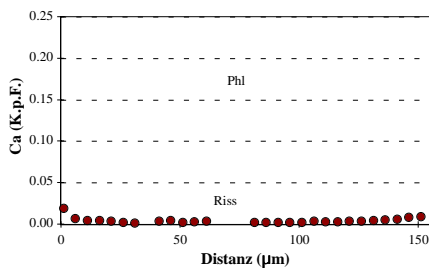
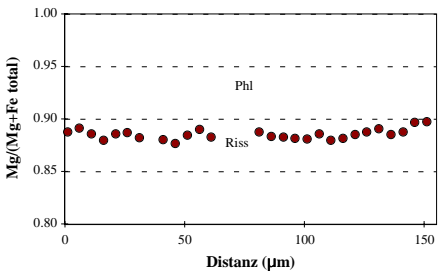
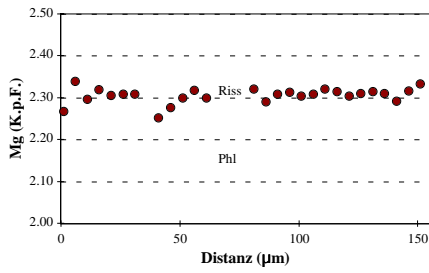
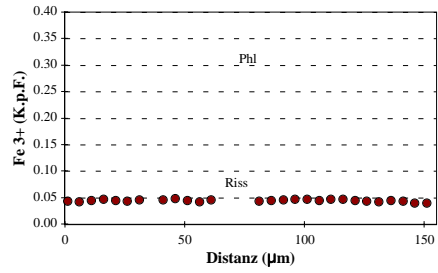
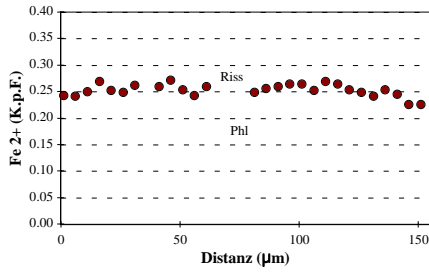
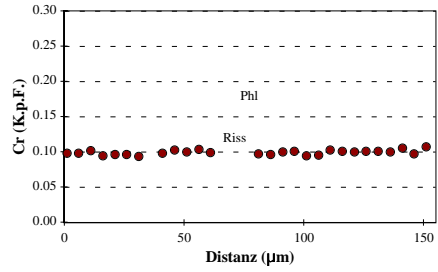
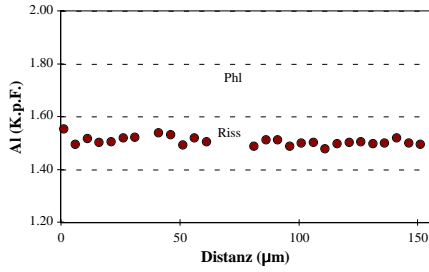
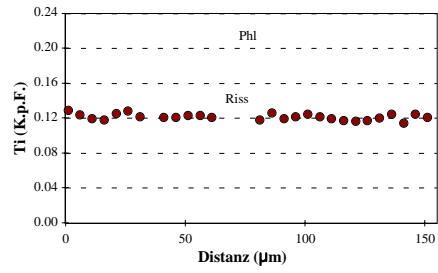
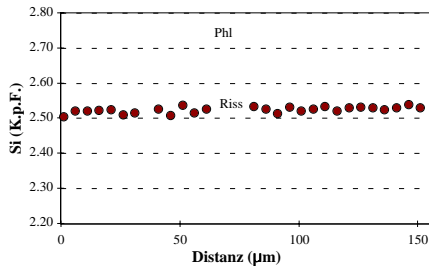


Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit

SA84-63: Prg



Spl-Prg-Phl-Ol-Websterit  
SA84-63: Phl







**Spl-Lherzolith (Gruppe I)  
SA84-66**

Kommentar Mineral Position	Cpx Rand Kern		Opx Rand Kern		homogenes Mineral Ol Rand Kern		homogenes Mineral Spl Rand Kern		Kontakt zu Cpx Glas	Cpx2	Spl2
	Cpx Rand	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Ol Rand	Ol Kern	Spl Rand	Spl Kern			
SiO2	50.45	52.36	54.88	55.72	40.81	40.83	0.07	0.06	62.54	51.05	0.72
TiO2	1.01	0.48	0.19	0.07	0.01	0.01	0.26	0.25	0.89	.85	0.52
Al2O3	7.86	6.53	5.37	4.17	0.03	0.03	57.71	57.17	21.61	7.46	54.26
Cr2O3	0.68	0.67	0.45	0.27	0.00	0.05	8.94	9.35	0.04	.67	11.90
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.22	3.48	2.41	.80	1.19
FeO	3.77	3.07	7.06	6.48	10.46	10.44	8.65	9.20	0.00	2.93	9.93
MnO	0.08	0.11	0.15	0.15	0.23	0.14	0.03	0.11	0.05	.10	0.12
NiO	0.07	0.03	0.12	0.11	0.40	0.44	0.42	0.47	0.05	.09	0.26
MgO	14.79	15.01	31.36	32.39	48.85	48.94	21.18	20.82	1.55	15.21	20.27
CaO	18.71	20.20	1.09	0.58	0.10	0.09	0.02	0.00	5.23	18.85	0.20
Na2O	1.63	1.47	0.14	0.13	0.02	0.01	0.02	0.00	2.49	1.59	0.05
K2O	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	2.17	.01	0.03
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.00	0.00
<b>Summe</b>	99.08	99.94	100.83	100.06	100.90	100.98	100.52	100.91	99.03	99.61	99.44
Si	1.845	1.894	1.889	1.922	0.996	0.996	0.002	0.002	2.792	1.853	0.019
Ti	0.028	0.013	0.005	0.002	0.000	0.000	0.005	0.005	0.030	0.023	0.010
Al	0.339	0.278	0.218	0.170	0.001	0.001	1.744	1.730	1.137	0.319	1.675
Cr	0.020	0.019	0.012	0.007	0.000	0.001	0.181	0.190	0.002	0.019	0.247
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.062	0.067	0.081	0.022	0.023
Fe2+	0.115	0.093	0.203	0.187	0.213	0.213	0.186	0.198	0.000	0.089	0.218
Mn	0.002	0.003	0.004	0.004	0.005	0.003	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003
Ni	0.002	0.001	0.003	0.003	0.008	0.009	0.009	0.010	0.002	0.003	0.005
Mg	0.806	0.809	1.610	1.666	1.777	1.779	0.810	0.797	0.103	0.823	0.791
Ca	0.733	0.783	0.040	0.021	0.002	0.002	0.001	0.000	0.250	0.733	0.006
Na	0.116	0.103	0.009	0.009	0.001	0.000	0.001	0.000	0.216	0.112	0.002
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.124	0.001	0.001
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Summe</b>	4.007	3.996	3.995	3.992	3.004	3.003	3.000	3.000	4.738	4.000	3.000
XMg	0.875	0.897	0.888	0.899	0.893	0.893	0.813	0.801		0.903	0.784
XCr	0.055	0.065	0.053	0.042			0.094	0.099		0.057	0.128
XMg*									0.5601		
Ca/(1-Na)	0.829	0.873	0.040	0.022							

XMg = Mg/(Mg+Fe2+)

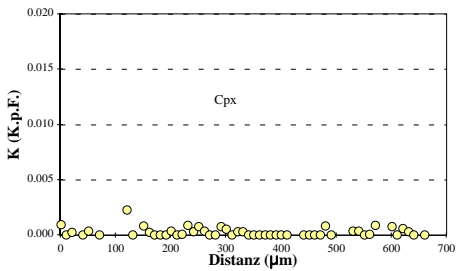
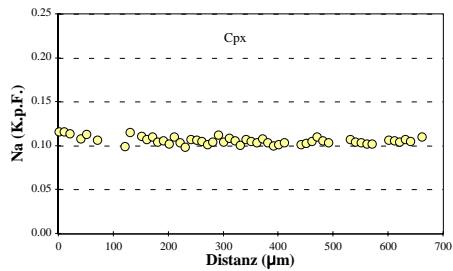
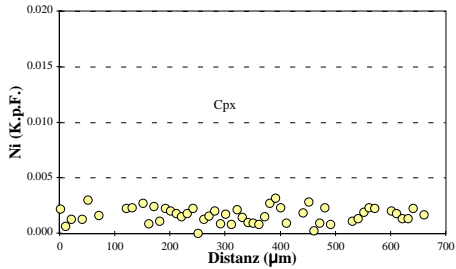
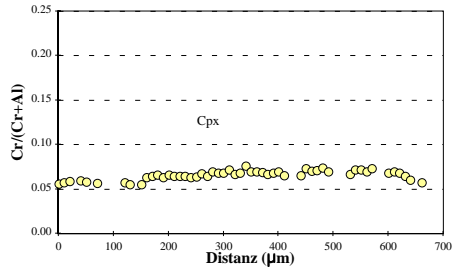
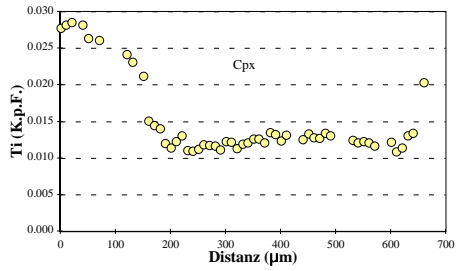
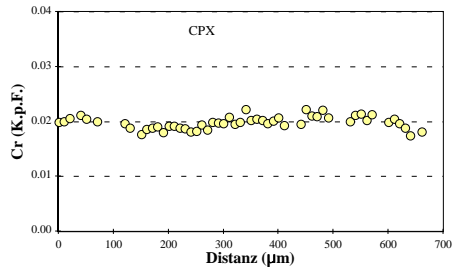
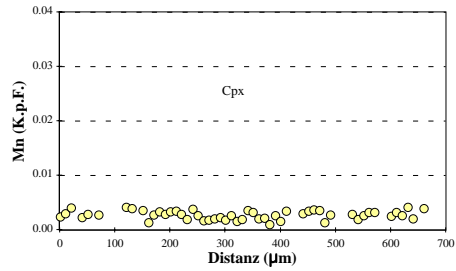
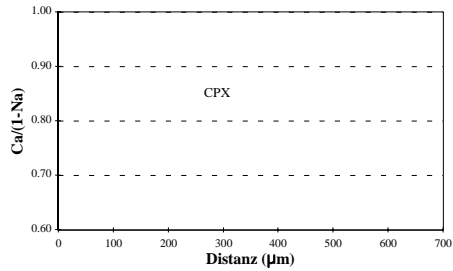
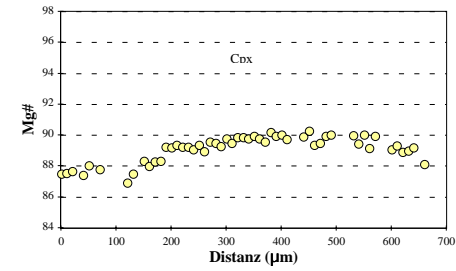
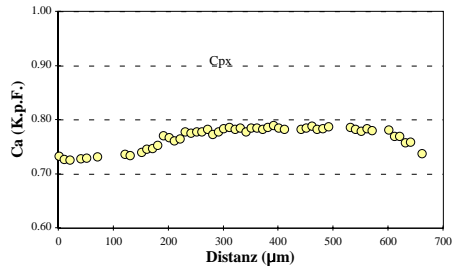
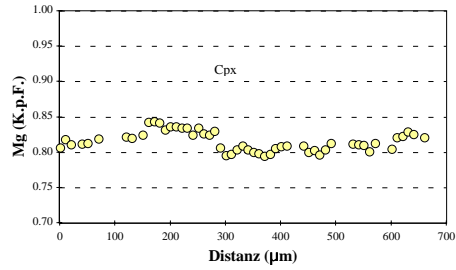
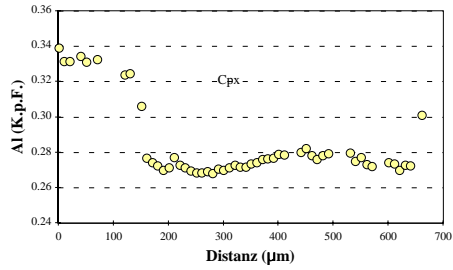
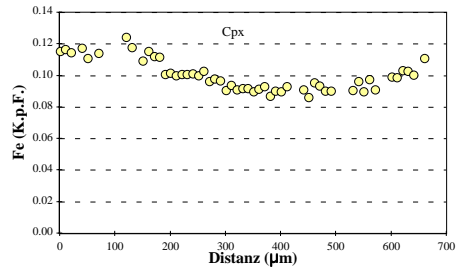
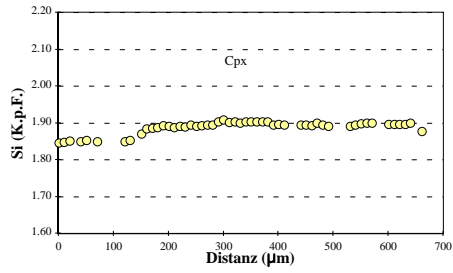
XCr = Cr/(Cr+Al)

XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2." endet, sind sekundär

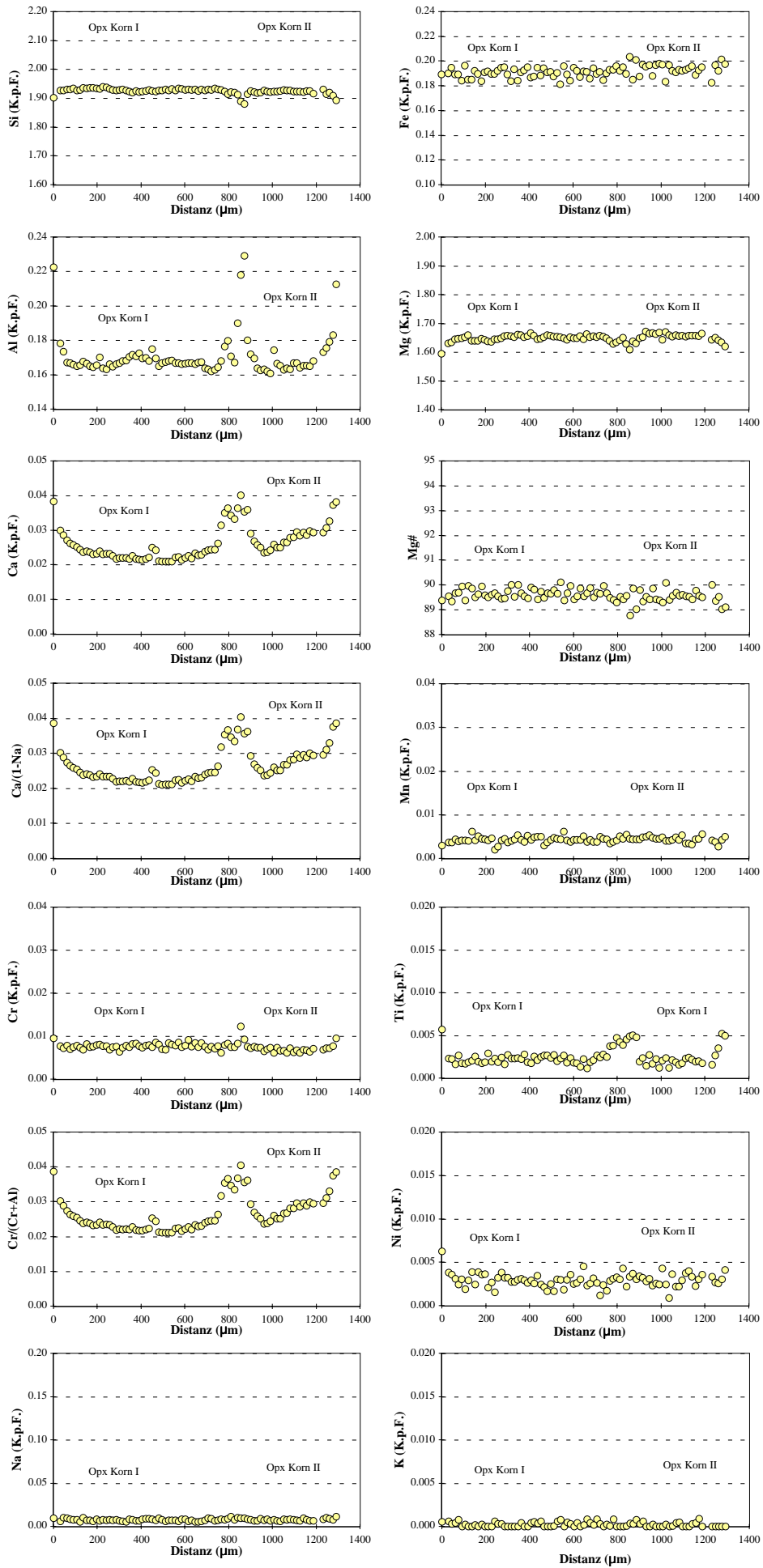
# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

## SA84-66: Cpx

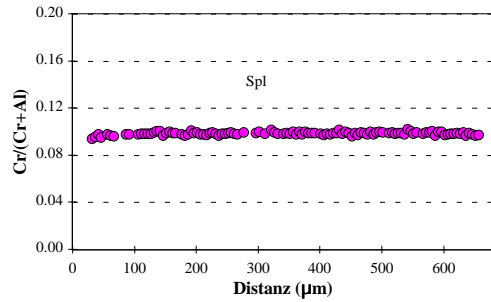
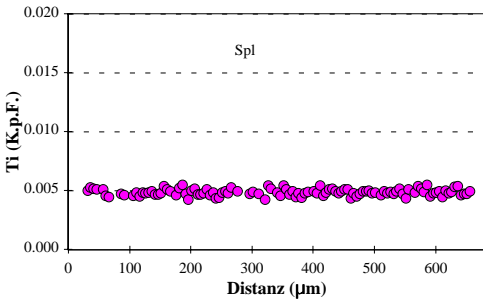
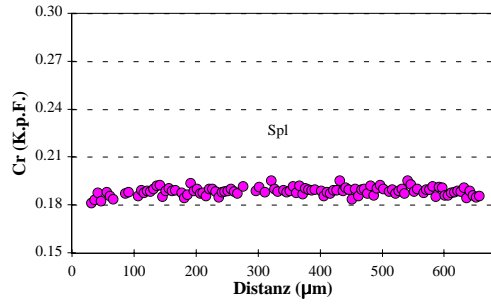
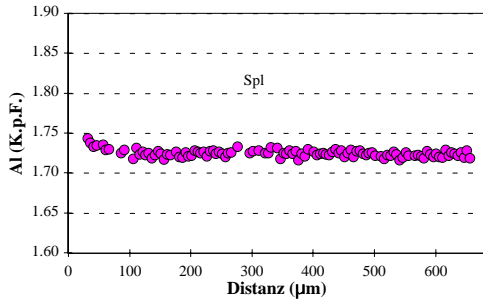
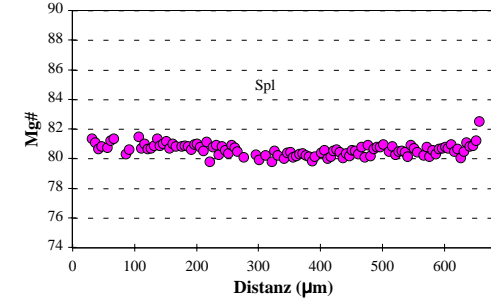
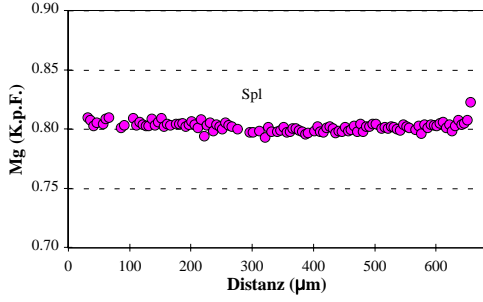
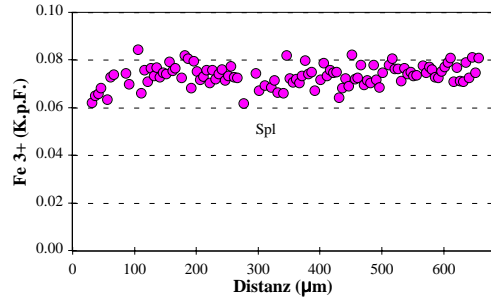
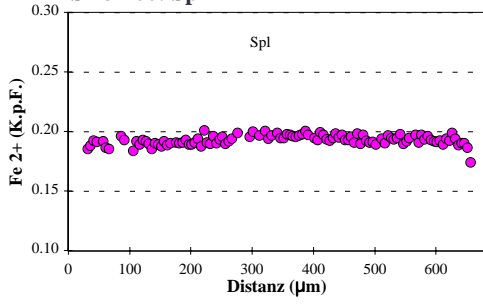


# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

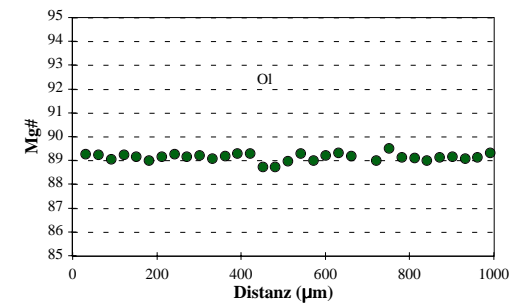
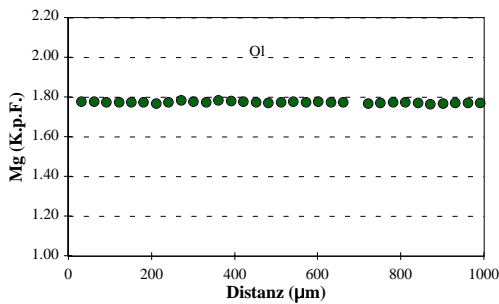
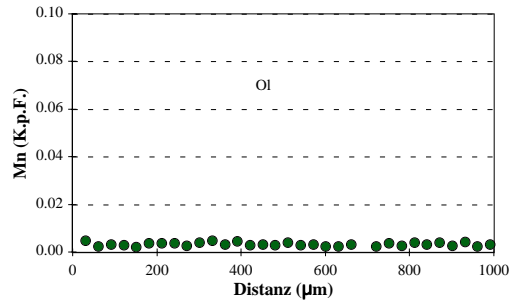
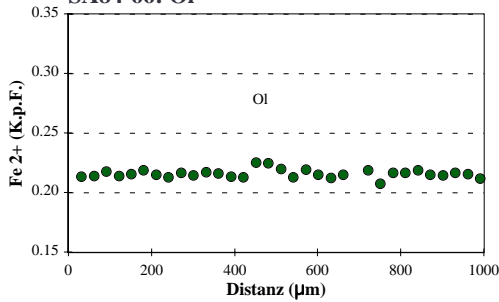
## SA84-66: Opx (Korn1 & Korn2)



Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA84-66: Spl



Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA84-66: OI



**Spl-Lherzololith (Gruppe 1)**

**SA84-85**

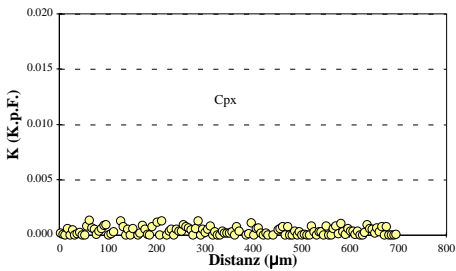
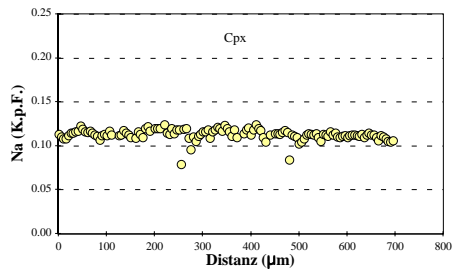
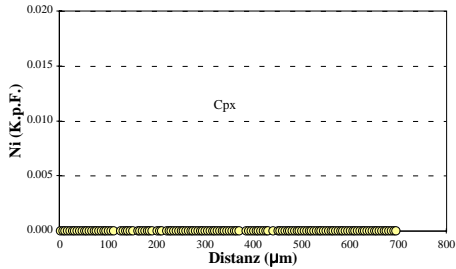
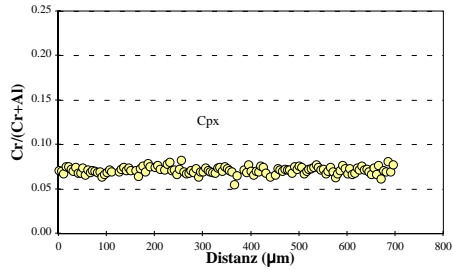
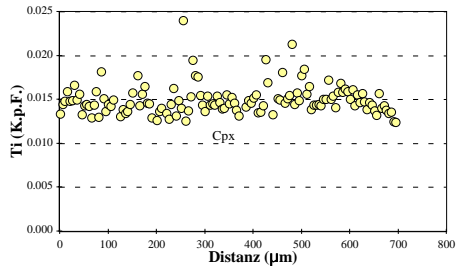
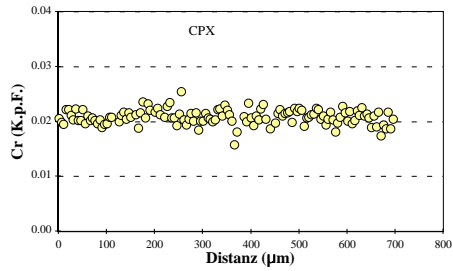
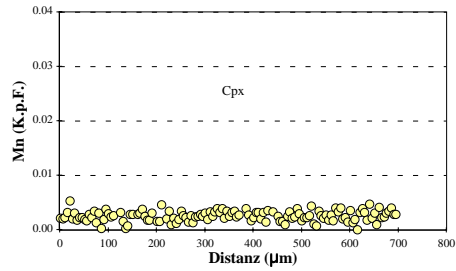
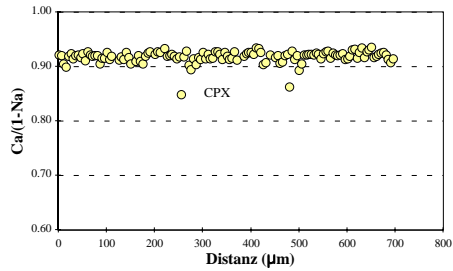
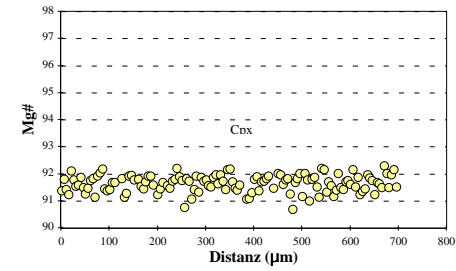
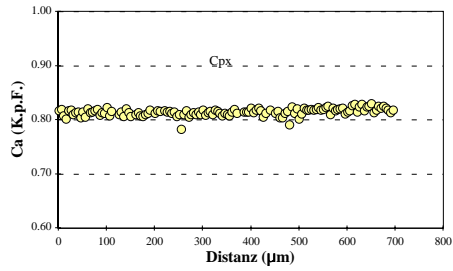
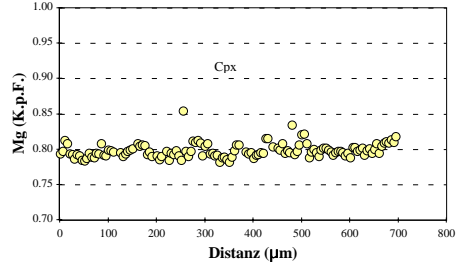
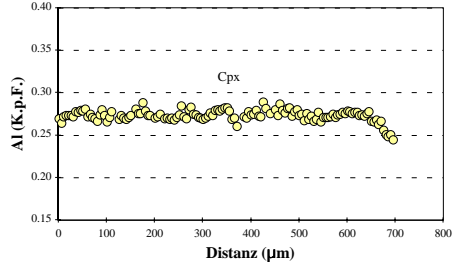
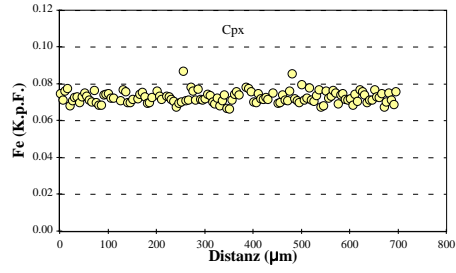
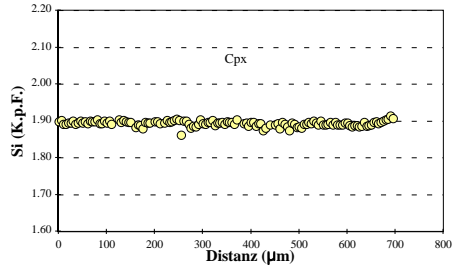
Kommentar Mineral Position	Cpx		Opx		Homogenes Mineral		Spl	
	Rand	Kern	Rand	Kern	Oi Rand	Oi Kern	Rand	Kern
SiO2	52.80	52.03	55.84	55.78	40.19	40.55	0.05	0.04
TiO2	0.46	0.51	0.09	0.08	0.00	0.00	0.07	0.06
Al2O3	5.74	6.49	3.22	3.89	0.09	0.01	58.82	59.33
Cr2O3	0.72	0.78	0.22	0.24	0.28	0.00	9.08	9.16
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.16	0.18
FeO	2.51	2.33	6.16	6.38	10.13	10.05	8.86	9.80
MnO	0.09	0.13	0.14	0.19	0.14	0.13	0.05	0.10
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.39	0.37	0.38
MgO	15.20	14.52	33.30	33.23	49.09	48.79	20.85	20.19
CaO	21.14	20.81	0.51	0.42	0.00	0.05	0.01	0.00
Na2O	1.51	1.70	0.06	0.06	0.02	0.01	0.01	0.02
K2O	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.18	99.30	99.55	100.28	100.26	99.98	99.33	99.27
Si	1.906	1.894	1.934	1.919	0.987	0.997	0.001	0.001
Ti	0.012	0.014	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001
Al	0.244	0.278	0.131	0.158	0.003	0.000	1.788	1.807
Cr	0.020	0.022	0.006	0.006	0.005	0.000	0.185	0.187
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.003
Fe2+	0.076	0.071	0.178	0.184	0.208	0.207	0.191	0.212
Mn	0.003	0.004	0.004	0.005	0.003	0.003	0.001	0.002
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.008	0.008	0.008
Mg	0.818	0.787	1.719	1.704	1.797	1.788	0.801	0.777
Ca	0.818	0.811	0.019	0.016	0.000	0.001	0.000	0.000
Na	0.106	0.120	0.004	0.004	0.001	0.000	0.001	0.001
K	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.003	4.002	3.998	3.999	3.010	3.003	3.000	3.000
XMg	0.915	0.917	0.906	0.903	0.896	0.896	0.807	0.786
XCr	0.077	0.074	0.043	0.039			0.094	0.094
Ca/(1-Na)	0.914	0.922	0.019	0.016				

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

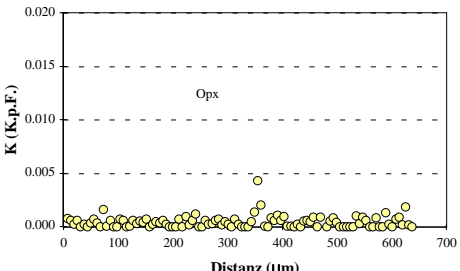
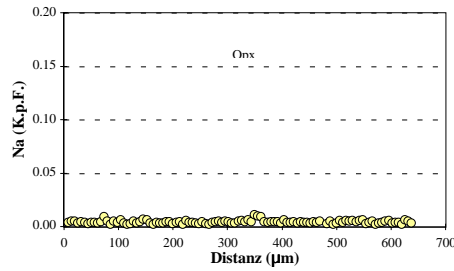
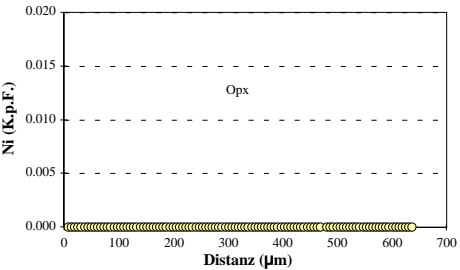
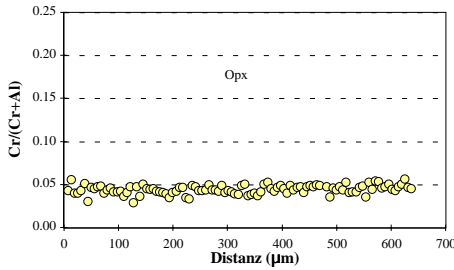
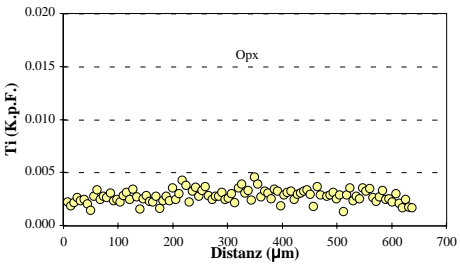
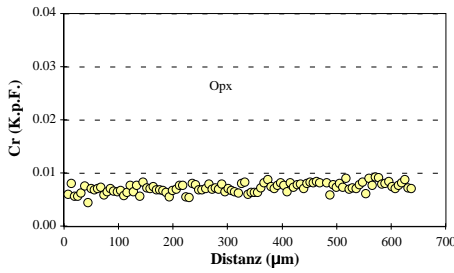
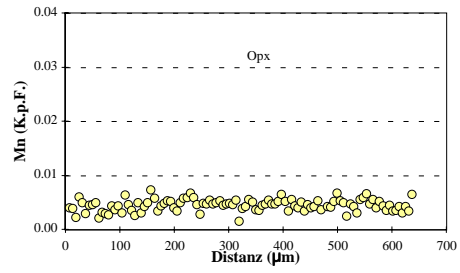
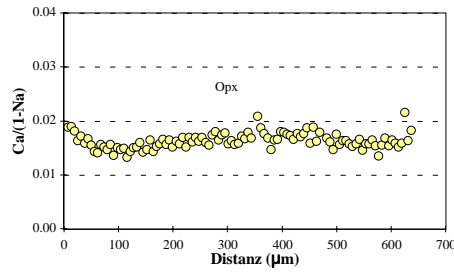
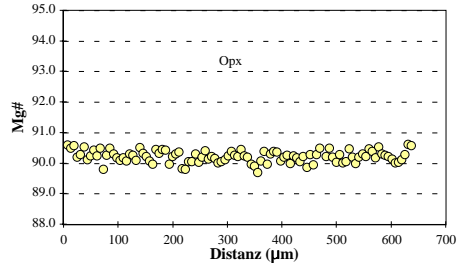
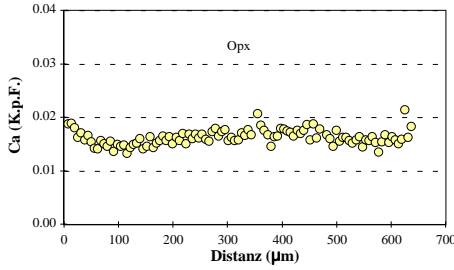
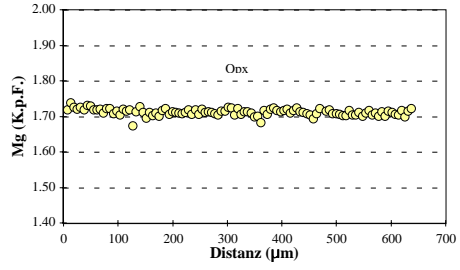
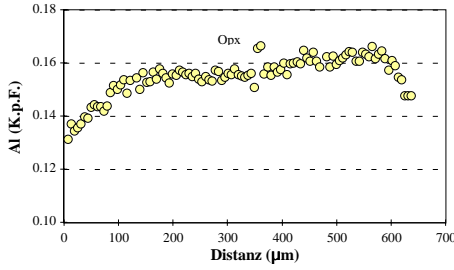
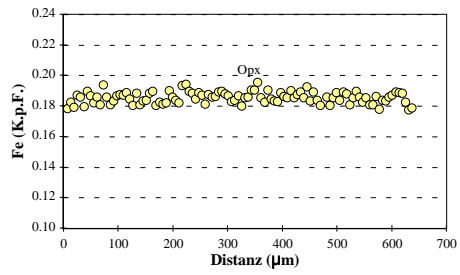
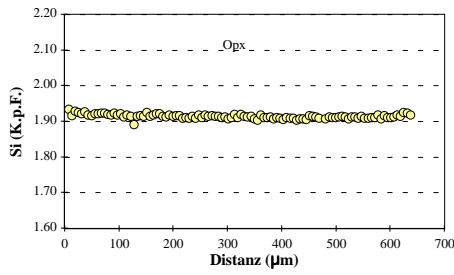
# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

## SA84-85: Cpx

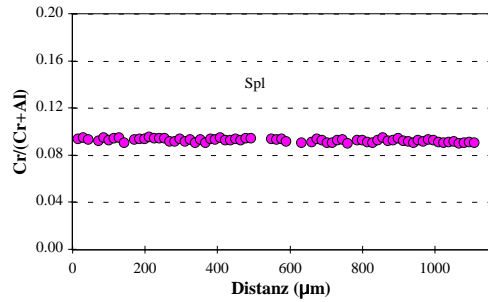
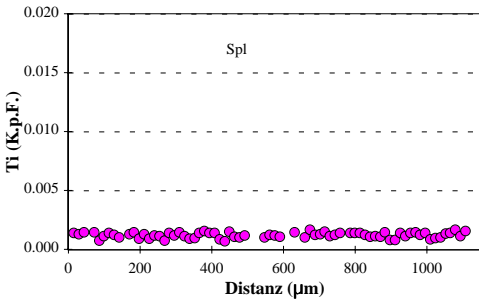
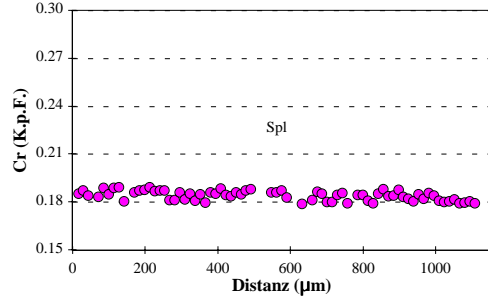
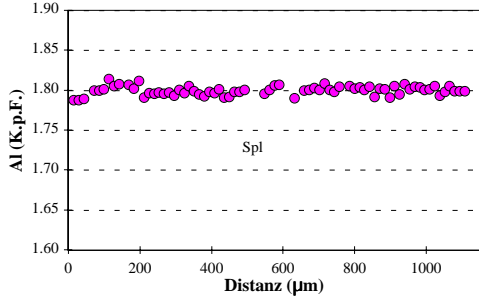
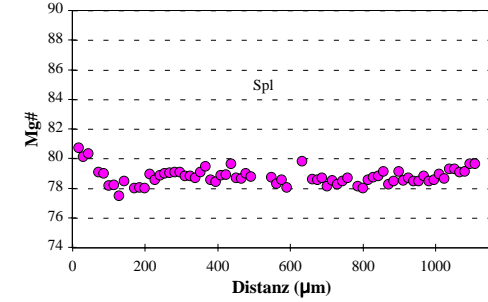
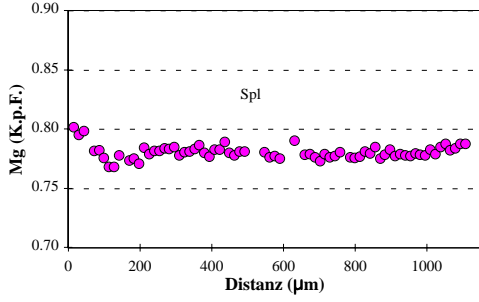
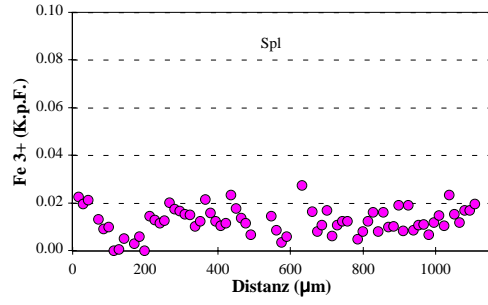
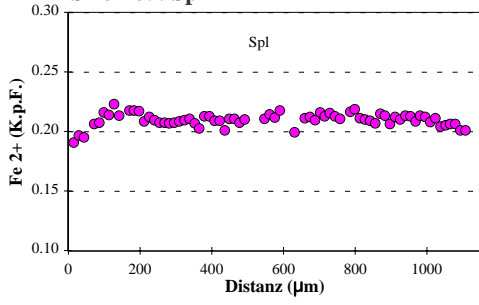


# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

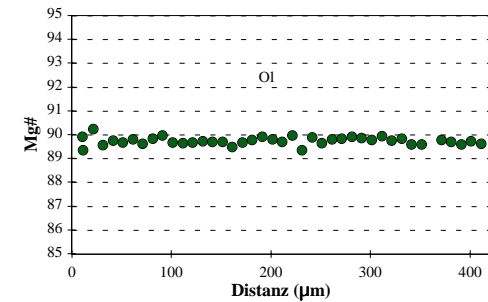
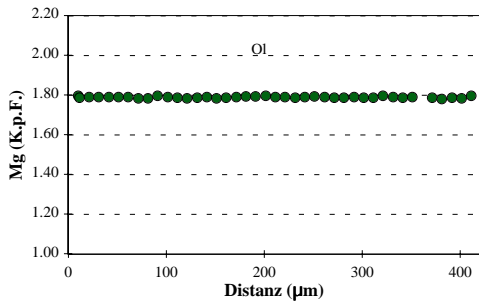
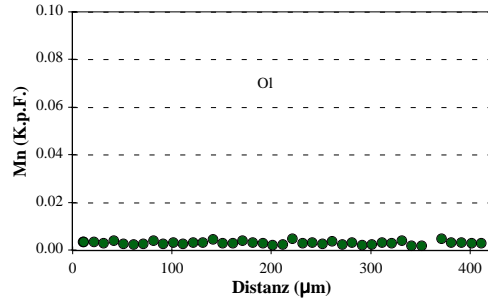
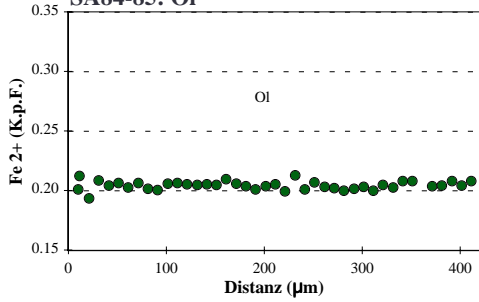
## SA84-85: Opx



**Spl-Lherzolith (Gruppe 1)**  
**SA84-85: Spl**



**Spl-Lherzolith (Gruppe 1)**  
**SA84-85: Ol**





**Spl-Lherzololith (Gruppe 2)**  
**SA84-88**

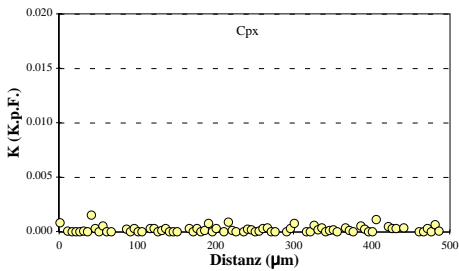
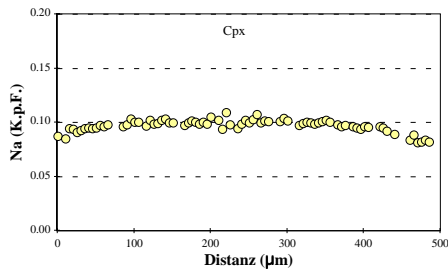
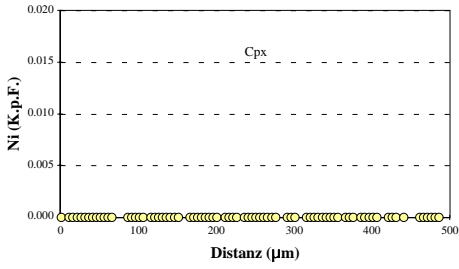
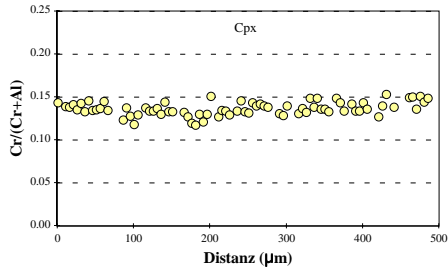
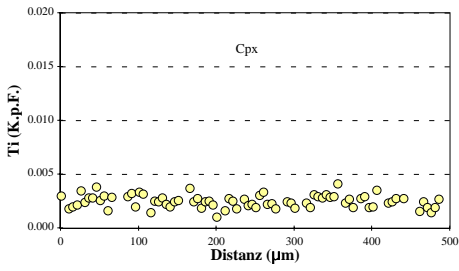
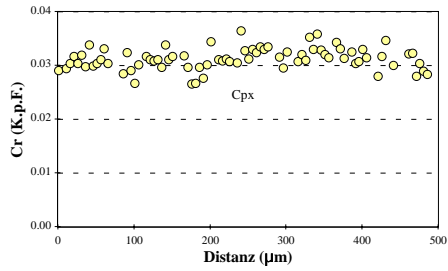
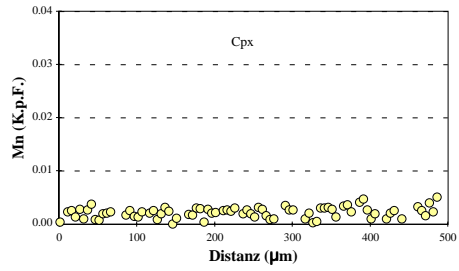
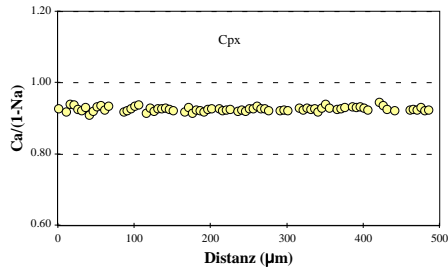
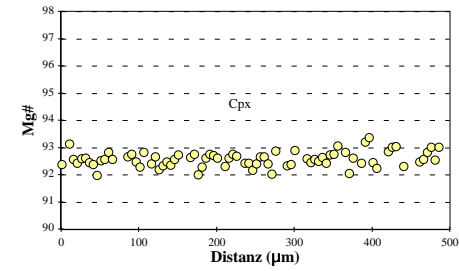
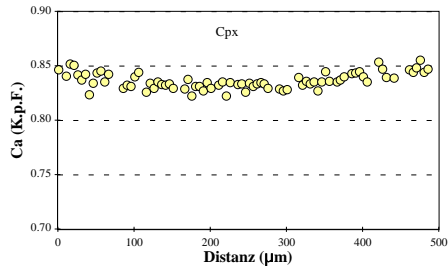
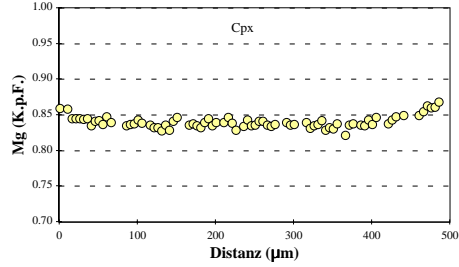
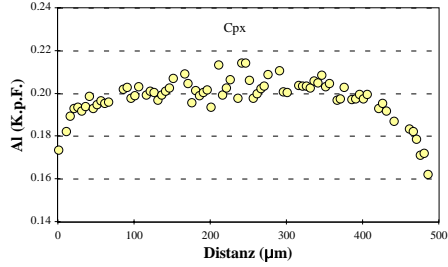
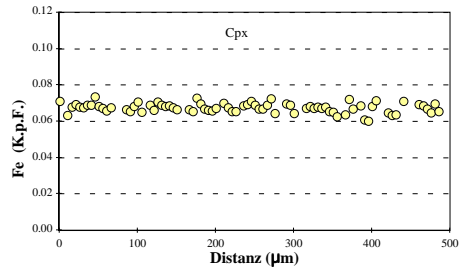
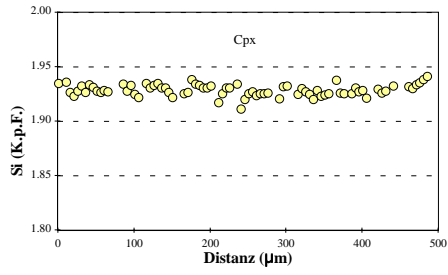
Kommentar Mineral Position	Cpx		Opx		Homogenes Mineral Ol		Homogenes Mineral Spl	
	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern
SiO2	53.91	53.29	57.04	56.08	40.96	41.19	0.00	0.02
TiO2	0.10	0.07	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
Al2O3	3.82	4.84	2.62	3.49	0.01	0.00	48.29	48.80
Cr2O3	0.99	1.09	0.40	0.54	0.00	0.00	19.99	19.26
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.26	2.12
FeO	2.17	2.28	5.82	5.96	9.22	9.24	9.45	9.44
MnO	0.17	0.05	0.16	0.18	0.12	0.14	0.09	0.14
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.55	0.38	0.34
MgO	16.17	15.52	34.40	33.94	49.90	49.69	19.36	19.28
CaO	21.95	21.54	0.44	0.40	0.03	0.03	0.00	0.00
Na2O	1.17	1.42	0.05	0.03	0.01	0.00	0.01	0.04
K2O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.45	100.10	100.96	100.66	100.75	100.86	99.83	99.43
Si	1.941	1.925	1.944	1.920	0.995	1.000	0.000	0.001
Ti	0.003	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.162	0.206	0.105	0.141	0.000	0.000	1.530	1.548
Cr	0.028	0.031	0.011	0.015	0.000	0.000	0.425	0.410
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.046	0.043
Fe2+	0.065	0.069	0.166	0.171	0.187	0.188	0.212	0.212
Mn	0.005	0.001	0.004	0.005	0.002	0.003	0.002	0.003
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.011	0.008	0.007
Mg	0.868	0.836	1.748	1.733	1.808	1.798	0.776	0.774
Ca	0.847	0.834	0.016	0.015	0.001	0.001	0.000	0.000
Na	0.082	0.100	0.003	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.002	4.004	3.999	4.002	3.005	3.000	3.000	3.000
XMg	0.930	0.924	0.913	0.910	0.906	0.906	0.785	0.785
XCr	0.149	0.131	0.093	0.094	0.016	0.016	0.217	0.209
Ca/(1-Na)	0.923	0.926	0.016	0.015				

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

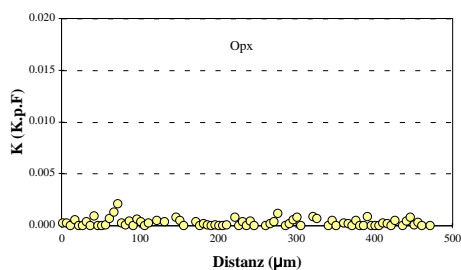
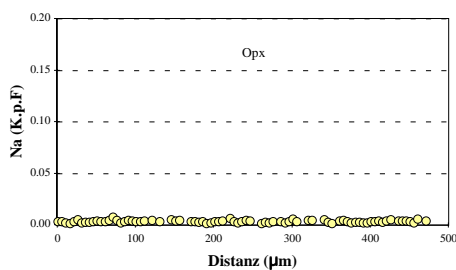
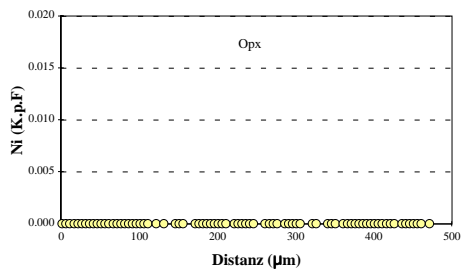
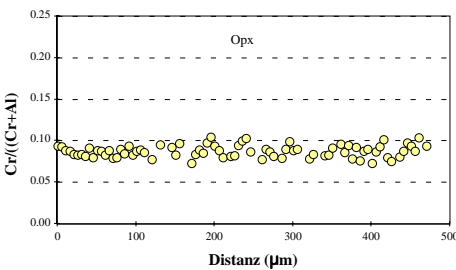
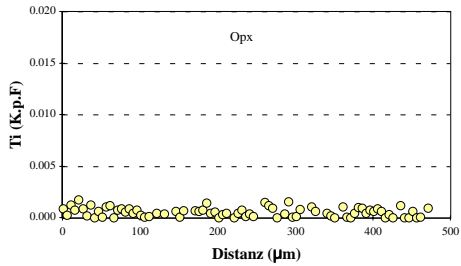
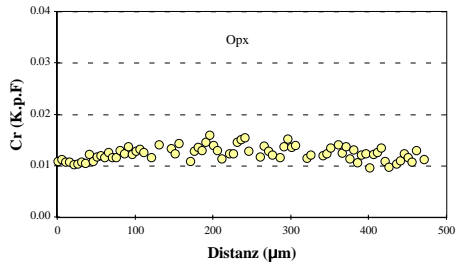
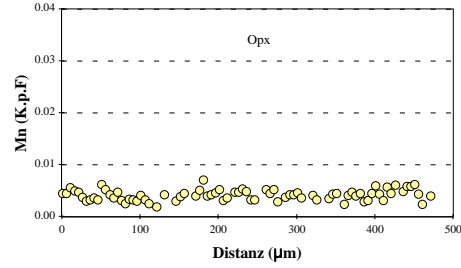
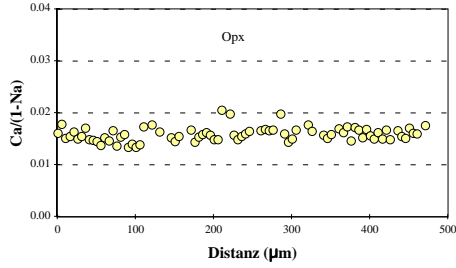
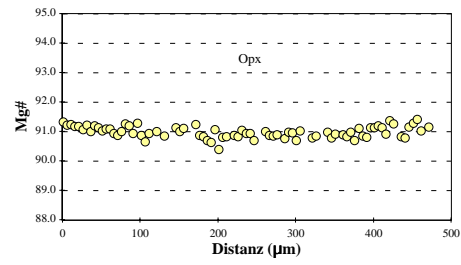
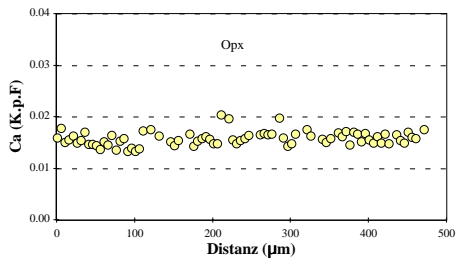
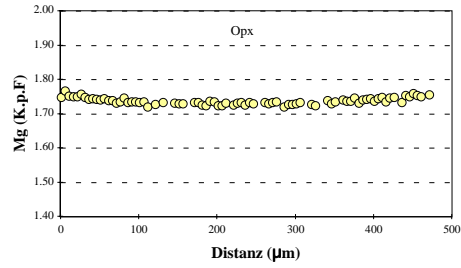
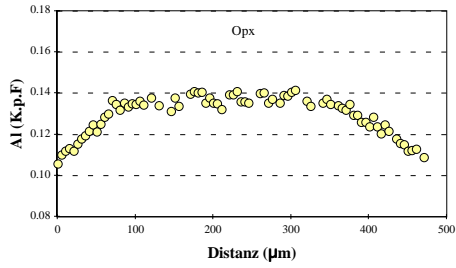
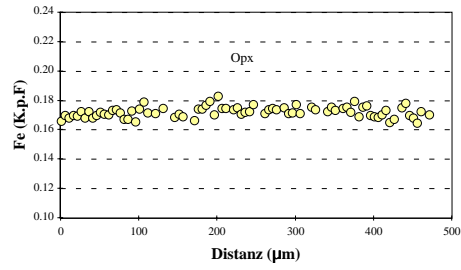
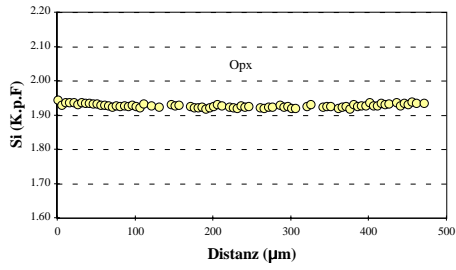
# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

## SA84-88: Cpx

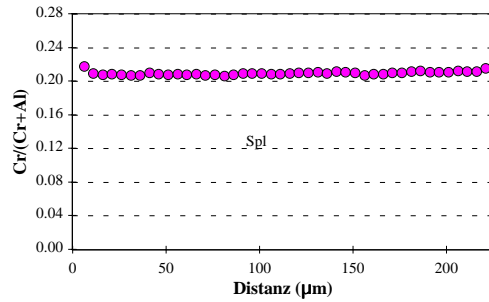
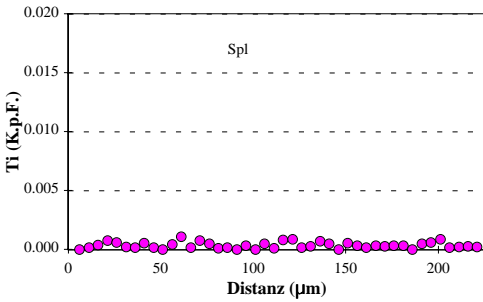
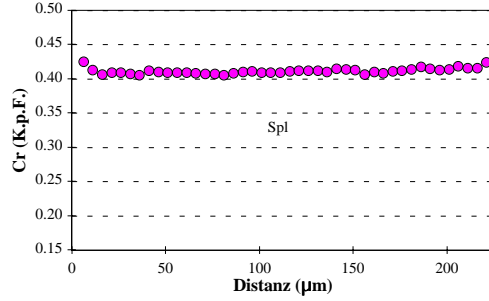
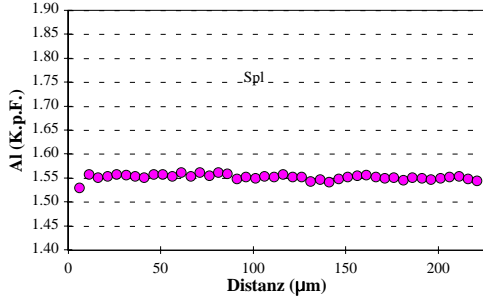
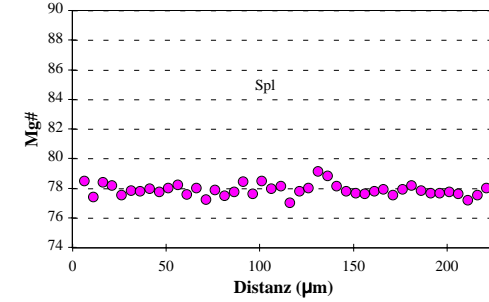
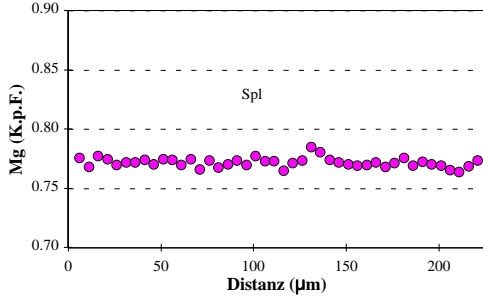
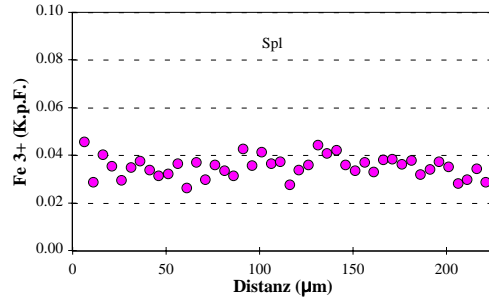
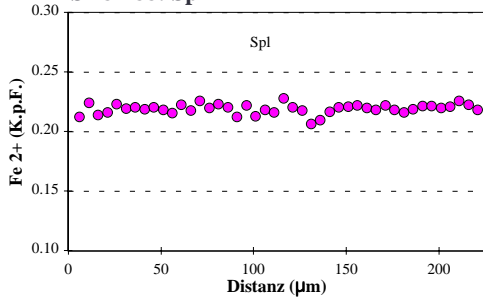


# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

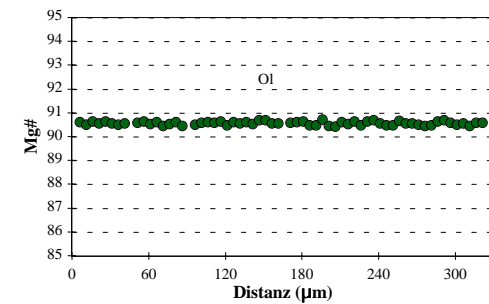
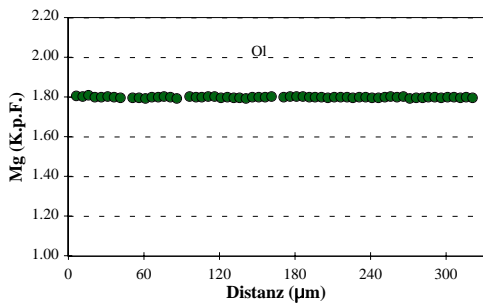
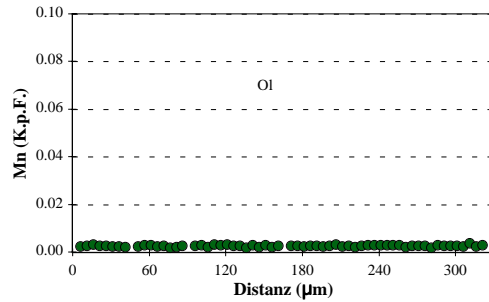
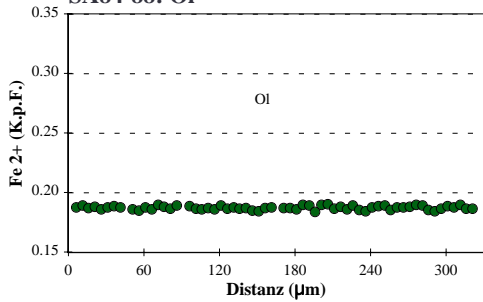
## SA84-88: Opx



Spl-Lherzolith (Gruppe 2)  
SA84-88: Spl



Spl-Lherzolith (Gruppe 2)  
SA84-88: OI



**Spl-Lherzololith (Gruppe 3)  
SA84-91**

Kommentar Mineral Position	homogenes Mineral Cpx		homogenes Mineral Opx		homogenes Mineral Ol		Spl Kern		Kontakt zu Cpx Glas		O12	Cpx2	Spl2
	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern			
SiO2	53.87	53.55	56.66	56.50	40.62	40.60	0.04	0.02	57.55	40.92	51.18	0.02	0.02
TiO2	0.08	0.07	0.03	0.02	0.00	0.01	0.15	0.10	0.60	0.00	0.38	0.11	0.11
Al2O3	4.03	4.04	1.86	1.86	0.02	0.02	19.88	20.17	24.30	0.04	5.09	20.01	20.01
Cr2O3	2.53	2.53	0.66	0.64	0.04	0.03	46.18	46.29	0.07	0.17	2.87	47.00	47.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.24	5.27	3.78	0.00	0.00	0.00	5.15
FeO	3.42	3.14	6.30	6.64	10.19	10.30	12.86	14.75	0.00	7.61	2.41	14.80	14.80
MnO	0.09	0.07	0.25	0.21	0.15	0.17	0.12	0.13	0.03	0.10	0.06	0.06	0.13
NiO	0.04	0.02	0.11	0.11	0.46	0.42	0.18	0.12	0.01	0.36	0.07	0.12	0.12
MgO	15.35	15.32	33.53	33.43	48.96	49.05	14.06	13.24	1.48	51.23	15.24	13.36	13.36
CaO	18.39	18.46	0.81	0.85	0.07	0.06	0.11	0.01	2.73	0.20	21.47	0.00	0.00
Na2O	2.36	2.40	0.18	0.18	0.01	0.01	0.02	0.01	6.15	0.00	1.16	0.00	0.00
K2O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	2.85	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Summe</b>	100.17	99.61	100.42	100.43	100.52	100.66	98.85	100.11	99.54	100.64	99.92	100.71	100.71
Si	1.949	1.947	1.953	1.950	0.994	0.993	0.001	0.001	2.612	0.989	1.869	0.000	0.000
Ti	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.020	0.000	0.010	0.003	0.003
Al	0.172	0.173	0.076	0.076	0.001	0.000	0.731	0.737	1.300	0.001	0.219	0.728	0.728
Cr	0.072	0.073	0.018	0.017	0.001	0.001	1.139	1.135	0.003	0.003	0.083	1.147	1.147
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.123	0.123	0.129	0.000	0.000	0.120	0.120
Fe2+	0.104	0.096	0.182	0.192	0.209	0.211	0.336	0.383	0.000	0.154	0.073	0.382	0.382
Min	0.003	0.002	0.007	0.006	0.003	0.004	0.003	0.003	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003
Ni	0.001	0.001	0.003	0.003	0.009	0.008	0.004	0.003	0.000	0.007	0.002	0.003	0.003
Mg	0.828	0.830	1.723	1.720	1.786	1.788	0.654	0.612	1.100	1.846	0.829	0.614	0.614
Ca	0.713	0.719	0.030	0.031	0.002	0.002	0.004	0.000	0.133	0.005	0.840	0.000	0.000
Na	0.166	0.170	0.012	0.012	0.001	0.001	0.001	0.001	0.541	0.000	0.082	0.000	0.000
K	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.165	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	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
<b>Summe</b>	4.010	4.013	4.006	4.008	3.005	3.007	3.000	3.000	5.005	3.008	4.011	3.000	3.000
<b>XMg</b>	0.889	0.897	0.905	0.900	0.895	0.895	0.661	0.615	0.919	0.923	0.919	0.617	0.617
<b>XCr</b>	0.297	0.296	0.192	0.187	0.105	0.105	0.609	0.606	0.437	0.752	0.274	0.612	0.612
<b>XMg*</b>	0.854	0.866	0.030	0.032									

XMg = Mg/(Mg+Fe2+)  
XCr = Cr/(Cr+Al)  
XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)  
Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

Spl-Lherzololith (Gruppe 3)

SA 84-91

Profile Kapitel 7

Kommentar Mineral Position	Cpx-Kornl		Opx-Kornl		Ol-Kornl	
	Cpx Rand	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Ol Rand	Ol Kern
SiO2	53.93	53.93	56.92	56.93	41.10	40.91
TiO2	0.07	0.01	0.02	0.04	0.00	0.02
Al2O3	3.95	3.86	1.87	1.90	0.00	0.03
Cr2O3	2.17	2.37	0.73	0.63	0.02	0.04
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	3.22	3.33	6.38	6.57	10.04	10.22
MnO	0.06	0.11	0.17	0.15	0.19	0.13
NiO	0.08	0.08	0.12	0.10	0.35	0.33
MgO	15.44	15.59	33.49	33.16	48.99	49.10
CaO	18.24	18.52	0.78	0.83	0.09	0.04
Na2O	2.48	2.42	0.21	0.20	0.01	0.04
K2O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.65	100.22	100.69	100.51	100.79	100.88
Si	1.958	1.951	1.956	1.960	1.001	0.997
Ti	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Al	0.169	0.165	0.076	0.077	0.000	0.001
Cr	0.062	0.068	0.020	0.017	0.000	0.001
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.098	0.101	0.183	0.189	0.205	0.208
Mn	0.002	0.003	0.005	0.004	0.004	0.003
Ni	0.002	0.002	0.003	0.003	0.007	0.007
Mg	0.835	0.840	1.716	1.702	1.779	1.784
Ca	0.709	0.718	0.029	0.031	0.002	0.001
Na	0.174	0.170	0.014	0.013	0.001	0.002
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.012	4.018	4.002	3.998	2.999	3.003
Li (µg/g)	1.664	1.801	1.784	1.705	3.824	4.006
Be (µg/g)	0.689	0.717	0.384	0.375	0.008	0.015
B (µg/g)	0.711	0.730	0.643	0.624	0.525	0.561
XMg	0.895	0.893	0.903	0.900	0.897	0.895
XCr	0.270	0.292	0.206	0.182		
Ca/(1-Na)	0.859	0.864	0.029	0.031		

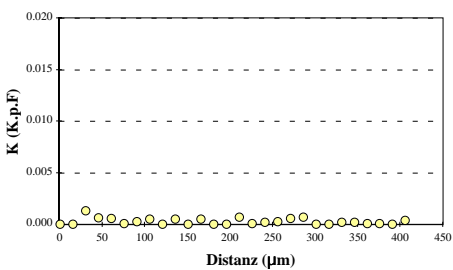
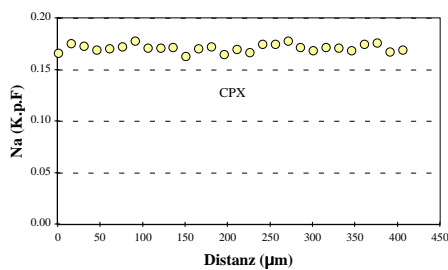
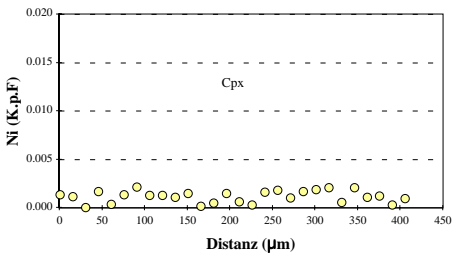
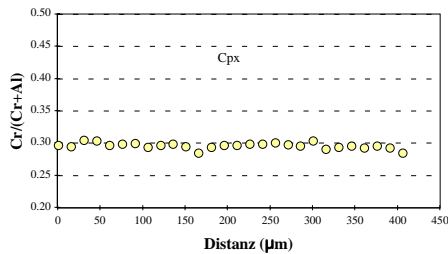
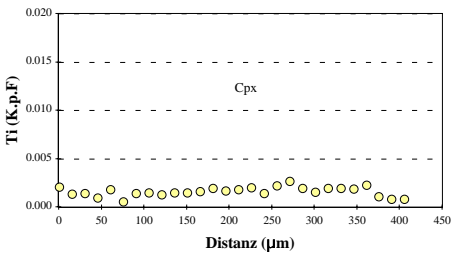
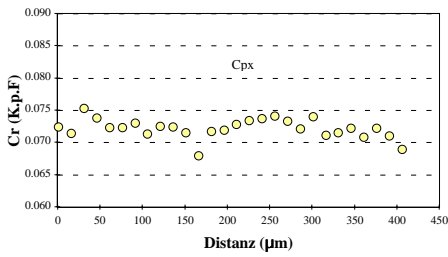
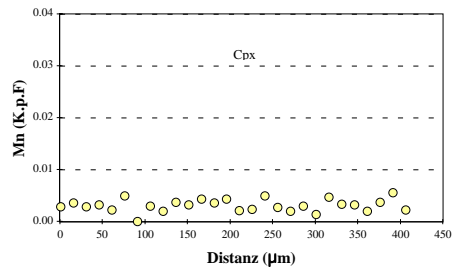
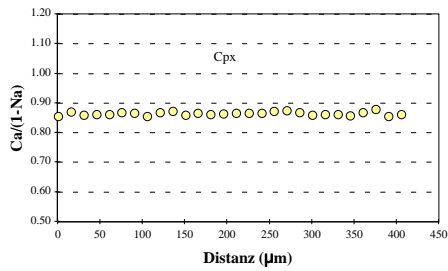
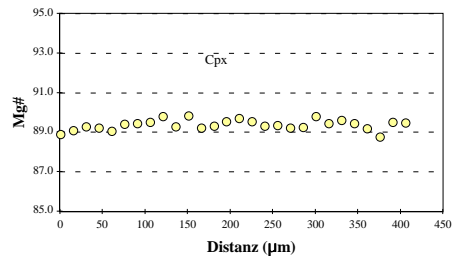
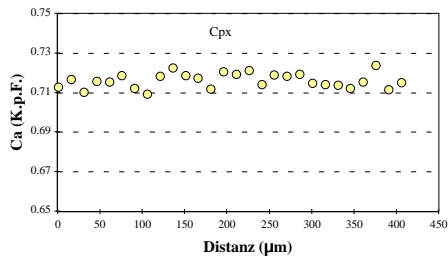
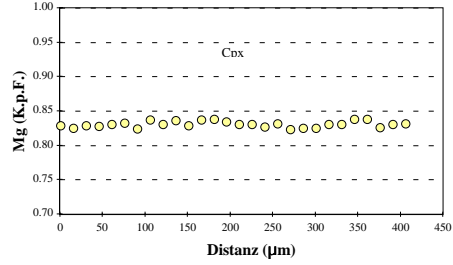
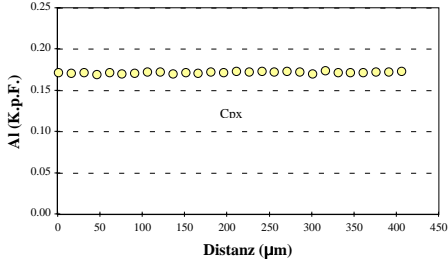
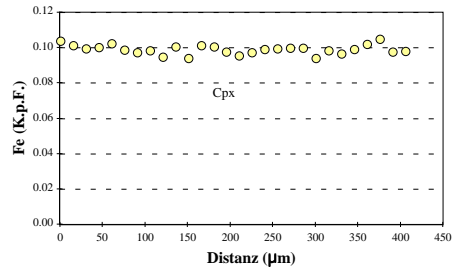
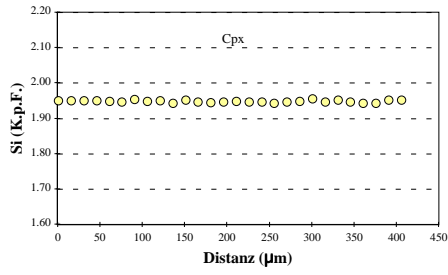
$$XMg = Mg/(Mg+Fe^{2+})$$

$$XCr = Cr/(Cr+Al)$$

$$XMg^* = Mg/(Mg+Fe \text{ total})$$

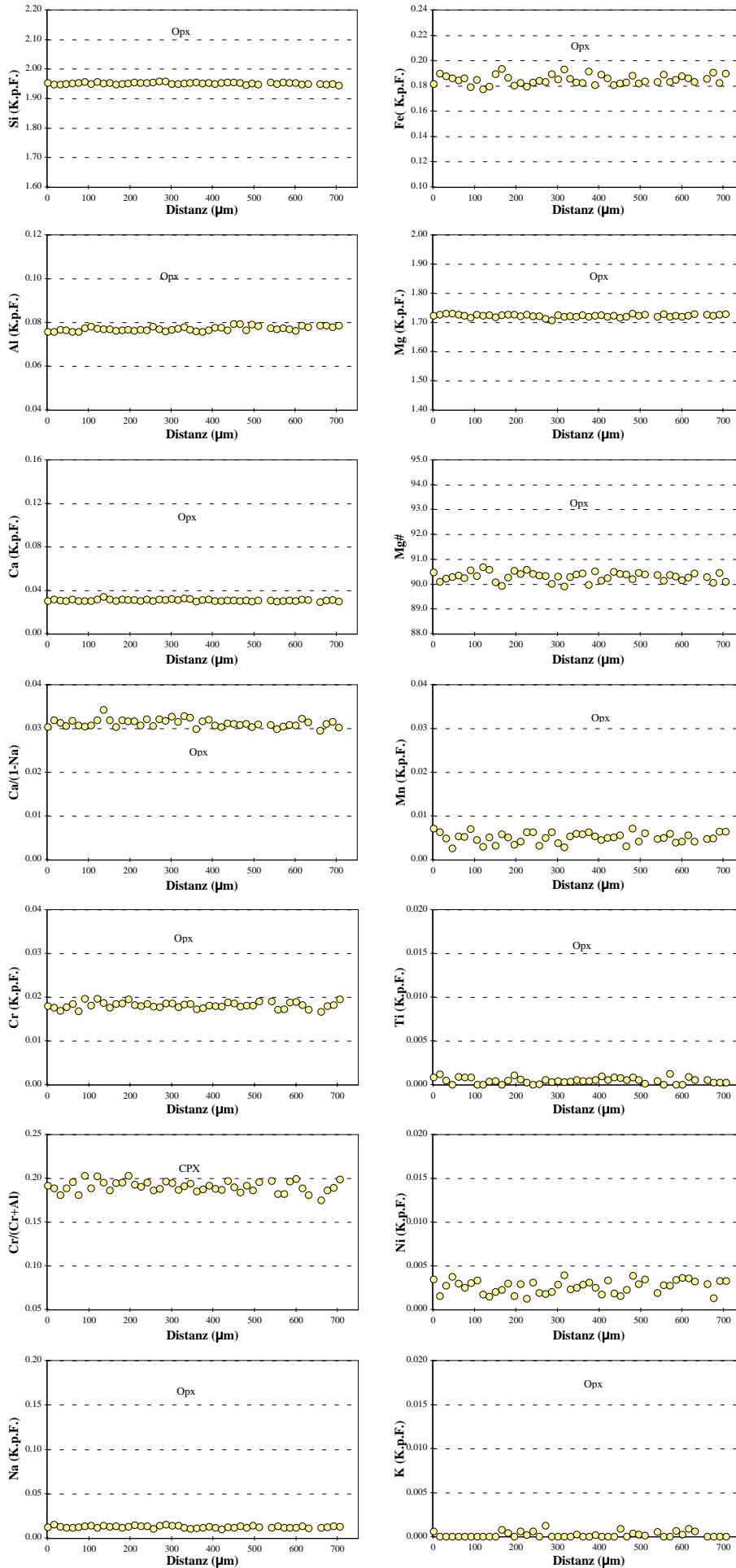
# Spl-Lherzolith (Gruppe 3)

## SA84-91: Cpx



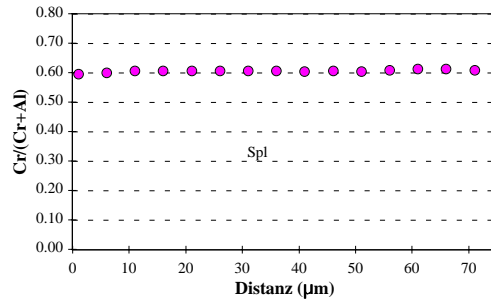
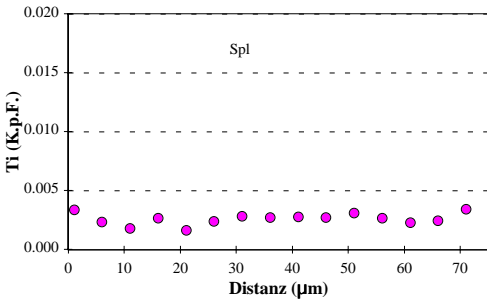
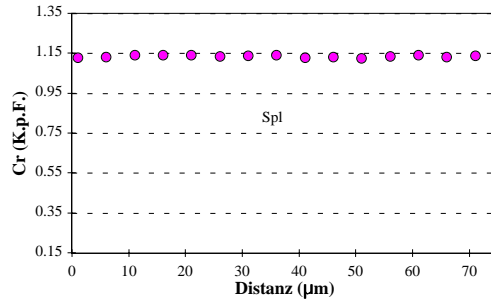
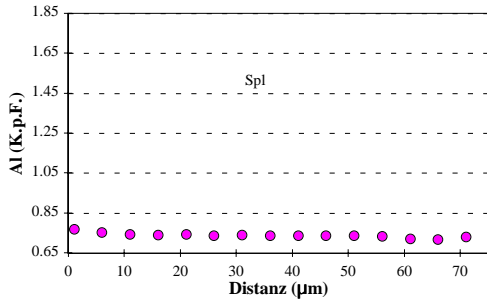
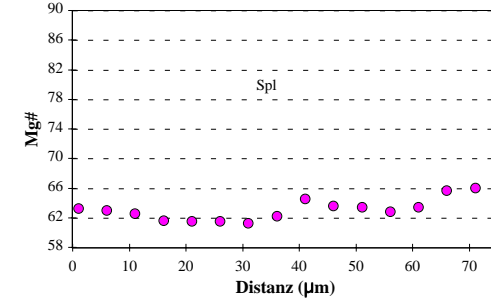
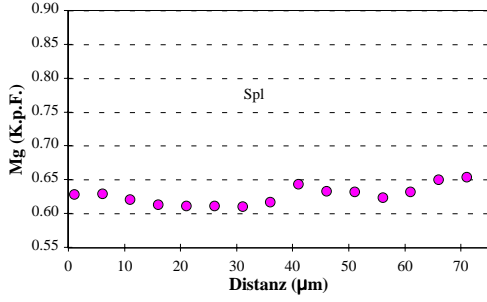
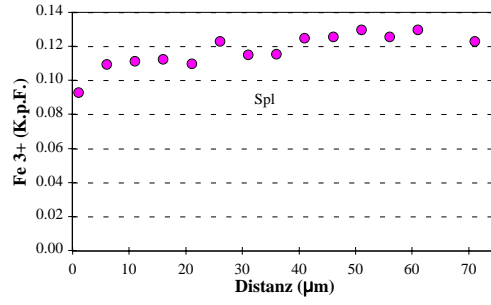
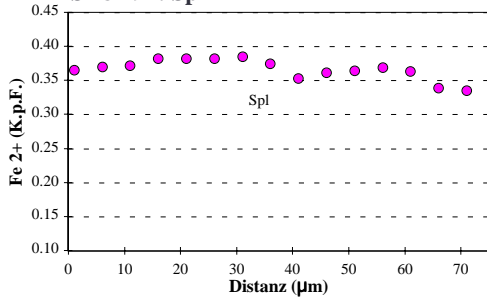
# Spl-Lherzolith (Gruppe 3)

## SA84-91: Opx

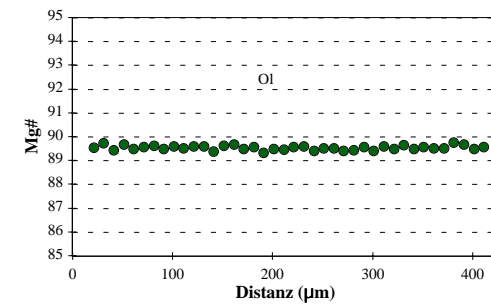
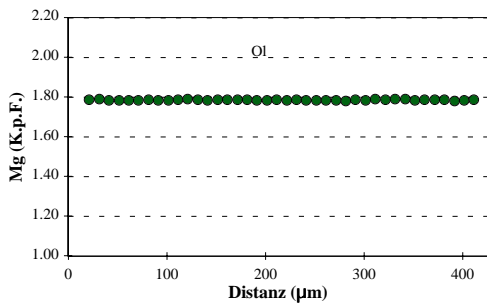
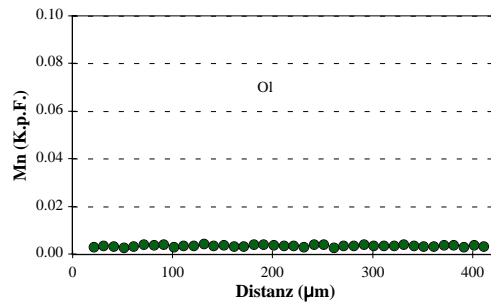
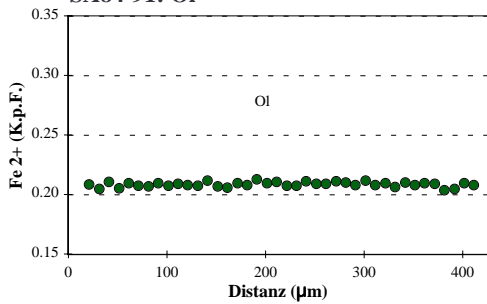




**Spl-Lherzolith (Gruppe 3)**  
**SA84-91: Spl**



**Spl-Lherzolith (Gruppe 3)**  
**SA84-91: OI**





SA84-97		Kontakt zu Cpx		Kontakt zu Ol		Kontakt zu Cpx				
Kommentar		Glas		Glas		Glas				
Mineral	Position	Cpx Rand	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Ol Rand	Ol Kern	Spl Rand	Spl Kern	Summe
SiO2		53.74	52.56	55.92	55.45	40.66	40.74	0.04	0.02	59.95
TiO2		0.14	0.26	0.08	0.08	0.00	0.00	0.02	0.06	0.87
Al2O3		3.40	4.43	2.53	3.17	0.00	0.02	42.81	44.36	22.64
Cr2O3		0.97	1.31	0.38	0.45	0.00	0.01	24.63	23.32	3.33
Fe2O3		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.47
FeO		2.22	2.10	6.05	6.10	9.88	9.66	12.67	12.81	0.00
MnO		0.07	0.06	0.10	0.10	0.11	0.15	0.09	0.15	0.07
NiO		0.05	0.03	0.05	0.09	0.39	0.40	0.25	0.26	0.02
MgO		15.91	15.37	34.01	33.79	49.69	48.89	17.75	17.56	2.58
CaO		21.74	21.75	0.43	0.50	0.03	0.05	0.02	0.00	6.73
Na2O		1.39	1.53	0.05	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	2.22
K2O		0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.47
H2O		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe		99.63	99.41	99.60	99.75	100.80	99.92	98.30	98.57	99.35
Si		1.952	1.918	1.936	1.919	0.991	1.000	0.001	0.000	2.678
Ti		0.004	0.007	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.029
Al		0.146	0.191	0.103	0.129	0.000	0.001	1.133	1.112	1.192
Cr		0.028	0.038	0.010	0.012	0.000	0.000	0.437	0.039	0.012
Fe3+		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.117
Fe2+		0.068	0.064	0.175	0.177	0.201	0.198	0.238	0.023	0.000
Mn		0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.000	0.003
Ni		0.001	0.001	0.001	0.003	0.008	0.008	0.004	0.000	0.001
Mg		0.861	0.836	1.756	1.744	1.805	1.789	0.594	0.056	0.172
Ca		0.846	0.850	0.016	0.018	0.001	0.001	0.000	0.000	0.322
Na		0.098	0.108	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.192
K		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027
OH		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe		4.006	4.015	4.007	4.009	3.009	3.000	3.000	3.000	4.743
XMg		0.927	0.929	0.909	0.908	0.900	0.900	0.714	0.710	
XCr		0.161	0.166	0.092	0.087			0.278	0.261	
XMg*										0.596
Ca/(1-Na)		0.938	0.953	0.016	0.018					

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

Spl-Lherzololith (Gruppe 2)

SA84-97

Profile Kapitel 7

Kommentar

Mineral Position	Cpx-Korn1		Cpx-Korn2		Opx-Korn1		Opx-Korn2		Opx-Korn3		Ol-Korn1		Ol-Korn3	
	Cpx Rand	Cpx Kern	Cpx Rand	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Ol Rand	Ol Kern	Ol Rand	Ol Kern
SiO2	52.85	53.19	52.91	52.91	56.14	55.76	56.26	55.46	55.88	55.40	40.75	40.96	40.18	40.22
TiO2	0.22	0.28	0.25	0.27	0.04	0.04	0.07	0.09	0.08	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00
Al2O3	3.90	4.29	4.05	4.05	2.23	3.02	2.82	3.22	2.67	3.23	0.00	0.00	0.01	0.01
Cr2O3	1.14	1.19	1.21	1.10	0.28	0.43	0.44	0.50	0.43	0.52	0.02	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.13	2.20	2.29	2.10	6.27	6.36	6.06	6.07	6.05	6.23	9.64	9.69	9.45	9.49
MnO	0.04	0.06	0.10	0.09	0.12	0.20	0.17	0.13	0.16	0.13	0.15	0.13	0.20	0.17
NiO	0.07	0.02	0.01	0.02	0.14	0.07	0.08	0.12	0.07	0.11	0.15	0.13	0.20	0.38
MgO	15.79	15.44	15.62	15.61	34.13	33.55	34.84	33.62	34.03	33.68	49.37	49.61	49.41	49.51
CaO	21.79	21.78	22.50	22.22	0.43	0.41	0.44	0.86	0.45	0.48	0.04	0.03	0.04	0.03
Na2O	1.51	1.49	1.21	1.19	0.05	0.07	0.05	0.06	0.05	0.05	0.01	0.02	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.43	99.93	100.14	99.54	99.84	99.91	101.23	100.14	99.87	99.87	100.39	100.80	99.72	99.81

Si	1.928	1.928	1.920	1.927	1.942	1.928	1.920	1.915	1.931	1.917	0.996	0.996	0.989	0.989
Ti	0.006	0.008	0.007	0.007	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.168	0.183	0.173	0.174	0.091	0.123	0.113	0.131	0.109	0.132	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.033	0.034	0.035	0.032	0.008	0.012	0.012	0.014	0.012	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3+	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
Fe2+	0.065	0.067	0.069	0.064	0.181	0.184	0.173	0.175	0.175	0.180	0.197	0.197	0.195	0.195
Mn	0.001	0.002	0.003	0.003	0.003	0.006	0.005	0.004	0.005	0.004	0.003	0.003	0.004	0.003
Ni	0.002	0.001	0.000	0.001	0.004	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.008	0.007	0.009	0.007
Mg	0.859	0.834	0.845	0.847	1.760	1.730	1.772	1.731	1.753	1.738	1.798	1.799	1.813	1.815
Ca	0.851	0.846	0.875	0.867	0.016	0.015	0.016	0.032	0.017	0.018	0.001	0.001	0.001	0.001
Na	0.107	0.104	0.085	0.084	0.003	0.005	0.003	0.004	0.003	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	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	4.019	4.008	4.012	4.005	4.010	4.006	4.018	4.012	4.008	4.010	3.004	3.004	3.011	3.011

Li (µg/g)	0.819	1.190	0.778	0.986	1.290	1.630	1.236	1.702	1.150	1.517	2.156	2.213	2.010	2.156
Be (µg/g)	0.108	0.116	0.108	0.105	0.026	0.024	0.027	0.023	0.020	0.020	0.001	0.001	0.004	0.001
B (µg/g)	0.736	0.772	0.768	0.708	0.189	0.088	0.071	0.079	0.091	0.082	0.194	0.167	0.354	0.145

Profile Kapitel 5

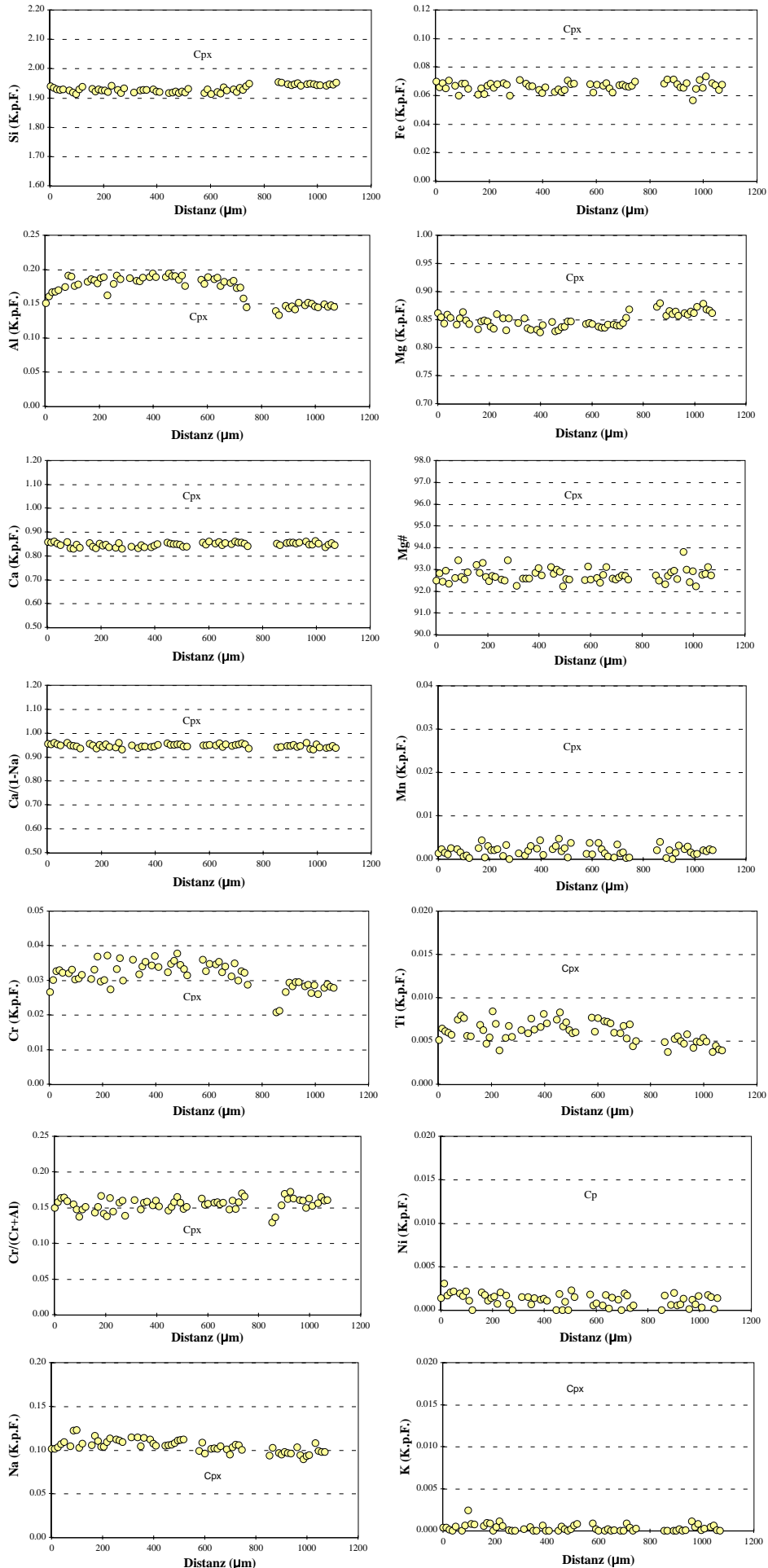
Sc (µg/g)	87.43	81.60	15.00	16.31	12.99	14.28	67.18	78.44	57.12	58.35	0.901	0.901	0.903	0.903
V (µg/g)	243.20	257.30	81.65	85.62	81.65	85.62	78.44	78.44	0.909	0.906	0.901	0.901	0.903	0.903
Co (µg/g)	21.55	27.74	58.60	58.78	0.907	0.904	0.911	0.908	0.909	0.906	0.901	0.901	0.903	0.903
XMg	0.930	0.926	0.924	0.930	0.907	0.904	0.911	0.908	0.909	0.906	0.901	0.901	0.903	0.903
XCr	0.164	0.157	0.167	0.155	0.078	0.086	0.094	0.094	0.097	0.097	0.091	0.091	0.093	0.093
Ca/(1-Na)	0.953	0.945	0.956	0.946	0.016	0.015	0.016	0.032	0.017	0.018	0.016	0.016	0.016	0.018

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

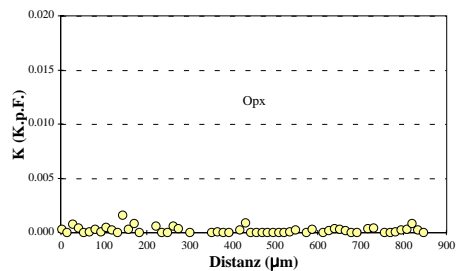
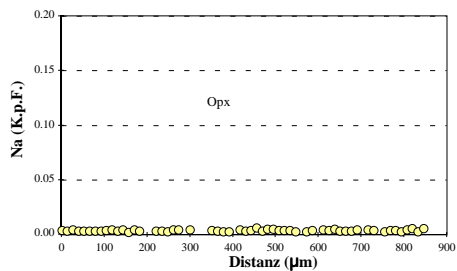
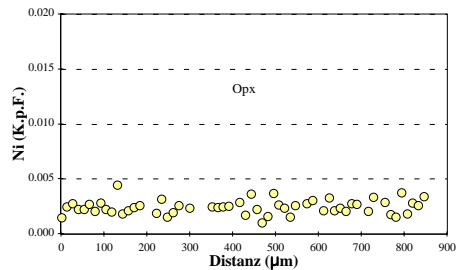
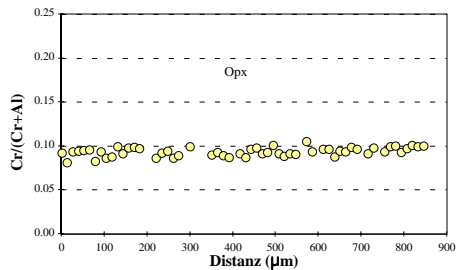
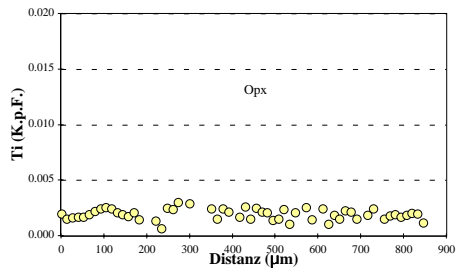
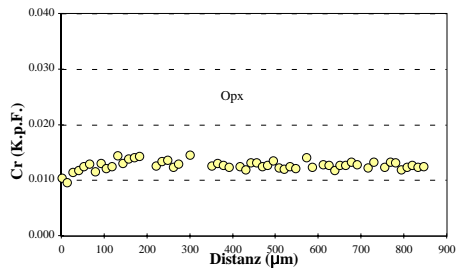
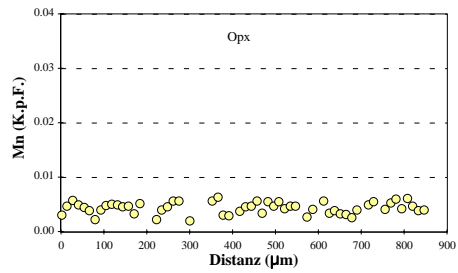
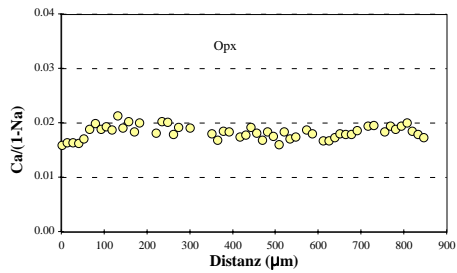
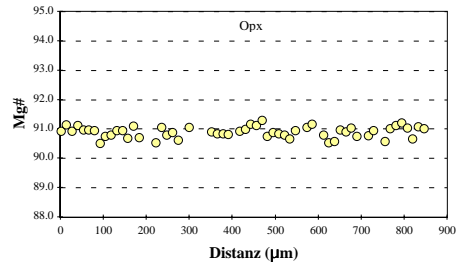
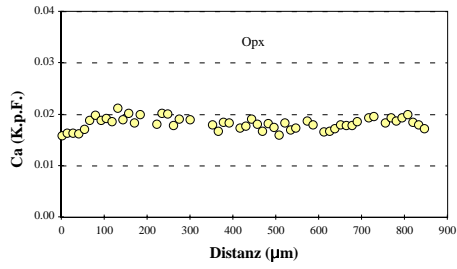
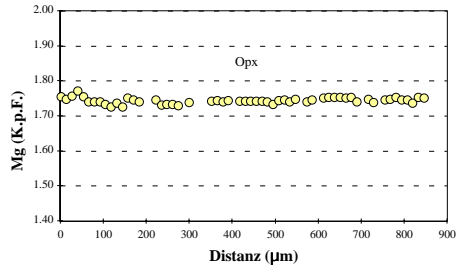
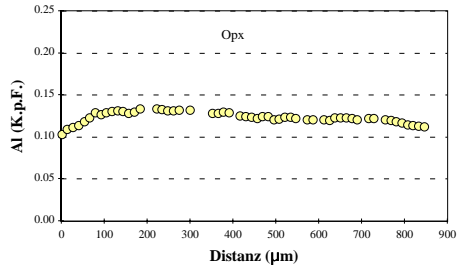
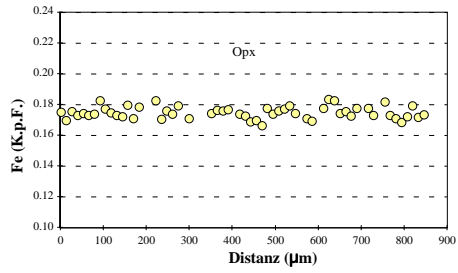
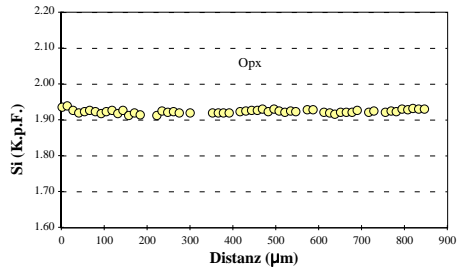
# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

## SA84-97: Cpx

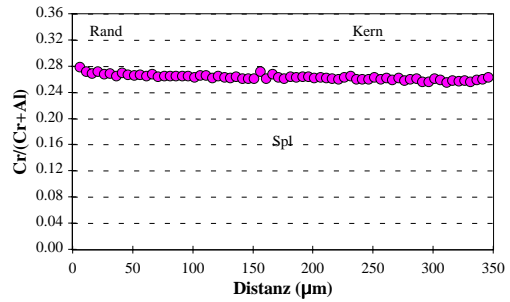
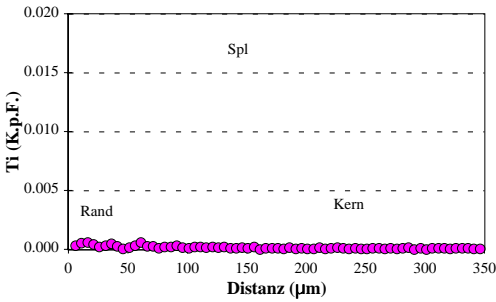
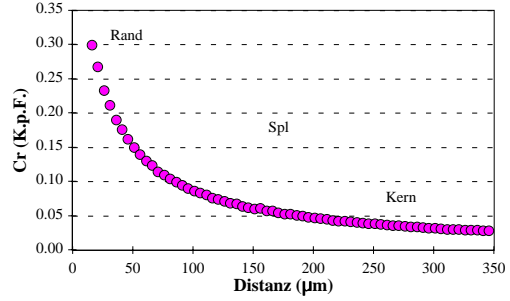
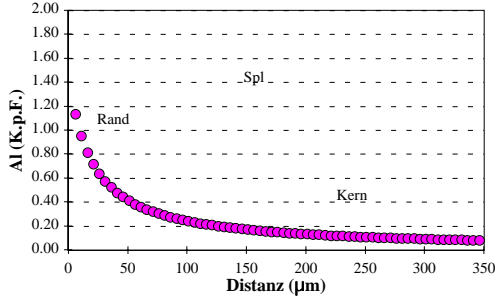
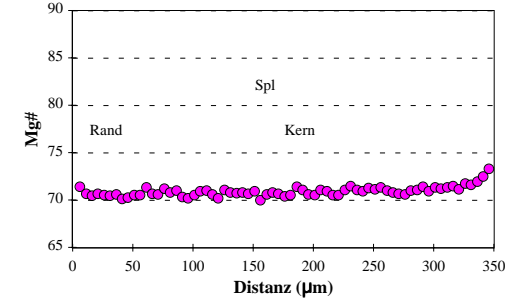
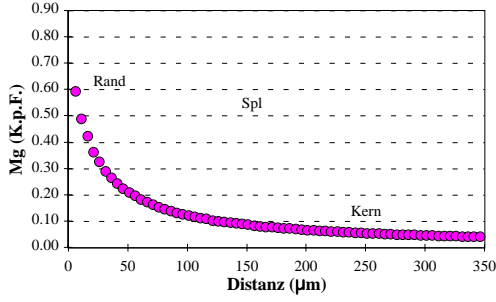
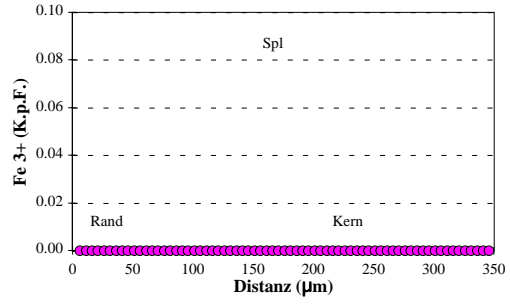
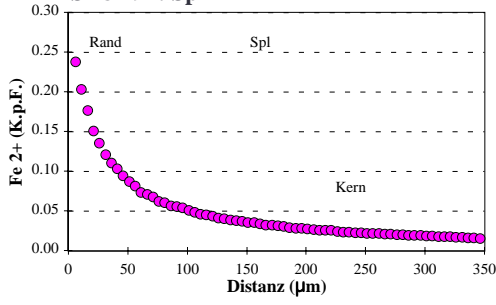


# Spl-Lherzolith (Gruppe 2)

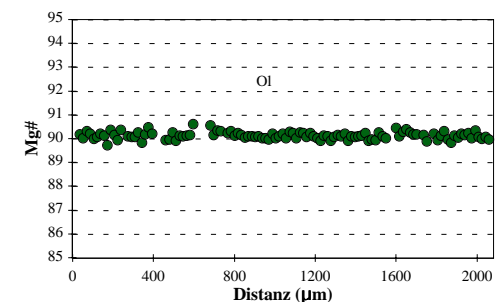
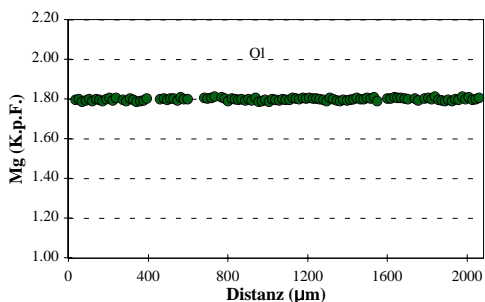
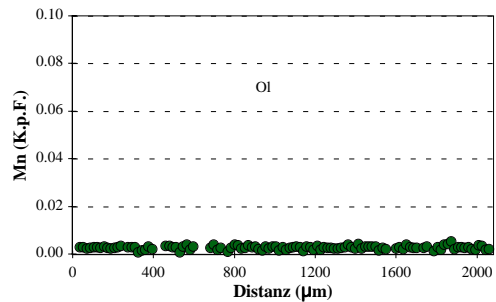
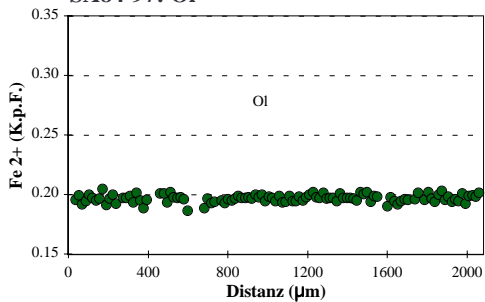
## SA84-97: Opx



**Spl-Lherzolith (Gruppe 2)**  
**SA84-97: Spl**



**Spl-Lherzolith (Gruppe 2)**  
**SA84-97: OI**







# Spl-Lherzolith (Gruppe 1) SA84-98

Kommentar Mineral Position	Cpx Zr*		Cpx Kern		Opx Rand		Opx Kern		homogenes Mineral Ol Rand		Ol Kern		Spl Rand		Spl Kern		homogenes Mineral Prg2 Rand		Prg2 Kern		Kontakt zu Spl Glas		Kontakt zu Ol Glas		Kontakt zu Cpx Glas		O12	Cpx2	Spl2					
	98.65	98.29	98.43	98.31	99.60	100.08	100.02	99.45	99.41	98.12	98.36	97.60	98.23	98.26	100.37	101.27	98.31	98.43	98.31	99.60	98.23	98.26	100.37	101.27	99.15	99.15	99.15	99.15						
SiO2	50.95	50.65	50.68	53.22	54.06	40.85	40.05	0.05	0.04	41.22	41.29	57.95	58.75	62.01	40.44	49.70	8.31																	
TiO2	0.38	0.35	0.34	0.10	0.09	0.00	0.00	0.12	0.10	1.76	1.66	1.94	1.79	1.89	0.03	1.73	0.75																	
Al2O3	5.49	5.54	5.42	4.28	3.97	0.02	0.01	55.00	55.49	15.47	15.44	21.19	21.49	22.83	0.03	6.42	43.12																	
Cr2O3	0.63	0.64	0.73	0.38	0.32	0.04	0.00	11.21	11.12	0.98	1.10	.15	.02	.03	0.09	1.29	19.57																	
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.97	2.77	3.82	4.10	.00	.00	.00	0.00	0.00	0.00																	
FeO	3.02	2.92	2.75	6.47	6.62	8.90	10.32	6.84	8.97	0.74	0.47	4.22	3.93	3.76	9.22	3.12	11.13																	
MnO	0.10	0.13	0.15	0.13	0.15	0.10	0.16	0.08	0.05	0.06	0.10	.04	.09	.05	0.22	0.13	0.10																	
NiO	0.02	0.03	0.01	0.08	0.10	0.35	0.47	0.38	0.42	0.13	0.13	.03	.13	.00	0.20	0.07	0.16																	
MgO	15.70	15.71	15.81	32.79	33.55	49.69	48.95	21.79	20.44	17.60	17.25	2.93	3.29	2.87	49.97	16.97	17.16																	
CaO	21.17	21.14	21.24	0.80	0.69	0.13	0.06	0.04	0.01	10.73	10.97	6.06	5.58	2.22	0.16	19.18	0.80																	
Na2O	1.17	1.17	1.29	0.06	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	3.47	3.73	3.04	3.21	2.47	0.00	0.54	0.13																	
K2O	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.02	.06	.09	.13	0.01	0.02	0.03																	
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.10	2.10	.00	.00	.00	0.00	0.00	0.00																	
Summe	98.65	98.29	98.43	98.31	99.60	100.08	100.02	99.45	99.41	98.12	98.36	97.60	98.23	98.26	100.37	101.27																		
Si	1.878	1.874	1.873	1.878	1.884	0.997	0.987	0.001	0.001	5.943	5.951	2.666	2.676	2.762	0.988	1.818	0.217																	
Ti	0.011	0.010	0.010	0.003	0.002	0.000	0.000	0.002	0.002	0.191	0.180	0.067	0.061	0.063	0.001	0.047	0.015																	
Al	0.238	0.242	0.236	0.178	0.163	0.001	0.000	1.685	1.710	2.629	2.621	1.149	1.154	1.199	0.001	0.277	1.326																	
Cr	0.018	0.019	0.021	0.011	0.009	0.001	0.000	0.230	0.230	0.112	0.125	0.006	0.001	0.001	0.002	0.037	0.404																	
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.078	0.055	0.415	0.445	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000																	
Fe2+	0.093	0.090	0.085	0.191	0.193	0.182	0.213	0.149	0.196	0.089	0.056	0.162	0.150	0.140	0.188	0.095	0.243																	
Mn	0.003	0.004	0.005	0.004	0.004	0.002	0.003	0.002	0.001	0.007	0.012	0.002	0.004	0.002	0.005	0.004	0.002																	
Ni	0.001	0.001	0.000	0.002	0.003	0.007	0.009	0.008	0.009	0.015	0.015	0.001	0.000	0.000	0.004	0.002	0.003																	
Mg	0.863	0.867	0.871	1.725	1.743	1.809	1.798	0.844	0.796	3.782	3.707	0.201	0.223	0.191	1.819	0.925	0.667																	
Ca	0.836	0.838	0.841	0.030	0.026	0.003	0.001	0.001	0.000	1.657	1.694	0.299	0.272	0.106	0.004	0.752	0.022																	
Na	0.084	0.084	0.092	0.004	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.970	1.041	0.271	0.284	0.213	0.000	0.038	0.007																	
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.003	0.004	0.005	0.007	0.000	0.001	0.001																	
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000	2.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000																	
Summe	4.025	4.028	4.035	4.027	4.030	3.003	3.013	3.000	3.000	15.818	15.852	4.827	4.829	4.685	3.011	3.997	2.907																	
XMg	0.903	0.906	0.911	0.900	0.900	0.909	0.894	0.850	0.802	0.041	0.046	0.554	0.599	0.577	0.906	0.907	0.733																	
XCr	0.072	0.072	0.083	0.056	0.051			0.120	0.118	0.883	0.881					0.119	0.233																	
Cw/(L-Na)	0.912	0.915	0.927	0.030	0.026																													

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

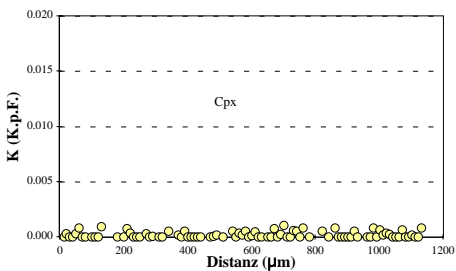
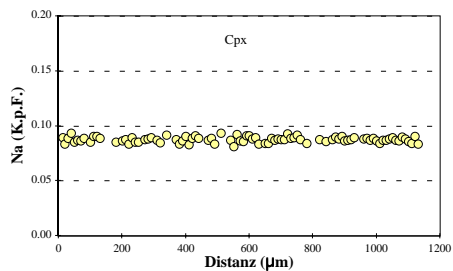
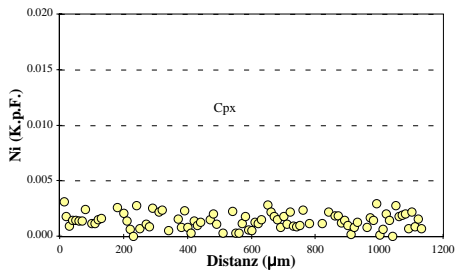
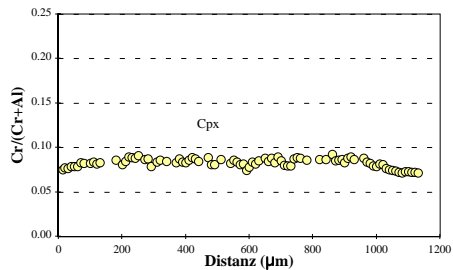
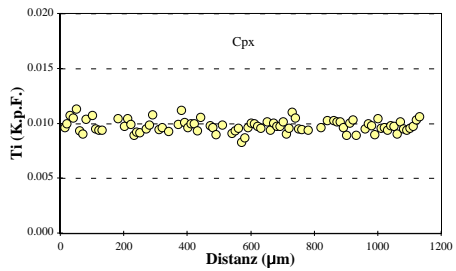
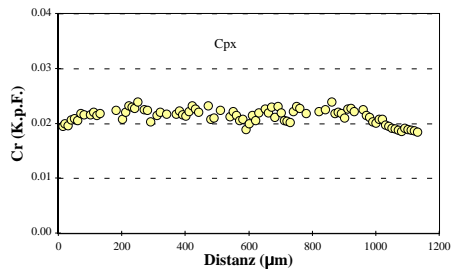
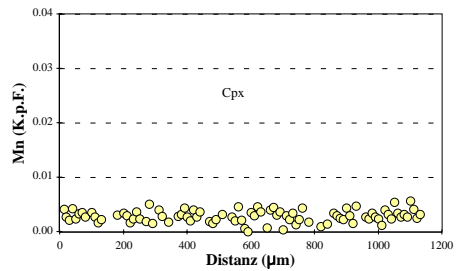
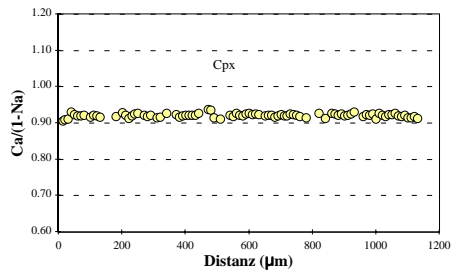
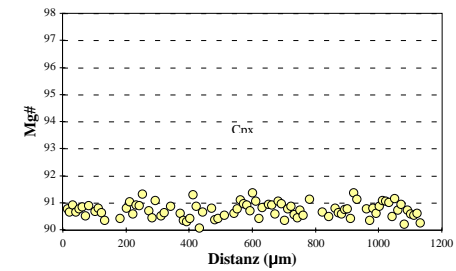
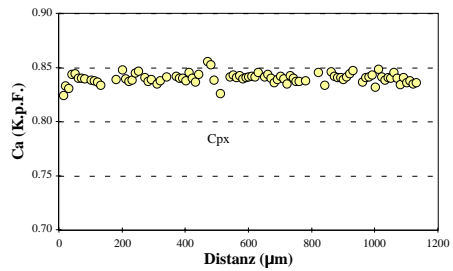
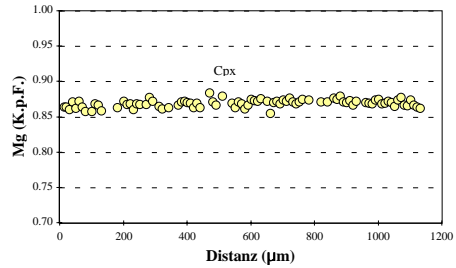
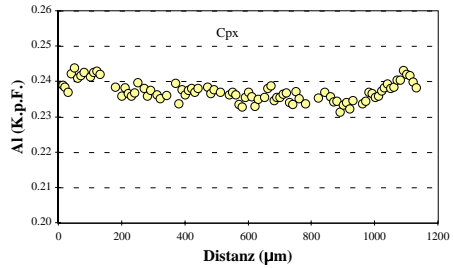
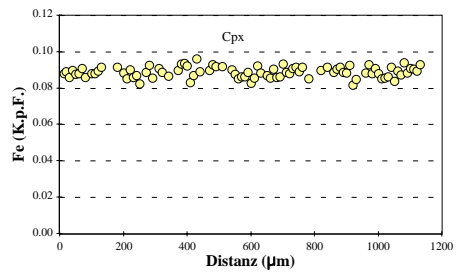
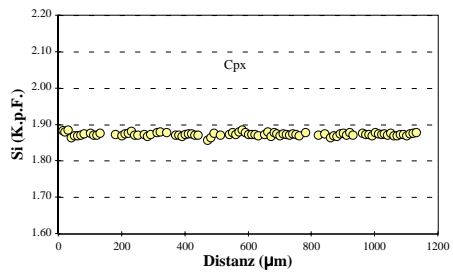
XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

Zr\*: Zwischenzone

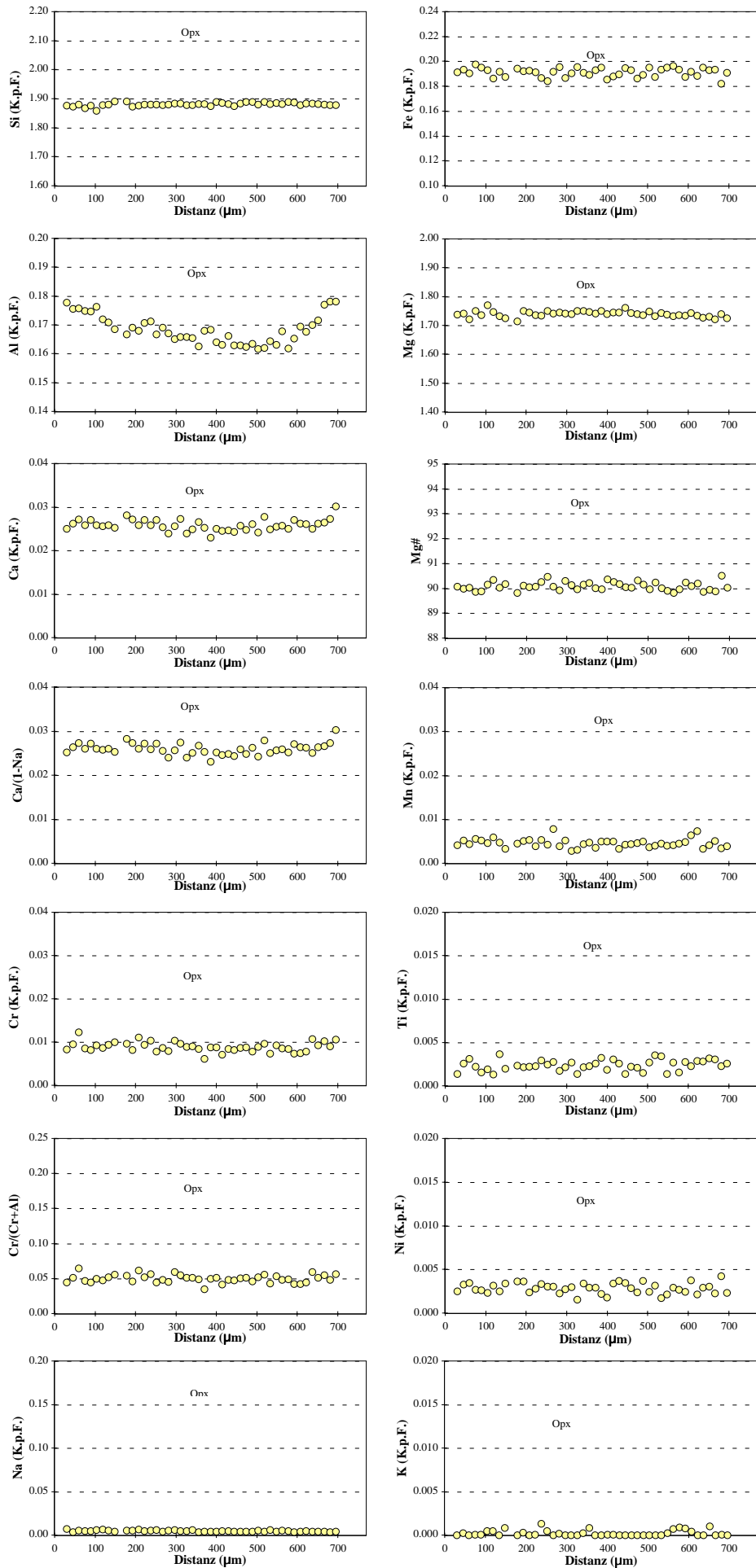
# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

## SA84-98: Cpx

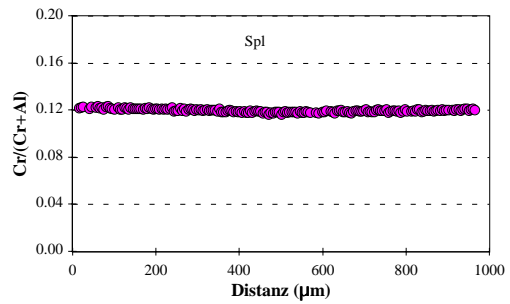
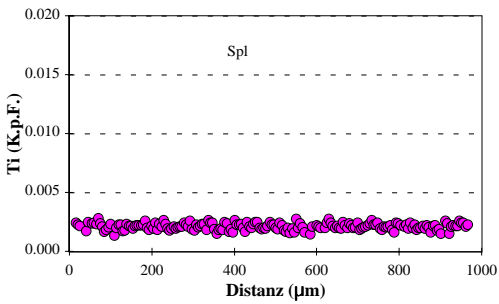
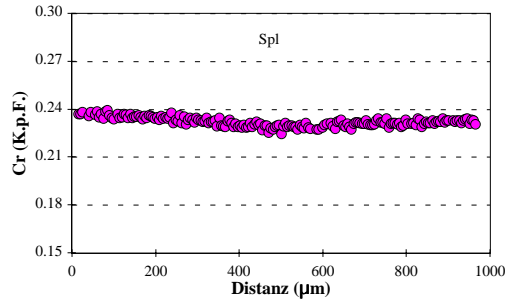
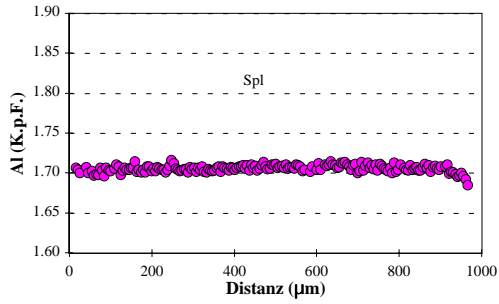
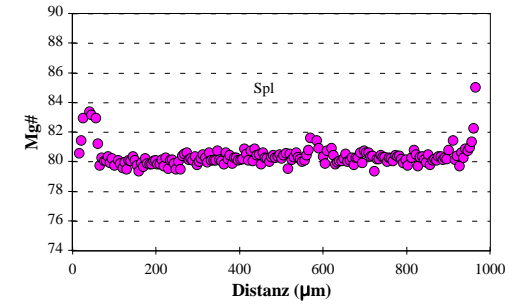
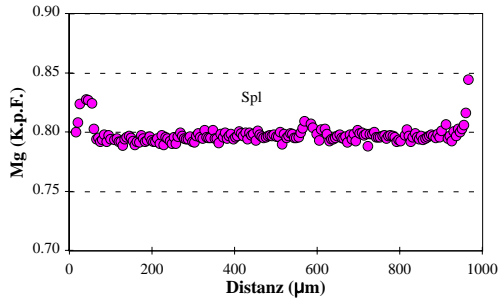
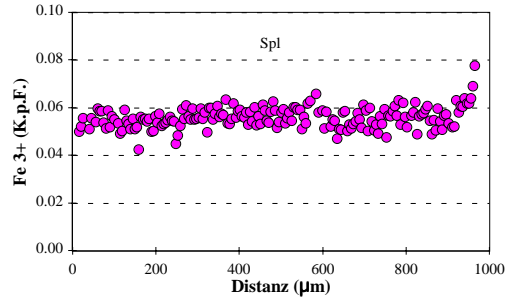
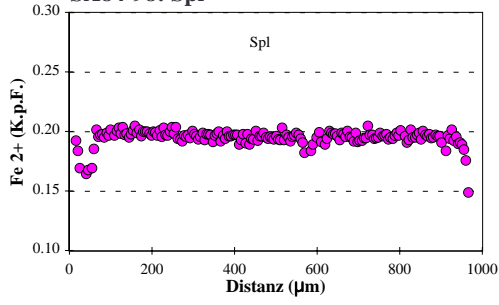


# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

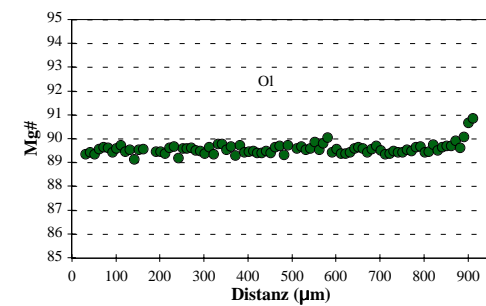
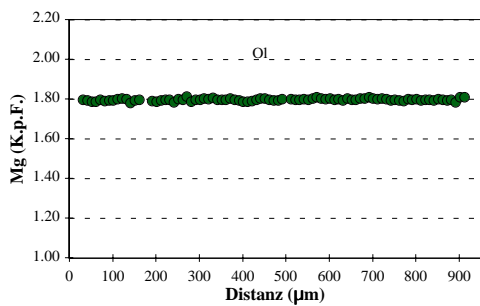
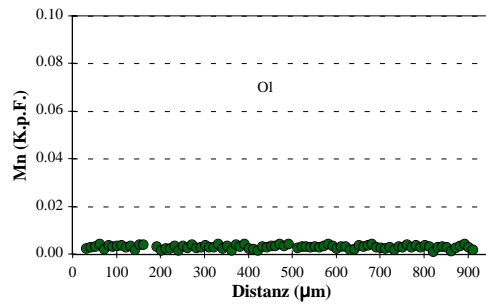
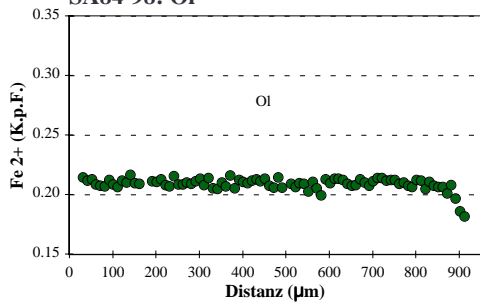
## SA84-98: Opx



**Spl-Lherzolith (Gruppe 1)**  
**SA84-98: Spl**

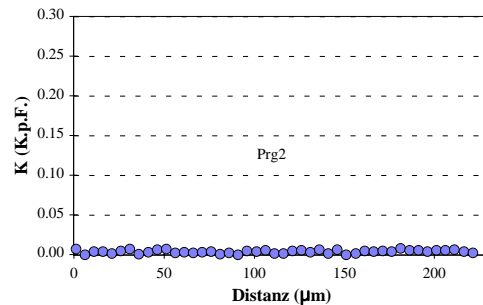
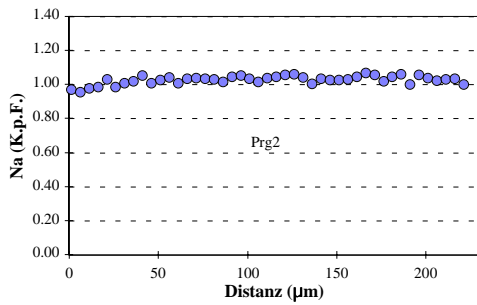
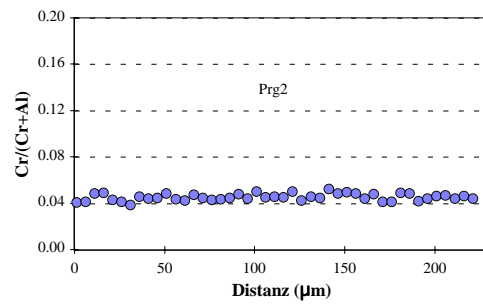
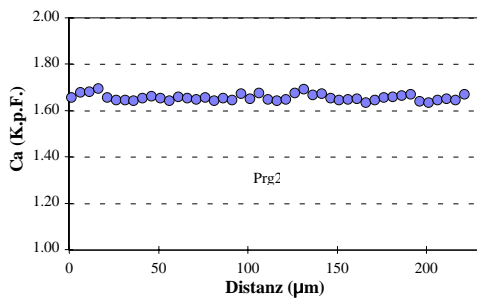
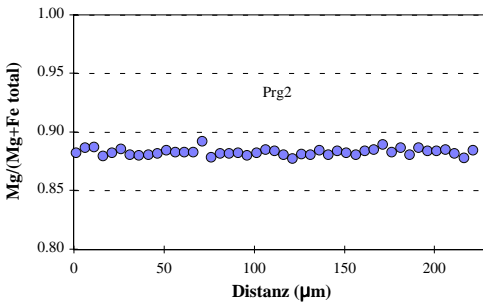
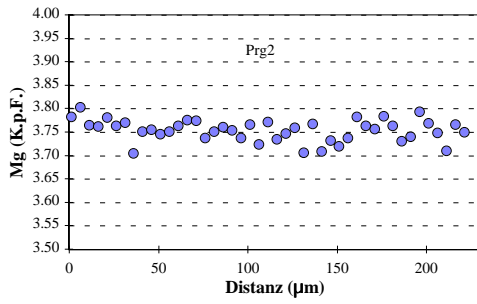
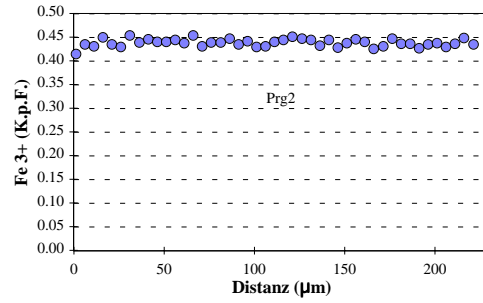
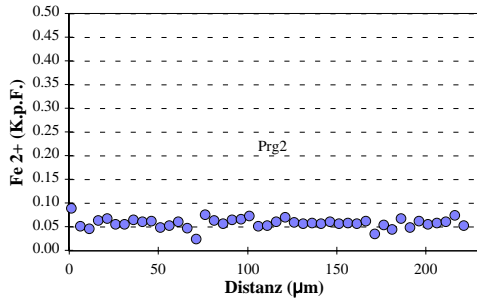
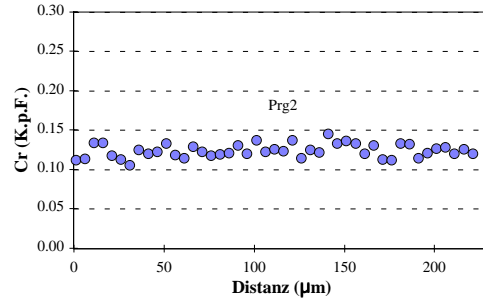
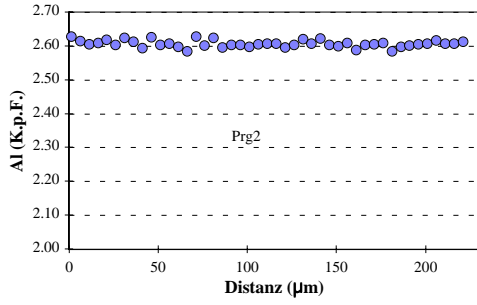
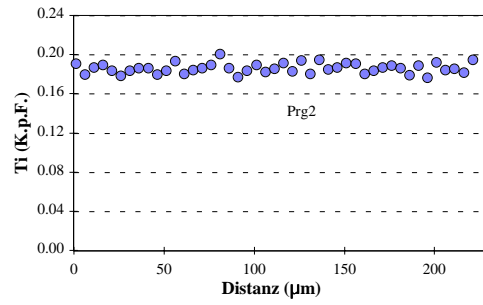
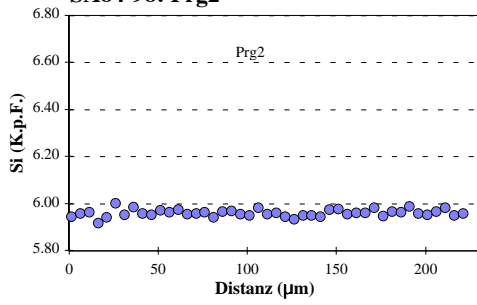


**Spl-Lherzolith (Gruppe 1)**  
**SA84-98: OI**



# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

## SA84-98: Prg2







Spl-Lherzololith (Gruppe 1)  
SA84-123

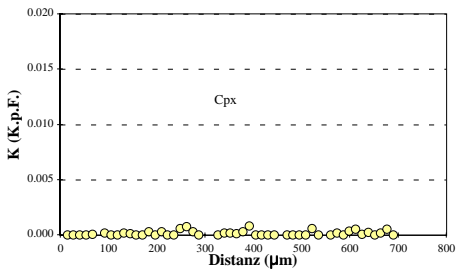
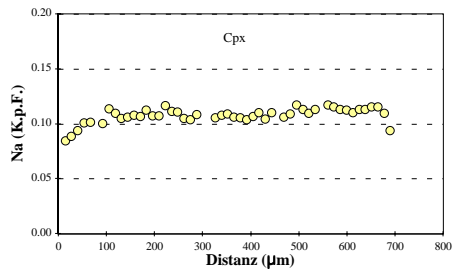
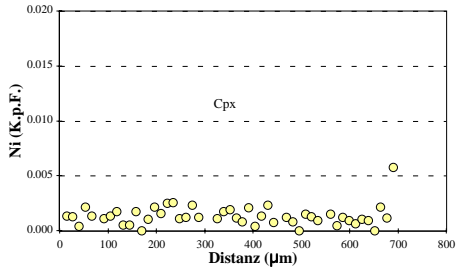
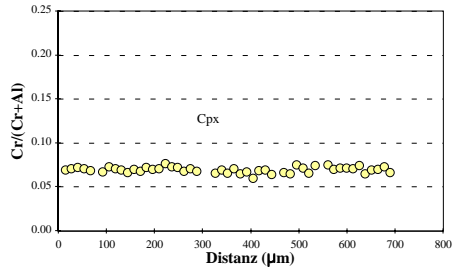
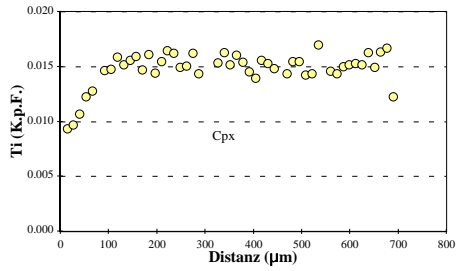
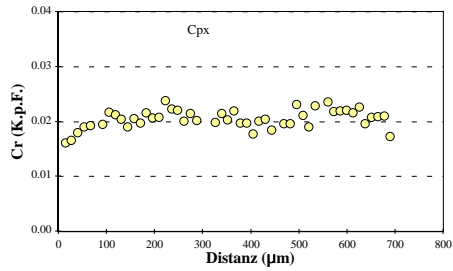
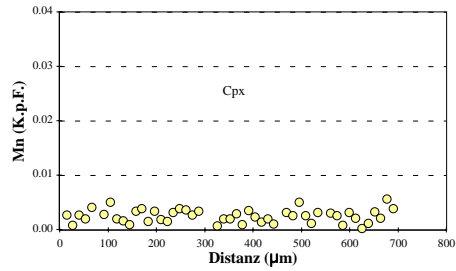
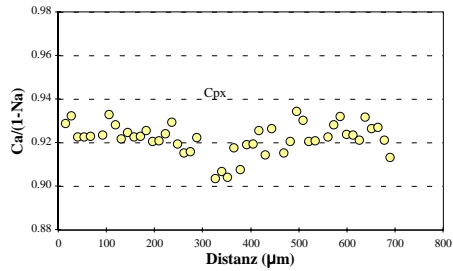
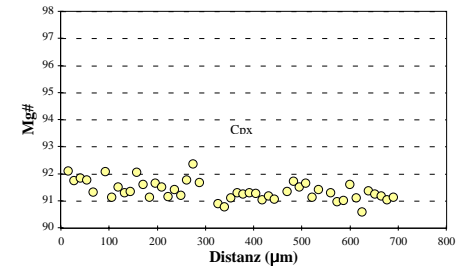
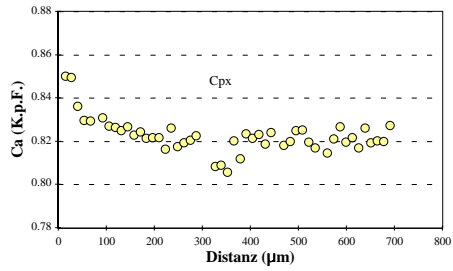
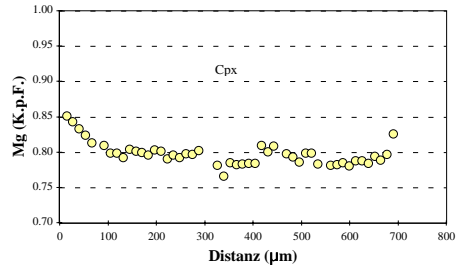
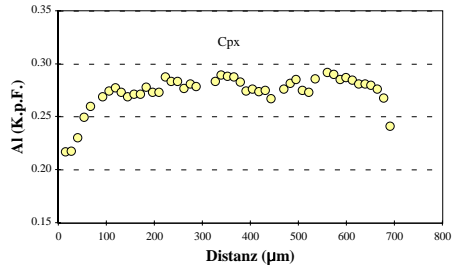
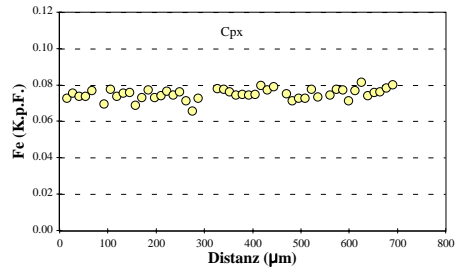
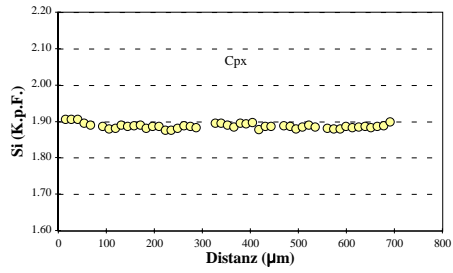
Profile Kapitel 7

Mineral Position	Cpx-Korn1		Cpx-Korn2		Cpx-Korn3		Cpx-Korn4		Opx-Korn1		Ol-Korn1		Ol-Korn2	
	Cpx Rand	Cpx Kern	Cpx Rand	Cpx Kern	Cpx Rand	Cpx Kern	Cpx Rand	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Ol Rand	Ol Kern	Ol Rand	Ol Kern
SiO2	52.46	52.40	52.10	51.72	52.40	52.29	52.19	52.68	56.08	55.67	40.55	41.56	40.57	40.38
TiO2	0.56	0.49	0.48	0.52	0.56	0.56	0.59	0.36	0.08	0.10	0.02	0.00	0.00	0.03
Al2O3	6.04	6.56	5.86	6.48	6.22	6.73	6.77	5.11	3.46	3.82	0.01	0.19	0.01	0.01
Cr2O3	0.68	0.69	0.60	0.70	0.66	0.75	0.77	0.58	0.23	0.25	0.03	0.00	0.02	0.00
Fe2O3	2.23	2.28	2.58	2.48	2.16	2.34	2.47	2.51	6.34	6.30	10.18	10.67	10.48	10.55
MnO	0.10	0.08	0.07	0.05	0.03	0.06	0.10	0.03	0.14	0.20	0.12	0.14	0.12	0.11
NiO	0.01	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04	0.05	0.07	0.09	0.32	0.46	0.42	0.38
MgO	15.17	14.77	15.36	14.54	14.81	14.57	14.53	15.63	33.35	33.39	48.69	48.35	49.12	48.94
CaO	21.45	21.07	21.34	21.32	21.23	20.82	21.20	21.91	0.43	0.43	0.04	0.04	0.03	0.04
Na2O	1.59	1.69	1.37	1.73	1.54	1.76	1.51	1.26	0.04	0.04	0.00	0.02	0.01	0.00
K2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.28	100.10	99.79	99.59	99.64	99.93	100.17	100.10	100.23	100.29	99.96	101.43	100.78	100.45
Si	1.892	1.892	1.891	1.882	1.899	1.890	1.884	1.907	1.930	1.916	0.997	1.007	0.992	0.991
Ti	0.015	0.013	0.013	0.014	0.015	0.015	0.016	0.010	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.257	0.279	0.250	0.278	0.265	0.287	0.288	0.218	0.140	0.155	0.000	0.006	0.000	0.000
Cr	0.019	0.020	0.017	0.020	0.019	0.021	0.022	0.017	0.006	0.007	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe3+	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
Fe2+	0.067	0.069	0.078	0.076	0.065	0.071	0.074	0.076	0.182	0.181	0.209	0.216	0.214	0.216
Mn	0.003	0.003	0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.001	0.004	0.006	0.002	0.003	0.003	0.002
Ni	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.003	0.006	0.009	0.008	0.007
Mg	0.816	0.795	0.831	0.789	0.800	0.785	0.782	0.843	1.711	1.713	1.785	1.747	1.790	1.790
Ca	0.829	0.815	0.830	0.831	0.824	0.806	0.820	0.850	0.016	0.016	0.001	0.001	0.001	0.001
Na	0.111	0.118	0.096	0.122	0.108	0.123	0.106	0.089	0.002	0.003	0.000	0.001	0.001	0.000
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
OH	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	4.010	4.005	4.010	4.016	3.998	4.003	3.998	4.011	3.996	4.002	3.002	2.990	3.008	3.009
Li (µg/g)	0.843	1.287	0.955	1.153	0.839	1.181	1.084	0.746	0.923	1.285	1.620	1.371	1.385	1.267
Be (µg/g)	0.032	0.026	0.029	0.029	0.030	0.035	0.030	0.032	0.035	0.029	0.001	0.000	0.001	0.000
B (µg/g)	0.029	0.033	0.050	0.071	0.044	0.039	0.028	0.120	0.071	0.031	0.023	0.020	0.030	0.026
XMg	0.924	0.920	0.914	0.913	0.924	0.917	0.913	0.918	0.904	0.904	0.895	0.890	0.893	0.892
XCr	0.070	0.066	0.065	0.068	0.067	0.070	0.071	0.070	0.043	0.042	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca/(1-Na)	0.933	0.924	0.918	0.947	0.924	0.920	0.918	0.932	0.016	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)  
XCr = Cr/(Cr+Al)

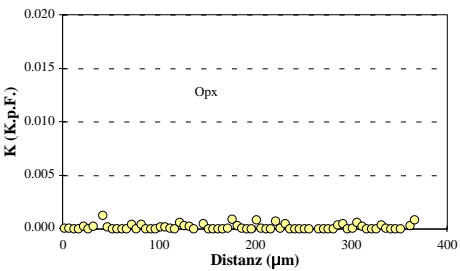
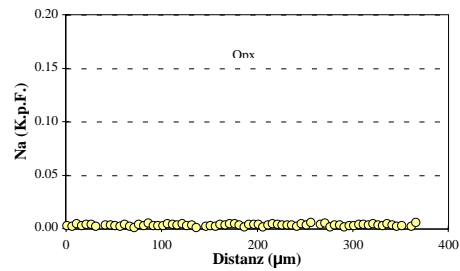
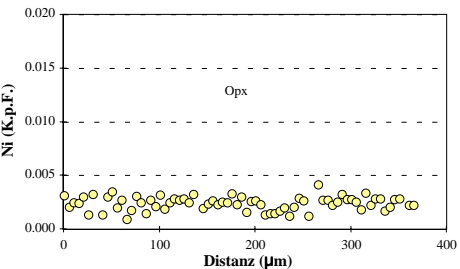
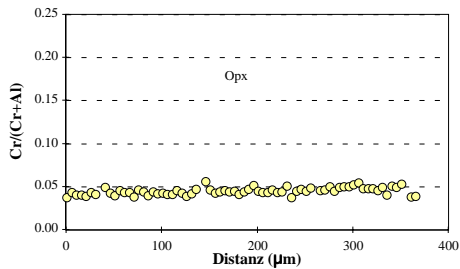
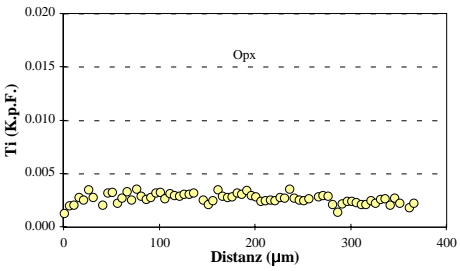
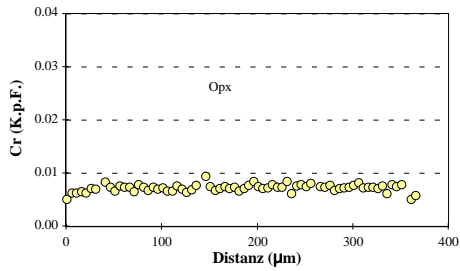
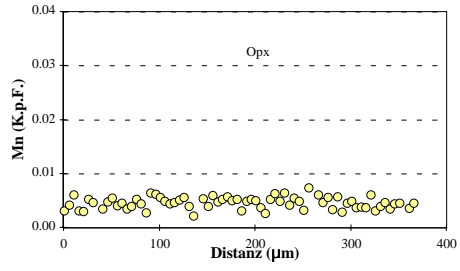
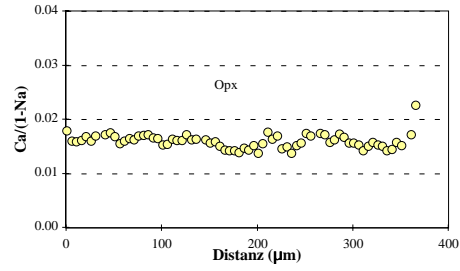
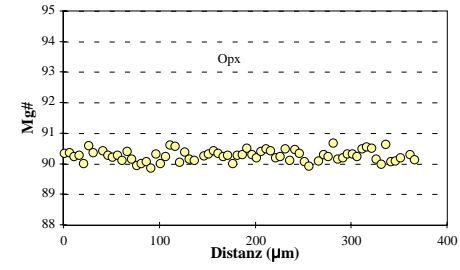
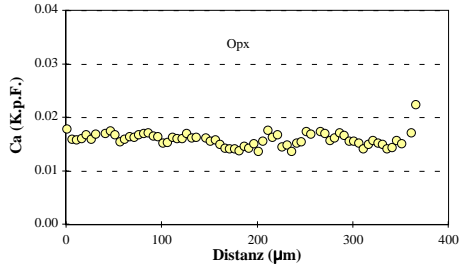
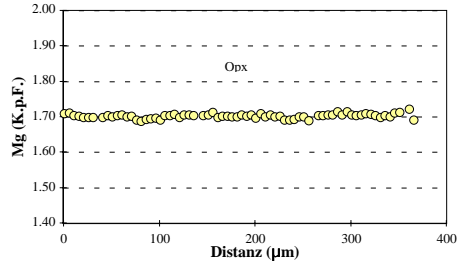
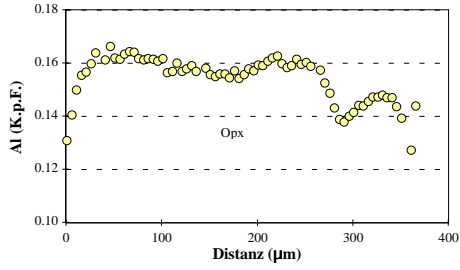
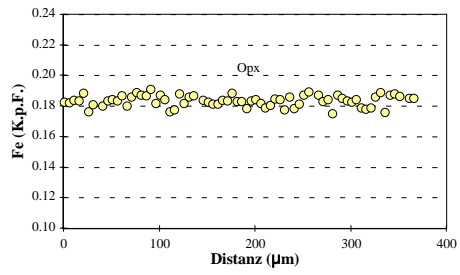
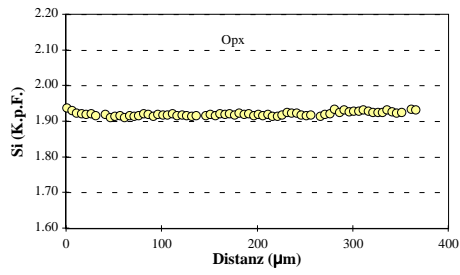


# Spl-Lherzolith (Gruppe 1) SA84-123: Cpx

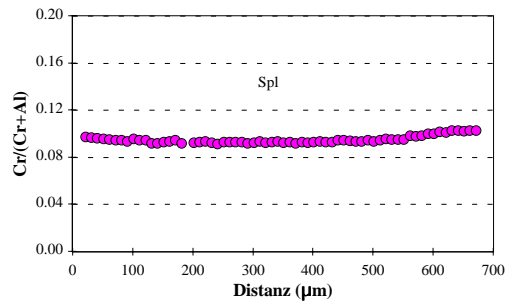
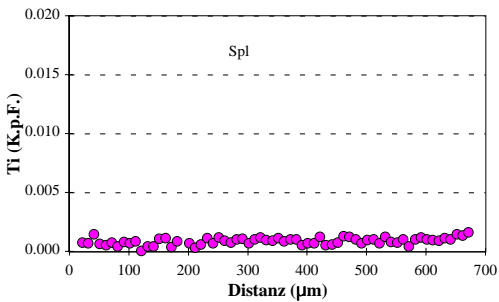
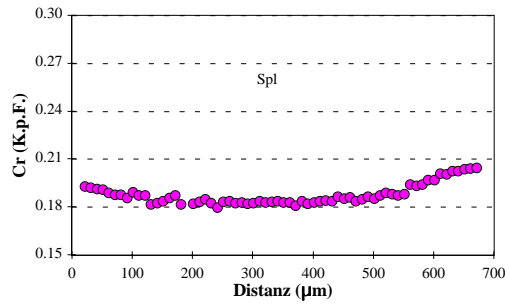
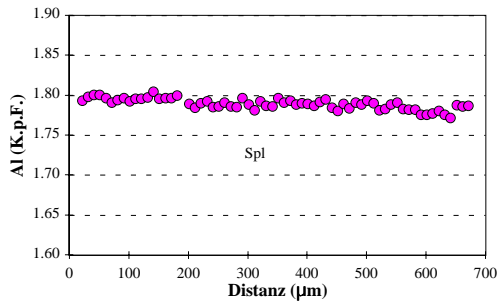
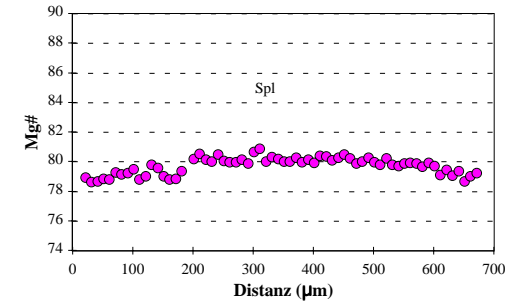
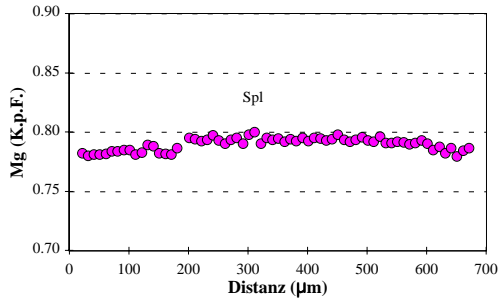
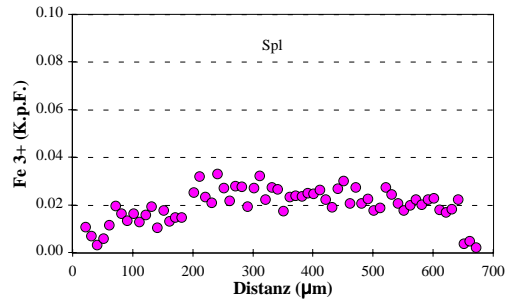
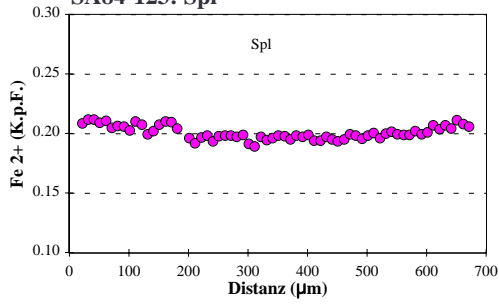


# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

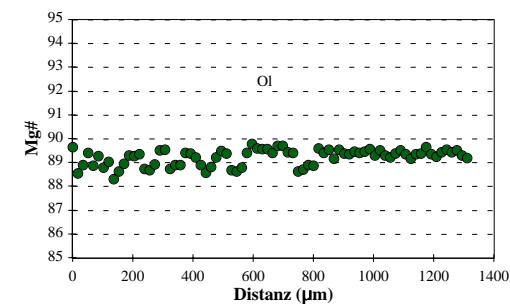
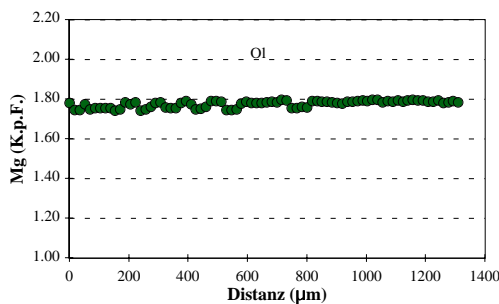
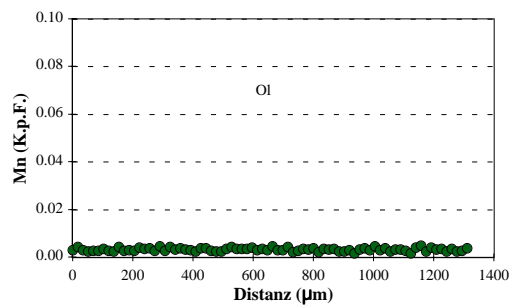
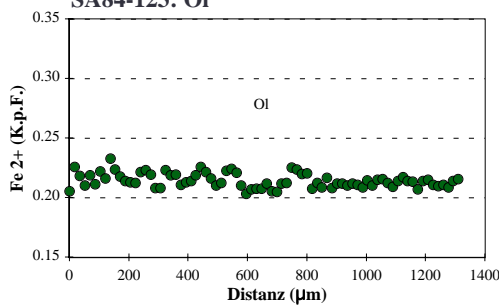
## SA84-123: Opx



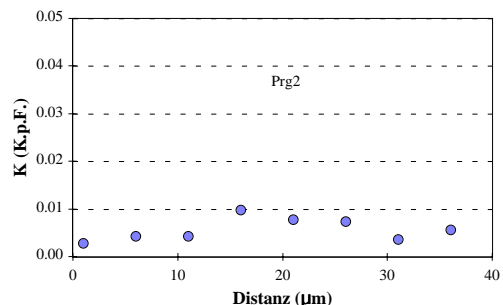
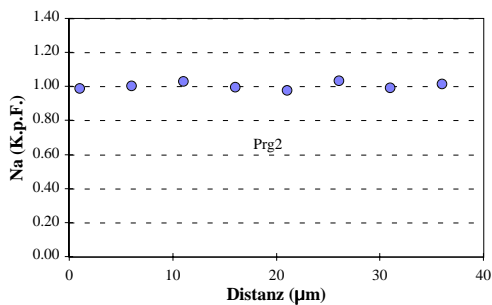
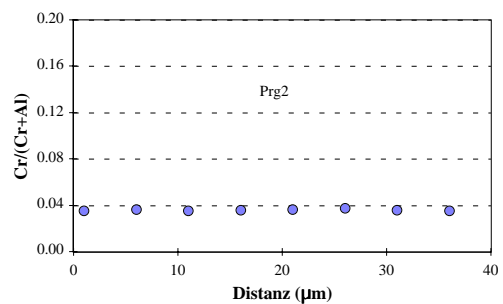
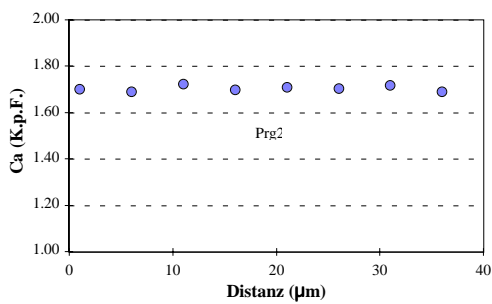
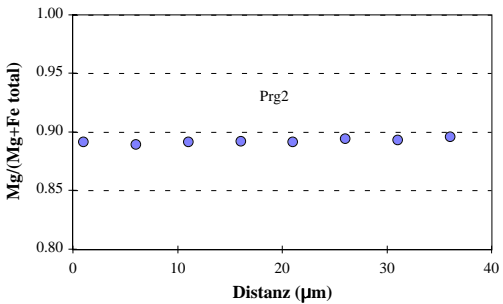
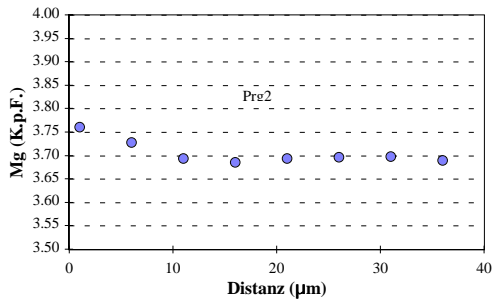
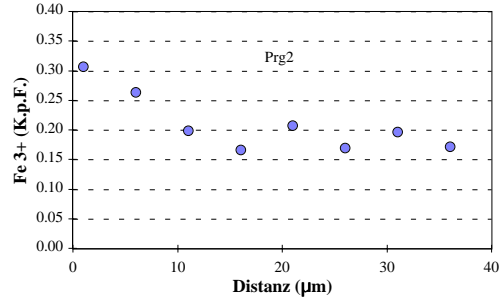
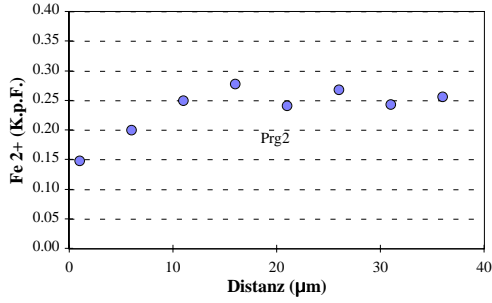
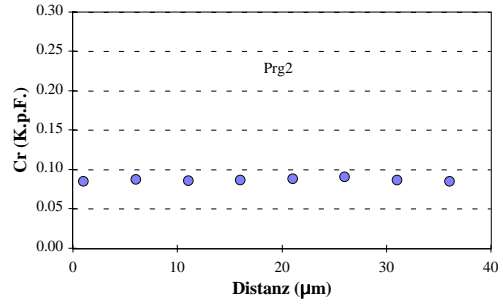
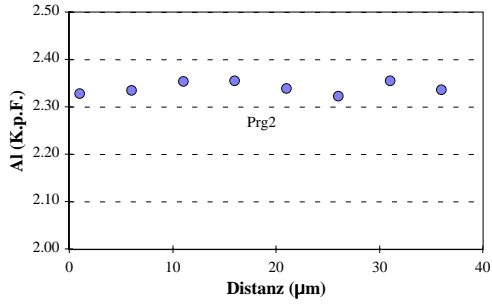
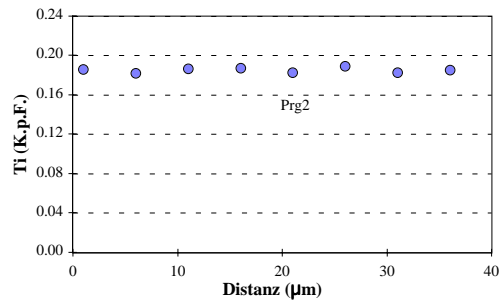
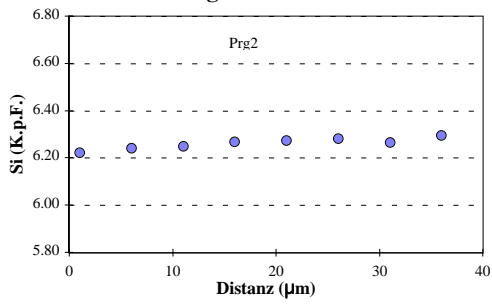
**Spl-Lherzolith (Gruppe 1)**  
**SA84-123: Spl**



**Spl-Lherzolith (Gruppe 1)**  
**SA84-123: Ol**



**Spl-Lherzolith (Gruppe 1)**  
**SA84-123: Prg2**



Spl-Cpx-Orthopyroxenit  
SA84-124a

Mineral Position	Cpx		Cpx		Opx Rand	Opx Zz*	Opx		Spl Mitte	Prg2		Prg2		Prg2	
	Rand	Kern	Rand	Kern			Rand	Kern		Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern
SiO2	53.15	51.58	54.25	54.02	53.57	54.02	2.49	43.24	43.44	59.41	59.84				
TiO2	0.22	0.55	0.09	0.11	0.09	0.11	0.40	1.13	1.13	0.03	0.02				
Al2O3	3.67	6.02	3.06	3.94	4.49	3.94	46.11	12.48	12.48	25.91	25.58				
Cr2O3	0.93	1.38	0.48	0.60	0.68	0.60	16.50	1.99	1.98	0.01	0.00				
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.33	3.61	0.33	0.25				
FeO	4.37	4.37	10.80	11.10	11.20	11.10	17.31	4.02	3.55	0.00	0.00				
MnO	0.20	0.11	0.23	0.21	0.19	0.21	0.08	0.15	0.11	0.00	0.00				
NiO	0.05	0.06	0.06	0.09	0.09	0.09	0.48	0.13	0.08	0.01	0.04				
MgO	15.10	13.81	30.56	30.05	30.00	30.05	14.47	15.82	16.00	0.04	0.01				
CaO	21.79	21.11	0.42	0.41	0.40	0.41	0.41	11.30	11.16	7.57	7.21				
Na2O	1.25	1.58	0.05	0.05	0.05	0.05	0.43	2.97	2.88	7.08	7.54				
K2O	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.48	0.48	0.08	0.08				
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00				
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.08	2.09	0.00	0.00				
Summe	100.76	100.58	100.01	100.77	100.77	100.58	98.70	99.15	98.98	100.46	100.55				
Si	1.931	1.878	1.915	1.882	1.882	1.899	0.069	6.275	6.292	2.638	2.655				
Ti	0.006	0.015	0.002	0.002	0.002	0.003	0.008	0.123	0.123	0.001	0.001				
Al	0.157	0.258	0.127	0.186	0.186	0.163	1.509	2.134	2.130	1.356	1.337				
Cr	0.027	0.040	0.014	0.019	0.019	0.017	0.362	0.229	0.227	0.000	0.000				
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.363	0.393	0.011	0.008				
Fe2+	0.133	0.133	0.319	0.329	0.329	0.326	0.402	0.488	0.430	0.000	0.000				
Mn	0.006	0.003	0.007	0.006	0.006	0.006	0.002	0.018	0.014	0.000	0.000				
Ni	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.011	0.015	0.009	0.000	0.001				
Mg	0.817	0.750	1.609	1.571	1.571	1.575	0.599	3.423	3.456	0.002	0.000				
Ca	0.848	0.824	0.016	0.015	0.015	0.015	0.012	1.756	1.731	0.360	0.343				
Na	0.088	0.112	0.004	0.003	0.003	0.003	0.023	0.836	0.808	0.610	0.649				
K	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.088	0.089	0.005	0.004				
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000				
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000	2.000	0.000	0.000				
Summe	4.016	4.014	4.014	4.016	4.016	4.010	2.999	15.752	15.703	4.984	4.998				
XMg	0.860	0.849	0.835	0.827	0.827	0.828	0.598	0.097	0.096	0.000	0.000				
XCr	0.145	0.133	0.096	0.092	0.092	0.093	0.194	0.801	0.808	0.000	0.000				
XMg*															
Ca/(1-Na)	0.930	0.927	0.016	0.015	0.015	0.016									
An#															

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

An# = Ca/(Ca+Na+K)\*100

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

Zz\*: Zwischenzone

Spl-Cpx-Orthopyroxenit  
SA84-124a

Profile Kapitel 7

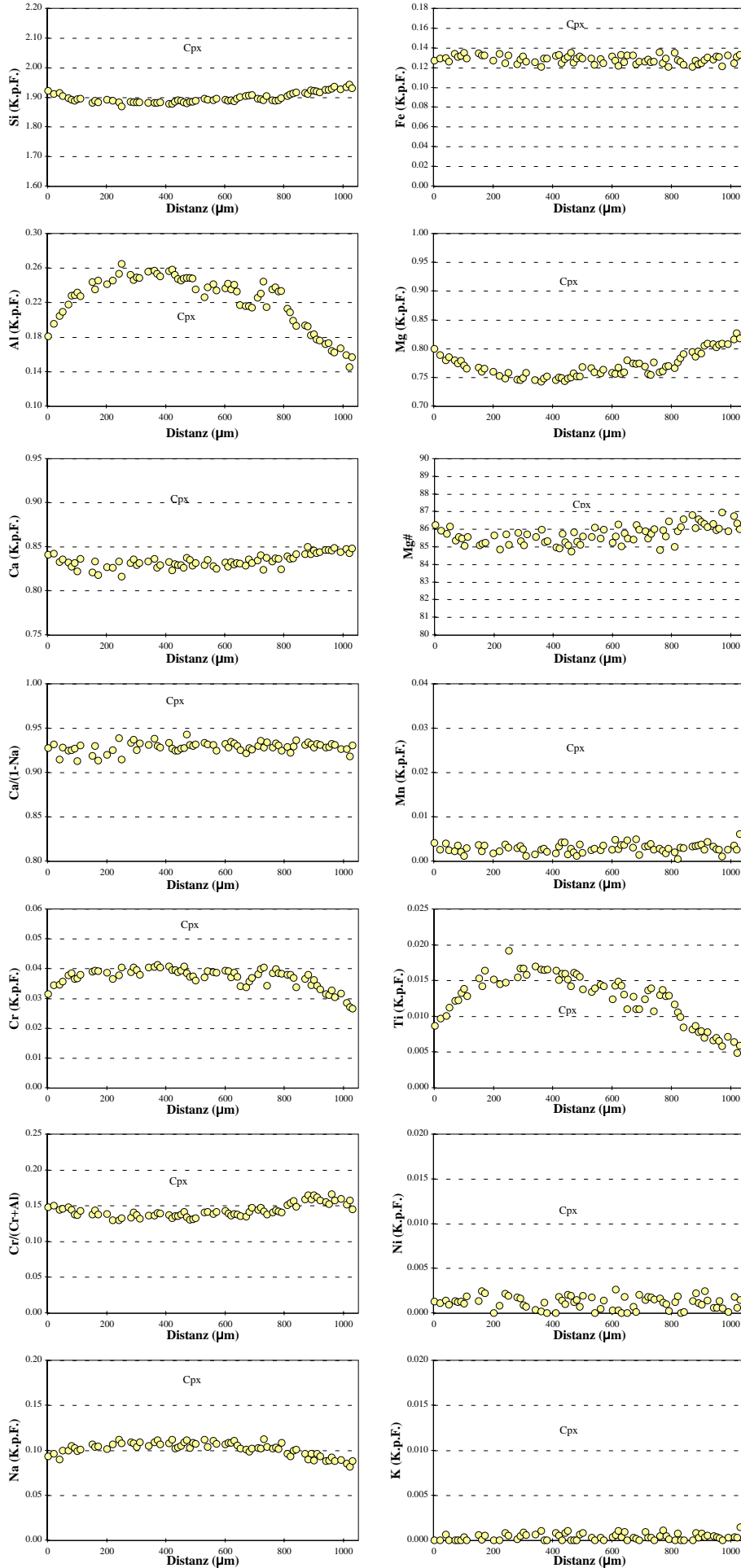
Kommentar Mineral Position	Cpx-Korn1		Cpx-Korn2		Opx-Korn1		Opx-Korn2	
	Cpx Rand	Cpx Kern	Cpx Rand	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Opx Rand	Opx Kern
SiO2	51.72	51.60	50.73	50.74	54.06	52.95	53.09	53.82
TiO2	0.44	0.51	0.55	0.63	0.05	0.12	0.11	0.11
Al2O3	4.92	5.52	5.98	6.07	3.15	4.34	4.12	4.06
Cr2O3	1.38	1.34	1.37	1.33	0.48	0.72	0.68	0.61
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	4.26	4.20	4.24	3.95	10.96	11.23	10.78	10.78
MnO	0.14	0.11	0.11	0.15	0.25	0.24	0.15	0.22
NiO	0.09	0.03	0.03	0.03	0.10	0.08	0.05	0.09
MgO	14.13	14.00	13.85	13.71	30.48	30.03	29.85	29.79
CaO	21.42	21.28	21.29	21.09	0.40	0.51	0.39	0.39
Na2O	1.37	1.43	1.54	1.47	0.02	0.06	0.05	0.05
K2O	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.03	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.86	100.04	99.69	99.18	99.99	100.27	99.28	99.92
Si	1.898	1.888	1.866	1.872	1.911	1.873	1.890	1.901
Ti	0.012	0.014	0.015	0.017	0.001	0.003	0.003	0.003
Al	0.213	0.238	0.259	0.264	0.131	0.181	0.173	0.169
Cr	0.040	0.039	0.040	0.039	0.013	0.020	0.019	0.017
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.131	0.128	0.131	0.122	0.324	0.332	0.321	0.318
Mn	0.004	0.004	0.003	0.005	0.007	0.007	0.004	0.007
Ni	0.003	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002	0.001	0.003
Mg	0.773	0.764	0.760	0.754	1.607	1.584	1.584	1.569
Ca	0.842	0.834	0.839	0.834	0.015	0.019	0.015	0.015
Na	0.098	0.102	0.109	0.105	0.002	0.004	0.004	0.003
K	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.013	4.011	4.024	4.013	4.016	4.026	4.014	4.004
Li (µg/g)	4.181	4.398	4.351	4.075	2.935	3.512	3.301	3.428
Be (µg/g)	0.228	0.251	0.264	0.309	0.031	0.047	0.039	0.037
B (µg/g)	0.629	0.688	0.504	0.548	0.304	0.173	0.225	0.166
XMg	0.855	0.856	0.853	0.861	0.832	0.827	0.832	0.831
XCr	0.158	0.140	0.133	0.128	0.093	0.100	0.099	0.091
Ca/(1-Na)	0.933	0.929	0.943	0.931	0.015	0.019	0.015	0.015

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

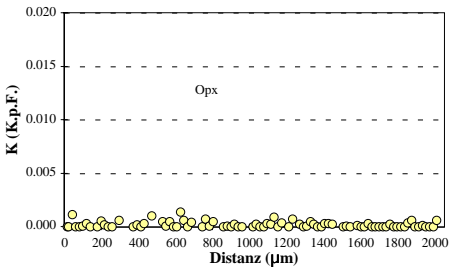
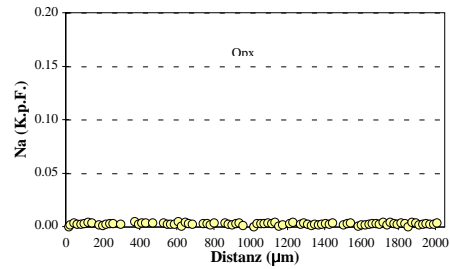
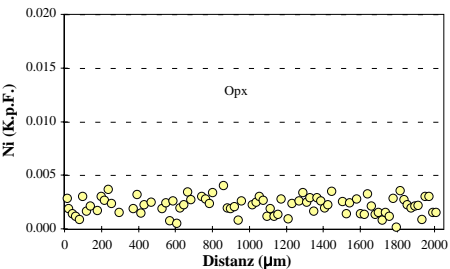
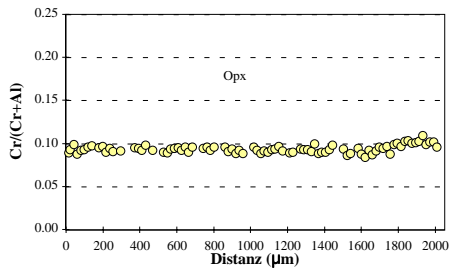
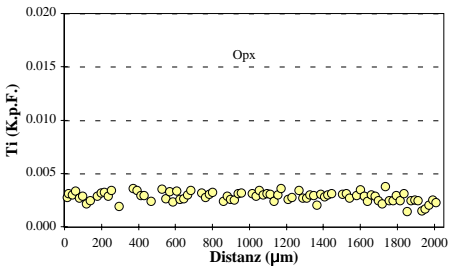
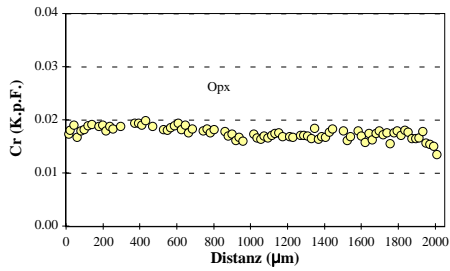
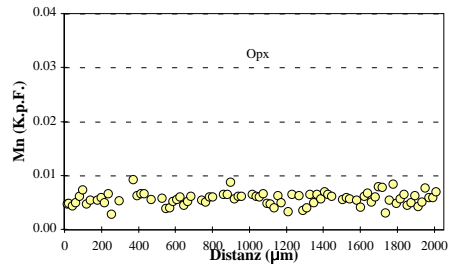
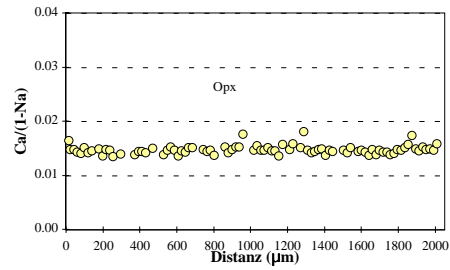
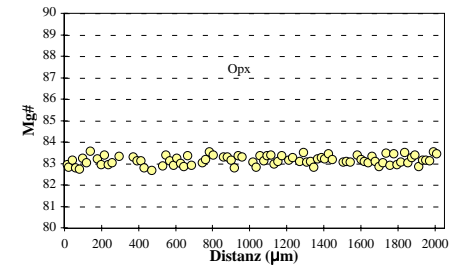
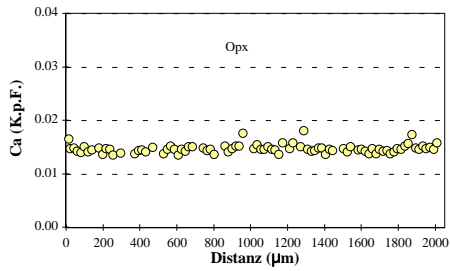
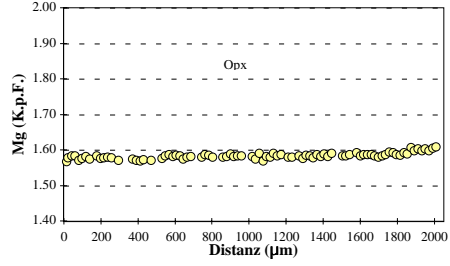
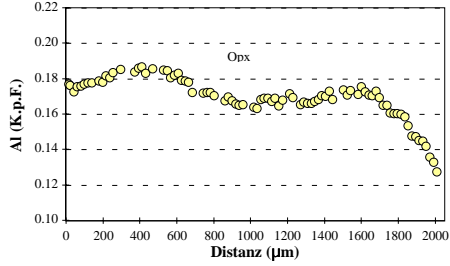
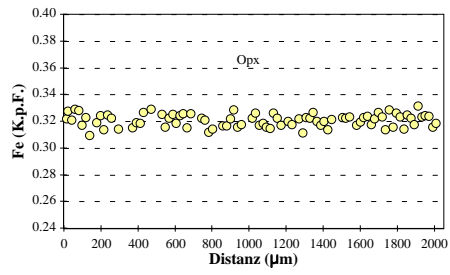
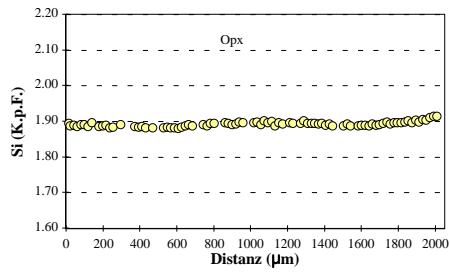
XCr = Cr/(Cr+Al)

# Spl-Cpx-Orthopyroxenit

## SA84-124a: Cpx



# Spl-Cpx-Orthopyroxenit SA84-124a: Opx





**Spl-Lherzololith (Gruppe I)**  
**SA84-124b**

Kommentar Mineral Position	Cpx		Cpx		Opx		Opx		homogenes Mineral		Spl	
	Rand	Zz*	Kern	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Oi Rand	Oi Kern	Rand	Kern
SiO2	53.25	53.42	53.27	53.27	56.11	55.91	41.27	41.21	0.03	0.03	0.03	0.03
TiO2	0.30	0.24	0.31	0.31	0.04	0.09	0.01	0.00	0.08	0.08	0.08	0.08
Al2O3	4.03	3.90	4.28	4.28	3.09	3.47	0.02	0.00	54.39	54.79	54.39	54.79
Cr2O3	0.59	0.56	0.72	0.72	0.28	0.35	0.01	0.01	12.95	13.05	12.95	13.05
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.61	1.25	1.61	1.25
FeO	2.54	2.29	2.18	2.18	6.41	6.14	9.11	9.65	8.32	9.42	8.32	9.42
MnO	0.10	0.05	0.14	0.14	0.19	0.16	0.21	0.15	0.03	0.08	0.03	0.08
NiO	0.04	0.09	0.05	0.05	0.09	0.13	0.34	0.36	0.34	0.34	0.34	0.34
MgO	16.41	16.37	16.02	16.02	33.86	33.89	49.47	49.20	20.59	20.05	20.59	20.05
CaO	22.16	22.40	22.31	22.31	0.50	0.43	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.88	0.95	0.90	0.90	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Summe</b>	<b>100.29</b>	<b>100.27</b>	<b>100.17</b>	<b>100.17</b>	<b>100.57</b>	<b>100.58</b>	<b>100.48</b>	<b>100.61</b>	<b>98.34</b>	<b>99.08</b>	<b>98.34</b>	<b>99.08</b>
Si	1.924	1.929	1.925	1.925	1.927	1.918	1.004	1.003	0.001	0.001	0.001	0.001
Ti	0.008	0.006	0.008	0.008	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002	0.002	0.002	0.002
Al	0.172	0.166	0.182	0.182	0.125	0.140	0.000	0.000	1.693	1.699	1.693	1.699
Cr	0.017	0.016	0.021	0.021	0.008	0.010	0.000	0.000	0.270	0.271	0.270	0.271
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.032	0.025	0.032	0.025
Fe2+	0.077	0.069	0.066	0.066	0.184	0.176	0.185	0.196	0.184	0.207	0.184	0.207
Mn	0.003	0.001	0.004	0.004	0.005	0.005	0.004	0.003	0.001	0.002	0.001	0.002
Ni	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002	0.004	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007
Mg	0.884	0.882	0.863	0.863	1.734	1.733	1.794	1.786	0.811	0.786	0.811	0.786
Ca	0.858	0.867	0.864	0.864	0.018	0.016	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.062	0.067	0.063	0.063	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
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
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Summe</b>	<b>4.005</b>	<b>4.006</b>	<b>3.997</b>	<b>3.997</b>	<b>4.006</b>	<b>4.005</b>	<b>2.996</b>	<b>2.997</b>	<b>3.000</b>	<b>3.000</b>	<b>3.000</b>	<b>3.000</b>
<b>XMg</b>	<b>0.920</b>	<b>0.927</b>	<b>0.929</b>	<b>0.929</b>	<b>0.904</b>	<b>0.908</b>	<b>0.906</b>	<b>0.901</b>	<b>0.815</b>	<b>0.791</b>	<b>0.815</b>	<b>0.791</b>
<b>XCr</b>	<b>0.089</b>	<b>0.088</b>	<b>0.101</b>	<b>0.101</b>	<b>0.057</b>	<b>0.064</b>	<b>0.057</b>	<b>0.057</b>	<b>0.138</b>	<b>0.138</b>	<b>0.138</b>	<b>0.138</b>
<b>Ca/(1-Na)</b>	<b>0.914</b>	<b>0.929</b>	<b>0.922</b>	<b>0.922</b>	<b>0.018</b>	<b>0.016</b>	<b>0.018</b>	<b>0.018</b>	<b>0.018</b>	<b>0.016</b>	<b>0.018</b>	<b>0.016</b>

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)  
XCr = Cr/(Cr+Al)  
Zz\*: Zwischenzone

Spl-Lherzololith (Gruppe 1)  
SA84-124b

Profile Kapitel 7

Kommentar

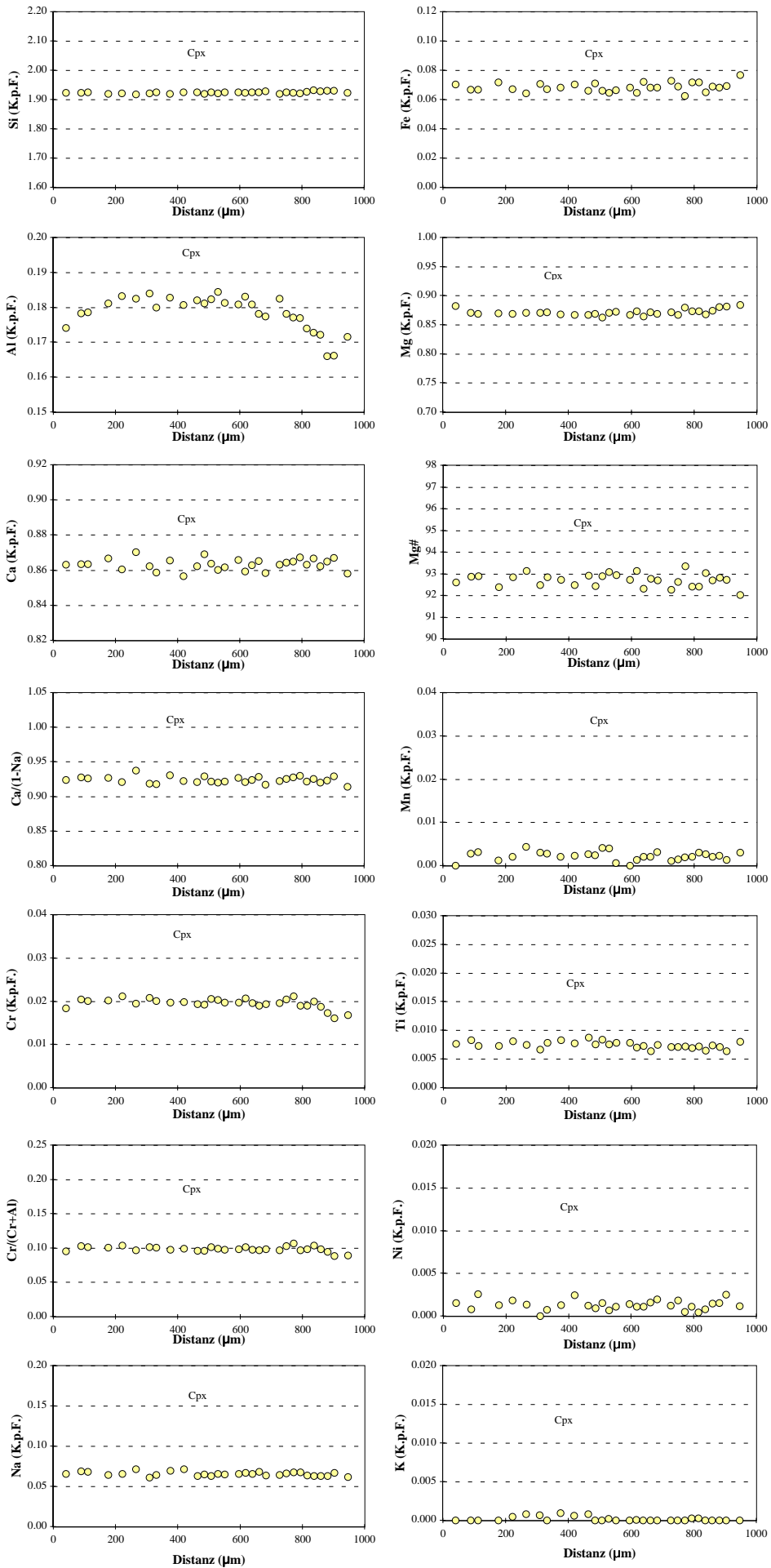
Mineral Position	Cpx-Korn1			Cpx-Korn2			Cpx-Korn3			Opx-Korn1 (Teil1)			Opx-Korn1 (Teil2)			Opx-Korn2			Ol-Korn1			Ol-Korn2		
	Cpx Rand	Cpx Kern		Cpx Rand	Cpx Kern		Cpx Rand	Cpx Kern		Opx Rand	Opx Kern		Opx Rand	Opx Kern		Opx Rand	Opx Kern		Ol Rand	Ol Kern		Ol Rand	Ol Kern	
SiO2	53.43	53.09		53.19	53.30		53.08	53.15		56.61	56.15		56.32	56.20		56.25	56.03		40.99	40.96		40.85	41.15	
TiO2	0.21	0.30		0.31	0.27		0.26	0.26		0.08	0.07		0.08	0.10		0.09	0.09		0.01	0.02		0.02	0.02	
Al2O3	3.98	4.36		4.19	4.25		4.29	4.32		3.10	3.53		3.02	3.53		3.12	3.48		0.02	0.03		0.02	0.01	
Cr2O3	0.61	0.70		0.72	0.69		0.76	0.75		0.28	0.36		0.26	0.38		0.30	0.34		0.03	0.03		0.02	0.01	
Fe2O3	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	
FeO	2.22	2.19		2.21	2.38		2.30	2.28		5.96	5.67		6.15	6.00		6.25	6.07		8.96	9.49		9.66	10.26	
MnO	0.11	0.04		0.09	0.07		0.00	0.07		0.06	0.11		0.14	0.16		0.14	0.13		0.13	0.07		0.12	0.17	
NiO	0.06	0.02		0.03	0.04		0.05	0.05		0.06	0.07		0.08	0.09		0.10	0.08		0.30	0.38		0.43	0.38	
MgO	16.35	16.09		16.15	16.06		16.08	16.29		33.93	33.53		33.97	33.44		33.80	33.66		49.59	49.47		49.40	49.40	
CaO	22.38	22.09		22.29	22.30		22.27	22.44		0.49	0.47		0.51	0.46		0.49	0.44		0.12	0.05		0.02	0.04	
Na2O	0.90	0.98		0.98	0.94		0.91	0.95		0.01	0.05		0.03	0.03		0.04	0.05		0.00	0.00		0.02	0.03	
K2O	0.01	0.01		0.00	0.00		0.01	0.02		0.01	0.00		0.00	0.03		0.02	0.00		0.00	0.00		0.02	0.01	
H2O	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	
Summe	100.09	99.88		100.14	100.30		100.00	100.56		100.59	100.01		100.56	100.41		100.59	100.38		100.14	100.49		100.57	101.47	
Li (µg/g)	0.487	0.689		0.522	0.565		0.619	0.520		0.730	0.730		0.699	0.670		0.721	0.720		1.477	1.482		1.474	1.502	
Be (µg/g)	0.038	0.034		0.033	0.033		0.044	0.036		0.011	0.010		0.013	0.013		0.013	0.013		0.003	0.001		0.000	0.001	
B (µg/g)	0.067	0.067		0.066	0.065		0.404	0.065		0.276	0.049		0.104	0.057		0.042	0.041		0.034	0.044		0.034	0.045	
XMg	0.929	0.929		0.929	0.923		0.926	0.927		0.910	0.913		0.908	0.909		0.906	0.908		0.908	0.903		0.901	0.896	
XCr	0.093	0.097		0.103	0.098		0.106	0.105		0.057	0.065		0.055	0.067		0.061	0.062							
Ca/(1-Na)	0.924	0.920		0.927	0.924		0.923	0.928		0.018	0.017		0.019	0.017		0.018	0.016							

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

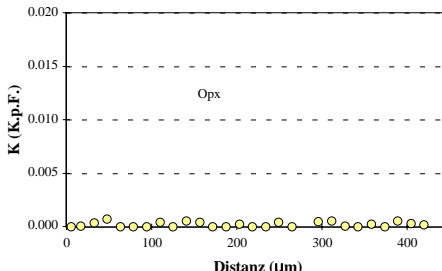
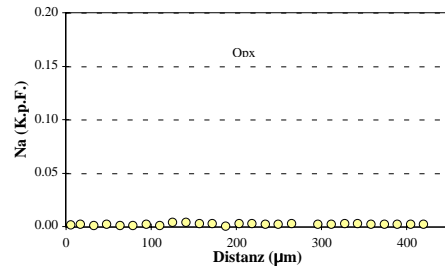
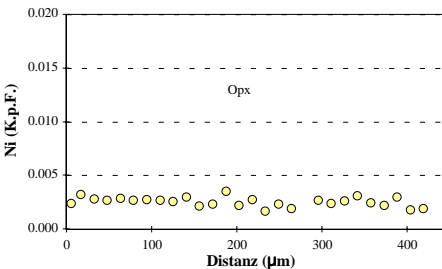
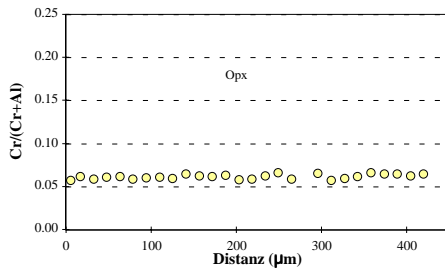
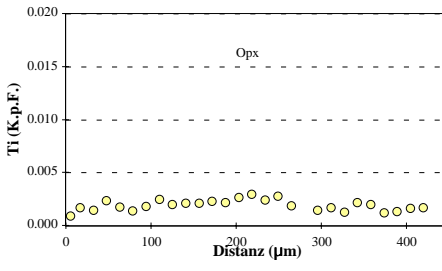
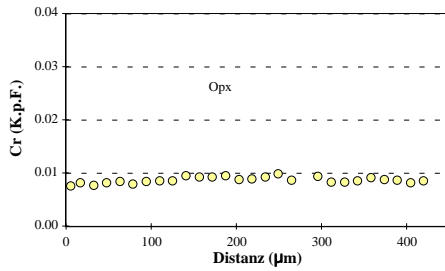
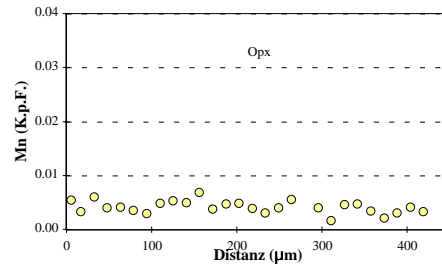
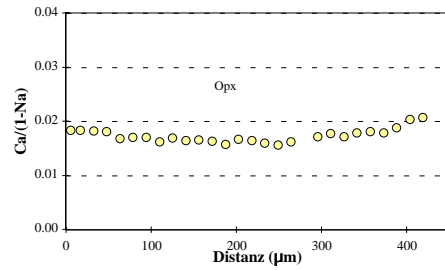
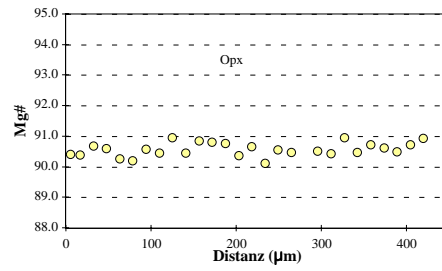
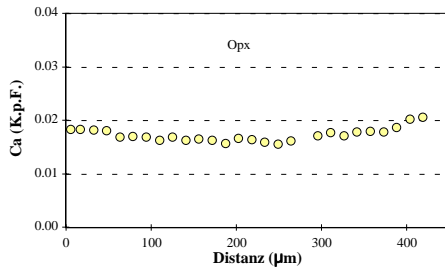
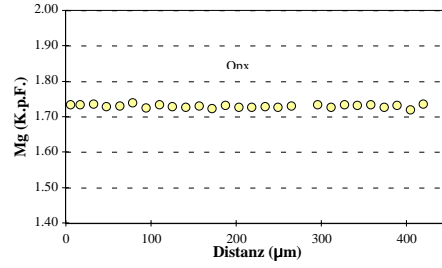
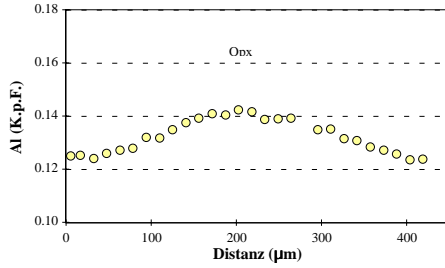
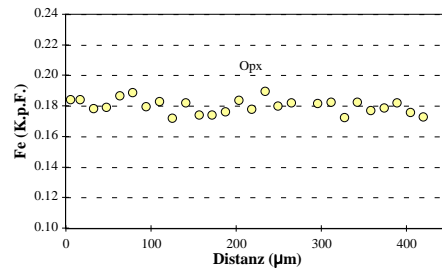
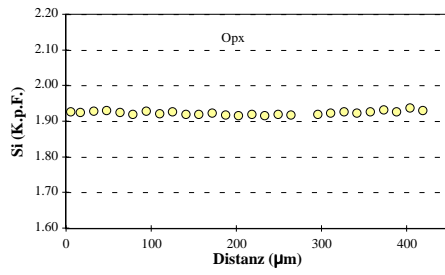
# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

## SA84-124b: Cpx

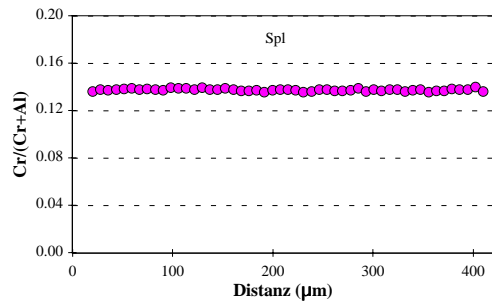
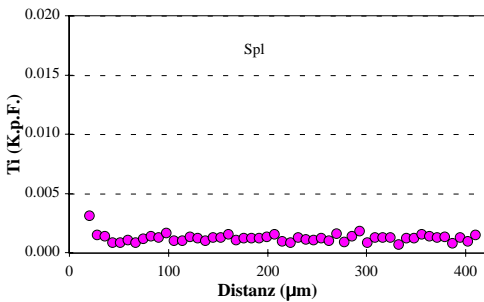
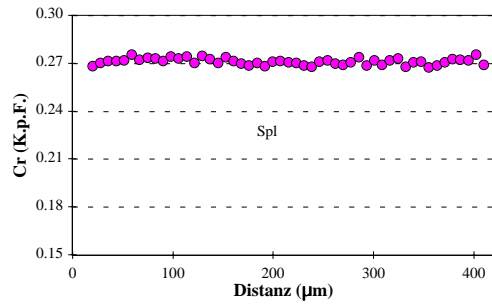
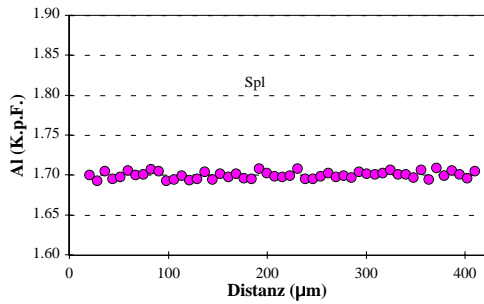
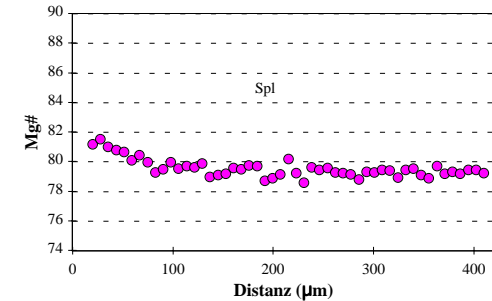
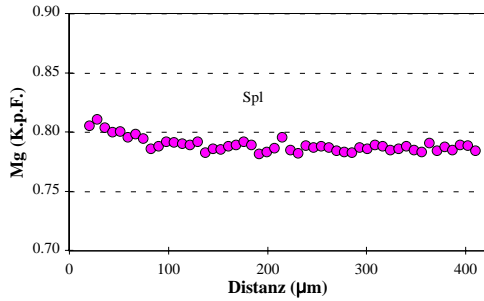
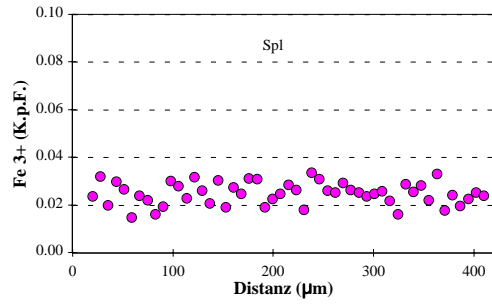
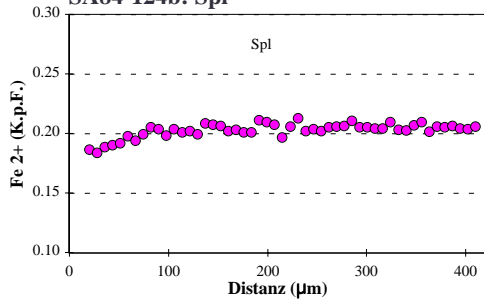


# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

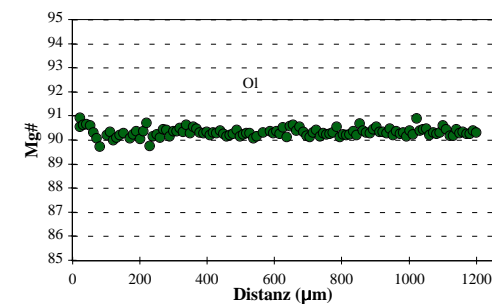
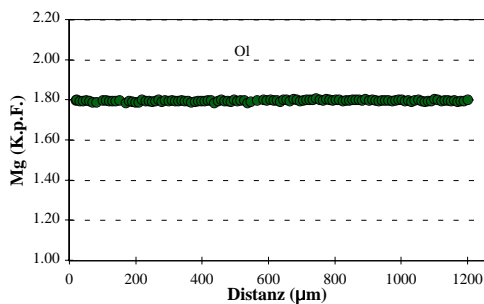
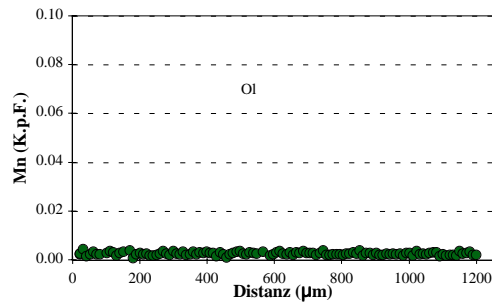
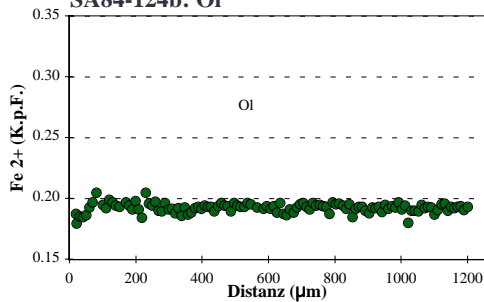
## SA84-124b: Opx



Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA84-124b: Spl



Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA84-124b: Ol







Spl-Lherzololith (Gruppe 1)  
SA84-128/1

Profile Kapitel 7

Kommentar Mineral Position	Cpx-Korn1		Cpx-Korn2		Opx-Korn1		Opx-Korn2		Ol-Korn1	
	Cpx Rand	Cpx Kern	Cpx Rand	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Ol Rand	Ol Kern
SiO2	51.63	51.54	52.18	51.87	54.96	55.48	54.96	54.99	40.85	40.89
TiO2	0.63	0.63	0.62	0.65	0.15	0.12	0.13	0.13	0.02	0.02
Al2O3	6.71	6.83	6.79	6.93	4.76	4.20	4.60	4.39	0.01	0.02
Cr2O3	0.49	0.54	0.52	0.67	0.24	0.23	0.22	0.22	0.02	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	3.64	3.48	3.50	3.31	7.16	7.15	7.26	7.21	11.81	11.53
MnO	0.02	0.10	0.07	0.10	0.14	0.17	0.22	0.12	0.17	0.19
NiO	0.05	0.08	0.03	0.02	0.06	0.09	0.08	0.13	0.50	0.51
MgO	15.05	14.95	15.12	14.95	32.08	32.52	32.36	32.38	48.06	48.36
CaO	20.38	20.33	20.04	20.29	0.84	0.67	0.72	0.69	0.06	0.07
Na2O	1.58	1.57	1.51	1.47	0.11	0.08	0.08	0.11	0.00	0.01
K2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.16	100.06	100.36	100.27	100.48	100.72	100.63	100.36	101.50	101.59
Si	1.871	1.870	1.882	1.874	1.897	1.910	1.896	1.901	0.997	0.996
Ti	0.017	0.017	0.017	0.018	0.004	0.003	0.003	0.003	0.000	0.000
Al	0.287	0.292	0.288	0.295	0.194	0.171	0.187	0.179	0.000	0.001
Cr	0.014	0.016	0.015	0.019	0.006	0.006	0.006	0.006	0.000	0.000
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.110	0.106	0.106	0.100	0.207	0.206	0.209	0.208	0.241	0.235
Mn	0.001	0.003	0.002	0.003	0.004	0.005	0.006	0.004	0.004	0.004
Ni	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.004	0.010	0.010
Mg	0.813	0.809	0.813	0.805	1.651	1.669	1.664	1.669	1.748	1.756
Ca	0.791	0.790	0.774	0.785	0.031	0.025	0.026	0.025	0.002	0.002
Na	0.111	0.111	0.105	0.103	0.007	0.005	0.005	0.007	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.017	4.015	4.003	4.003	4.003	4.002	4.007	4.007	3.002	3.004
Li (µg/g)	0.914	1.032	0.988	1.020	0.840	0.927	0.897	0.932	1.569	1.595
Be (µg/g)	0.052	0.078	0.064	0.050	0.032	0.020	0.018	0.020	0.000	0.002
B (µg/g)	0.064	0.071	0.132	0.075	0.049	0.051	0.062	0.060	0.060	0.076
XMg	0.881	0.884	0.885	0.889	0.889	0.890	0.888	0.889	0.879	0.882
XCr	0.046	0.051	0.049	0.061	0.032	0.035	0.032	0.032	0.000	0.000
Ca/(1-Na)	0.890	0.888	0.865	0.875	0.031	0.025	0.027	0.026	0.000	0.000

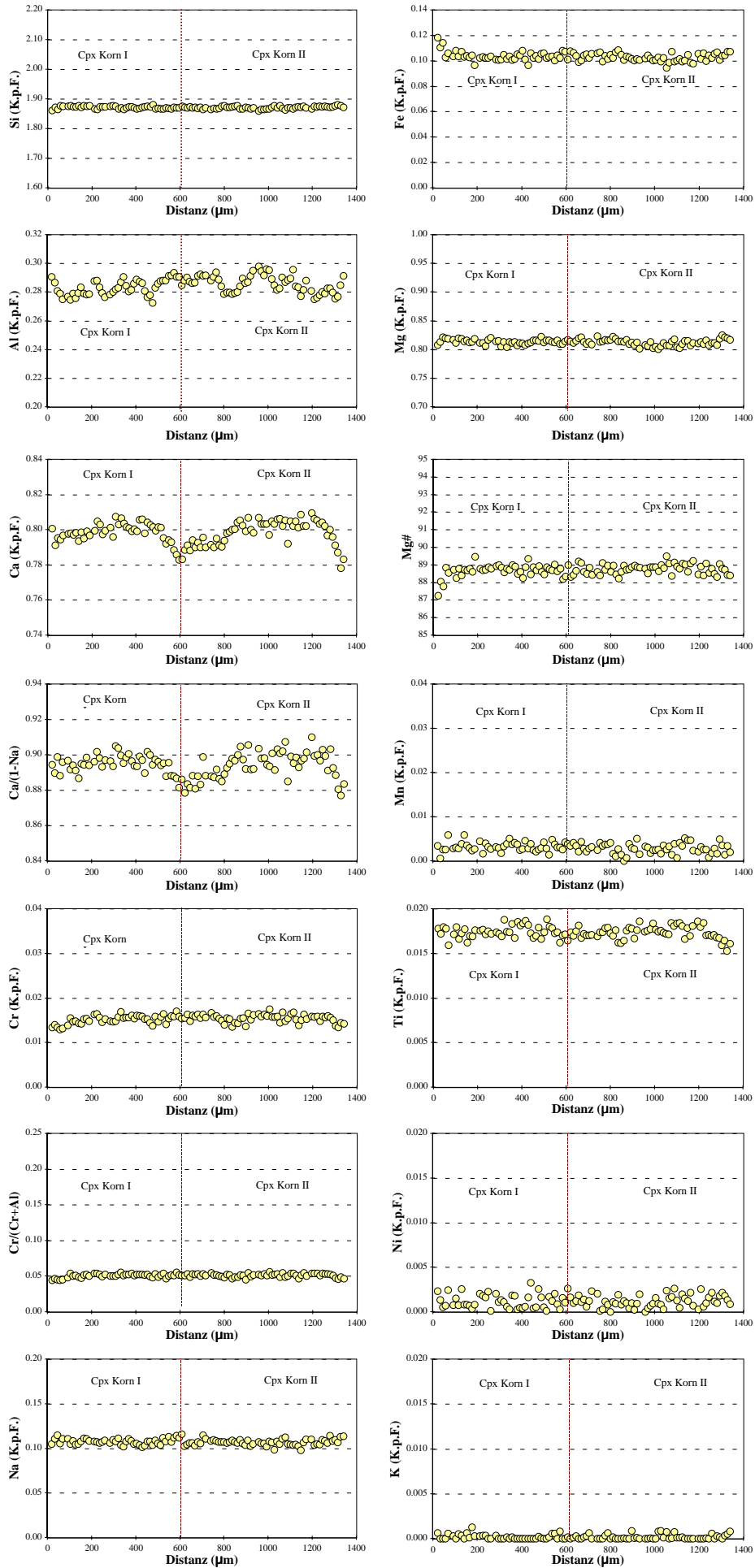
XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)



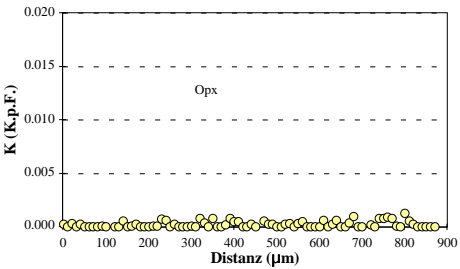
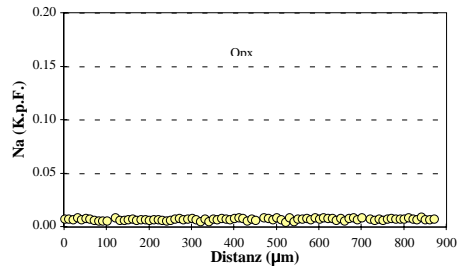
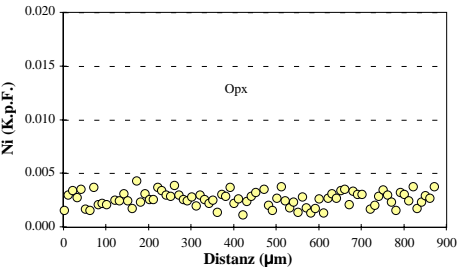
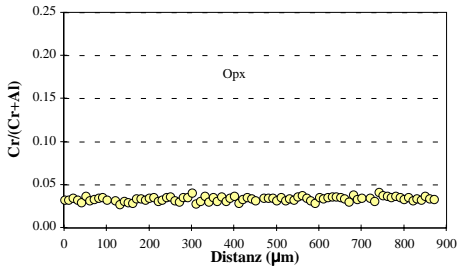
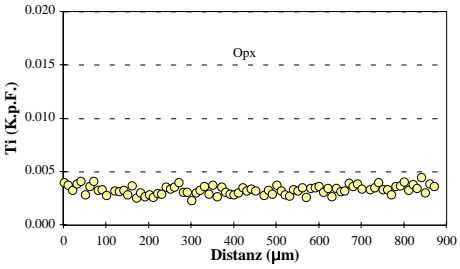
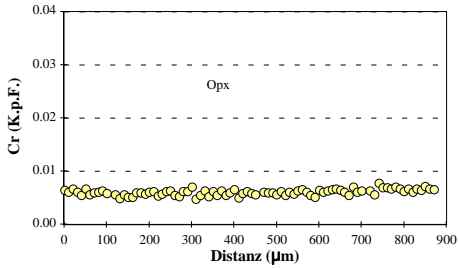
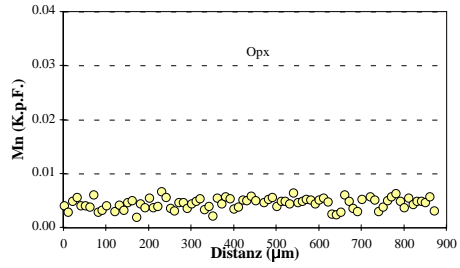
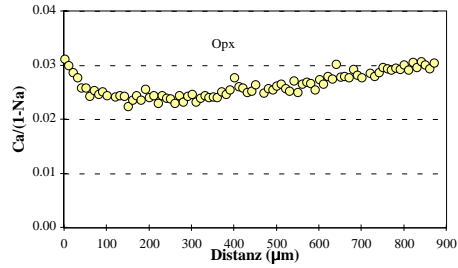
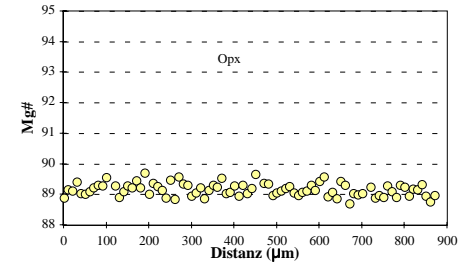
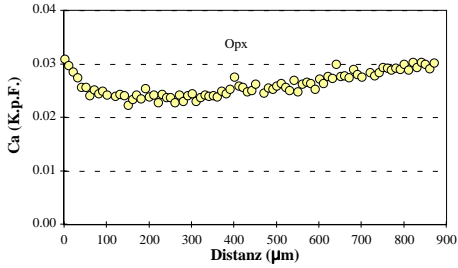
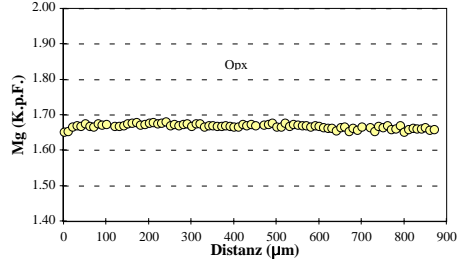
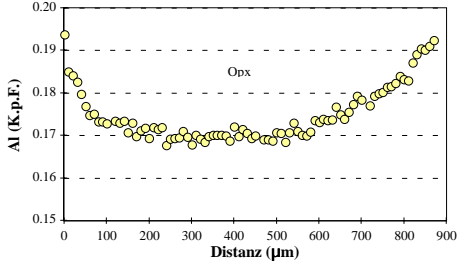
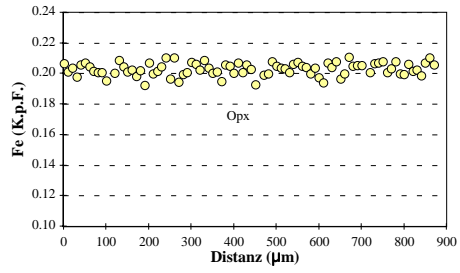
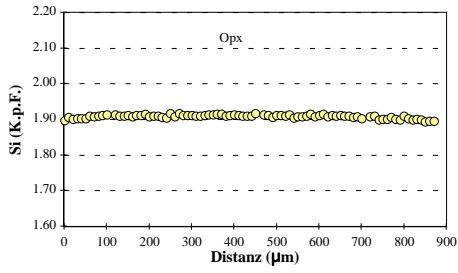
# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

## SA84-128/1: Cpx (Korn1 & Korn2)

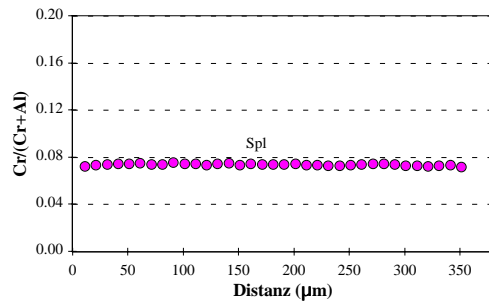
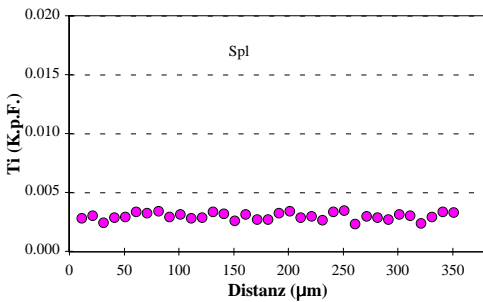
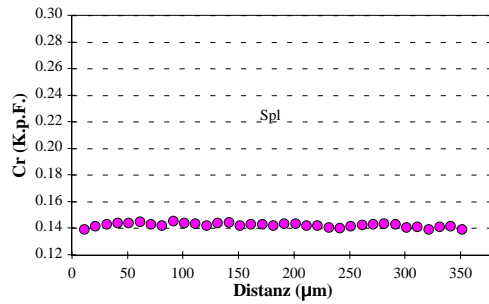
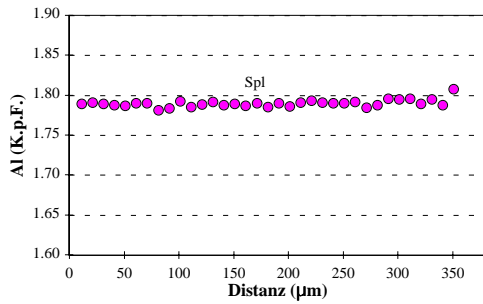
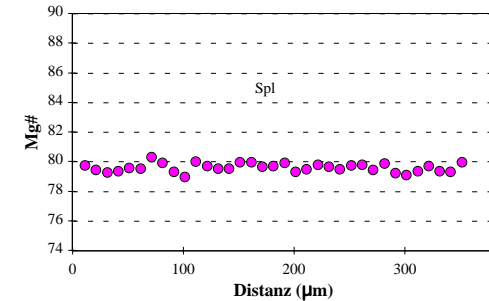
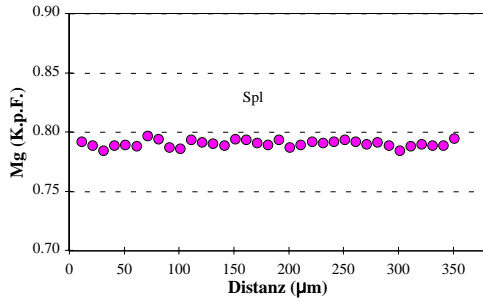
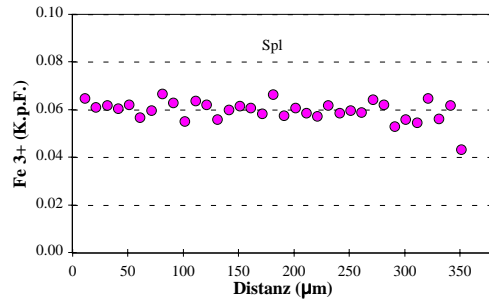
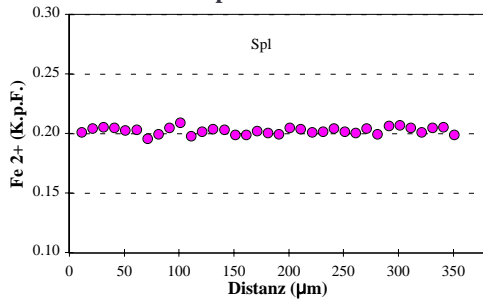


# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

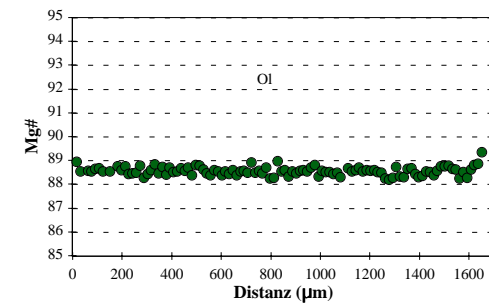
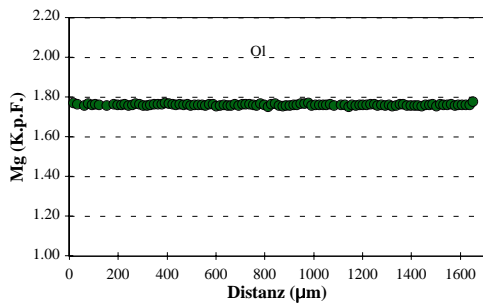
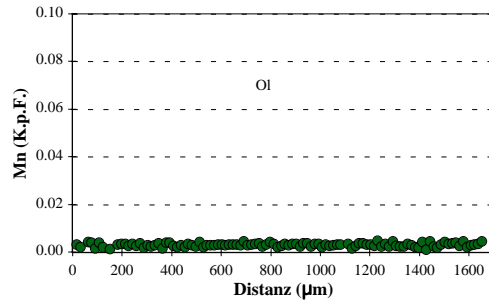
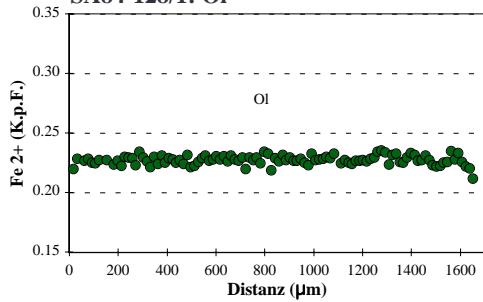
## SA84-128/1: Opx



Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA84-128/1: Spl



Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA84-128/1: OI





**Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA84-128/2**

Kommentar Mineral Position	Cpx Rand		Cpx Zz*		Cpx Kern		Opx Rand		Opx Kern		homogenes Mineral Ol Rand		homogenes Mineral Ol Kern		homogenes Mineral Spl Rand		homogenes Mineral Spl Kern		Kontakt zu Ol Glas		Kontakt zu Spl Glas		Kontakt zu Cpx Glas		O12	
SiO2	52.16	52.70	52.70	52.61	54.93	55.63	40.63	40.89	0.08	0.05	0.08	0.05	0.08	0.05	54.24	52.00	56.26	41.35							41.35	
TiO2	0.43	0.40	0.37	0.37	0.09	0.07	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	2.64	2.56	2.48	0.02							0.02	
Al2O3	6.54	6.03	6.16	6.16	4.81	4.28	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	19.46	19.44	19.87	0.05							0.05	
Cr2O3	0.76	0.72	0.76	0.76	0.47	0.30	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	10.99	11.01	10.07	0.17							0.17	
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.78	0.00	0.00	0.00							0.00	
FeO	3.11	3.18	2.99	2.99	6.62	6.18	9.58	9.37	6.62	6.18	9.58	9.37	6.62	6.18	8.25	4.72	3.90	8.37							8.37	
MnO	0.18	0.16	0.10	0.10	0.15	0.10	0.12	0.16	0.15	0.10	0.12	0.16	0.15	0.10	0.11	0.06	0.11	0.10							0.10	
NiO	0.04	0.04	0.06	0.06	0.04	0.14	0.44	0.43	0.04	0.14	0.44	0.43	0.04	0.14	0.45	0.02	0.00	0.40							0.40	
MgO	15.75	15.94	15.84	15.84	33.15	33.51	49.92	49.80	33.15	33.51	49.92	49.80	33.15	33.51	21.26	4.86	3.75	51.38							51.38	
CaO	19.97	20.27	20.10	20.10	0.84	0.64	0.07	0.05	0.84	0.64	0.07	0.05	0.84	0.64	0.01	9.81	7.67	9.81							9.81	
Na2O	1.48	1.41	1.52	1.52	0.10	0.09	0.01	0.01	0.10	0.09	0.01	0.01	0.10	0.09	0.00	3.62	4.11	0.00							0.00	
K2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.31	0.27	0.35	0.00							0.00	
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							0.00	
<b>Summe</b>	100.42	100.84	100.52	100.52	101.21	100.95	100.85	100.74	101.21	100.95	100.85	100.74	101.21	100.95	100.82	99.71	98.23	99.13	101.98							101.98
Si	1.879	1.891	1.892	1.892	1.881	1.903	0.989	0.995	1.881	1.903	0.989	0.995	1.881	1.903	0.002	0.001	2.601	0.989							0.989	
Ti	0.012	0.011	0.010	0.010	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.002	0.086	0.000							0.000	
Al	0.278	0.255	0.261	0.261	0.194	0.173	0.001	0.001	0.194	0.173	0.001	0.001	0.194	0.173	1.701	1.698	1.082	0.001							0.001	
Cr	0.022	0.020	0.021	0.021	0.013	0.008	0.000	0.000	0.013	0.008	0.000	0.000	0.013	0.008	0.224	0.226	0.002	0.003							0.003	
Fe3+	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	0.067	0.069	0.000	0.000							0.000	
Fe2+	0.094	0.095	0.090	0.090	0.190	0.177	0.195	0.191	0.190	0.177	0.195	0.191	0.190	0.177	0.177	0.175	0.151	0.167							0.167	
Mn	0.005	0.005	0.003	0.003	0.004	0.003	0.002	0.003	0.004	0.003	0.002	0.003	0.004	0.003	0.002	0.000	0.004	0.002							0.002	
Ni	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.004	0.009	0.008	0.001	0.004	0.009	0.008	0.001	0.004	0.009	0.008	0.001	0.008							0.008	
Mg	0.846	0.853	0.849	0.849	1.693	1.709	1.811	1.806	1.693	1.709	1.811	1.806	1.693	1.709	8.15	8.20	5.295	1.833							1.833	
Ca	0.771	0.779	0.775	0.775	0.031	0.023	0.002	0.001	0.031	0.023	0.002	0.001	0.031	0.023	0.000	0.000	0.380	0.004							0.004	
Na	0.103	0.098	0.106	0.106	0.007	0.006	0.000	0.000	0.007	0.006	0.000	0.000	0.007	0.006	0.000	0.000	0.369	0.000							0.000	
K	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.020	0.000							0.000	
OH	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	0.000	0.000	0.000	0.000							0.000	
<b>Summe</b>	4.011	4.010	4.010	4.010	4.016	4.008	3.010	3.005	4.016	4.008	3.010	3.005	4.016	4.008	3.000	3.000	4.955	3.008							3.008	
XMg	0.900	0.899	0.904	0.904	0.899	0.906	0.903	0.905	0.899	0.906	0.903	0.905	0.899	0.906	0.821	0.824	0.631	0.916							0.916	
XCr	0.072	0.074	0.076	0.076	0.062	0.045	0.062	0.045	0.062	0.045	0.062	0.045	0.062	0.045	0.116	0.118	0.639	0.000							0.000	
XMg*	0.860	0.864	0.866	0.866	0.860	0.864	0.860	0.866	0.860	0.864	0.860	0.866	0.860	0.864	0.860	0.864	0.631	0.866							0.866	
Ca/(1-Na)																										

XMg = Mg/(Mg+Fe2+)  
XCr = Cr/(Cr+Al)  
XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)  
Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär  
Zz\*: Zwischenzone

**Spl-Lherzololith (Gruppe 1)**  
**SA84-128/2**

**Profile Kapitel 7**

Kommentar

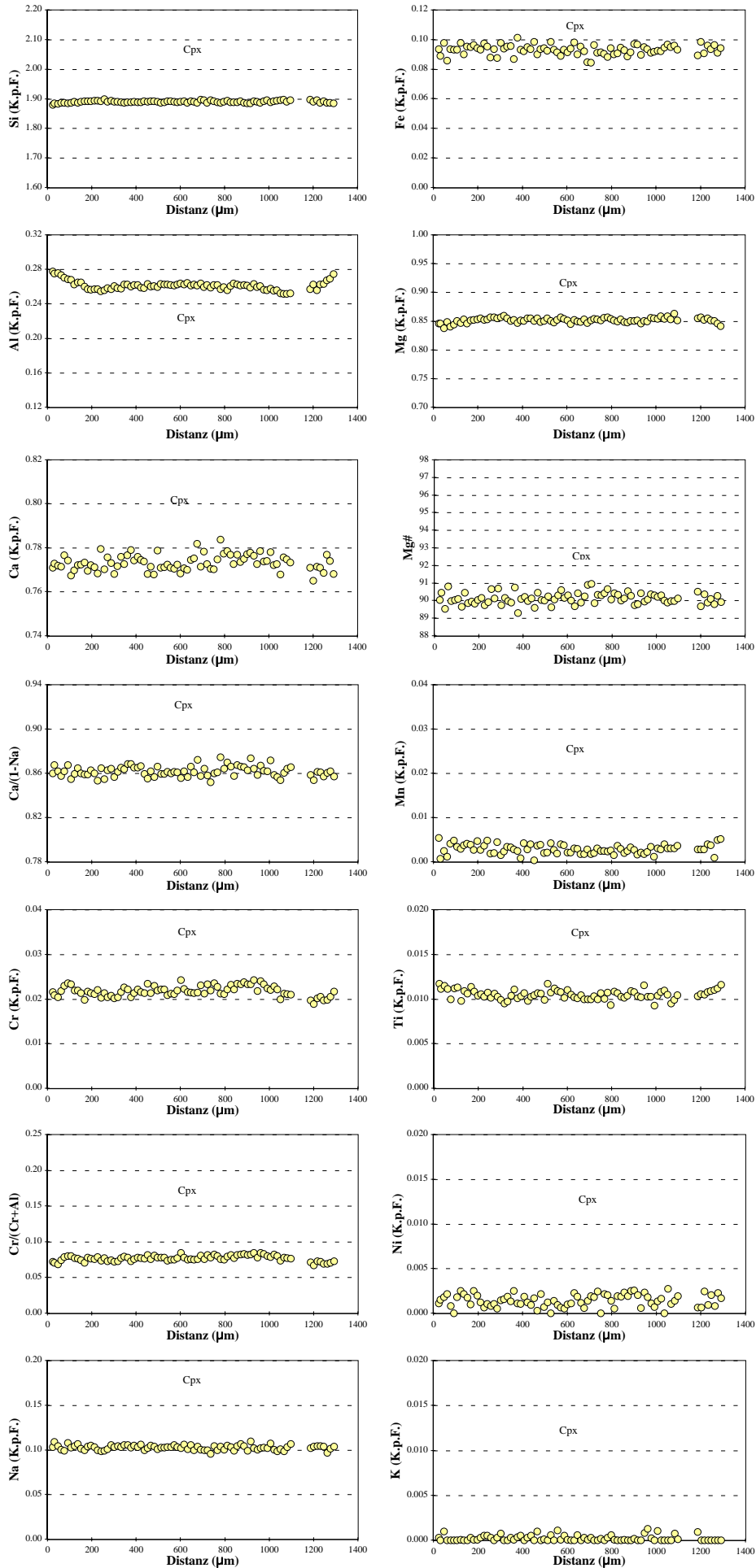
Mineral Position	Cpx-Korn1		Cpx-Korn2		Cpx-Korn3		Opx-Korn1		Opx-Korn2		Opx-Korn3		Ol-Korn1		Ol-Korn2	
	Cpx Rand	Cpx Kern	Cpx Rand	Cpx Kern	Cpx Rand	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Ol Rand	Ol Kern	Ol Rand	Ol Kern
SiO2	52.40	52.61	51.81	52.36	51.52	51.87	54.79	55.77	54.95	54.82	54.61	54.47	41.16	41.22	40.81	40.50
TiO2	0.41	0.38	0.41	0.41	0.43	0.41	0.11	0.09	0.09	0.12	0.12	0.10	0.03	0.04	0.00	0.02
Al2O3	6.49	6.25	6.37	6.48	6.37	6.35	4.81	4.24	4.80	4.59	4.58	4.50	4.80	4.81	0.02	0.03
Cr2O3	0.74	0.76	0.77	0.78	0.73	0.79	0.39	0.33	0.36	0.35	0.34	0.35	0.02	0.04	0.00	0.03
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.96	3.27	3.17	2.93	3.08	2.87	6.47	5.96	6.30	5.99	6.14	6.16	9.56	9.75	9.71	9.80
MnO	0.02	0.10	0.09	0.13	0.10	0.14	0.16	0.14	0.14	0.17	0.11	0.12	0.12	0.16	0.16	0.13
NiO	0.05	0.08	0.06	0.07	0.05	0.08	0.16	0.14	0.08	0.14	0.09	0.08	0.43	0.39	0.33	0.39
MgO	15.78	15.94	15.64	15.51	15.79	15.57	33.02	33.53	33.09	33.06	32.62	32.81	49.94	50.07	49.81	49.83
CaO	20.06	20.04	20.33	20.27	20.08	20.09	0.88	0.68	0.90	0.87	0.86	0.10	0.10	0.07	0.08	0.08
Na2O	1.57	1.45	1.44	1.41	1.45	1.38	0.10	0.14	0.11	0.10	0.11	0.09	0.02	0.03	0.00	0.02
K2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.49	100.88	100.10	100.35	99.58	99.55	100.88	101.01	100.82	100.21	99.56	99.35	101.40	101.81	100.91	100.81
Si	1.884	1.887	1.876	1.886	1.874	1.884	1.882	1.905	1.886	1.891	1.896	1.895	0.995	0.994	0.992	0.987
Ti	0.011	0.010	0.011	0.011	0.012	0.011	0.003	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000
Al	0.275	0.264	0.272	0.275	0.273	0.272	0.195	0.171	0.194	0.187	0.187	0.185	0.001	0.000	0.001	0.000
Cr	0.021	0.022	0.022	0.022	0.021	0.023	0.011	0.009	0.010	0.010	0.009	0.009	0.000	0.001	0.000	0.001
Fe3+	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	0.000	0.000
Fe2+	0.089	0.098	0.096	0.088	0.094	0.087	0.186	0.170	0.181	0.173	0.178	0.179	0.193	0.197	0.197	0.200
Mn	0.001	0.003	0.003	0.004	0.003	0.004	0.005	0.004	0.004	0.005	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
Ni	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.004	0.004	0.002	0.004	0.002	0.002	0.008	0.008	0.007	0.008
Mg	0.846	0.852	0.844	0.833	0.856	0.843	1.691	1.708	1.693	1.700	1.688	1.701	1.800	1.799	1.805	1.811
Ca	0.773	0.770	0.789	0.782	0.783	0.782	0.032	0.025	0.033	0.032	0.032	0.025	0.003	0.002	0.002	0.002
Na	0.109	0.101	0.101	0.098	0.102	0.097	0.007	0.009	0.007	0.007	0.007	0.006	0.001	0.001	0.000	0.001
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	0.001	0.000	0.000
OH	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	0.000	0.000
Summe	4.011	4.010	4.016	4.003	4.018	4.006	4.015	4.007	4.013	4.011	4.007	4.009	3.004	3.006	3.007	3.013
Li (µg/g)	0.859	1.044	0.914	1.076	0.833	1.038	0.897	0.934	0.903	0.975	0.923	0.913	1.644	1.624	2.081	1.583
Be (µg/g)	0.069	0.070	0.072	0.078	0.087	0.056	0.028	0.023	0.025	0.023	0.027	0.024	0.001	0.003	0.002	0.002
B (µg/g)	0.159	0.103	0.091	0.107	0.128	0.108	0.249	0.077	0.094	0.058	0.064	0.052	0.059	0.065	0.068	0.066
XMg	0.905	0.897	0.898	0.904	0.902	0.906	0.901	0.909	0.904	0.908	0.905	0.905	0.903	0.902	0.901	0.901
XCr	0.071	0.075	0.075	0.075	0.071	0.077	0.052	0.049	0.048	0.049	0.047	0.049	0.047	0.049	0.047	0.049
Ca/(1-Na)	0.868	0.856	0.878	0.868	0.872	0.866	0.032	0.025	0.033	0.033	0.032	0.025	0.033	0.033	0.033	0.033

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

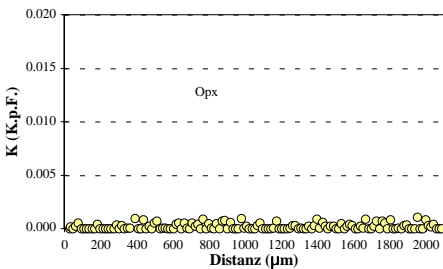
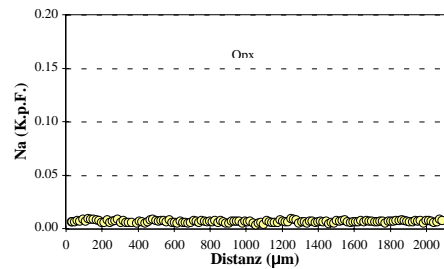
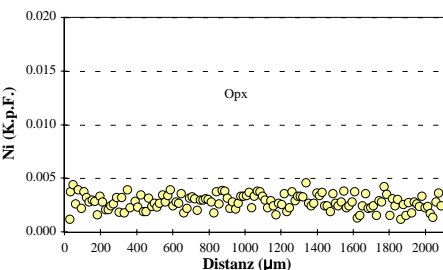
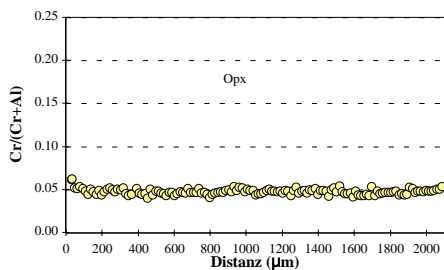
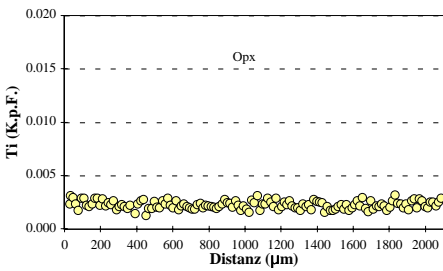
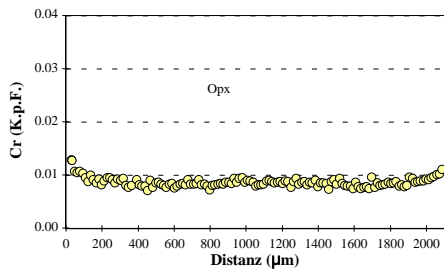
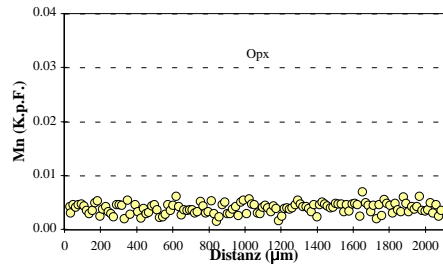
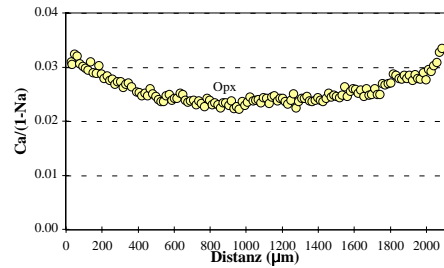
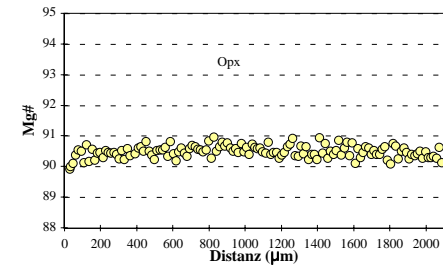
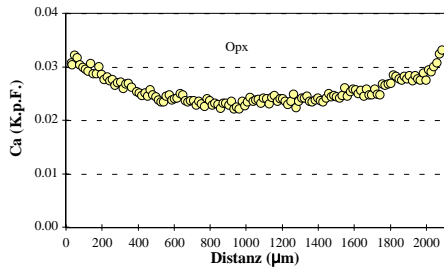
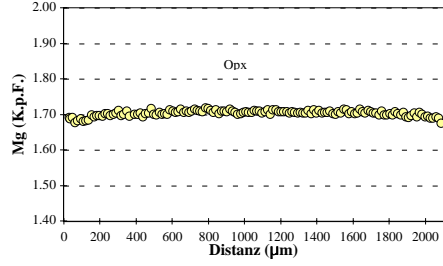
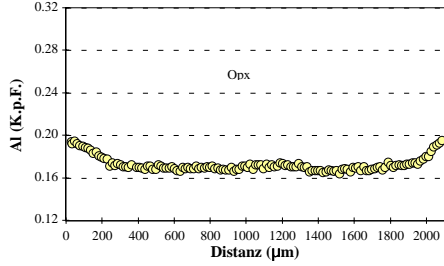
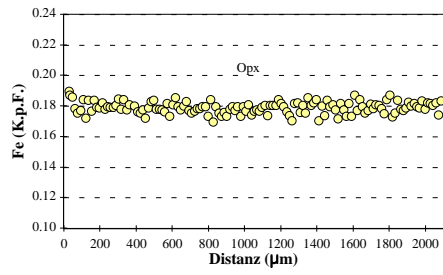
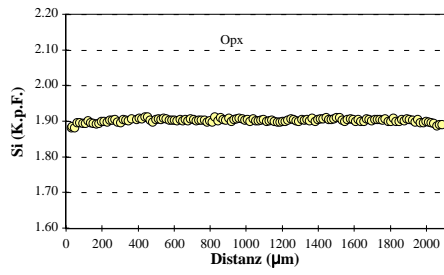
# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

## SA84-128/2: Cpx



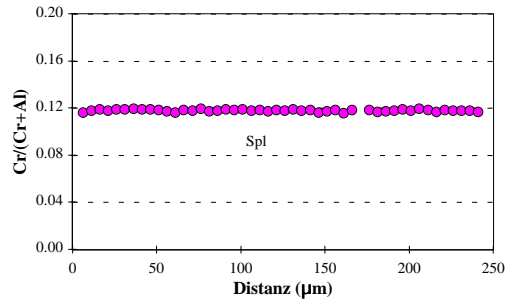
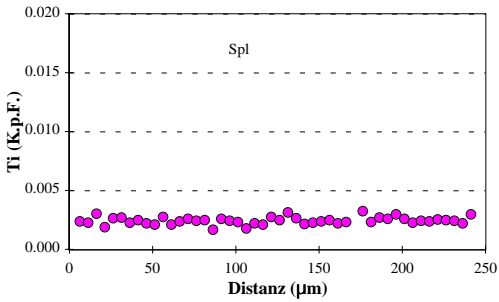
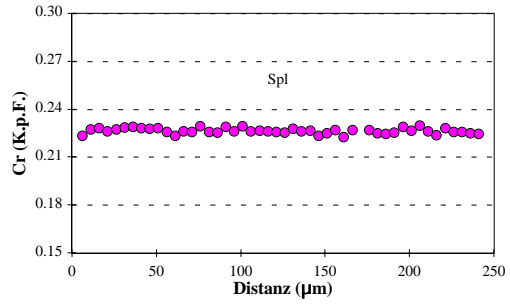
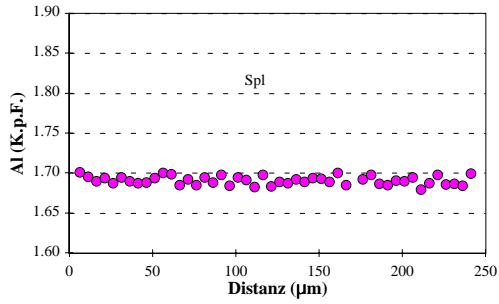
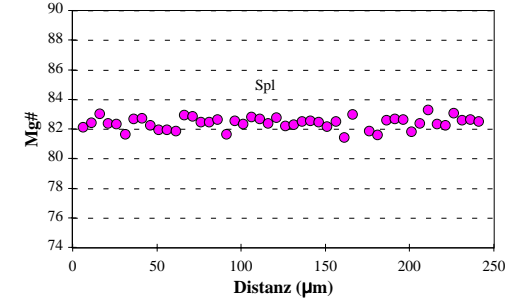
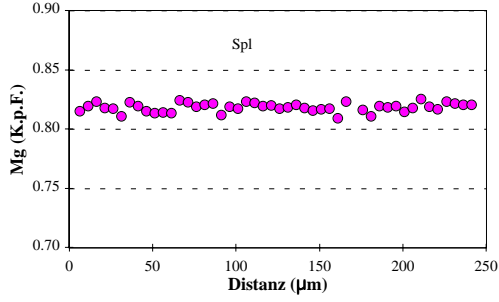
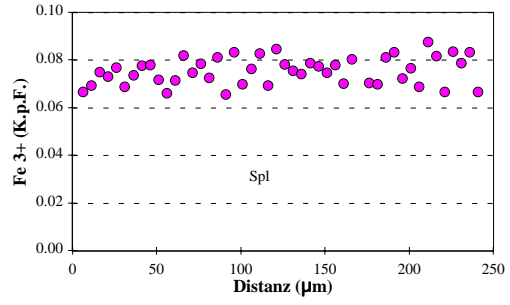
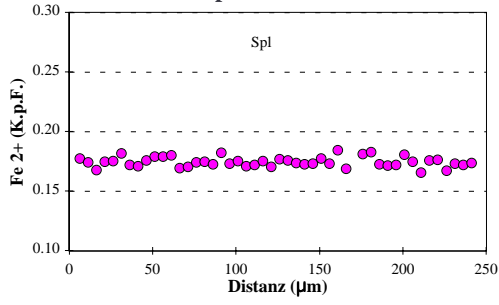
# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

## SA84-128/2: Opx

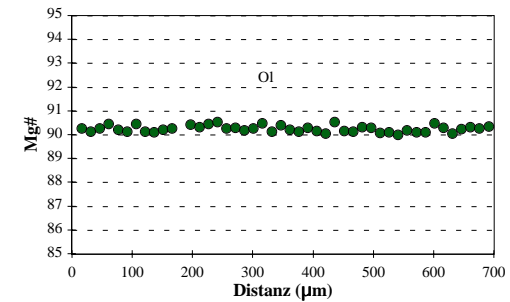
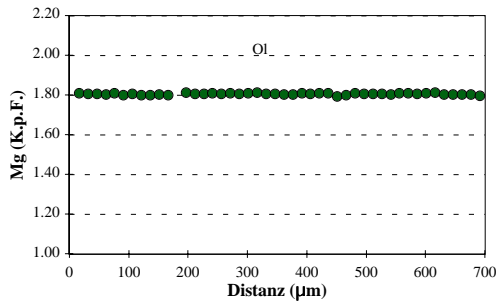
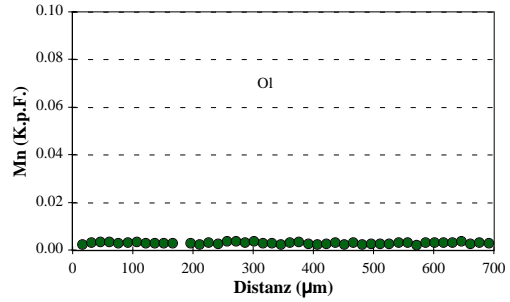
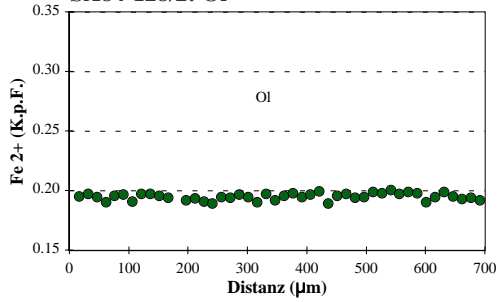




Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA84-128/2: Spl



Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA84-128/2: OI





**Prg-Lherzolith  
SA84-128/3**

Kommentar Mineral Position	homogenes Mineral Cpx		homogenes Mineral Opx		homogenes Mineral Ol		homogenes Mineral Prg2	
	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern
SiO2	54.05	54.48	57.12	57.04	40.56	40.79	45.70	45.09
TiO2	0.10	0.09	0.01	0.02	0.02	0.00	0.43	0.47
Al2O3	5.24	5.05	1.75	1.69	0.02	0.02	12.18	12.47
Cr2O3	0.94	0.86	0.24	0.23	0.01	0.00	1.46	1.57
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.149	4.064
FeO	3.20	3.19	6.48	6.32	10.53	10.28	0.445	0.434
MnO	0.16	0.10	0.15	0.19	0.18	0.17	0.04	0.09
NiO	0.05	0.05	0.08	0.12	0.34	0.39	0.15	0.13
MgO	14.94	14.84	34.21	34.24	48.78	48.73	18.33	17.85
CaO	18.18	18.51	0.59	0.61	0.02	0.05	9.31	9.33
Na2O	2.80	2.67	0.14	0.14	0.00	0.02	4.41	4.43
K2O	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.42	0.43
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.127	2.111
Summe	99.68	99.83	100.80	100.60	100.46	100.44	99.14	98.46
Si	1.954	1.965	1.958	1.958	0.994	0.999	6.489	6.453
Ti	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.046	0.050
Al	0.223	0.215	0.071	0.068	0.001	0.000	2.038	2.102
Cr	0.027	0.024	0.007	0.006	0.000	0.000	0.164	0.178
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.443	0.438
Fe2+	0.097	0.096	0.186	0.181	0.216	0.210	0.053	0.052
Mn	0.005	0.003	0.004	0.006	0.004	0.003	0.005	0.011
Ni	0.001	0.001	0.002	0.003	0.007	0.008	0.017	0.015
Mg	0.805	0.798	1.748	1.753	1.783	1.779	3.880	3.807
Ca	0.704	0.715	0.022	0.022	0.001	0.001	1.417	1.431
Na	0.196	0.186	0.009	0.009	0.000	0.001	1.214	1.228
K	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.076	0.079
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000	2.000
Summe	4.017	4.007	4.009	4.009	3.005	3.001	15.842	15.843
XMg	0.893	0.892	0.904	0.906	0.892	0.894	0.074	0.078
XCr	0.107	0.102	0.084	0.083	0.198	0.000	0.887	0.886
XMg*								
Ca/(1-Na)	0.876	0.879	0.022	0.023				

XMg = Mg/(Mg+Fe2+)

XCr = Cr/(Cr+Al)

XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

**Prg-Lherzololith  
SA84-128/3**

Profile Kapitel 7		Cpx-Korn1		Opx-Korn1		Opx-Korn2		Opx-Korn3		Ol-Korn1		Ol-Korn2		Prg-Korn1		Prg-Korn2		Prg-Korn3		Prg-Korn4	
Mineral	Position	Cpx Rand	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Ol Rand	Ol Kern	Ol Rand	Ol Kern	Prg2 Rand	Prg2 Kern	Prg2 Rand	Prg2 Kern	Prg2 Rand	Prg2 Kern	Prg2 Rand	Prg2 Kern
SiO2		53.86	54.45	57.03	57.26	57.10	57.12	57.46	56.91	40.91	40.81	40.88	40.80	44.66	44.53	44.60	44.19	44.69	44.69	45.31	45.36
TiO2		0.06	0.04	0.02	0.04	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00	0.54	0.49	0.54	0.52	0.51	0.47	0.46	0.49
Al2O3		5.54	4.97	1.67	1.70	1.77	1.75	1.83	2.18	0.01	0.02	0.01	0.01	13.06	12.91	13.22	13.50	13.26	13.73	12.17	12.09
Cr2O3		1.00	0.79	0.27	0.25	0.26	0.23	0.22	0.28	0.04	0.03	0.00	0.00	1.32	1.35	1.37	1.35	1.31	1.35	1.52	1.64
Fe2O3		3.34	3.27	6.36	6.40	6.43	6.10	6.12	6.05	9.60	10.17	9.89	10.02	2.35	2.62	2.36	2.40	4.14	4.51	4.16	4.10
MnO		0.02	0.09	0.15	0.14	0.13	0.15	0.19	0.07	0.10	0.20	0.12	0.17	1.81	1.94	1.88	1.79	0.44	0.23	0.50	0.59
NiO		0.02	0.08	0.10	0.12	0.11	0.13	0.19	0.07	0.33	0.38	0.34	0.35	0.05	0.04	0.08	0.08	0.09	0.02	0.05	0.04
MgO		15.11	14.93	34.32	34.30	34.46	34.36	34.16	33.77	49.15	49.41	49.30	49.31	17.91	17.79	17.74	17.68	17.84	17.48	18.10	18.32
CaO		17.99	18.57	0.58	0.55	0.61	0.58	0.61	0.75	0.06	0.06	0.05	0.05	8.85	8.82	8.82	8.94	9.32	9.01	9.52	9.50
Na2O		2.84	2.69	0.10	0.15	0.19	0.15	0.15	0.14	0.02	0.01	0.03	0.00	4.53	4.40	4.45	4.48	4.59	4.21	4.30	4.30
K2O		0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.37	0.35	0.35	0.33	0.40	0.40	0.40	0.44
H2O		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.10	2.09	2.10	2.09	2.12	2.12	2.12	2.12
Summe		99.81	99.87	100.61	100.92	101.05	100.53	100.87	100.25	100.19	101.08	100.65	100.71	97.86	97.46	97.56	97.43	98.85	98.51	98.73	99.08
Si		1.945	1.965	1.958	1.960	1.953	1.960	1.964	1.957	1.000	0.993	0.997	0.995	6.417	6.426	6.422	6.376	6.373	6.381	6.468	6.456
Ti		0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.058	0.053	0.058	0.056	0.054	0.051	0.049	0.052
Al		0.236	0.211	0.067	0.069	0.071	0.071	0.074	0.088	0.000	0.000	0.000	0.000	2.211	2.196	2.243	2.296	2.228	2.310	2.048	2.028
Cr		0.029	0.022	0.007	0.007	0.007	0.006	0.006	0.008	0.001	0.000	0.000	0.000	0.150	0.154	0.156	0.153	0.148	0.152	0.171	0.185
Fe3+		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.254	0.284	0.255	0.260	0.445	0.485	0.447	0.439
Fe2+		0.101	0.099	0.183	0.183	0.184	0.175	0.175	0.174	0.196	0.207	0.202	0.204	0.217	0.234	0.226	0.215	0.052	0.028	0.059	0.070
Mn		0.001	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.006	0.002	0.002	0.004	0.002	0.003	0.006	0.005	0.010	0.009	0.011	0.003	0.006	0.004
Ni		0.001	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.006	0.007	0.007	0.007	0.010	0.013	0.008	0.012	0.017	0.034	0.017	0.012
Mg		0.813	0.803	1.757	1.750	1.757	1.757	1.740	1.731	1.791	1.792	1.792	1.793	3.838	3.828	3.807	3.804	3.792	3.721	3.851	3.887
Ca		0.696	0.718	0.021	0.020	0.022	0.022	0.022	0.028	0.001	0.002	0.001	0.001	1.397	1.368	1.360	1.382	1.424	1.378	1.455	1.448
Na		0.199	0.188	0.007	0.010	0.013	0.010	0.010	0.010	0.001	0.001	0.001	0.000	1.263	1.230	1.242	1.252	1.270	1.165	1.189	1.186
K		0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.067	0.065	0.064	0.061	0.072	0.073	0.073	0.080
OH		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Summe		4.022	4.012	4.008	4.007	4.014	4.007	4.000	4.000	3.000	3.007	3.003	3.005	15.889	15.856	15.851	15.877	15.886	15.781	15.834	15.847
Li (µg/g)		1.843	1.928	1.705	1.699	1.737	1.843	1.707	1.902	2.804	2.923	2.839	3.012	1.061	1.211	1.061	1.189	0.879	1.147	1.185	1.306
Bc (µg/g)		0.323	0.240	0.074	0.078	0.082	0.113	0.069	0.158	0.002	0.004	0.004	0.003	1.133	1.085	1.009	1.029	1.135	1.183	1.172	1.203
B (µg/g)		0.877	0.833	0.640	0.605	0.565	0.611	0.474	0.671	0.339	0.343	0.369	0.357	1.438	1.430	1.434	1.315	1.589	1.523	1.503	1.659
XMg		0.890	0.891	0.906	0.905	0.905	0.909	0.909	0.909	0.901	0.896	0.899	0.898	0.064	0.066	0.065	0.063	0.062	0.062	0.077	0.083
XCr		0.108	0.096	0.098	0.089	0.090	0.082	0.075	0.079	0.891	0.881	0.888	0.889	0.891	0.881	0.888	0.889	0.884	0.879	0.884	0.884
XMg*		0.869	0.884	0.021	0.020	0.023	0.022	0.023	0.028												
Ca/(1-Na)																					

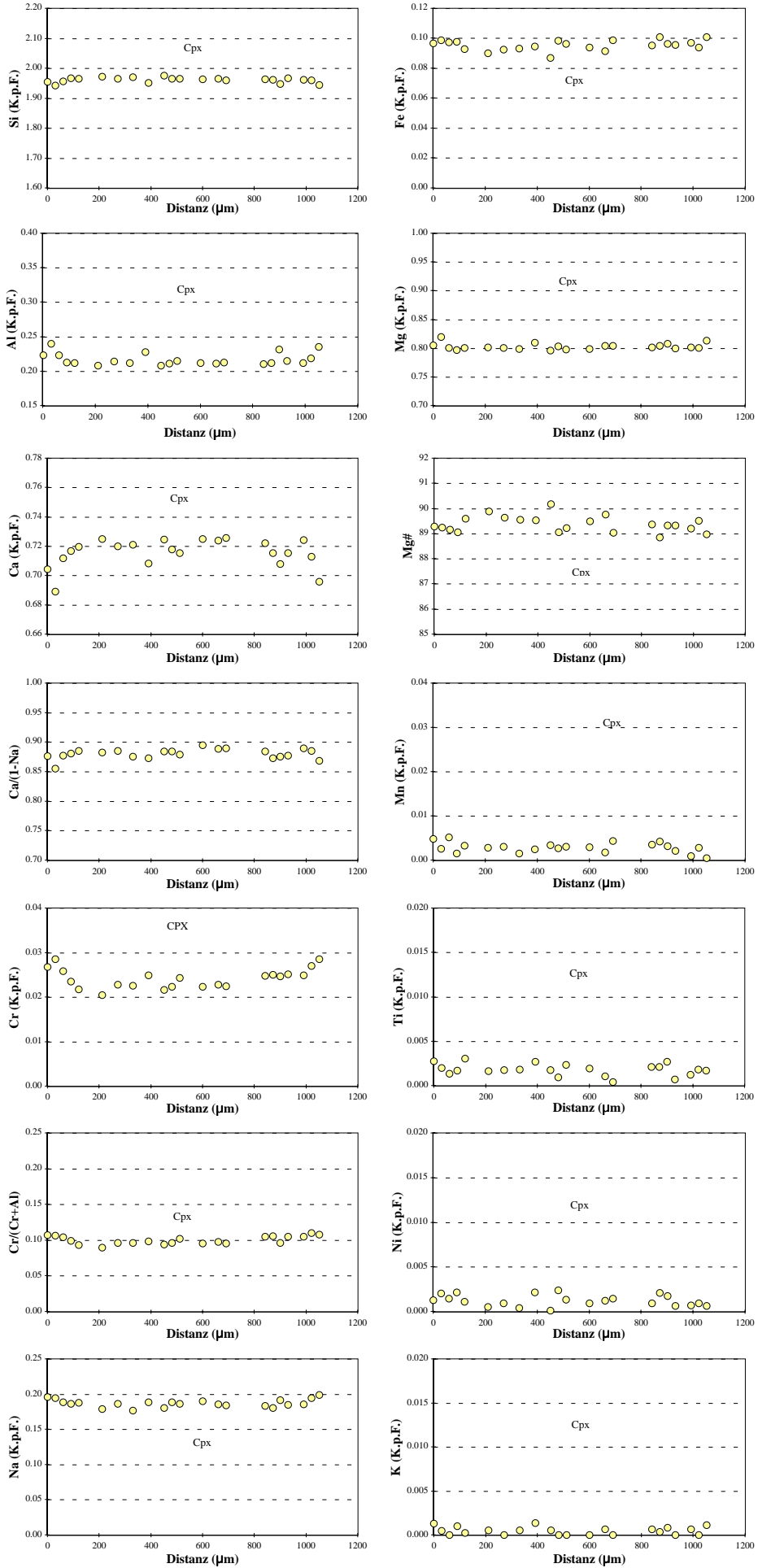
XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

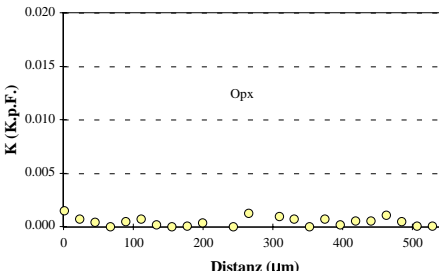
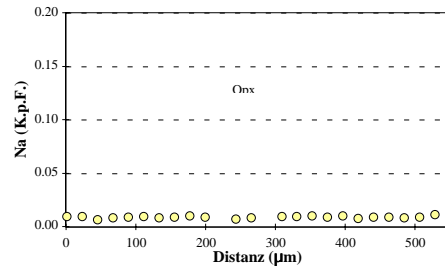
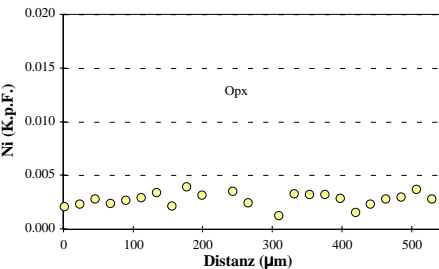
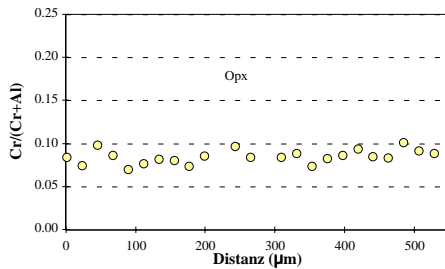
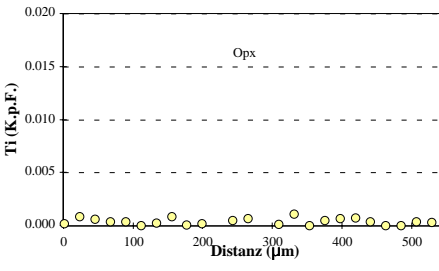
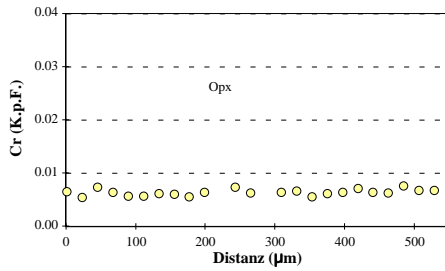
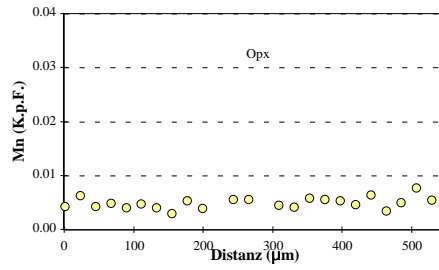
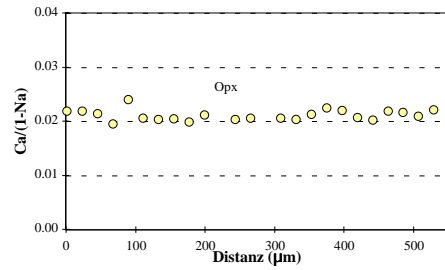
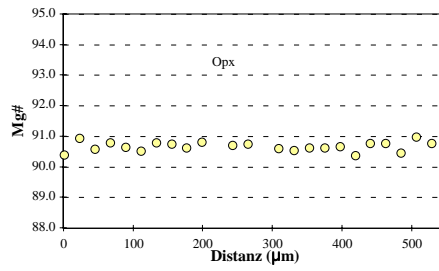
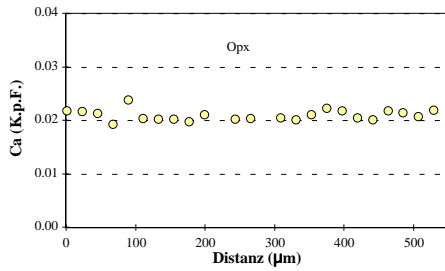
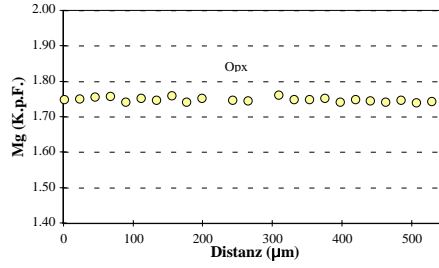
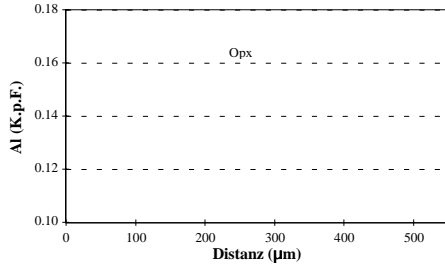
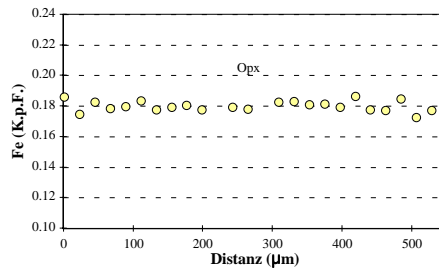
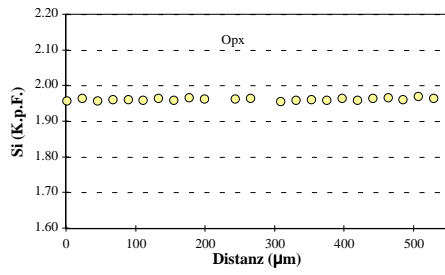
XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

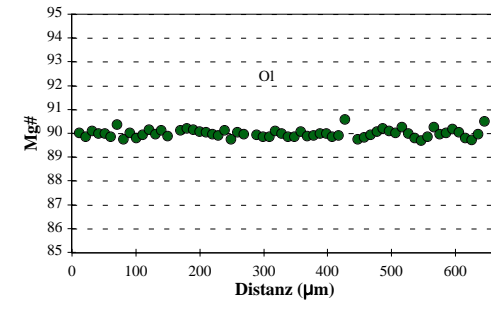
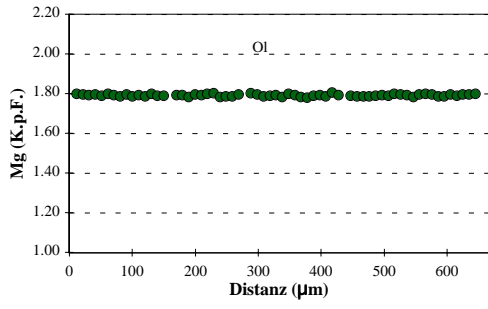
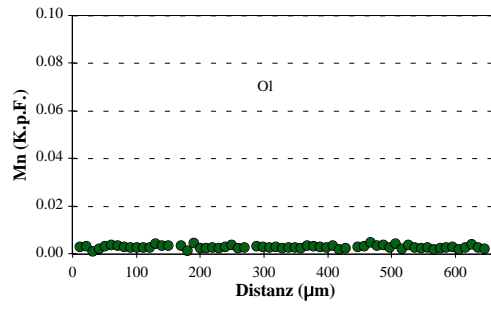
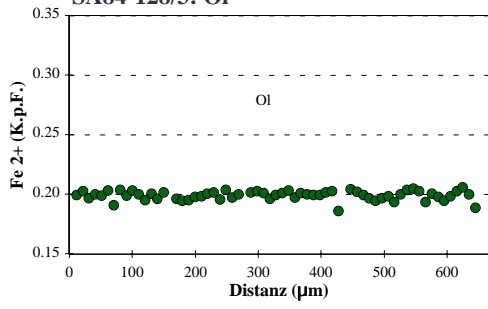
**Prg-Lherzolith**  
**SA84-128/3: Cpx**



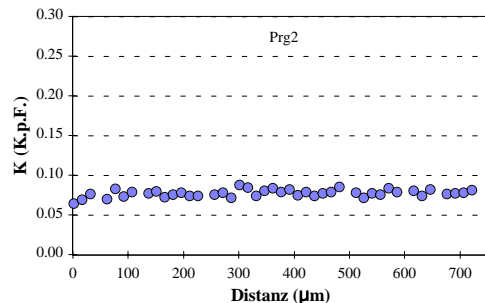
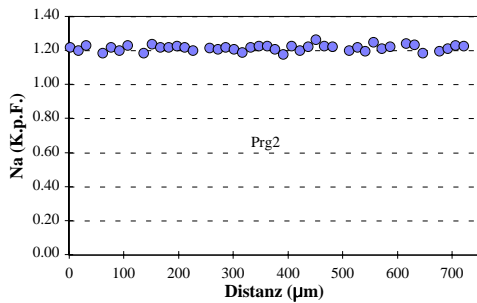
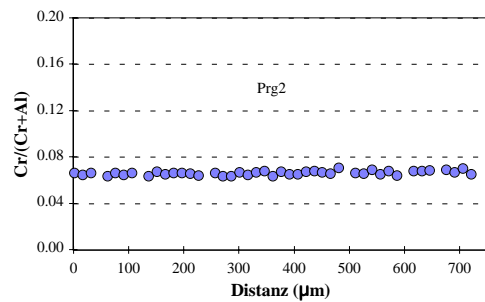
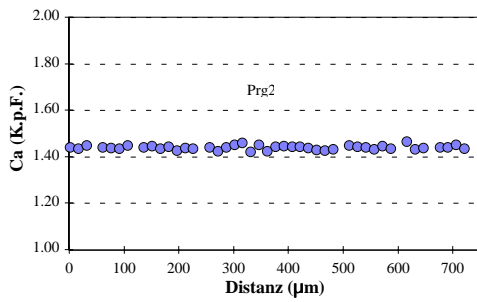
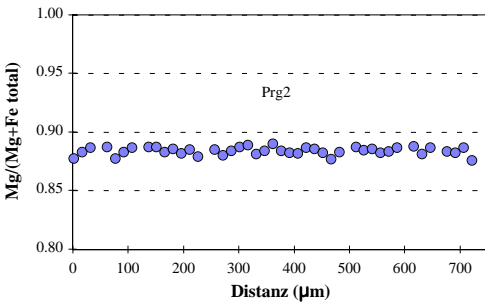
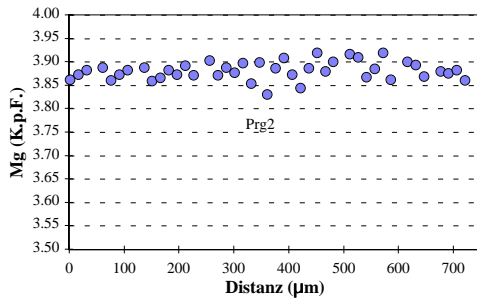
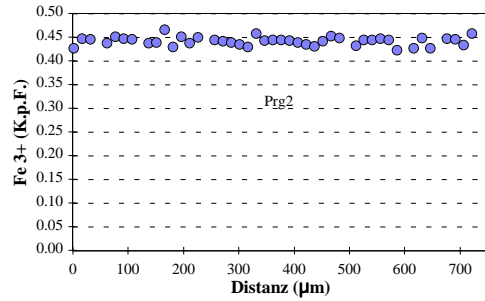
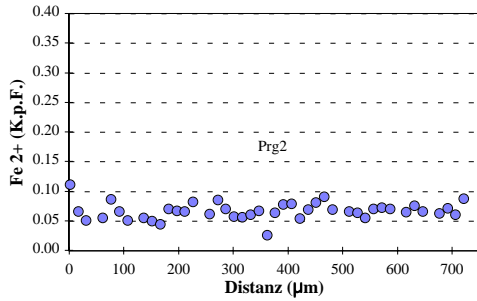
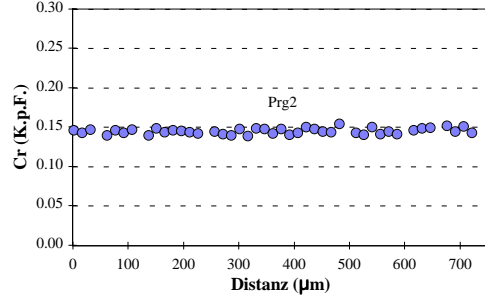
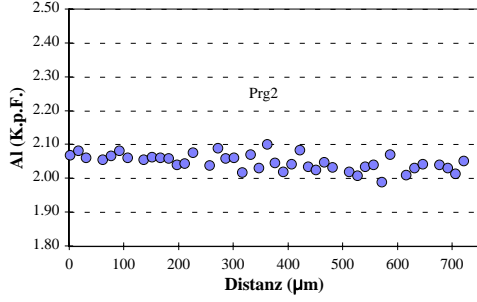
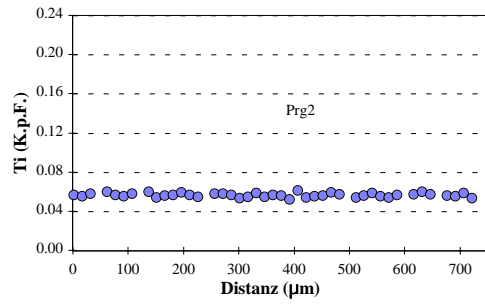
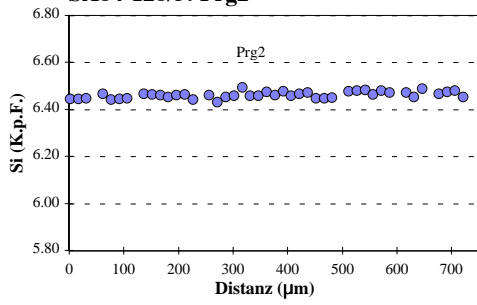
**Prg-Lherzolith**  
**SA84-128/3: Opx**



Prg-Lherzolith  
SA84-128/3: Ol



**Prg-Lherzolith**  
**SA84-128/3: Prg2**





### Spl-Lherzololith (Gruppe 1)

SA84-132

Kommentar

Mineral Position	Cpx		Opx		Opx		Opx		Ox		Ox		Spl		Prg2		Prg2		Glas	
	Rand	Kern	Rand	Kern	Zz*	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern
SiO2	51.39	51.44	54.82	54.69	55.18	54.69	40.21	40.52	0.06	0.07	0.06	0.07	42.87	42.52	58.23	57.29				
TiO2	0.61	0.56	0.13	0.14	0.12	0.14	0.01	0.00	0.13	0.15	0.13	0.15	2.33	2.30	2.49	2.29				
Al2O3	6.40	6.61	4.46	4.56	4.13	4.56	0.03	0.02	57.40	57.60	57.40	57.60	14.89	15.06	21.37	20.24				
Cr2O3	0.50	0.64	0.25	0.28	0.28	0.28	0.00	0.00	7.83	7.85	7.83	7.85	0.87	0.87	0.10	0.07				
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.57	3.61	3.57	3.61	2.22	2.23	3.20	2.66				
FeO	3.25	3.05	6.20	6.60	6.47	6.60	9.84	10.06	7.86	8.17	7.86	8.17	2.55	2.30	0.00	0.00				
MnO	0.06	0.05	0.17	0.15	0.12	0.15	0.09	0.18	0.06	0.11	0.06	0.11	0.01	0.08	0.03	0.05				
NiO	0.03	0.04	0.11	0.12	0.13	0.12	0.37	0.38	0.38	0.46	0.38	0.46	0.00	0.06	0.04	0.00				
MgO	15.40	15.25	32.62	32.90	33.24	32.90	48.61	49.13	21.22	21.11	21.22	21.11	17.30	17.28	3.22	4.17				
CaO	20.03	20.55	0.79	0.56	0.60	0.56	0.11	0.06	0.01	0.00	0.01	0.00	10.31	10.25	7.74	9.58				
Na2O	1.43	1.44	0.11	0.10	0.11	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.96	3.81	2.79	1.53				
K2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.09	0.09				
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.13	2.12	0.00	0.00				
<b>Summe</b>	99.08	99.63	99.65	100.09	100.39	100.09	99.26	100.37	98.50	99.12	98.50	99.12	99.47	98.93	99.30	97.96				
Si	1.878	1.871	1.901	1.892	1.902	1.892	0.995	0.993	0.001	0.002	0.001	0.002	6.086	6.067	2.623	2.620				
Ti	0.017	0.015	0.003	0.004	0.003	0.004	0.000	0.000	0.003	0.003	0.003	0.003	0.249	0.246	0.084	0.079				
Al	0.276	0.283	0.182	0.186	0.168	0.186	0.001	0.001	1.761	1.759	1.761	1.759	2.491	2.533	1.134	1.091				
Cr	0.014	0.018	0.007	0.008	0.008	0.008	0.000	0.000	0.161	0.161	0.161	0.161	0.098	0.098	0.004	0.003				
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.070	0.070	0.070	0.070	0.237	0.240	0.109	0.092				
Fe2+	0.099	0.093	0.180	0.191	0.187	0.191	0.204	0.206	0.171	0.177	0.171	0.177	0.303	0.275	0.000	0.000				
Mn	0.002	0.002	0.005	0.004	0.004	0.004	0.002	0.004	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.010	0.001	0.002				
Ni	0.001	0.001	0.003	0.003	0.003	0.003	0.007	0.007	0.008	0.010	0.008	0.010	0.000	0.006	0.001	0.000				
Mg	0.839	0.827	1.686	1.696	1.708	1.696	1.793	1.794	0.823	0.816	0.823	0.816	3.661	3.675	0.216	0.284				
Ca	0.784	0.801	0.029	0.021	0.022	0.021	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	1.568	1.567	0.373	0.469				
Na	0.101	0.102	0.007	0.007	0.007	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.089	1.055	0.244	0.135				
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.011	0.005	0.005				
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000	2.000	0.000	0.000				
<b>Summe</b>	4.011	4.013	4.004	4.012	4.011	4.012	3.004	3.007	3.000	3.000	3.000	3.000	15.793	15.783	4.794	4.779				
<b>XMg</b>	0.894	0.899	0.904	0.899	0.902	0.899	0.898	0.897	0.828	0.822	0.828	0.822	0.038	0.037	0.666	0.757				
<b>XCr</b>	0.050	0.061	0.036	0.039	0.044	0.039			0.084	0.084	0.084	0.084	0.871	0.877						
<b>XMg*</b>																				
<b>Ca/(1-Na)</b>	0.873	0.892	0.029	0.021	0.022	0.021														

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

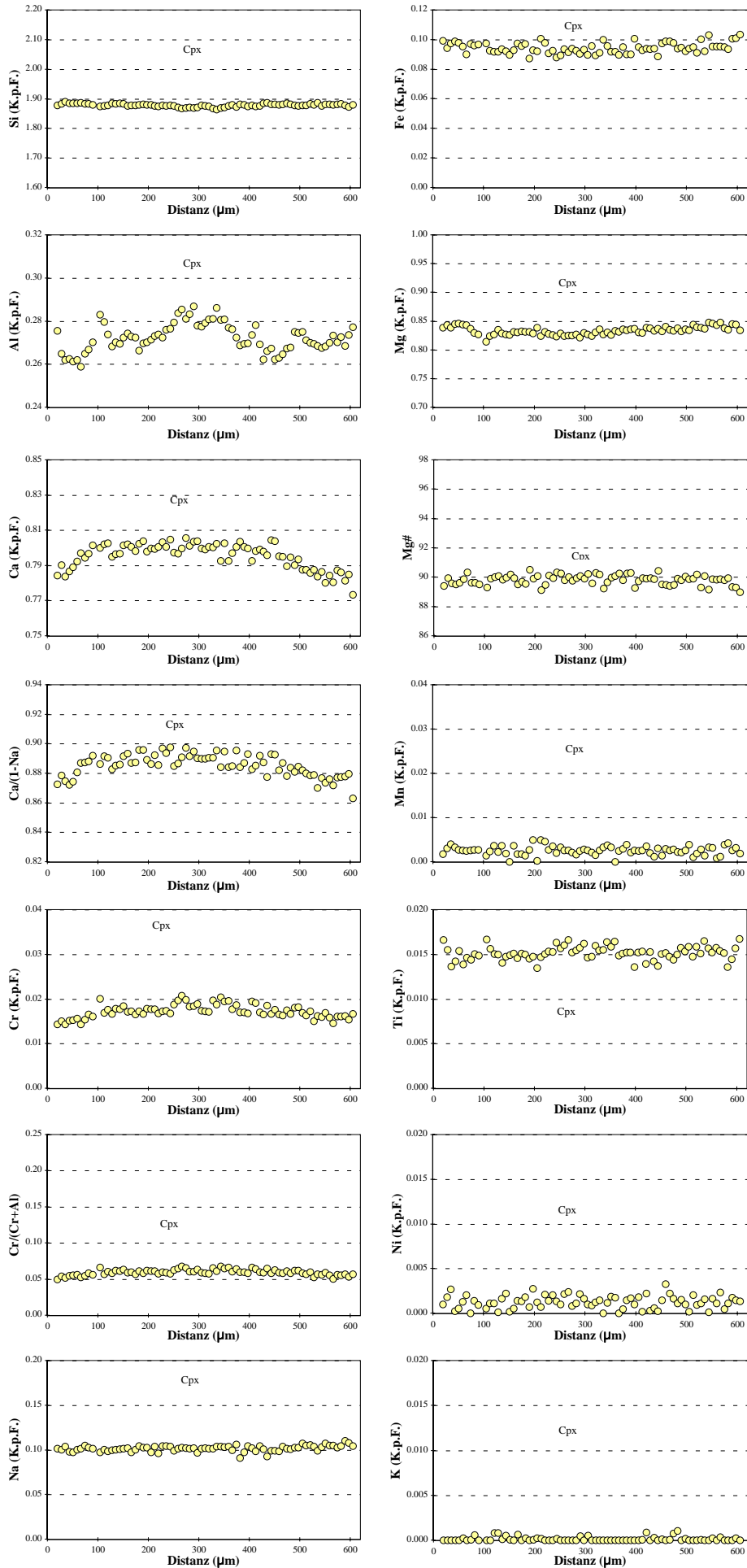
XMg\* = Mg/(Mg\*Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

Zz\*: Zwischenzone

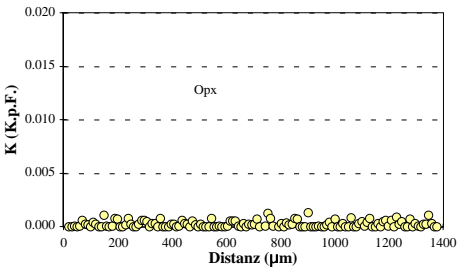
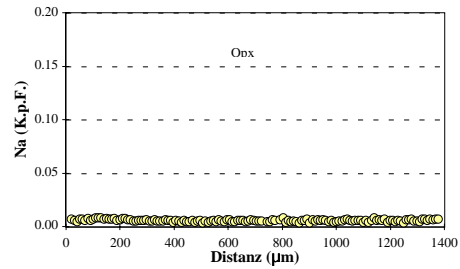
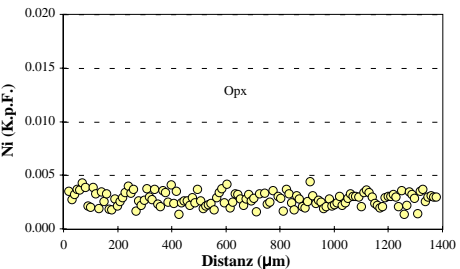
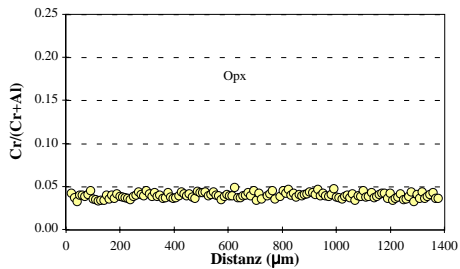
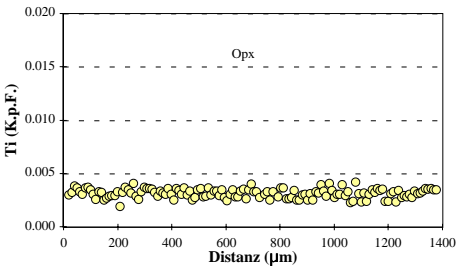
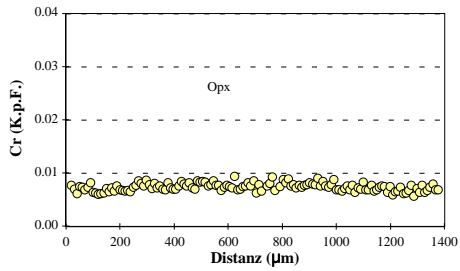
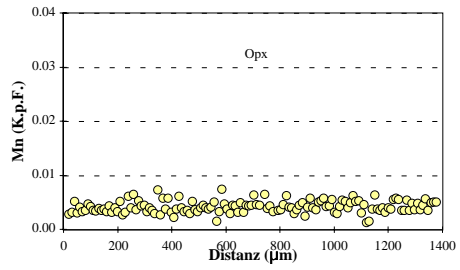
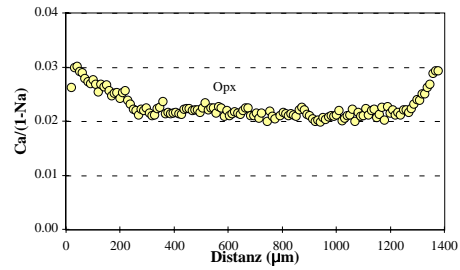
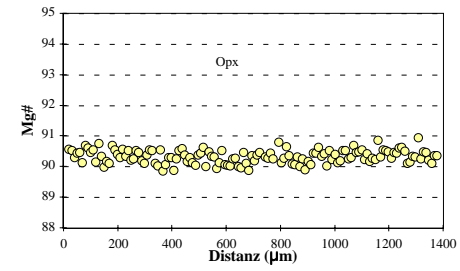
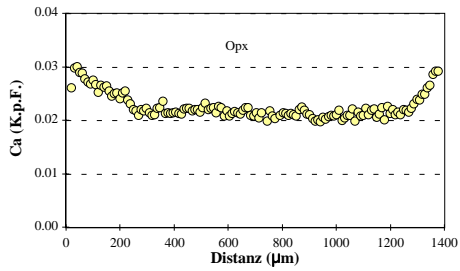
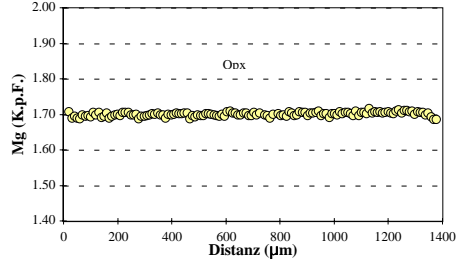
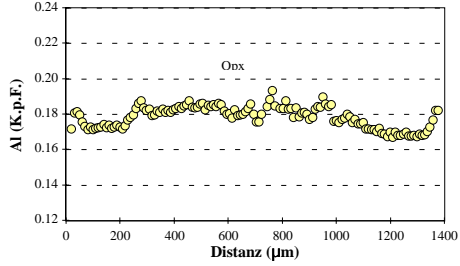
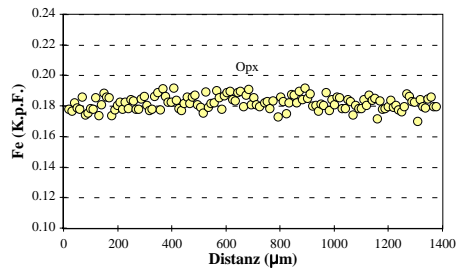
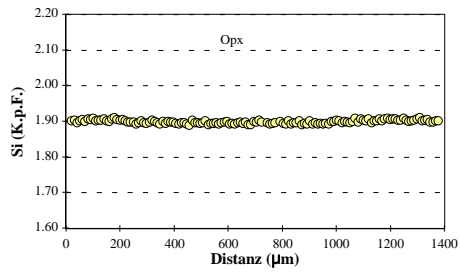
# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

## SA84-132: Cpx

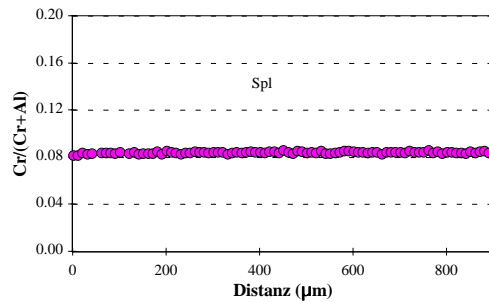
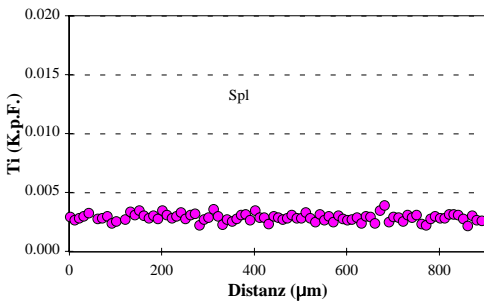
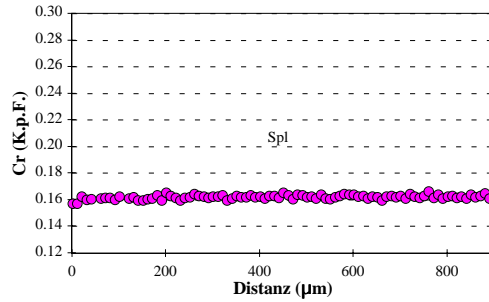
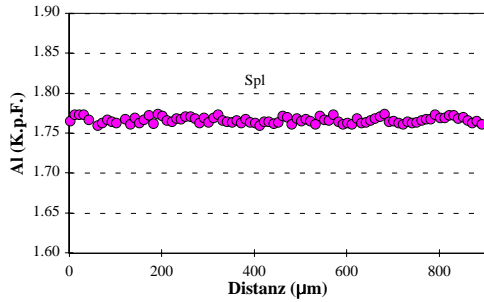
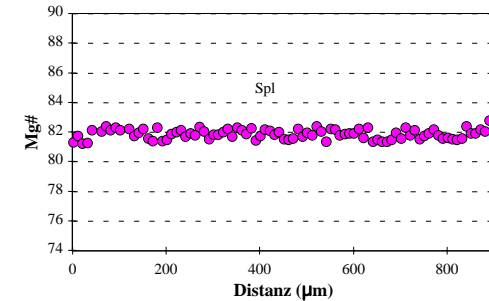
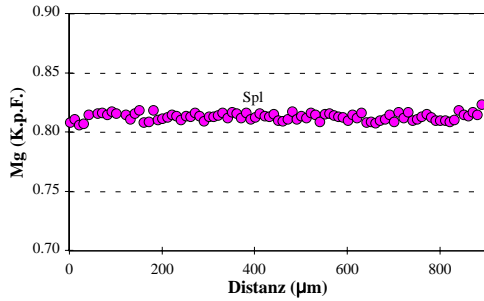
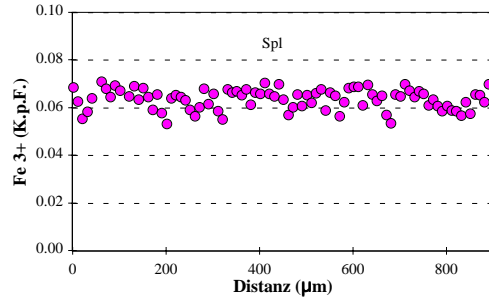
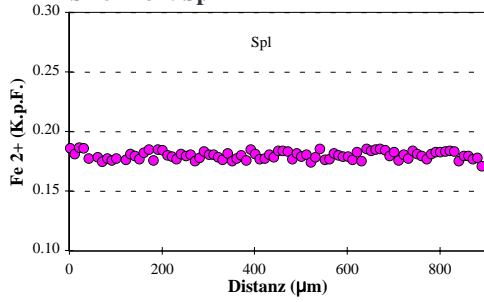


# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

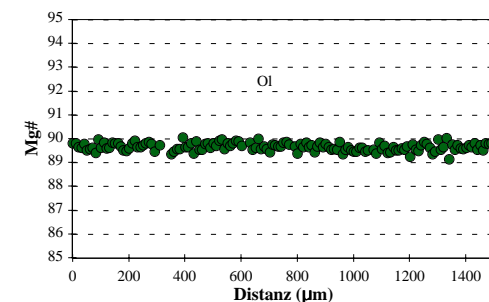
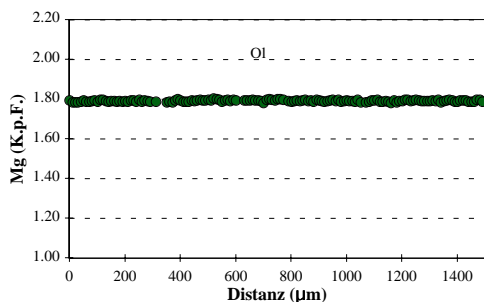
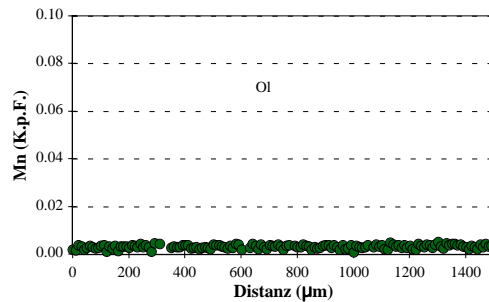
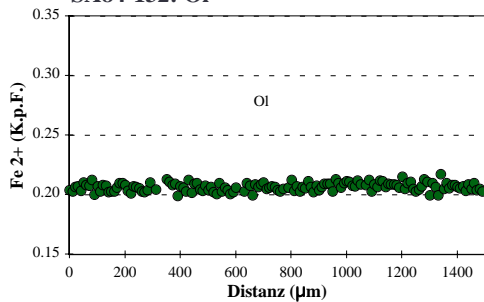
## SA84-132: Opx



Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA84-132: Spl

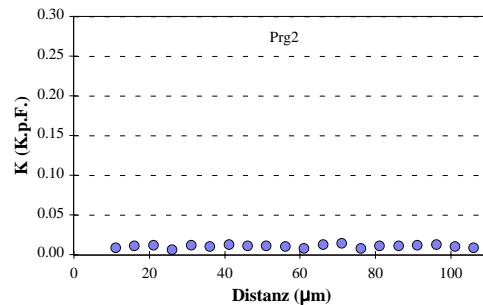
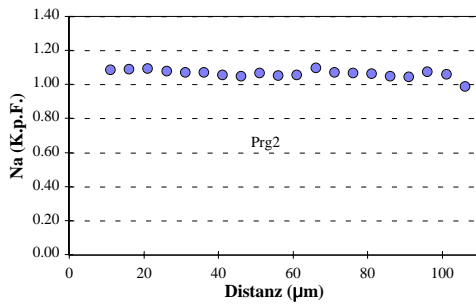
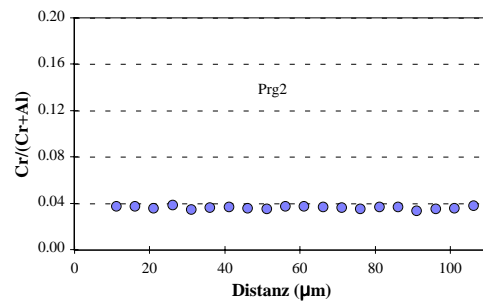
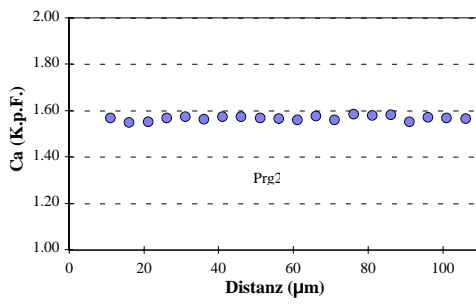
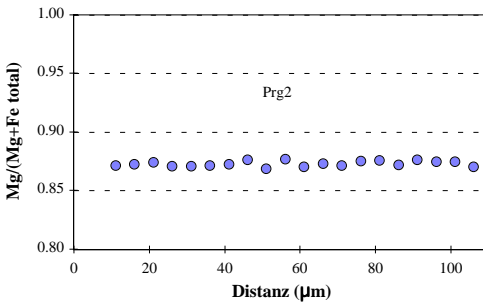
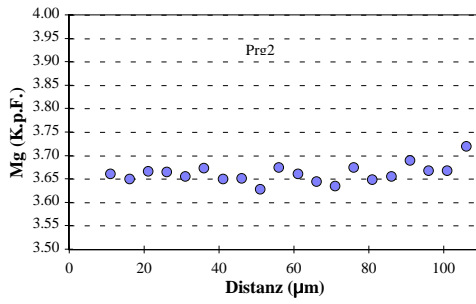
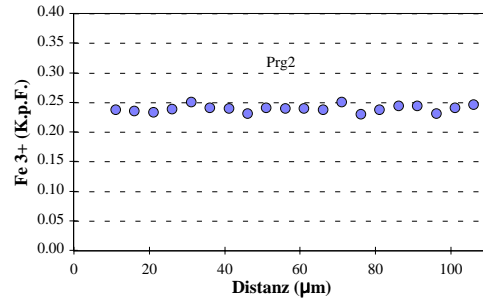
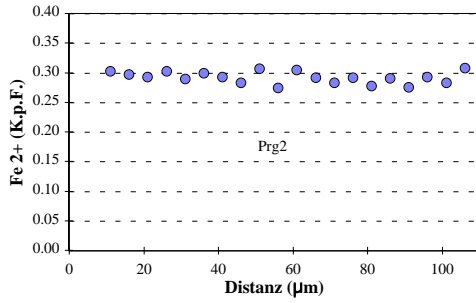
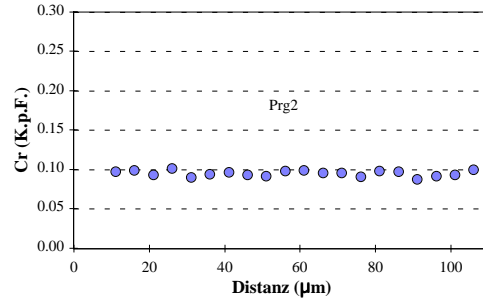
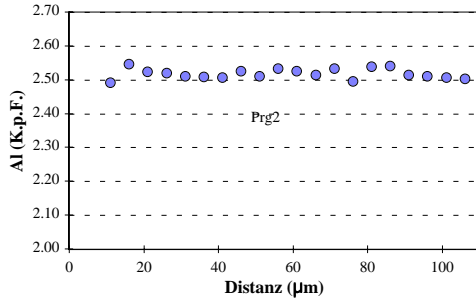
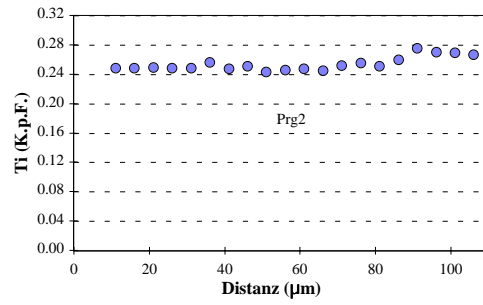
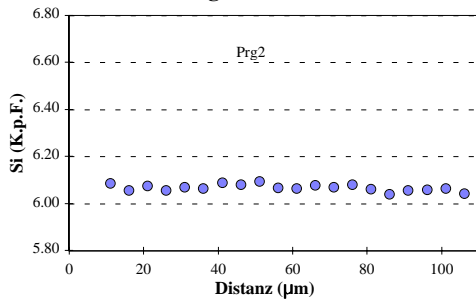


Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA84-132: Ol



# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

## SA84-132: Prg2

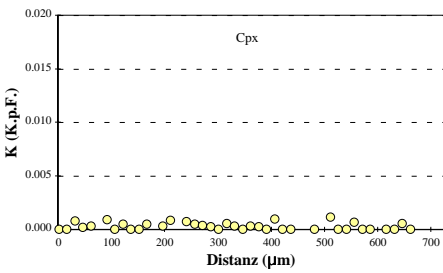
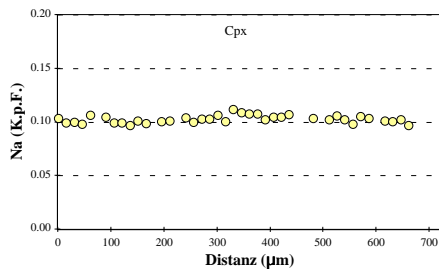
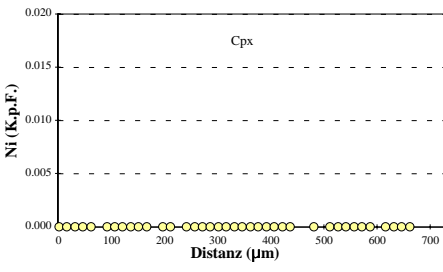
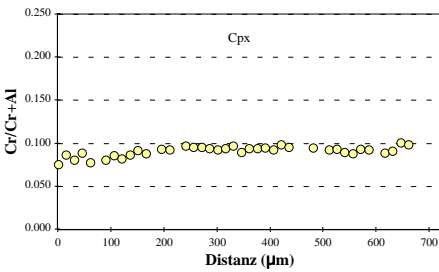
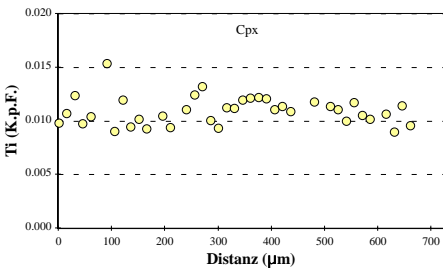
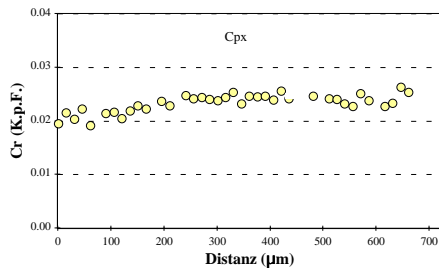
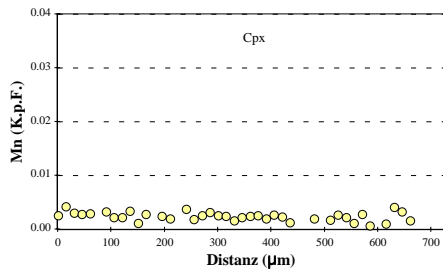
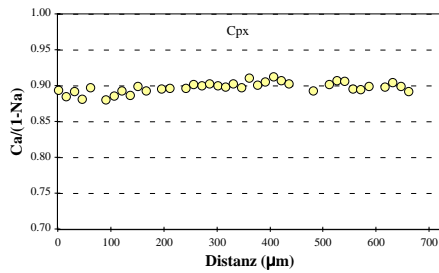
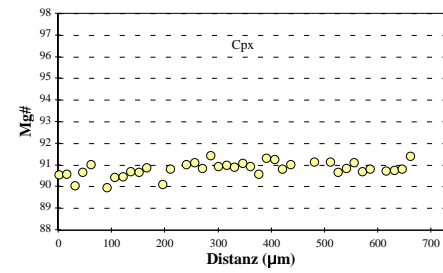
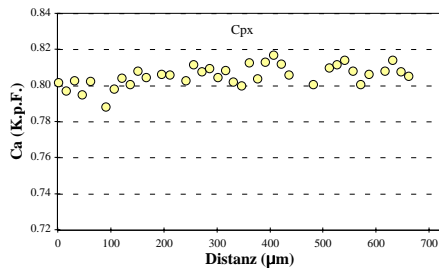
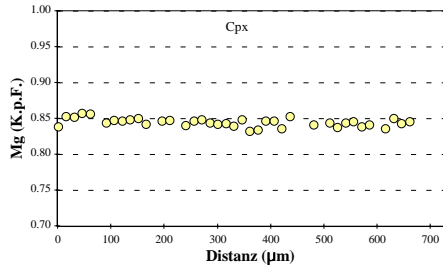
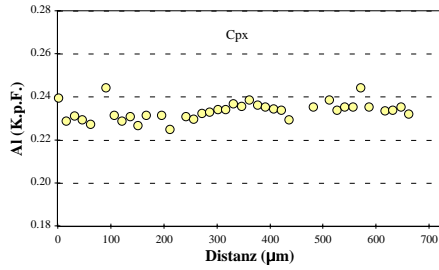
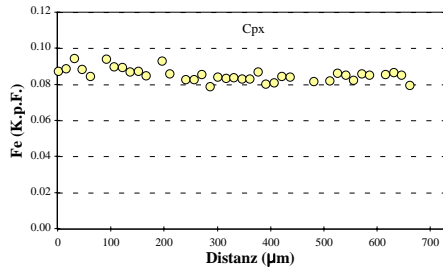
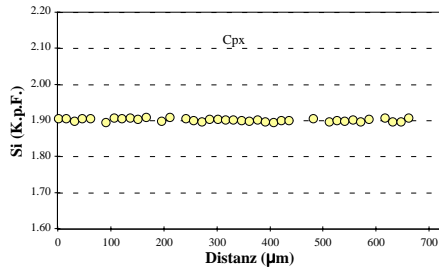






# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

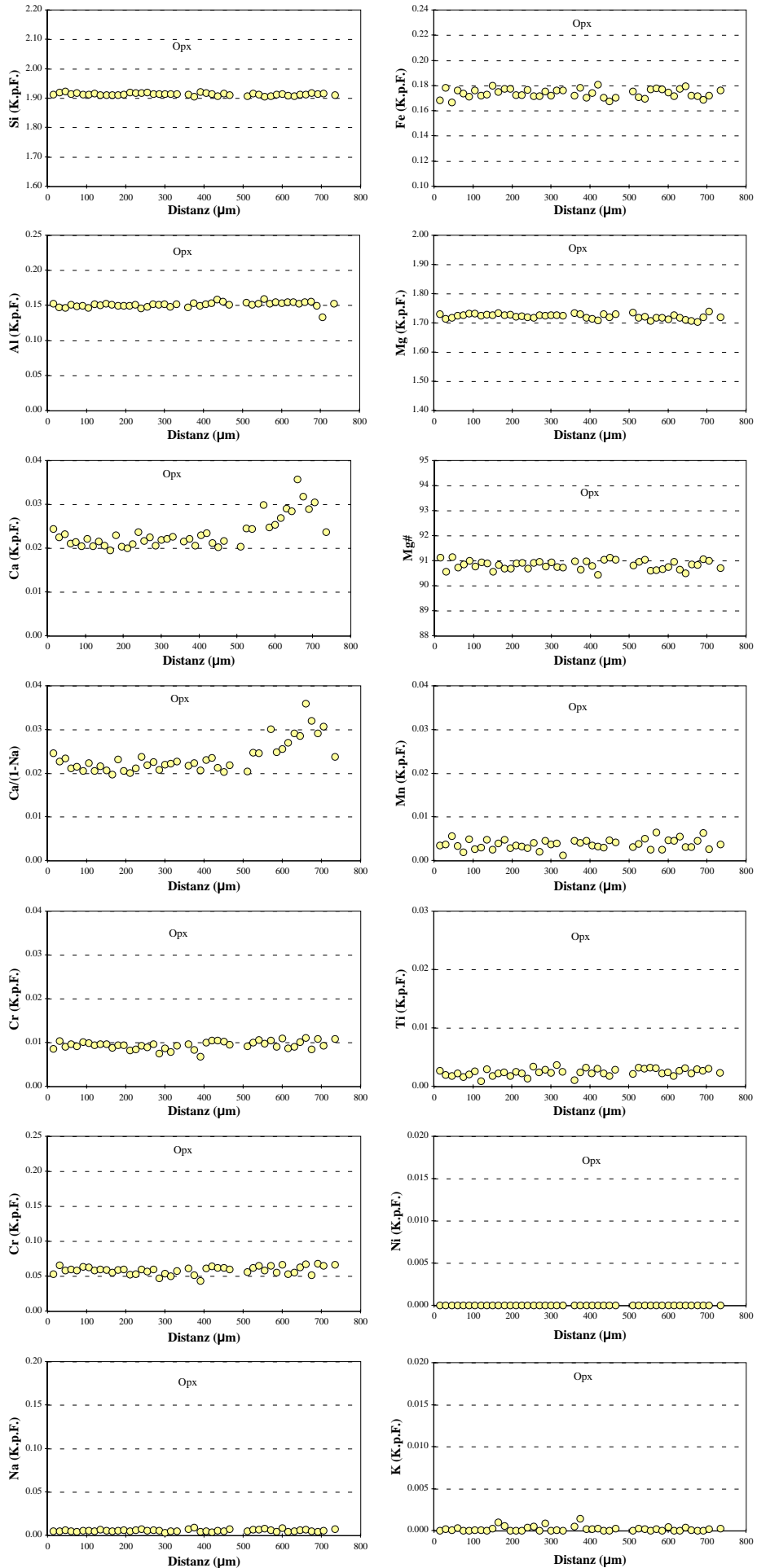
## SA84-136: Cpx



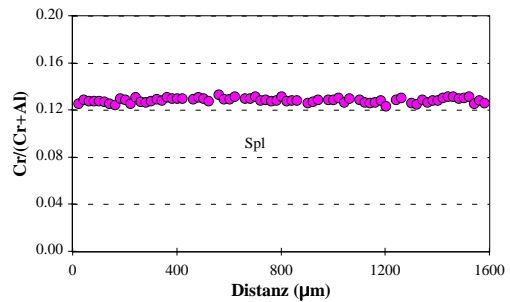
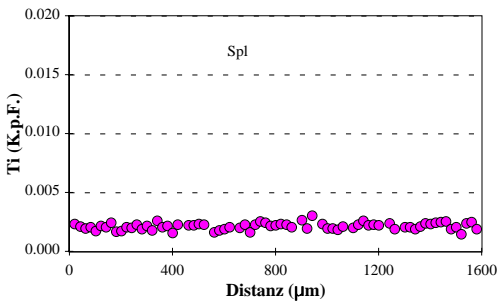
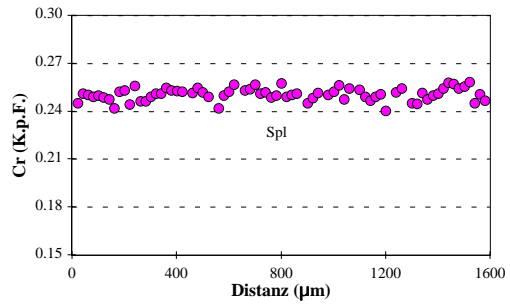
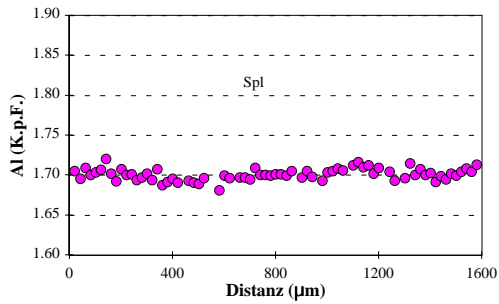
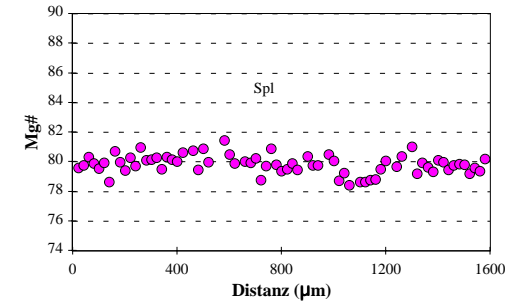
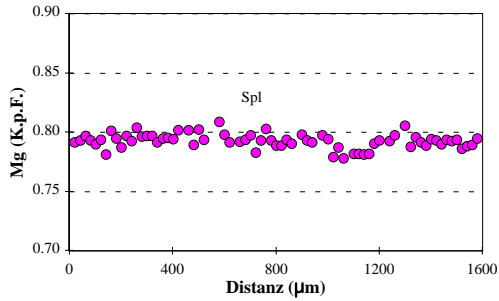
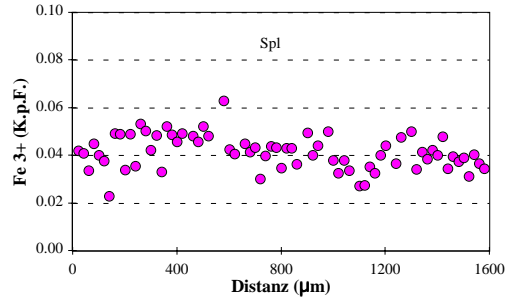
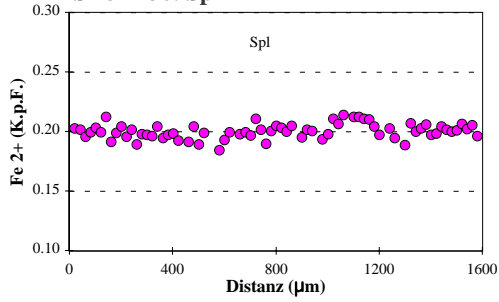


# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

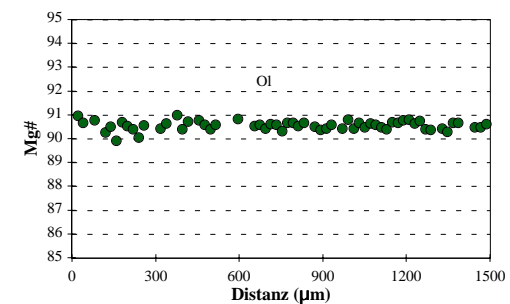
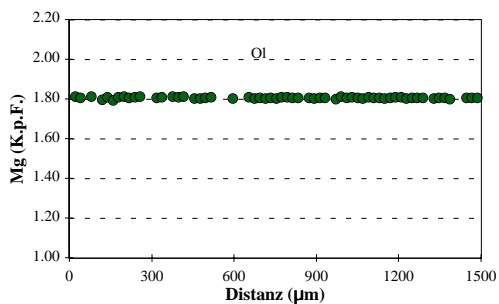
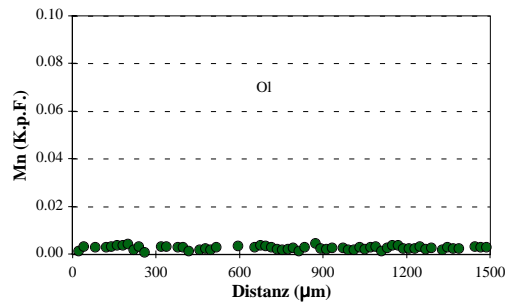
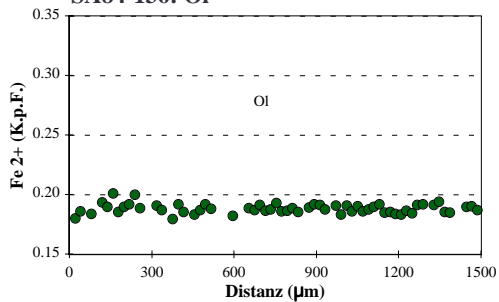
## SA84-136: Opx



**Spl-Lherzolith (Gruppe 1)**  
**SA84-136: Spl**



**Spl-Lherzolith (Gruppe 1)**  
**SA84-136: Ol**



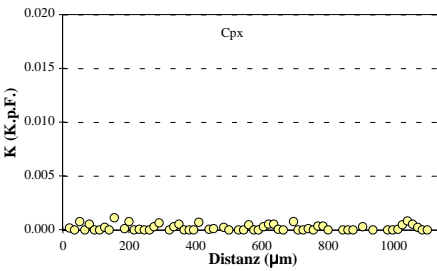
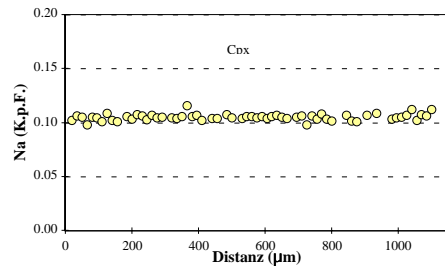
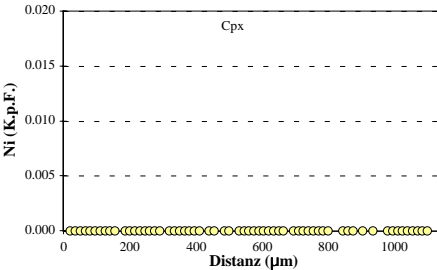
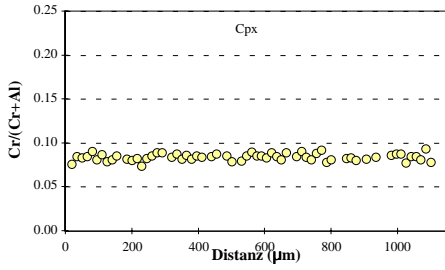
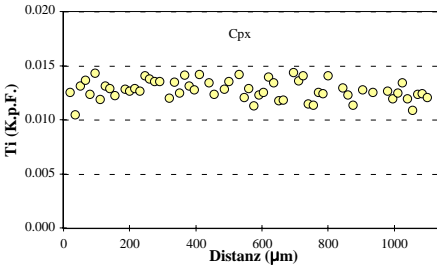
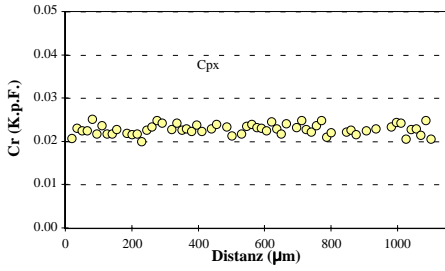
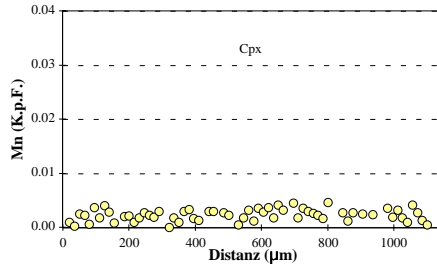
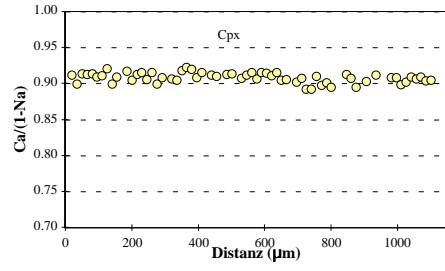
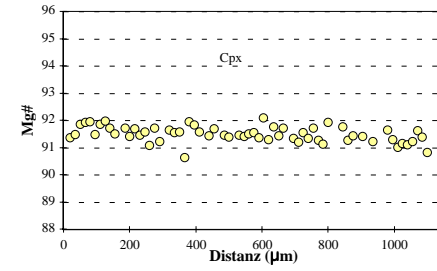
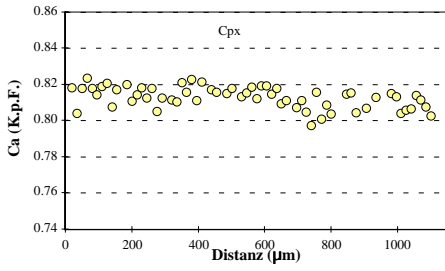
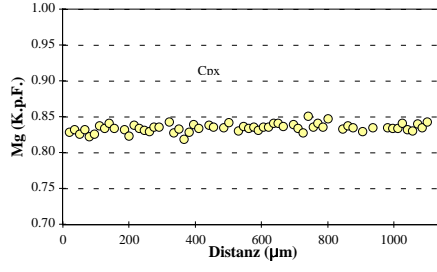
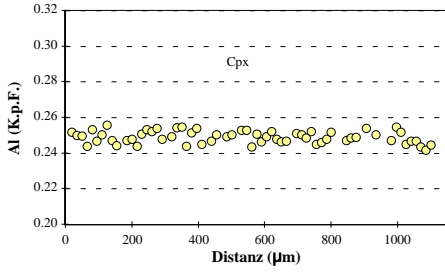
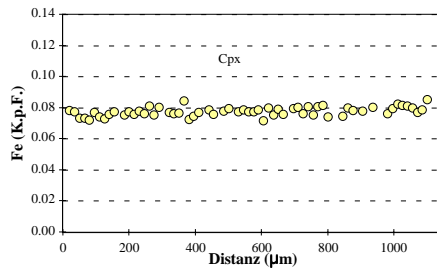
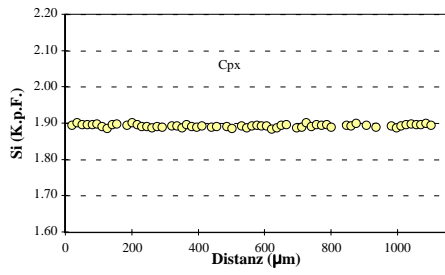
**Spl-Lherzololith (Gruppe 1)**  
**SA84-141**

Kommentar		Cpx		Opx		homogenes Mineral		homogenes Mineral	
Mineral	Position	Rand	Kern	Rand	Kern	Ol	Kern	Spl	Kern
SiO2		51.93	52.06	55.08	55.28	41.35	41.01	0.03	0.04
TiO2		0.46	0.42	0.10	0.13	0.00	0.01	0.13	0.12
Al2O3		5.86	5.71	4.02	3.89	0.02	0.01	55.93	55.48
Cr2O3		0.72	0.38	0.33	0.38	0.00	0.01	11.73	12.06
Fe2O3		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.75	2.24
FeO		2.56	2.48	5.38	5.66	8.65	8.62	8.37	8.18
MnO		0.03	0.08	0.08	0.11	0.15	0.14	0.07	0.11
NiO		0.00	0.00	0.00	0.00	0.56	0.53	0.37	0.44
MgO		15.23	15.39	33.56	33.49	50.55	50.01	20.88	20.96
CaO		20.93	20.91	0.76	0.60	0.06	0.06	0.00	0.01
Na2O		1.45	1.46	0.09	0.08	0.04	0.01	0.00	0.00
K2O		0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
H2O		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe		99.17	99.33	99.39	99.61	101.39	100.41	99.26	99.66
Si		1.894	1.896	1.907	1.911	0.996	0.998	0.001	0.001
Ti		0.013	0.011	0.003	0.003	0.000	0.000	0.003	0.002
Al		0.252	0.245	0.164	0.159	0.001	0.000	1.718	1.701
Cr		0.021	0.024	0.009	0.010	0.000	0.000	0.242	0.248
Fe3+		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.034	0.044
Fe2+		0.078	0.075	0.156	0.164	0.174	0.175	0.182	0.178
Mn		0.001	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003
Ni		0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.010	0.008	0.009
Mg		0.829	0.836	1.732	1.726	1.816	1.814	0.811	0.813
Ca		0.818	0.816	0.028	0.022	0.002	0.001	0.000	0.000
Na		0.102	0.103	0.006	0.005	0.002	0.000	0.000	0.000
K		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe		4.008	4.009	3.994	4.001	3.004	3.002	3.000	3.000
Sauerstoff		6.00	6.00	6.00	6.00	4.00	4.00	4.00	4.00
XMg		0.914	0.917	0.917	0.913	0.912	0.912	0.816	0.820
XCr		0.076	0.088	0.052	0.061	0.115	0.271	0.123	0.127
Ca/(1-Na)		0.911	0.910	0.028	0.022				

XMg = Mg/(Mg+Fe2+)  
XCr = Cr/(Cr+Al)

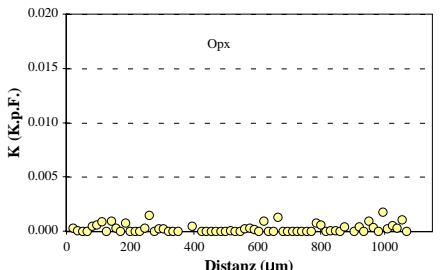
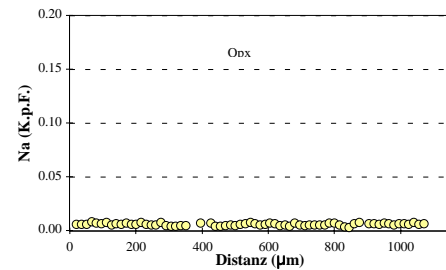
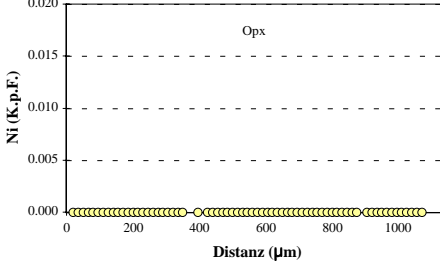
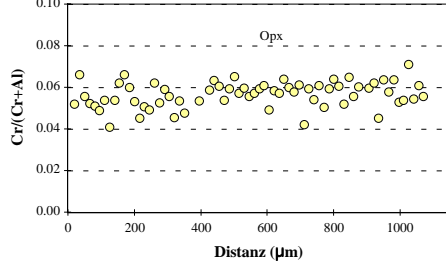
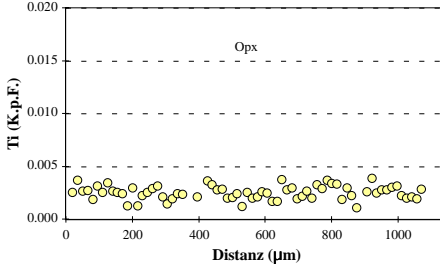
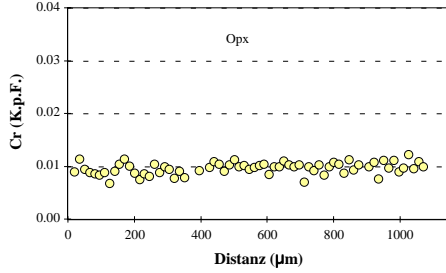
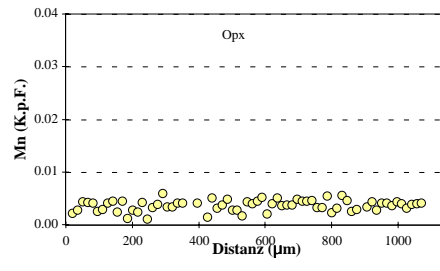
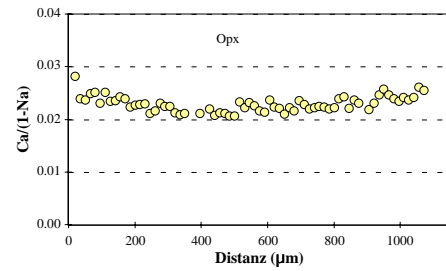
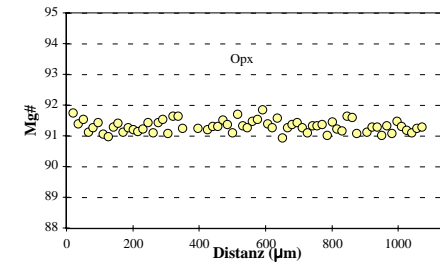
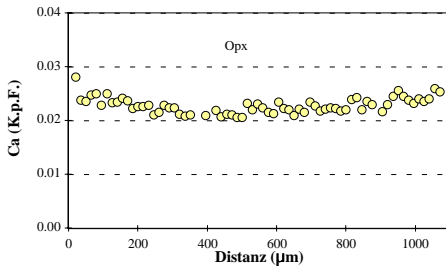
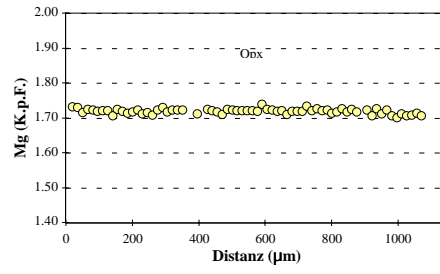
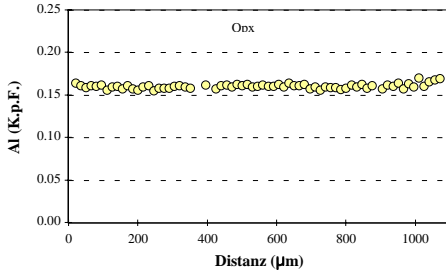
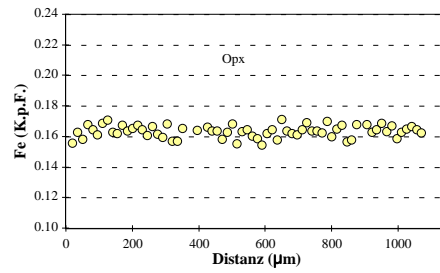
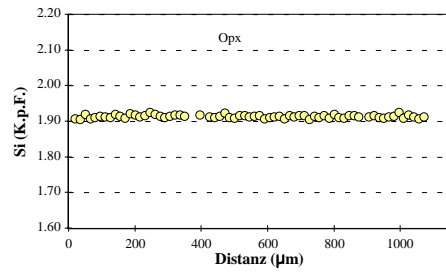
# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

## SA84-141: Cpx

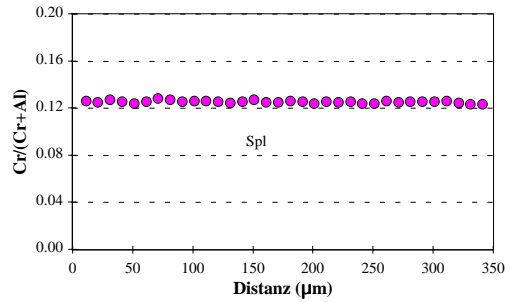
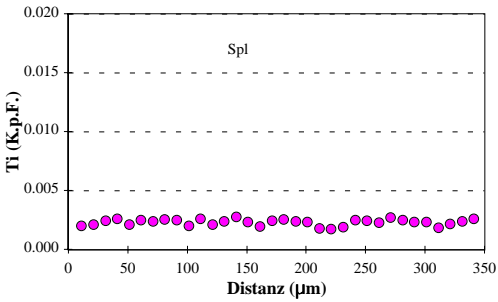
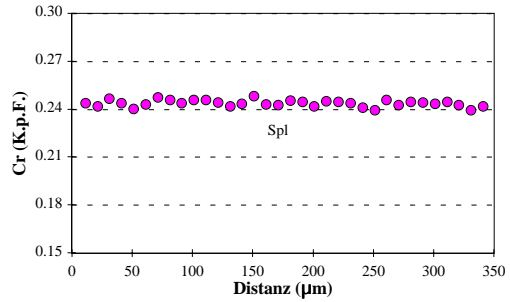
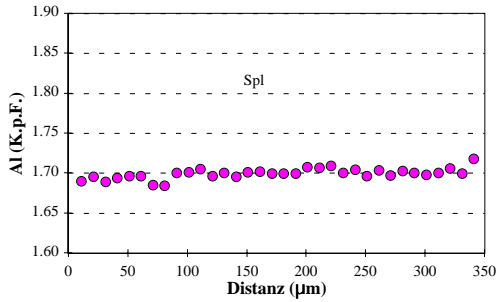
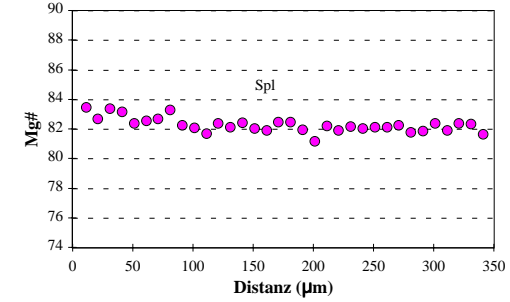
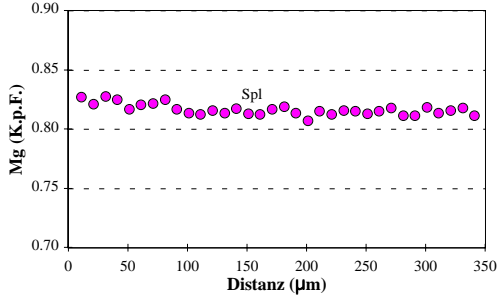
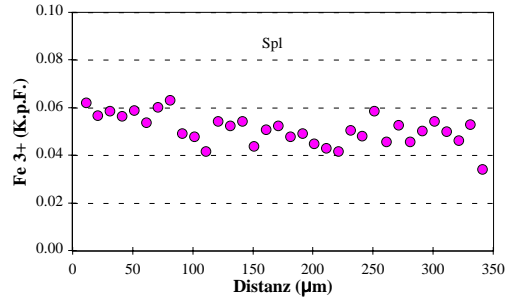
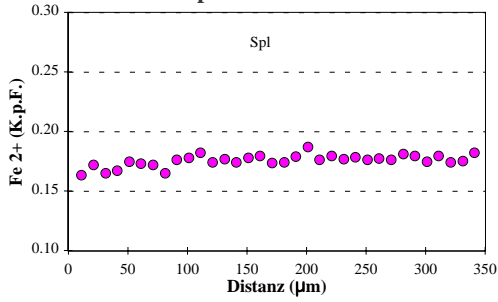


# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

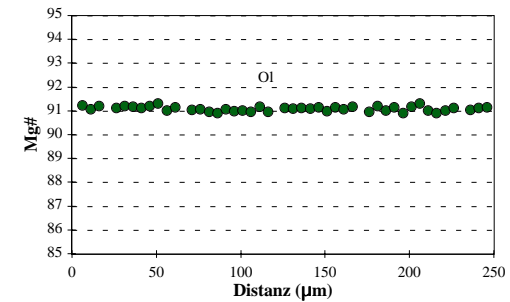
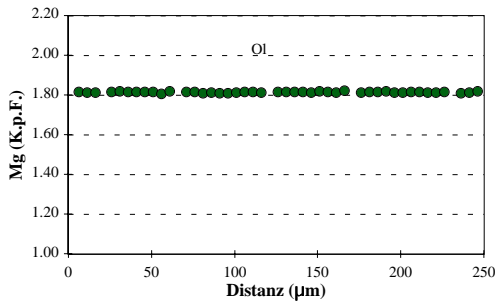
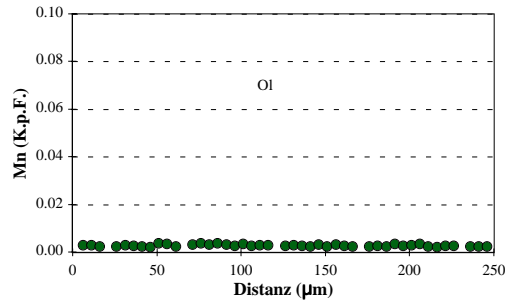
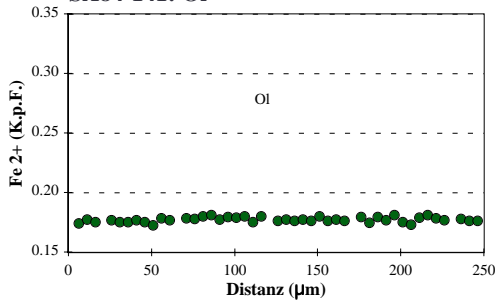
## SA84-141: Opx



**Spl-Lherzolith (Gruppe 1)**  
**SA84-141: Spl**



**Spl-Lherzolith (Gruppe 1)**  
**SA84-141: Ol**





Spl-Lherzololith (Gruppe 4)  
SA84-166

Profile Kapitel 7

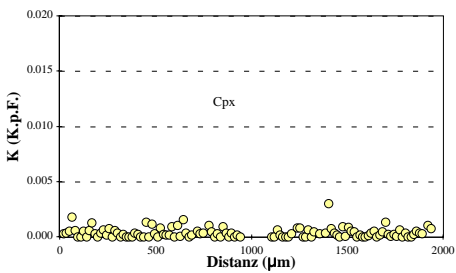
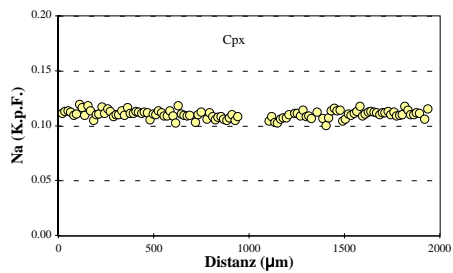
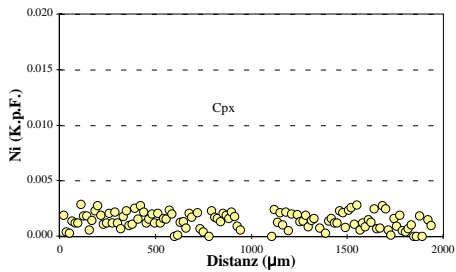
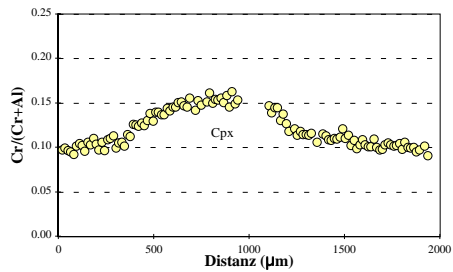
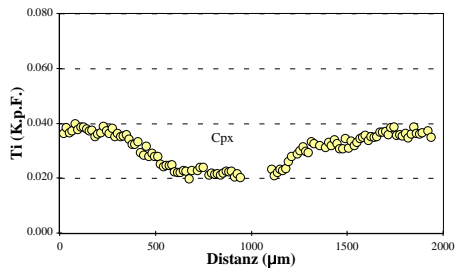
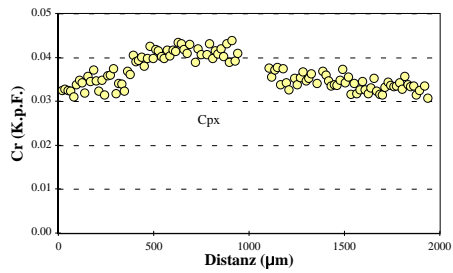
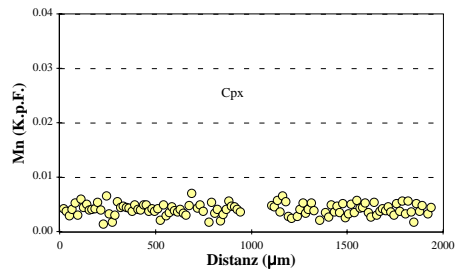
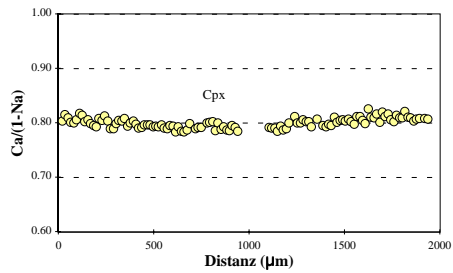
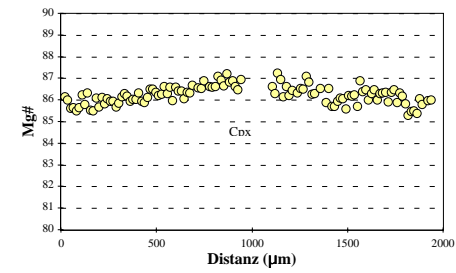
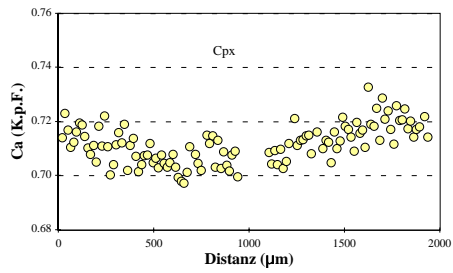
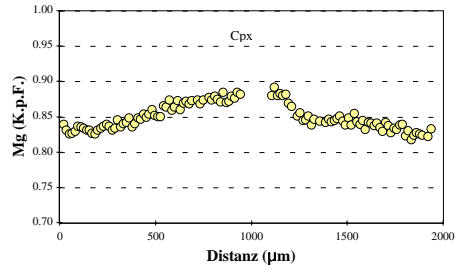
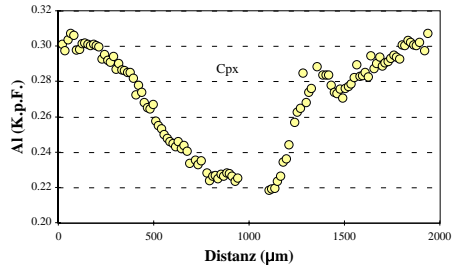
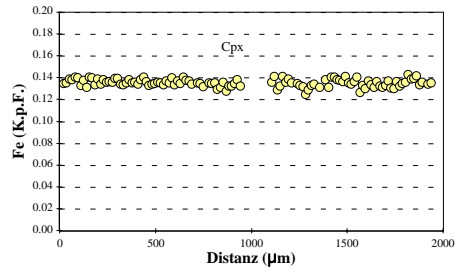
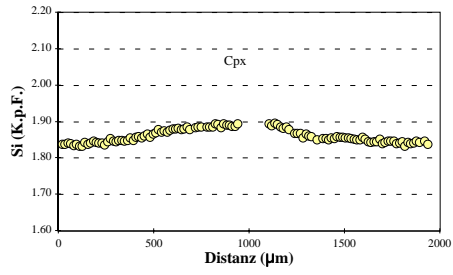
Kommentar Mineral Position	Cpx-Korn1		Cpx-Korn2		Opx-Korn1		Opx-Korn2		Ol-Korn1	
	Cpx Rand	Cpx Kern	Cpx Rand	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Ol Rand	Ol Kern
SiO2	50.36	52.09	50.69	50.63	54.02	54.05	54.07	54.96	40.33	40.50
TiO2	1.36	0.76	1.21	1.34	0.42	0.39	0.40	0.33	0.05	0.01
Al2O3	7.14	5.30	6.36	6.83	4.81	4.76	4.78	3.70	0.03	0.03
Cr2O3	1.12	1.54	1.05	1.16	0.61	0.60	0.64	0.42	0.02	0.06
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.89	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	4.54	4.46	4.56	4.38	7.31	7.71	8.25	8.33	12.64	12.31
MnO	0.13	0.15	0.09	0.12	0.24	0.22	0.16	0.13	0.14	0.21
NiO	0.05	0.06	0.06	0.06	0.13	0.06	0.08	0.13	0.29	0.33
MgO	15.19	16.24	15.47	15.40	30.89	30.72	31.13	31.67	47.29	46.90
CaO	18.16	18.24	18.54	18.39	1.16	1.17	1.17	1.15	0.10	0.09
Na2O	1.59	1.57	1.61	1.59	0.14	0.15	0.18	0.14	0.00	0.01
K2O	0.04	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.68	100.41	99.65	99.90	100.64	100.19	100.86	100.95	100.90	100.44
Si	1.839	1.886	1.853	1.844	1.876	1.884	1.877	1.904	0.994	1.001
Ti	0.037	0.021	0.033	0.037	0.011	0.010	0.010	0.009	0.001	0.000
Al	0.307	0.226	0.274	0.293	0.197	0.195	0.195	0.151	0.001	0.001
Cr	0.032	0.044	0.030	0.033	0.017	0.016	0.018	0.012	0.000	0.001
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.138	0.135	0.139	0.133	0.212	0.225	0.239	0.241	0.260	0.254
Mn	0.004	0.005	0.003	0.004	0.007	0.006	0.005	0.004	0.003	0.004
Ni	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.004	0.006	0.007
Mg	0.827	0.877	0.843	0.836	1.599	1.597	1.611	1.635	1.737	1.728
Ca	0.711	0.708	0.726	0.718	0.043	0.044	0.044	0.043	0.003	0.002
Na	0.113	0.110	0.114	0.112	0.010	0.010	0.012	0.009	0.000	0.001
K	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.011	4.013	4.019	4.012	4.000	4.000	4.013	4.011	3.005	2.999
Li (µg/g)	1.139	1.057	1.349	1.129	0.947	1.008	0.979	0.961	2.029	1.855
Be (µg/g)	0.268	0.185	0.261	0.231	0.077	0.085	0.074	0.060	0.000	0.002
B (µg/g)	0.177	0.194	0.160	0.137	0.104	0.128	0.110	0.125	0.119	0.121
XMg	0.857	0.866	0.858	0.862	0.883	0.877	0.871	0.871	0.870	0.872
XCr	0.095	0.163	0.100	0.102	0.078	0.077	0.083	0.071	0.000	0.000
Ca/(1-Na)	0.801	0.795	0.820	0.808	0.044	0.044	0.044	0.043	0.000	0.000

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

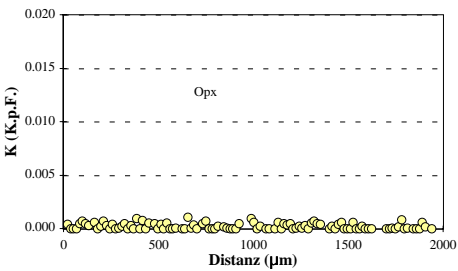
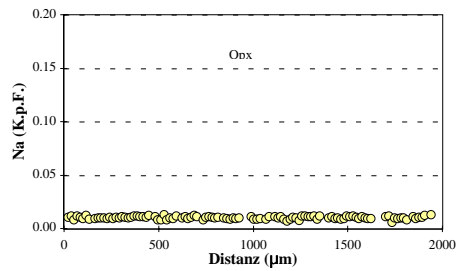
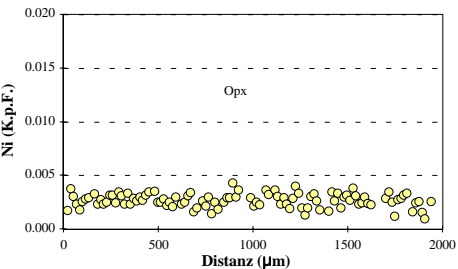
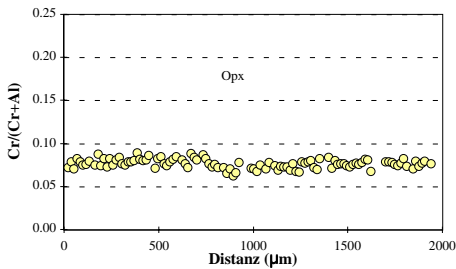
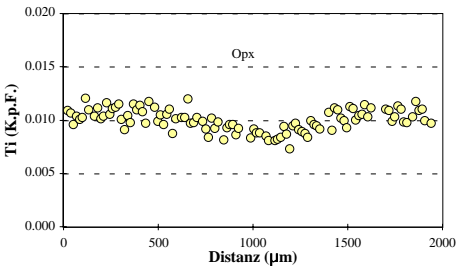
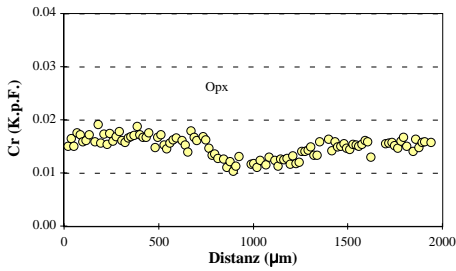
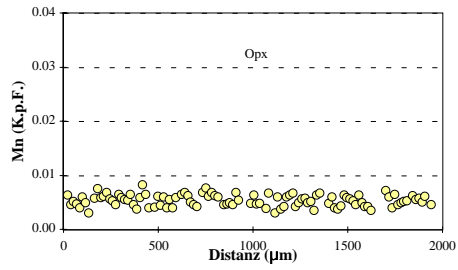
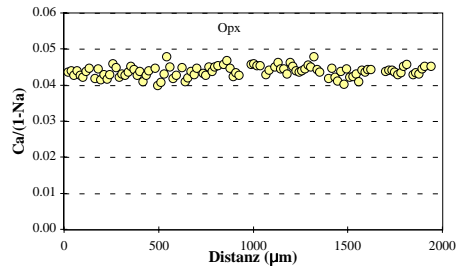
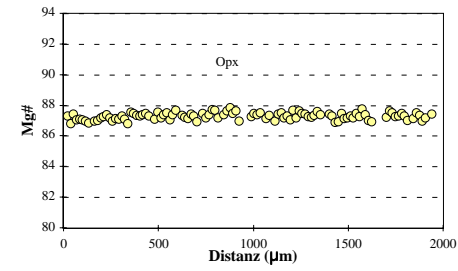
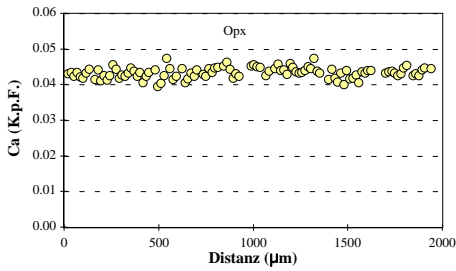
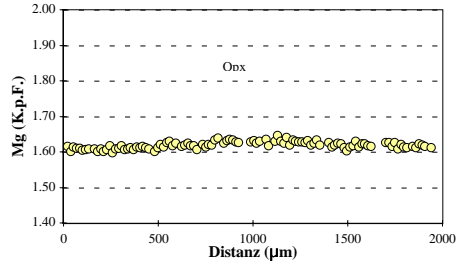
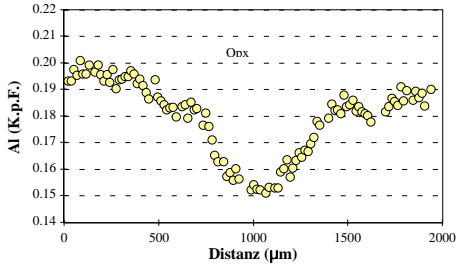
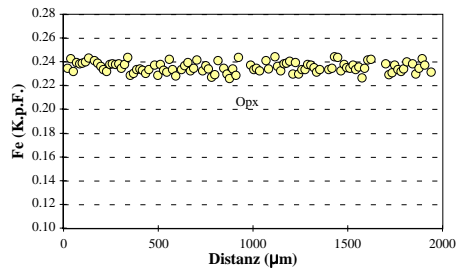
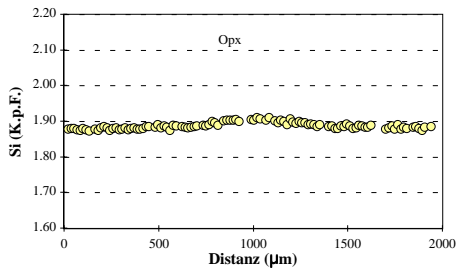


# Spl-Lherzolith (Gruppe 4) SA84-166: Cpx

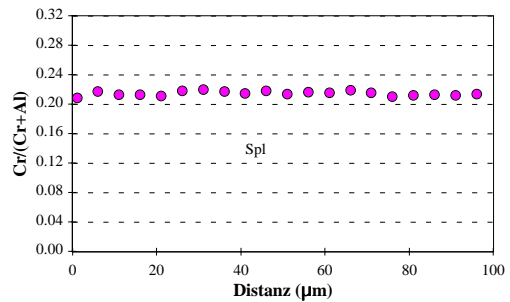
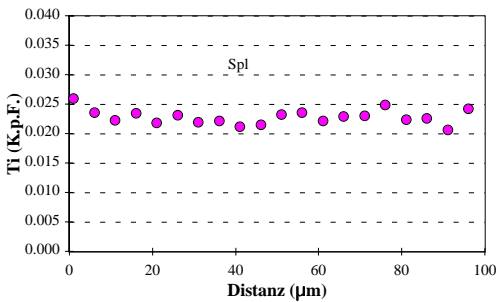
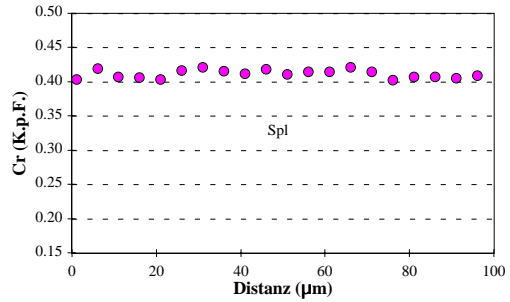
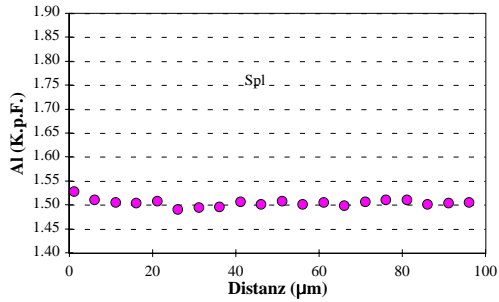
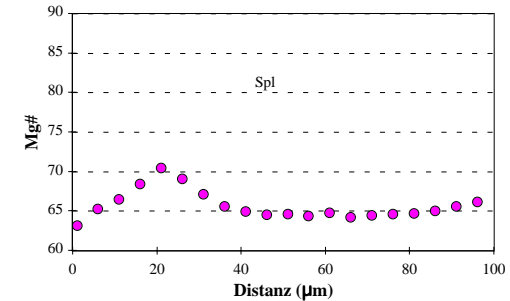
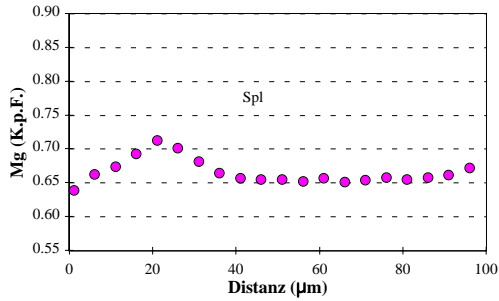
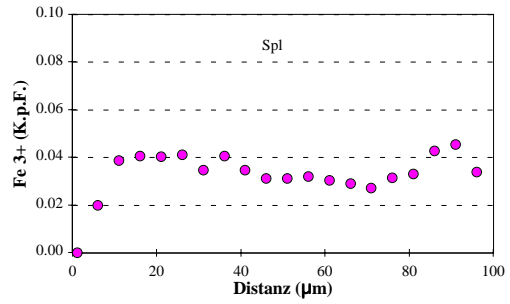
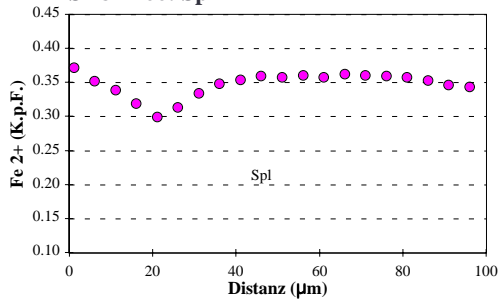


# Spl-Lherzolith (Gruppe 4)

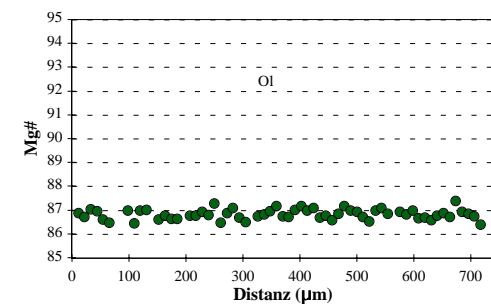
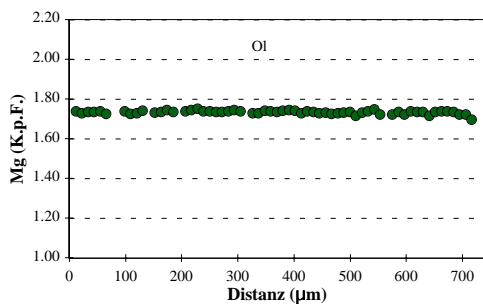
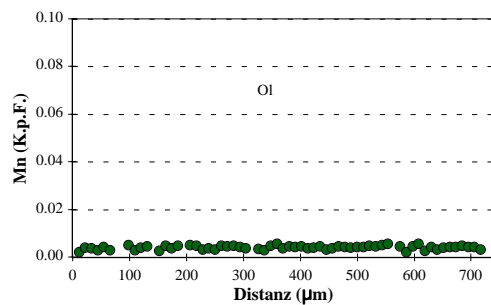
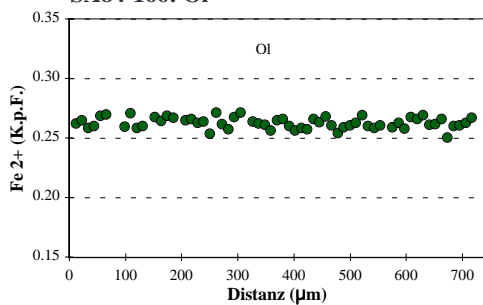
## SA84-166: Opx



Spl-Lherzolith (Gruppe 4)  
SA84-166: Spl

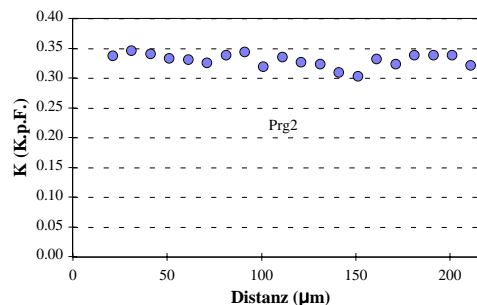
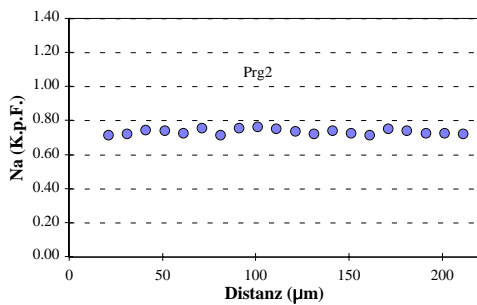
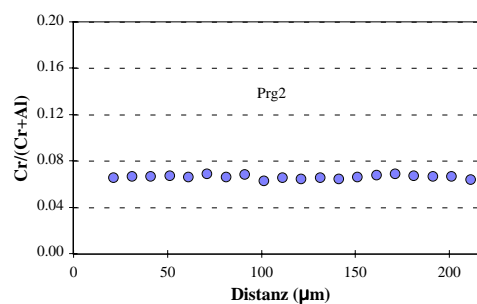
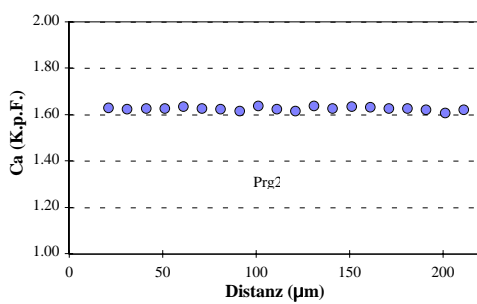
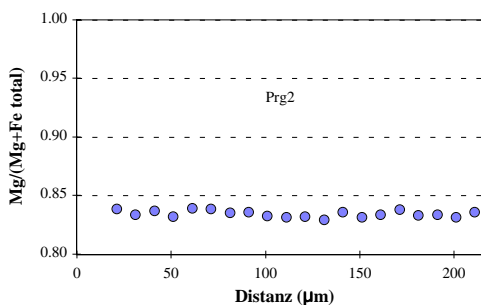
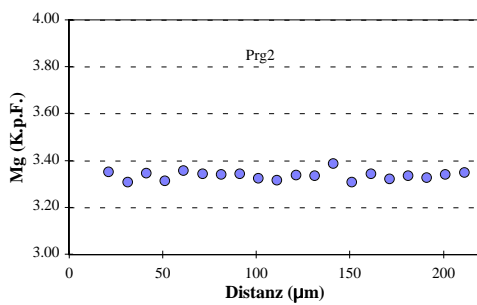
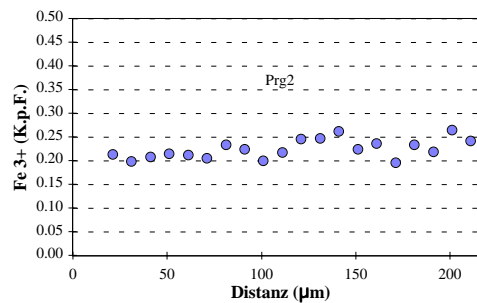
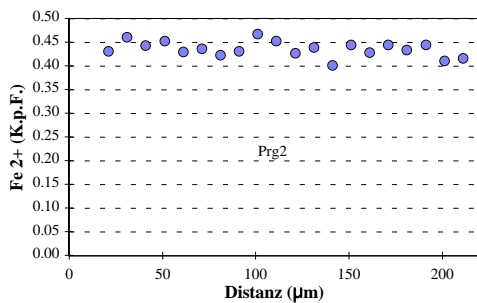
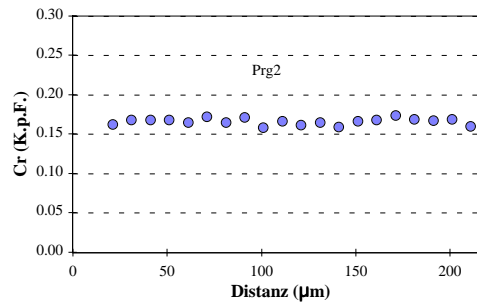
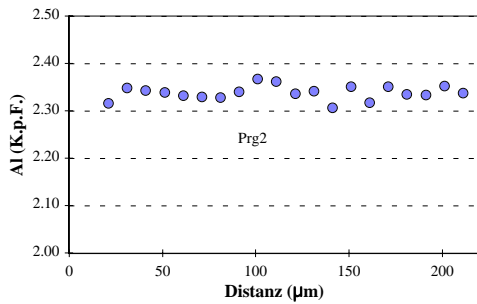
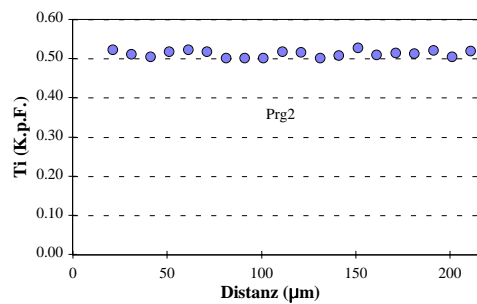
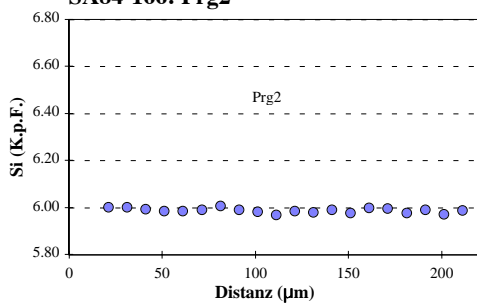


Spl-Lherzolith (Gruppe 4)  
SA84-166: OI



Prg-Lherzolith (Gruppe 4)

SA84-166: Prg2



Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

SA82-288b

Kommentar Mineral Position	Cpx		Cpx		Opx		Opx		homogenes Mineral		Spl		Prg2		Kontakt zu Ol		Kontakt zu Cpx		Kontakt zu Spl	
	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Glas	Glas	Glas	Glas	Glas	Glas
SiO2	52.66	52.49	55.55	55.40	41.24	40.90	0.04	0.03	41.24	40.90	0.04	0.03	43.38	54.35	54.59	57.19				
TiO2	0.29	0.33	0.06	0.10	0.04	0.00	0.09	0.05	0.04	0.00	0.09	0.05	1.16	1.58	1.41	1.40				
Al2O3	4.45	4.89	3.70	3.97	0.24	0.03	53.59	58.17	0.24	0.03	53.59	58.17	15.09	21.81	23.47	20.29				
Cr2O3	0.43	0.54	0.29	0.30	0.03	0.02	9.45	9.40	0.03	0.02	9.45	9.40	1.04	0.07	0.00	0.04				
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.70	3.56	0.00	0.00	3.70	3.56	3.569	4.62	4.06	4.03				
FeO	2.44	2.42	5.92	5.99	9.02	9.67	6.44	8.35	9.02	9.67	6.44	8.35	0.440	0.00	0.00	0.00				
MnO	0.12	0.06	0.16	0.07	0.22	0.19	0.05	0.07	0.22	0.19	0.05	0.07	0.04	0.05	0.11	0.07				
NiO	0.05	0.08	0.10	0.06	0.38	0.43	0.00	0.00	0.38	0.43	0.00	0.00	0.14	0.03	0.02	0.04				
MgO	16.46	16.36	33.79	33.45	49.19	49.40	21.09	21.18	49.19	49.40	21.09	21.18	18.24	3.52	3.02	3.78				
CaO	22.33	22.29	0.61	0.61	0.23	0.05	0.00	0.00	0.23	0.05	0.00	0.00	11.13	8.56	6.50	8.35				
Na2O	0.87	0.86	0.07	0.03	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	3.19	2.99	5.53	3.37				
K2O	0.00	0.03	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.48	0.42	0.53	0.25				
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.143	0.00	0.00	0.00				
Summe	100.09	100.33	100.25	99.98	100.61	100.70	94.46	98.82	100.61	100.70	94.46	98.82	100.04	98.01	99.24	98.83				
Si	1.908	1.897	1.912	1.910	1.002	0.997	0.001	0.001	1.002	0.997	0.001	0.001	6.115	2.520	2.501	2.613				
Ti	0.008	0.009	0.002	0.003	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.123	0.055	0.048	0.048				
Al	0.190	0.208	0.150	0.161	0.007	0.001	1.716	1.775	0.007	0.001	1.716	1.775	2.506	1.191	1.267	1.093				
Cr	0.012	0.015	0.008	0.008	0.001	0.000	0.203	0.192	0.001	0.000	0.203	0.192	0.115	0.003	0.000	0.002				
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.076	0.030	0.000	0.000	0.076	0.030	0.379	0.161	0.140	0.139				
Fe2+	0.074	0.073	0.170	0.173	0.183	0.197	0.146	0.181	0.183	0.197	0.146	0.181	0.052	0.000	0.000	0.000				
Mn	0.004	0.002	0.005	0.002	0.004	0.004	0.001	0.001	0.004	0.004	0.001	0.001	0.005	0.002	0.004	0.003				
Ni	0.001	0.002	0.003	0.002	0.007	0.008	0.000	0.000	0.007	0.008	0.000	0.000	0.016	0.001	0.001	0.002				
Mg	0.889	0.882	1.733	1.720	1.782	1.794	0.854	0.817	1.782	1.794	0.854	0.817	3.832	0.243	0.206	0.257				
Ca	0.867	0.863	0.023	0.022	0.006	0.001	0.000	0.000	0.006	0.001	0.000	0.000	1.681	0.425	0.319	0.409				
Na	0.061	0.060	0.005	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.873	0.269	0.491	0.298				
K	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.087	0.025	0.031	0.015				
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000	0.000	0.000	0.000				
Summe	4.014	4.013	4.010	4.004	2.994	3.003	3.000	3.000	2.994	3.003	3.000	3.000	15.782	4.894	5.008	4.878				
XMg	0.923	0.923	0.911	0.909	0.907	0.901	0.854	0.819	0.907	0.901	0.854	0.819	0.044	0.601	0.596	0.650				
XCr	0.061	0.069	0.049	0.049			0.106	0.098			0.106	0.098	0.899							
XMg*			0.023	0.022																
Ca/(1-Na)																				

XMg = Mg/(Mg+Fe2+)

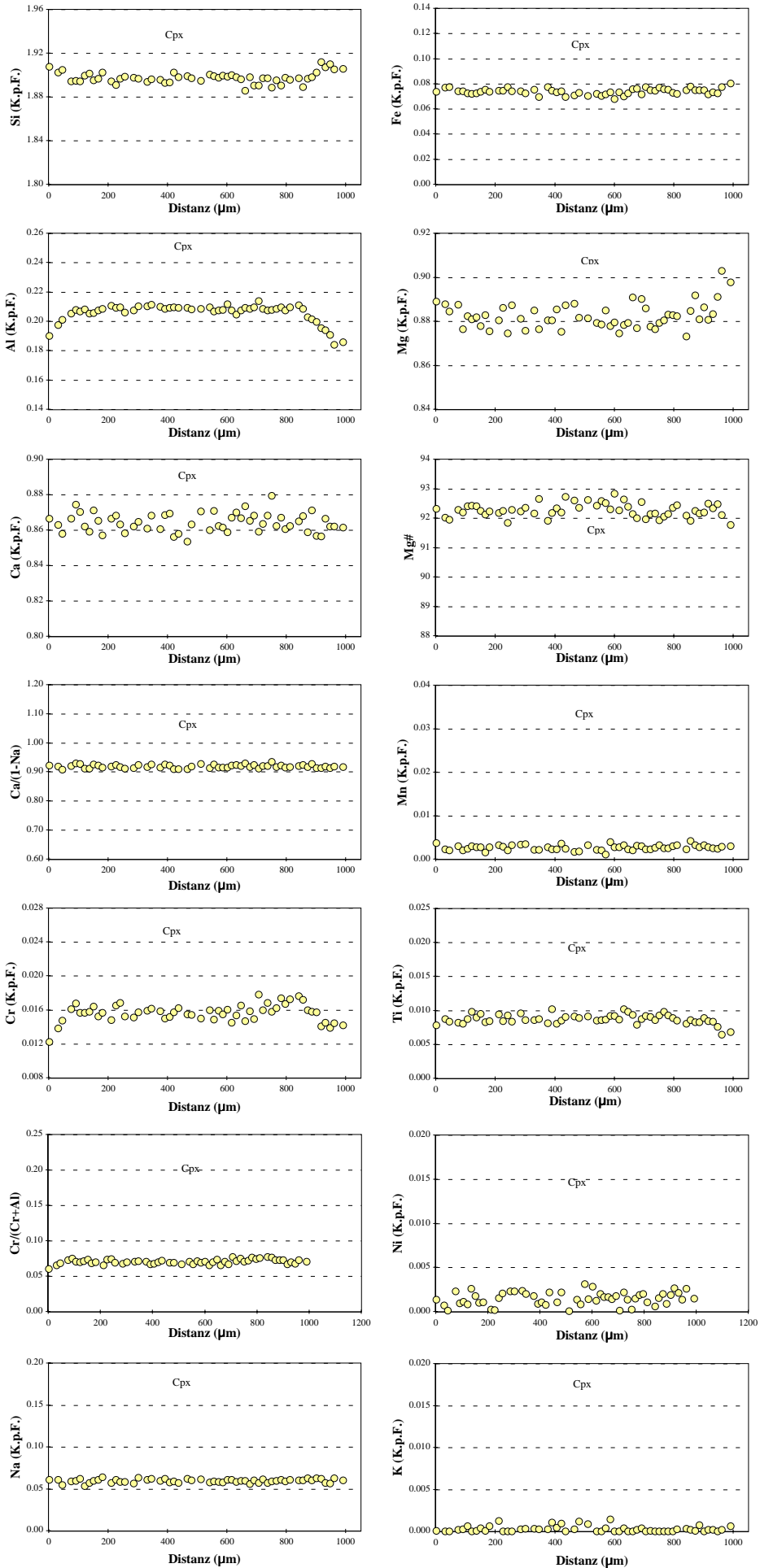
XCr = Cr/(Cr+Al)

XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

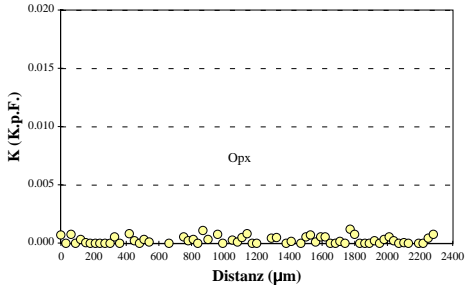
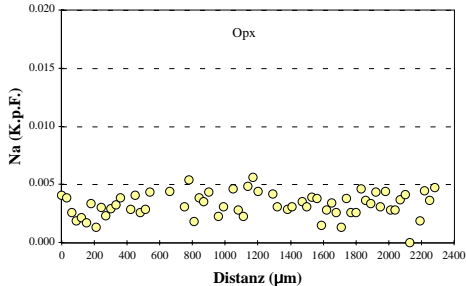
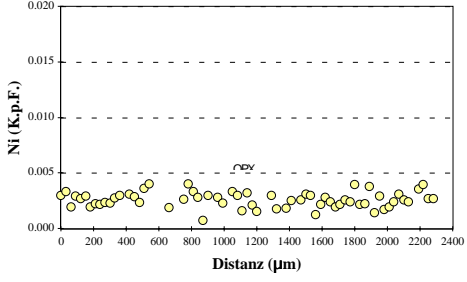
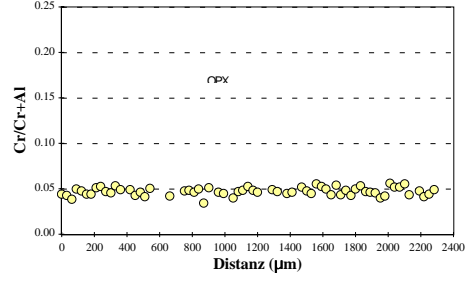
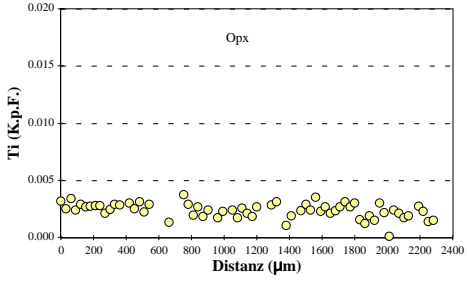
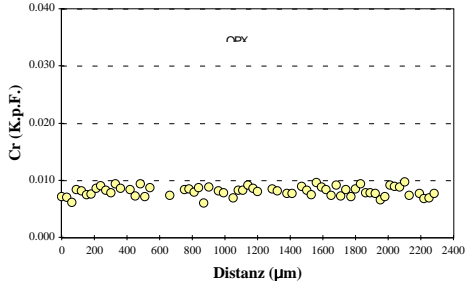
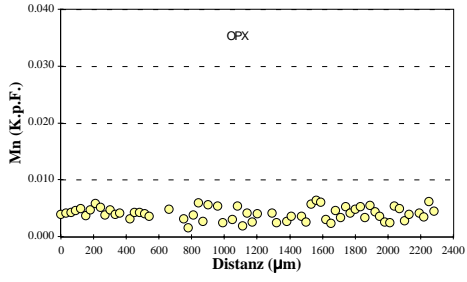
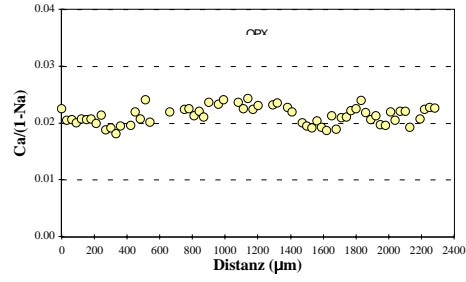
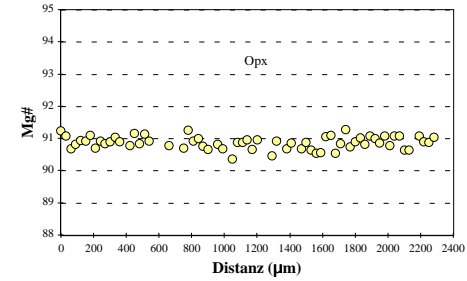
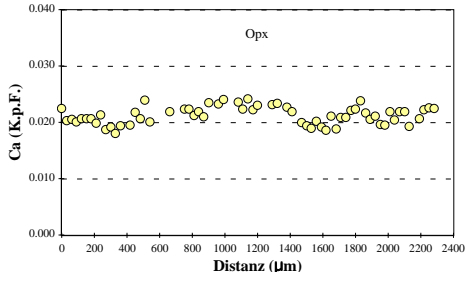
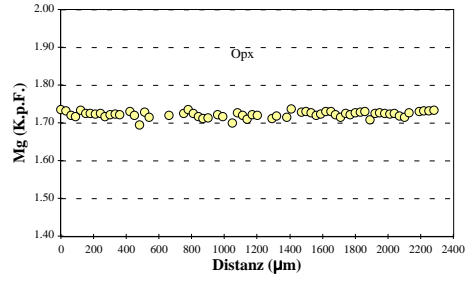
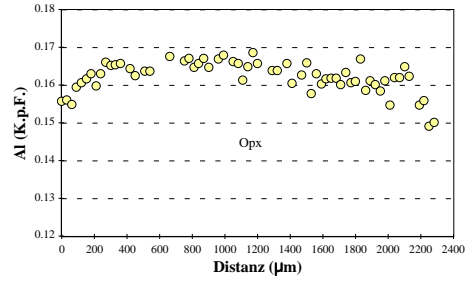
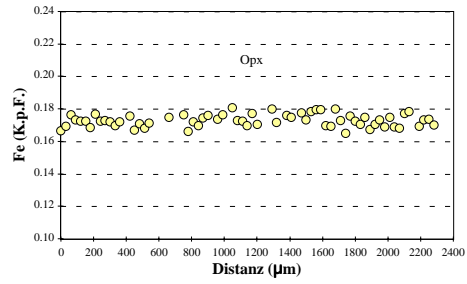
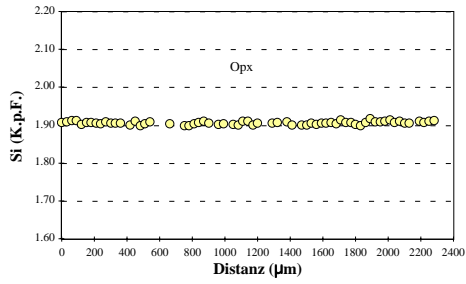
# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

## SA82-288b: Cpx

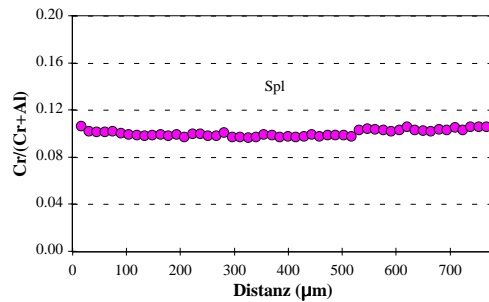
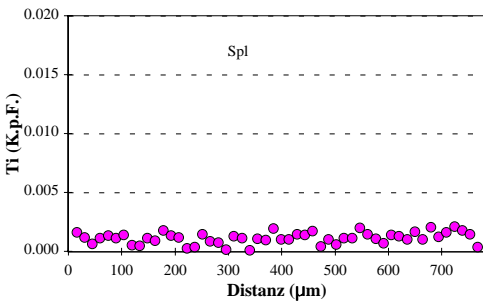
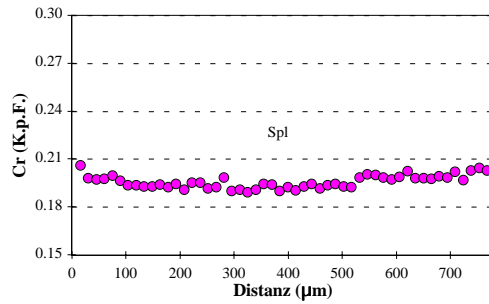
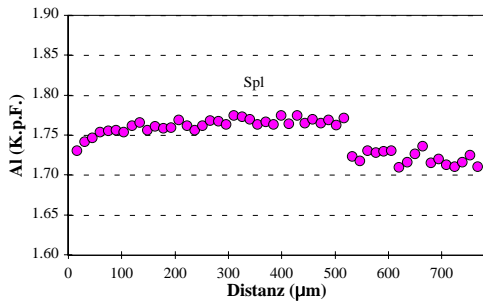
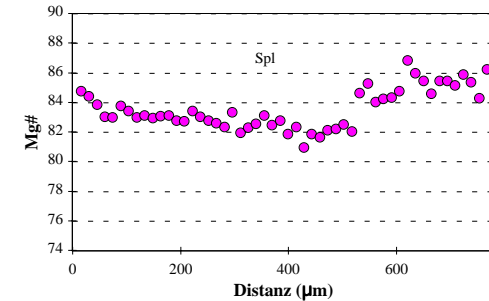
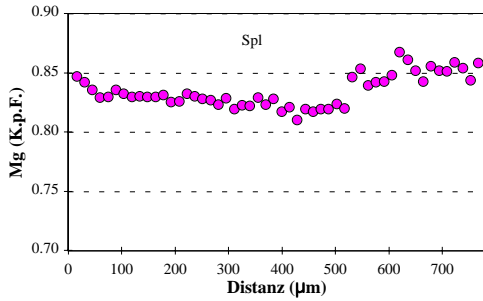
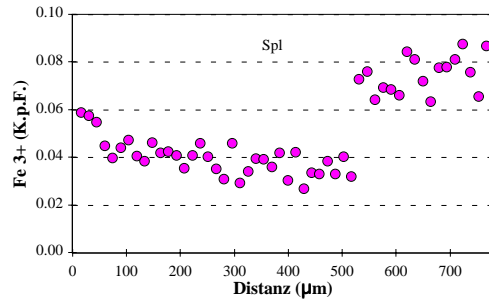
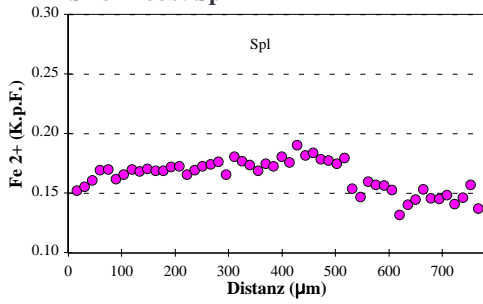


# Spl-Lherzolith (Gruppe 1)

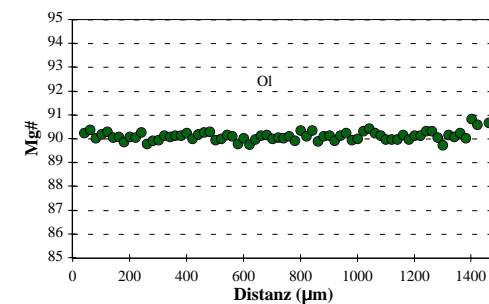
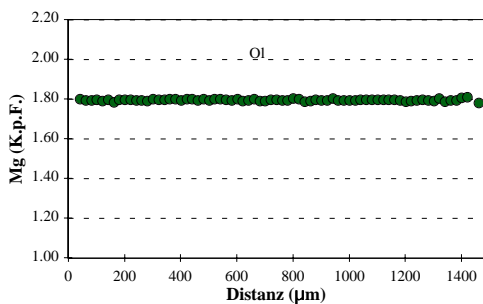
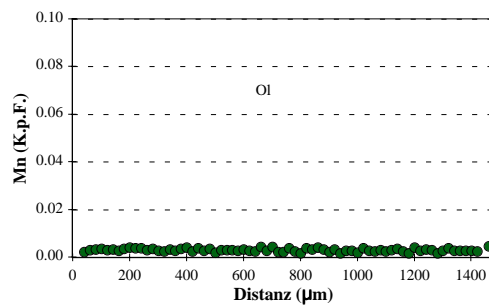
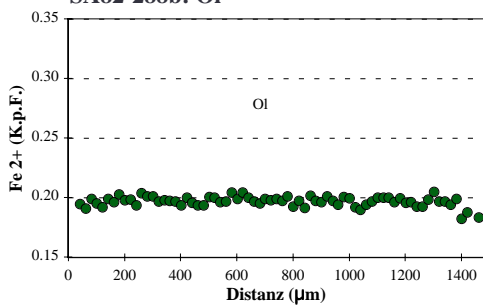
## SA82-288b: Opx



Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA82-288b: Spl



Spl-Lherzolith (Gruppe 1)  
SA82-288b: Ol





Spl-Wehrlit  
SA82-288c

Mineral Position	Cpx Rand	Cpx Zz1*	Cpx Zz2*	Cpx Kern	OI Rand	OI Kern	Spl Rand	Spl Kern	Glas
SiO2	50.61	52.11	50.14	48.96	40.11	40.24	0.10	0.09	52.16
TiO2	1.03	0.71	1.06	1.28	0.01	0.02	1.60	1.68	2.93
Al2O3	5.85	4.28	6.46	7.75	0.05	0.04	24.30	16.27	20.14
Cr2O3	1.30	1.65	1.27	0.62	0.03	0.02	35.61	46.42	0.01
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.35	5.87	7.09
FeO	5.37	5.18	5.43	5.52	14.67	14.34	15.61	17.85	0.00
MnO	0.14	0.20	0.23	0.22	0.26	0.19	0.23	0.17	0.13
NiO	0.03	0.05	0.04	0.00	0.36	0.43	0.27	0.18	0.04
MgO	16.48	16.87	16.21	15.34	45.36	45.87	13.43	11.75	3.28
CaO	17.56	17.88	17.09	19.13	0.21	0.16	0.25	0.01	5.97
Na2O	1.06	0.95	1.09	1.01	0.00	0.01	0.00	0.01	5.70
K2O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	2.12
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.45	99.87	99.03	99.84	101.05	101.31	98.74	100.32	99.61
Si	1.855	1.900	1.844	1.798	0.997	0.996	0.003	0.003	2.445
Ti	0.028	0.020	0.029	0.035	0.000	0.000	0.037	0.040	0.103
Al	0.253	0.184	0.280	0.335	0.001	0.001	0.882	0.609	1.112
Cr	0.038	0.047	0.037	0.018	0.001	0.000	0.867	1.166	0.000
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.170	0.140	0.250
Fe2+	0.165	0.158	0.167	0.169	0.305	0.297	0.402	0.474	0.000
Mn	0.004	0.006	0.007	0.007	0.005	0.004	0.006	0.005	0.005
Ni	0.001	0.002	0.001	0.000	0.007	0.008	0.007	0.005	0.002
Mg	0.900	0.917	0.889	0.839	1.680	1.692	0.617	0.556	0.230
Ca	0.690	0.698	0.674	0.752	0.006	0.004	0.008	0.000	0.300
Na	0.038	0.034	0.039	0.036	0.000	0.000	0.000	0.001	0.518
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.127
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	3.971	3.965	3.968	5.092	4.000	4.000	3.000	3.000	5.092
XMg	0.845	0.853	0.842	0.832	0.846	0.851	0.605	0.540	
XCr	0.130	0.205	0.116	0.051			0.496	0.657	
XMg*									0.479
Ca/(1-Na)	0.717	0.723	0.701	0.780					

XMg = Mg/(Mg+Fe2+)

XCr = Cr/(Cr+Al)

XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

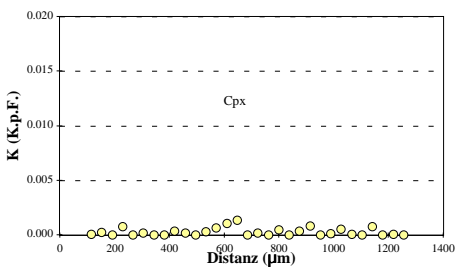
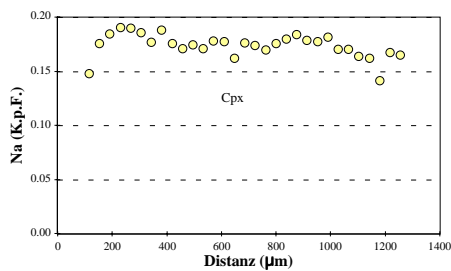
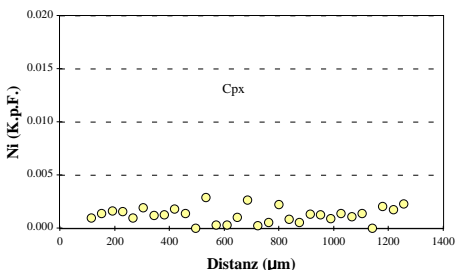
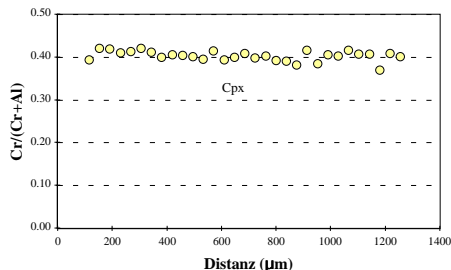
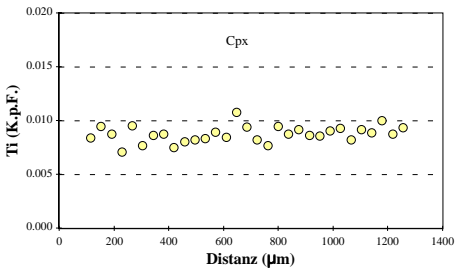
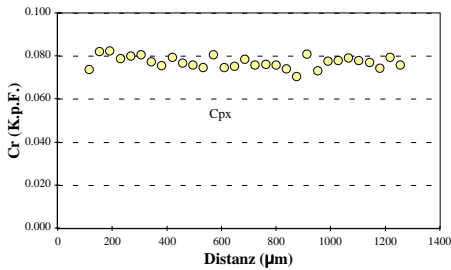
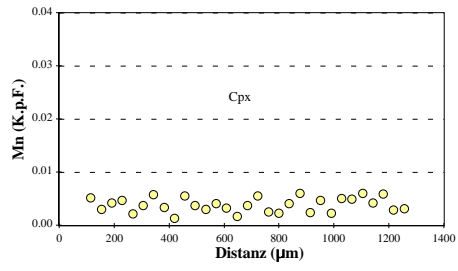
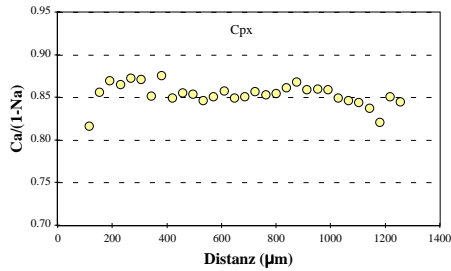
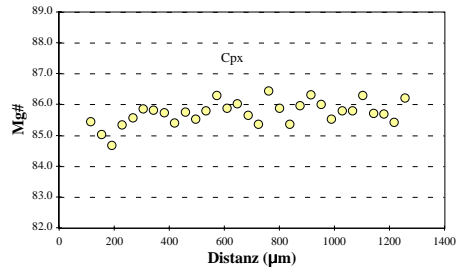
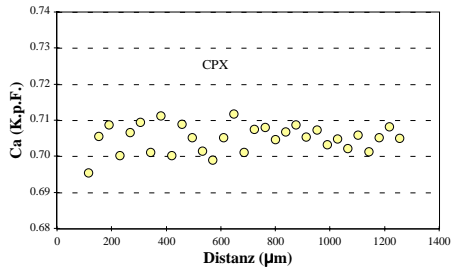
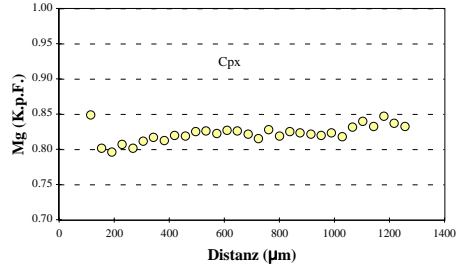
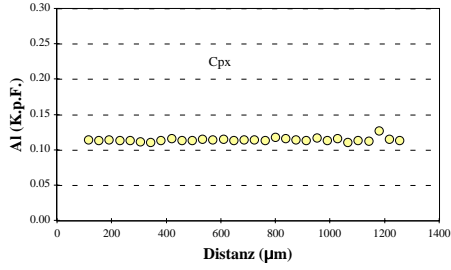
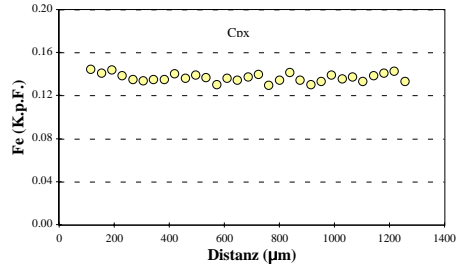
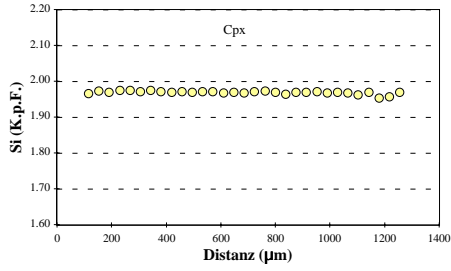
Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

Zz1\*: Zwischenzone1

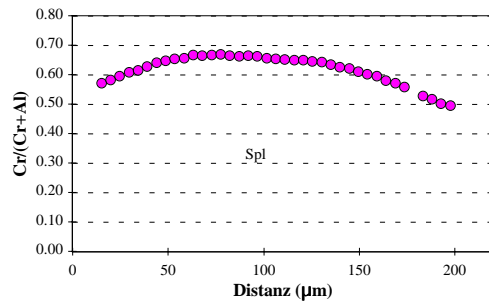
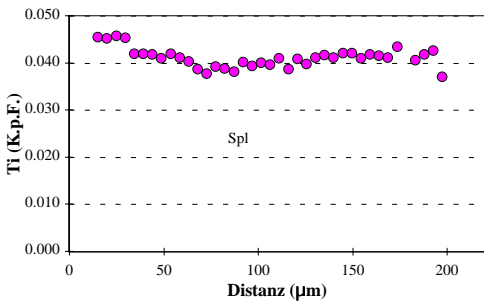
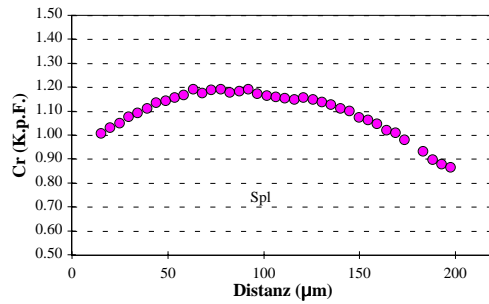
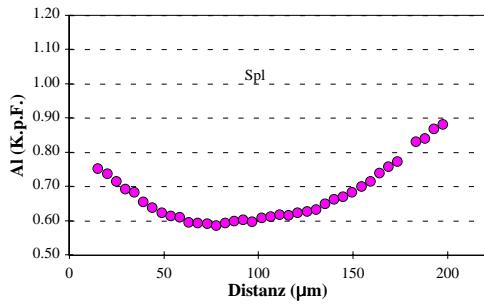
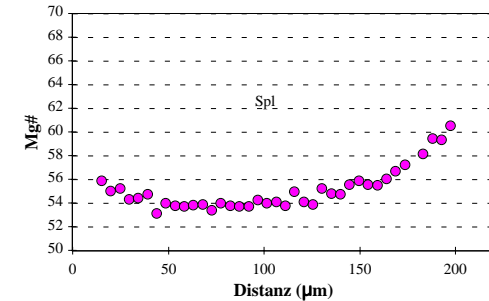
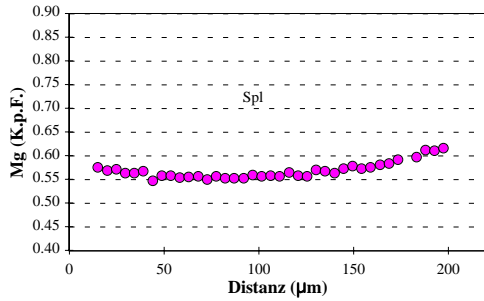
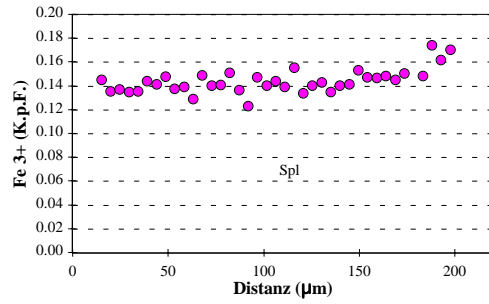
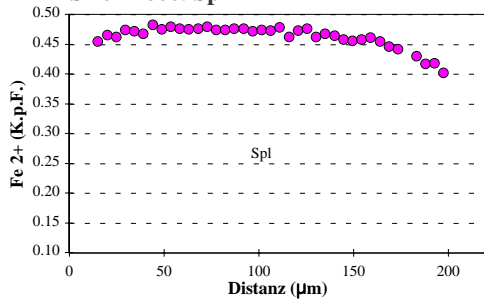
Zz2\*: Zwischenzone2

# Spl-Wehrlit

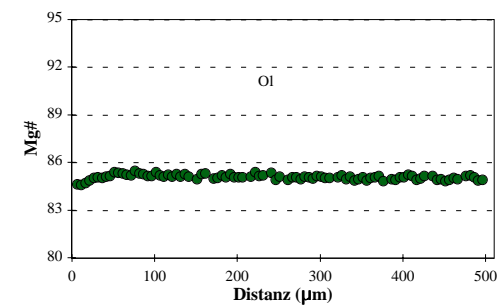
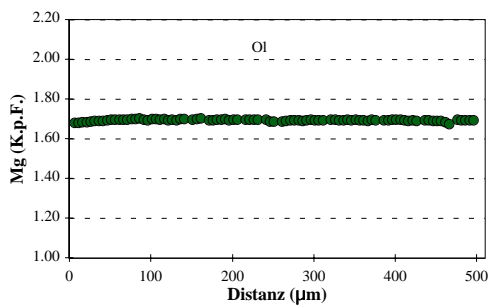
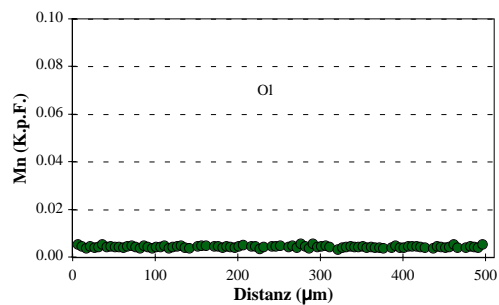
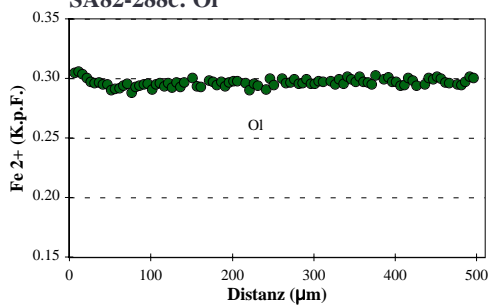
## SA82-288c: Cpx



Spl-Wehrilit  
SA82-288c: Spl



Spl-Wehrilit  
SA82-288c: Ol





**Spl-Websterit**  
**SA82-288f**

Kommentar Mineral Position	homogenes Mineral			homogenes Mineral			homogenes Mineral			Mag
	Cpx Rand	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Oi Rand	Oi Kern	Oi Rand	Oi Kern	Mag	
SiO2	48.99	49.21	51.22	51.01	40.56	40.79	40.56	40.79	0.71	
TiO2	.69	.61	.07	.15	.02	.00	.02	.00	0.03	
Al2O3	8.04	8.19	6.08	6.51	.02	.02	.02	.02	0.71	
Cr2O3	.04	.06	.04	.02	.01	.00	.01	.00	0.00	
Fe2O3	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	65.39	
FeO	6.16	5.96	15.19	15.17	10.53	10.28	10.53	10.28	28.57	
MnO	.17	.12	.30	.26	.18	.17	.18	.17	0.08	
NiO	.04	.01	.06	.02	.34	.39	.34	.39	0.85	
MgO	12.87	12.48	26.58	26.20	48.78	48.73	48.78	48.73	0.41	
CaO	21.69	21.58	.44	.83	.02	.05	.02	.05	0.13	
Na2O	1.09	1.19	.03	.07	.00	.02	.00	.02	0.15	
K2O	.01	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	0.12	
H2O	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	0.00	
Summe	99.79	99.40	100.00	100.23	100.46	100.44	100.46	100.44	97.14	

Si	1.813	1.824	1.846	1.836	0.994	0.999	0.994	0.999	0.028
Ti	0.019	0.017	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Al	0.351	0.358	0.258	0.276	0.001	0.000	0.001	0.000	0.033
Cr	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.927
Fe2+	0.191	0.185	0.458	0.457	0.216	0.210	0.216	0.210	0.936
Mn	0.005	0.004	0.009	0.008	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003
Ni	0.001	0.000	0.002	0.000	0.007	0.008	0.007	0.008	0.027
Mg	0.710	0.689	1.428	1.406	1.783	1.779	1.783	1.779	0.024
Ca	0.860	0.857	0.017	0.032	0.001	0.001	0.001	0.001	0.006
Na	0.078	0.085	0.002	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.031	4.022	4.023	4.024	3.005	3.001	3.005	3.001	3.000

XMg	0.788	0.789	0.757	0.755	0.892	0.894	0.892	0.894	0.025
XCr	0.003	0.005	0.004	0.002					
XMg*									
Ca/(I-Na)	0.933	0.937	0.017	0.032					

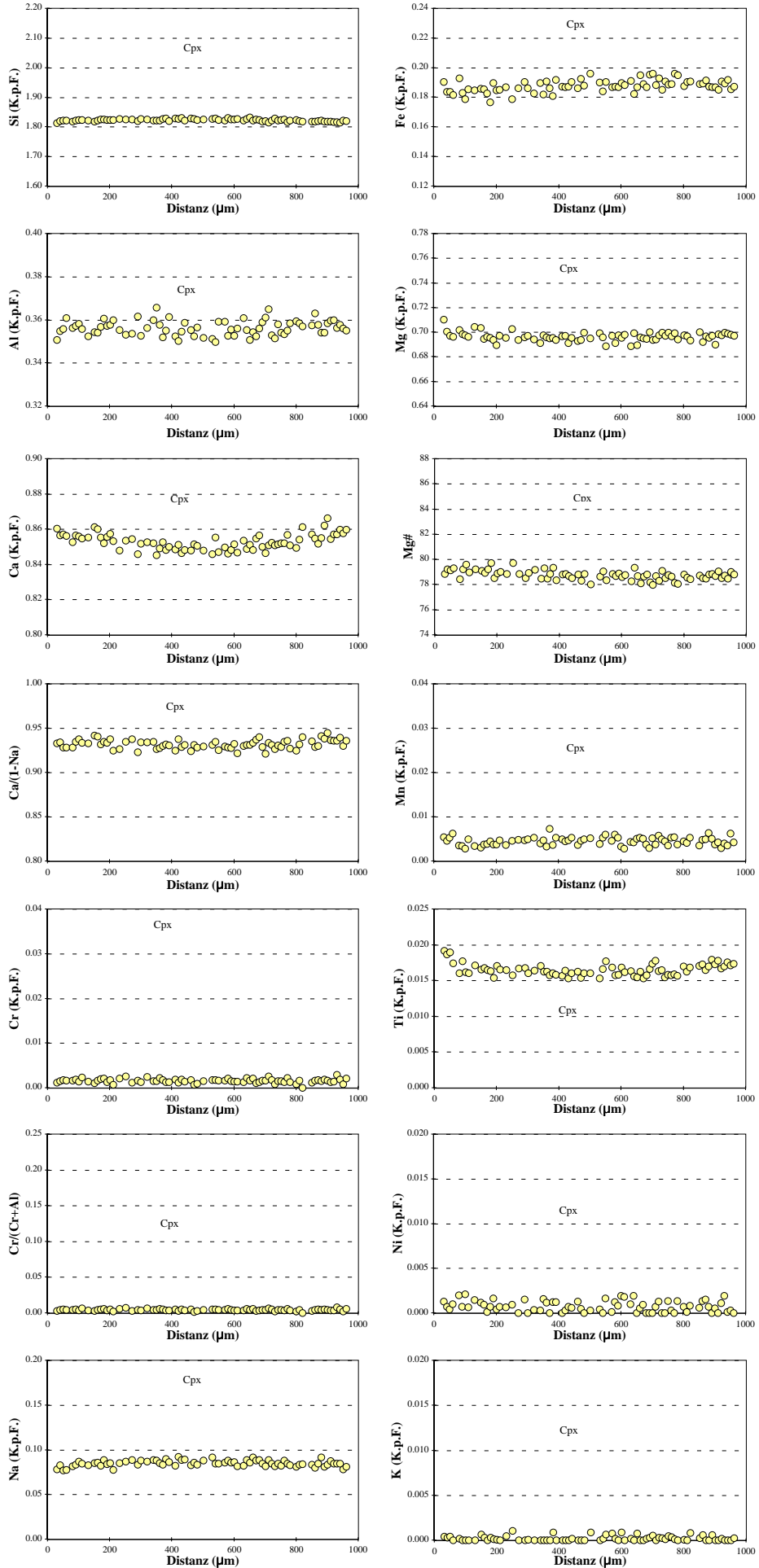
XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

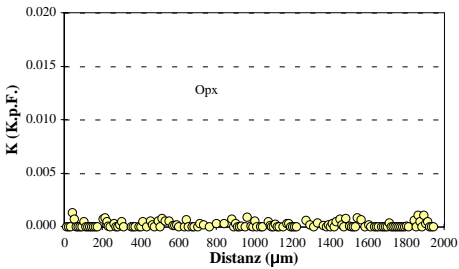
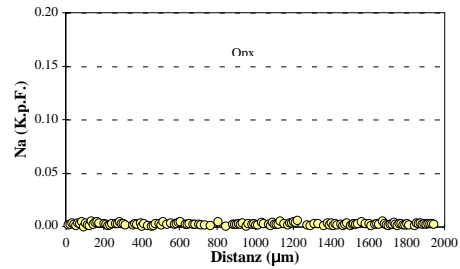
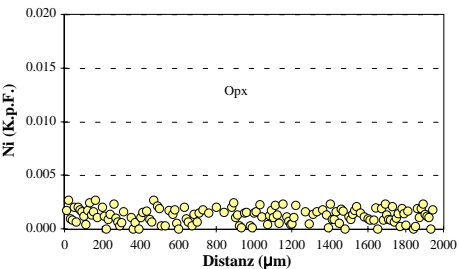
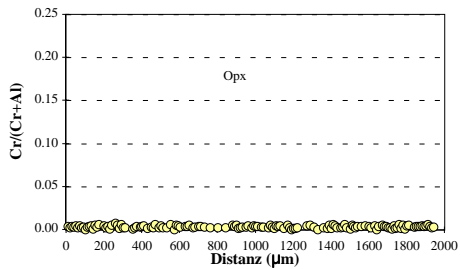
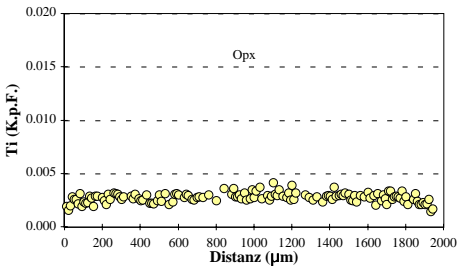
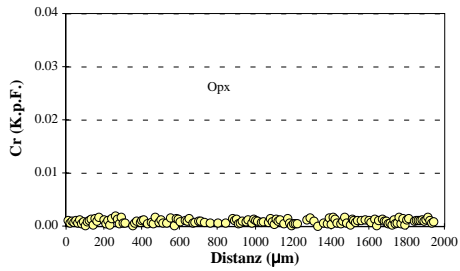
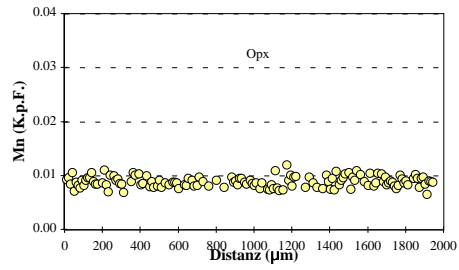
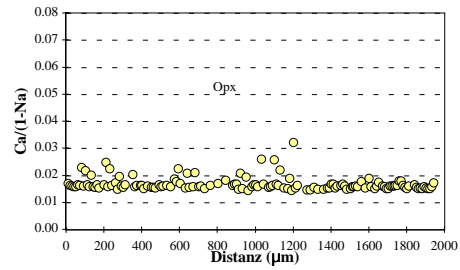
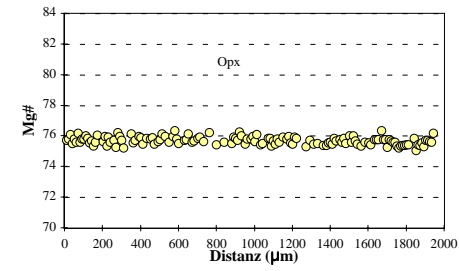
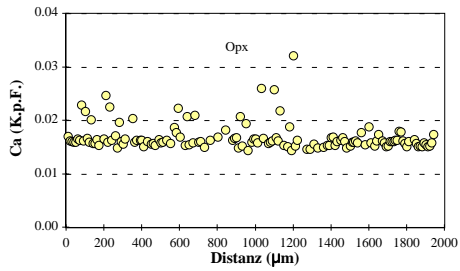
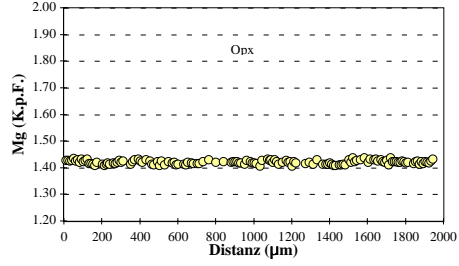
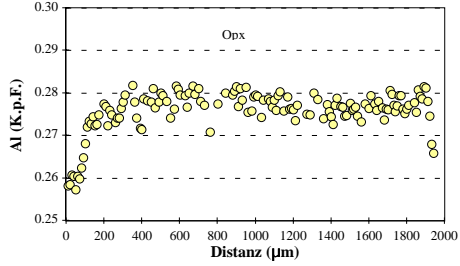
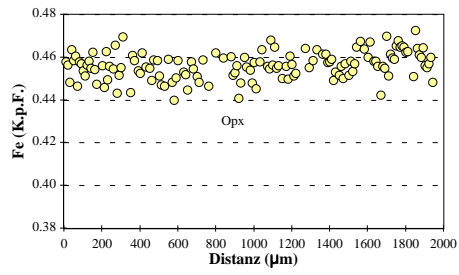
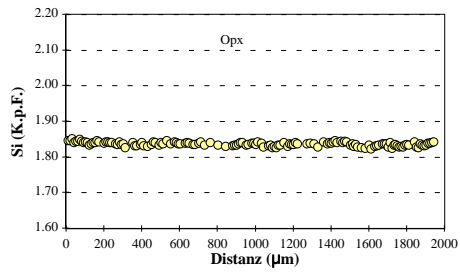
Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

# Spl-Websterit SA82-288f: Cpx



# Spl-Websterit

## SA82-288f: Opx







Spl-Websterit  
SA82-288h

Mineral Position	Cpx Rand	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Ol Mitte	Spl Rand	Spl Kern	Prg2 Rand	Prg2 Kern
SiO2	49.58	48.93	52.64	52.01	41.38	0.06	1.22	41.42	41.38
TiO2	0.60	0.78	0.10	0.11	0.00	0.17	0.11	2.30	2.11
Al2O3	6.93	7.60	5.38	6.07	0.04	51.58	49.82	15.08	15.20
Cr2O3	0.58	0.66	0.29	0.30	0.15	9.76	9.72	0.91	0.87
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.79	0.00	3.238	2.388
FeO	4.70	4.56	12.00	11.99	10.64	1.19	14.47	4.001	4.524
MnO	0.15	0.08	0.28	0.26	0.15	0.09	0.08	0.10	0.10
NiO	0.00	0.00	0.06	0.06	0.51	0.38	0.24	0.09	0.09
MgO	14.28	13.75	28.53	28.27	47.94	22.95	11.32	15.90	15.50
CaO	21.51	21.53	0.53	0.43	0.16	0.04	0.07	10.93	11.43
Na2O	1.08	1.12	0.06	0.03	0.10	0.01	0.01	2.97	2.66
K2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.03	1.18	1.38
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.104	2.090
Summe	99.40	99.01	99.86	99.54	101.11	89.01	87.09	100.22	99.73
Si	1.831	1.815	1.871	1.855	1.008	0.002	0.004	5.948	5.981
Ti	0.017	0.022	0.003	0.003	0.000	0.004	0.003	0.248	0.229
Al	0.302	0.332	0.225	0.255	0.001	1.714	1.785	2.551	2.589
Cr	0.017	0.019	0.008	0.008	0.003	0.218	0.234	0.103	0.100
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.059	0.000	0.350	0.260
Fe2+	0.145	0.141	0.357	0.358	0.217	0.028	0.368	0.480	0.547
Mn	0.005	0.003	0.008	0.008	0.003	0.002	0.002	0.013	0.012
Ni	0.000	0.000	0.002	0.002	0.010	0.009	0.006	0.010	0.011
Mg	0.786	0.760	1.512	1.503	1.741	0.964	0.513	3.404	3.339
Ca	0.851	0.855	0.020	0.016	0.004	0.001	0.002	1.681	1.770
Na	0.077	0.080	0.004	0.002	0.005	0.000	0.001	0.827	0.745
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.216	0.255
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000	2.000
Summe	4.031	4.028	4.011	4.011	2.993	3.000	2.952	15.832	15.837
XMg	0.844	0.843	0.809	0.808	0.889	0.972	0.582		
XCr	0.053	0.055	0.035	0.032		0.113	0.116	0.039	0.037
XMg*								0.804	0.805
Ca/(1-Na)	0.923	0.930	0.020	0.016					

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

Spl-Websterit  
SA82-288h

Profile Kapitel 7

Mineral Position	Cpx-Korn1		Opx-Korn1		Prg-Korn1		Prg-Korn2	
	Cpx Rand	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Prg2 Rand	Prg2 Kern	Prg2 Rand	Prg2 Kern
SiO2	49.39	48.87	52.52	52.46	41.41	41.81	41.40	41.27
TiO2	0.75	0.80	0.12	0.09	1.91	1.98	1.95	2.04
Al2O3	7.52	7.57	5.54	5.97	13.77	13.67	15.39	15.30
Cr2O3	0.60	0.63	0.28	0.28	0.72	0.71	0.88	0.80
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	2.92	4.70	2.51	2.37
FeO	4.59	4.58	12.01	11.81	4.50	2.94	4.50	4.67
MnO	0.17	0.11	0.28	0.22	0.05	0.17	0.11	0.10
NiO	0.00	0.00	0.11	0.04	0.07	0.09	0.08	0.04
MgO	13.86	13.88	28.73	28.30	15.45	15.78	15.40	15.57
CaO	21.91	21.39	0.49	0.44	11.53	10.71	11.33	11.46
Na2O	1.10	1.13	0.05	0.04	2.62	2.77	2.69	2.71
K2O	0.01	0.02	0.03	0.01	1.06	0.67	1.38	1.37
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	2.05	2.07	2.09	2.09
<b>Summe</b>	<b>99.90</b>	<b>98.99</b>	<b>100.15</b>	<b>99.65</b>	<b>98.06</b>	<b>98.07</b>	<b>99.73</b>	<b>99.78</b>
Si	1.82	1.81	1.86	1.87	6.09	6.11	5.98	5.96
Ti	0.02	0.02	0.00	0.00	0.21	0.22	0.21	0.22
Al	0.33	0.33	0.23	0.25	2.39	2.36	2.62	2.61
Cr	0.02	0.02	0.01	0.01	0.08	0.08	0.10	0.09
Fe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.52	0.27	0.26
Fe2+	0.14	0.14	0.36	0.35	0.55	0.36	0.54	0.56
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.76	0.77	1.52	1.50	3.39	3.44	3.32	3.35
Ca	0.86	0.85	0.02	0.02	1.82	1.68	1.75	1.77
Na	0.08	0.08	0.00	0.00	0.75	0.79	0.75	0.76
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.12	0.25	0.25
OH	0.00	0.00	0.00	0.00	2.00	2.00	2.00	2.00
<b>Summe</b>	<b>4.030</b>	<b>4.031</b>	<b>4.016</b>	<b>4.005</b>	<b>15.817</b>	<b>15.697</b>	<b>15.833</b>	<b>15.854</b>
Li (µg/g)	1.173	1.479	1.071	1.400	0.839	1.037	0.769	1.058
Be (µg/g)	0.113	0.115	0.023	0.021	0.074	0.155	0.166	0.170
B (µg/g)	0.168	0.174	0.092	0.097	0.226	0.205	0.170	0.173
XMg	0.843	0.844	0.810	0.810	0.034	0.034	0.037	0.034
XCr	0.051	0.053	0.033	0.030	0.794	0.797	0.802	0.803
XMg*								
Ca/(1-Na)	0.937	0.926	0.019	0.017				

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

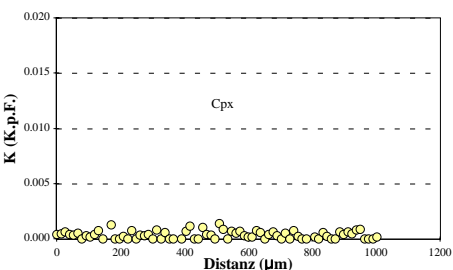
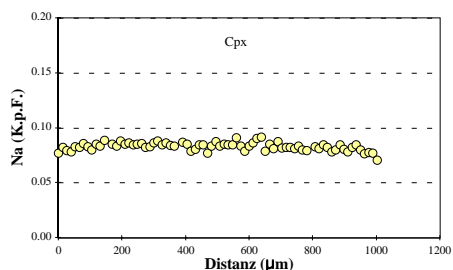
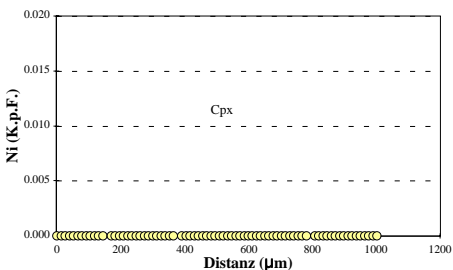
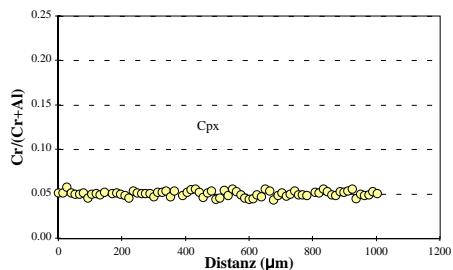
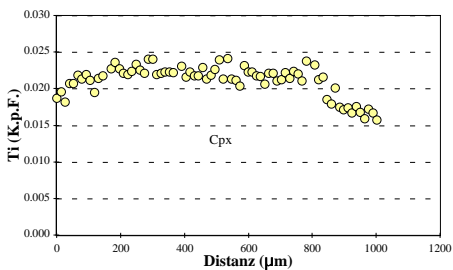
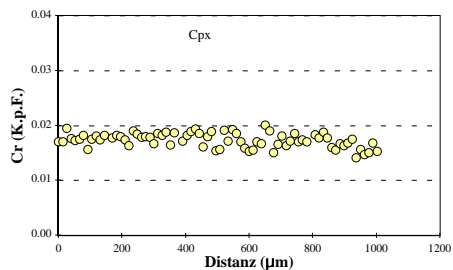
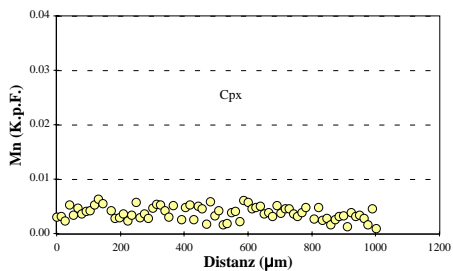
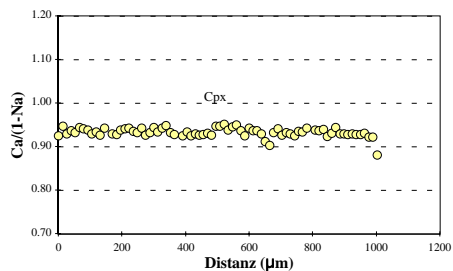
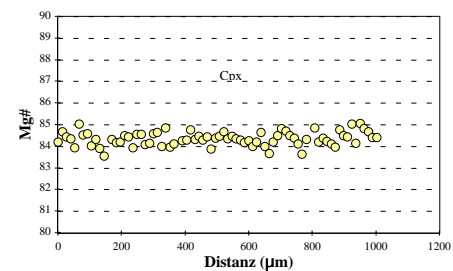
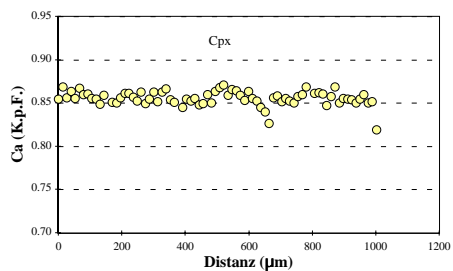
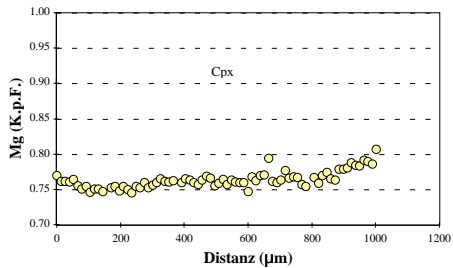
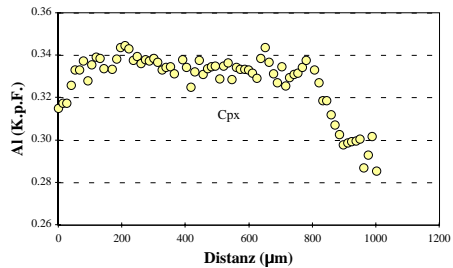
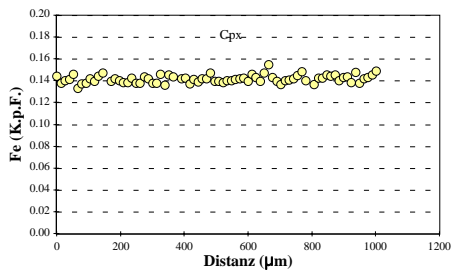
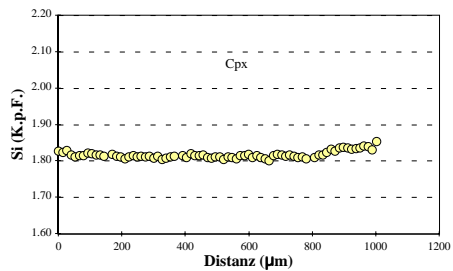
XCr = Cr/(Cr+Al)

XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

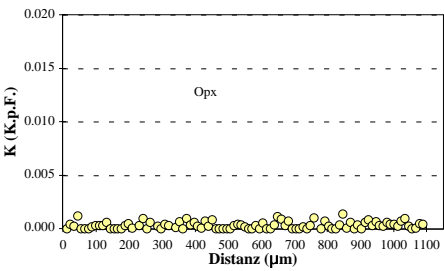
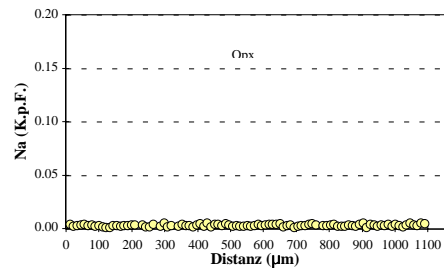
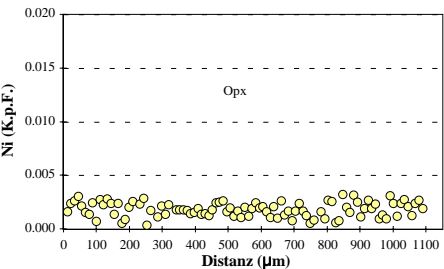
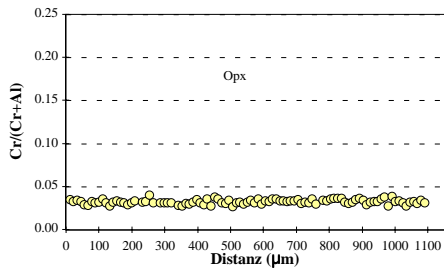
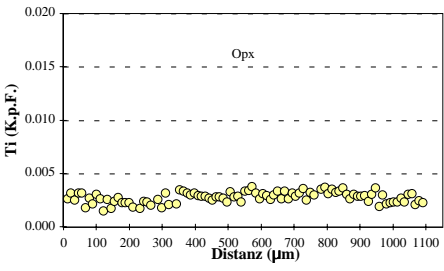
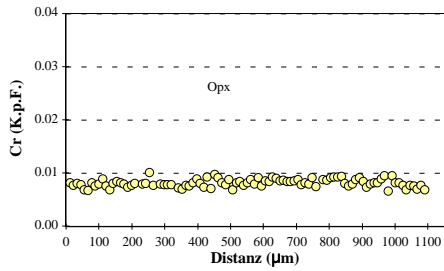
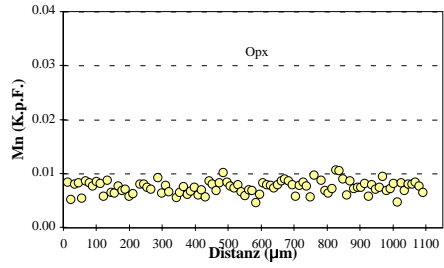
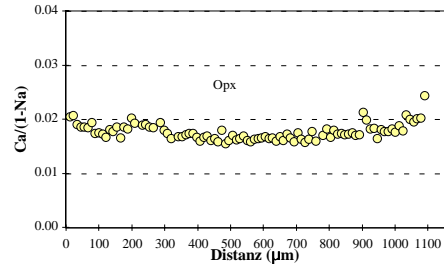
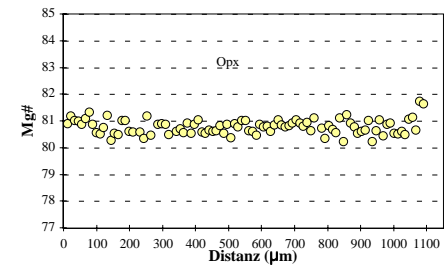
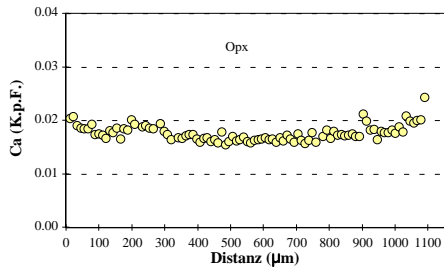
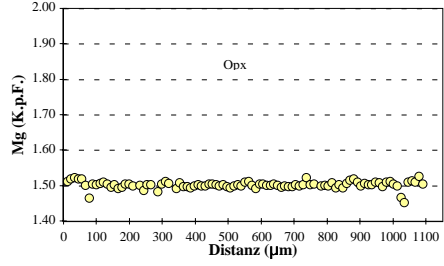
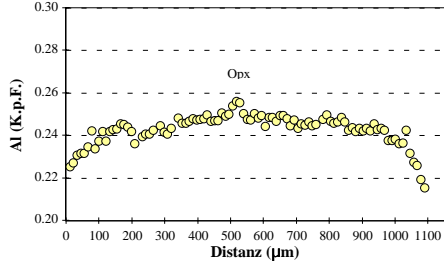
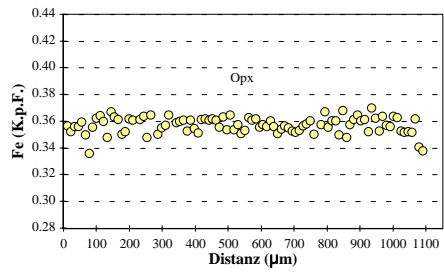
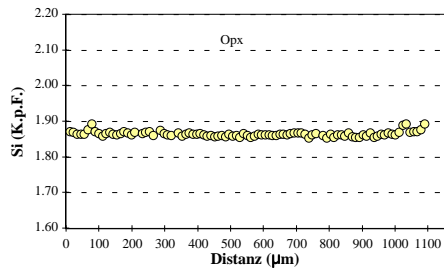
Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

# Spl-Websterit

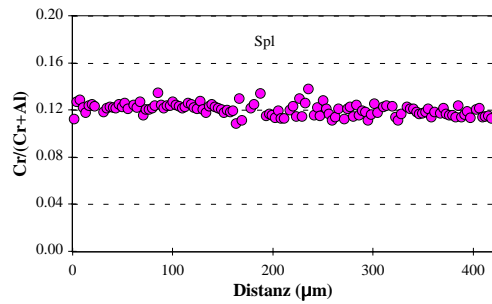
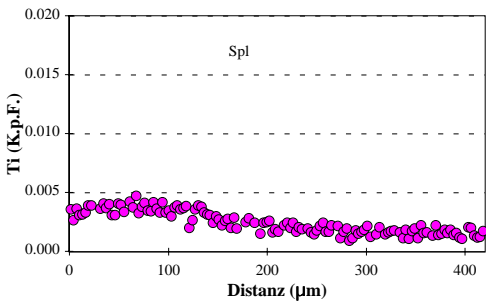
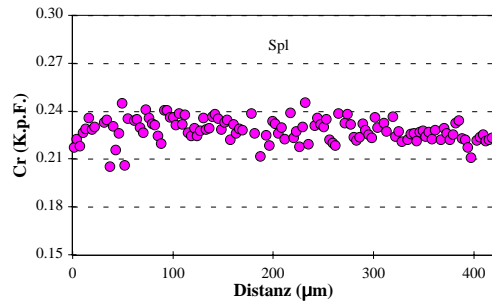
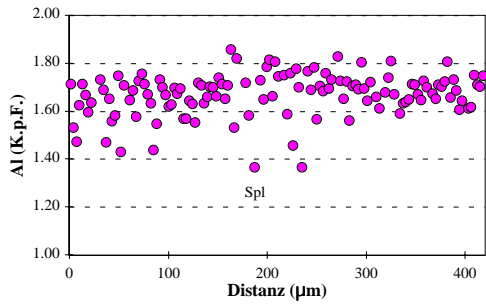
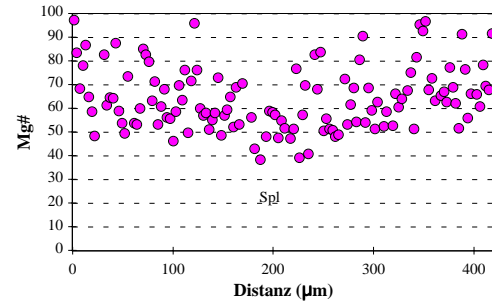
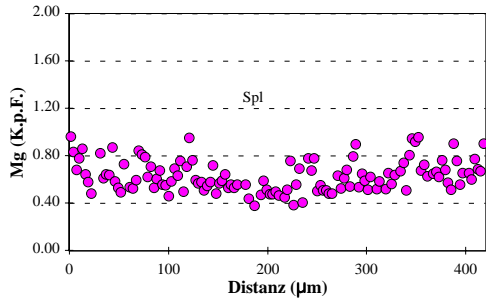
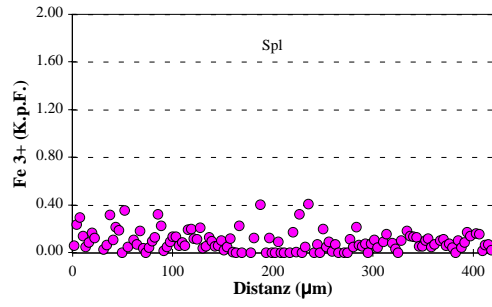
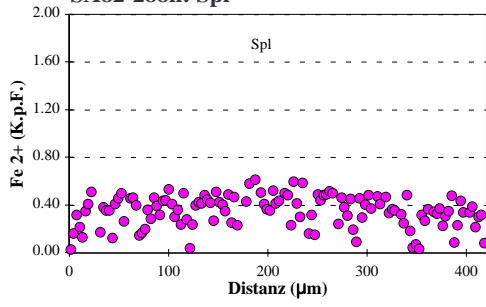
## SA82-288h: Cpx



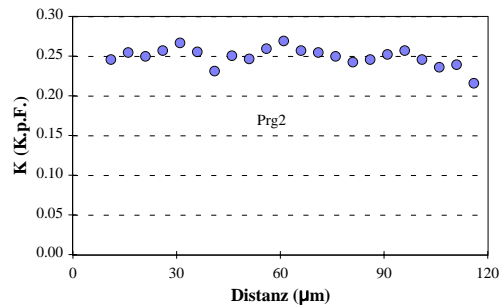
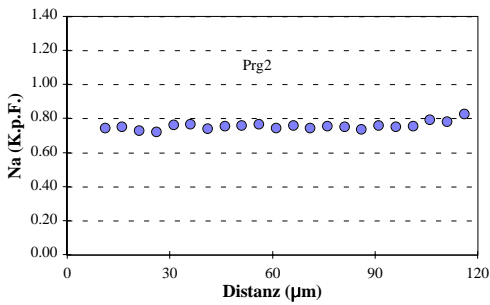
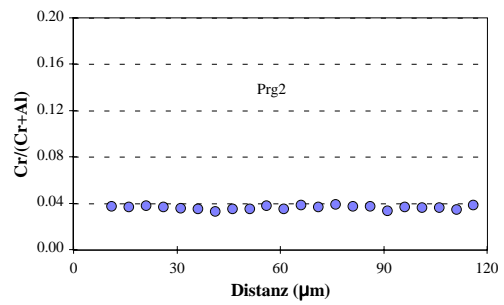
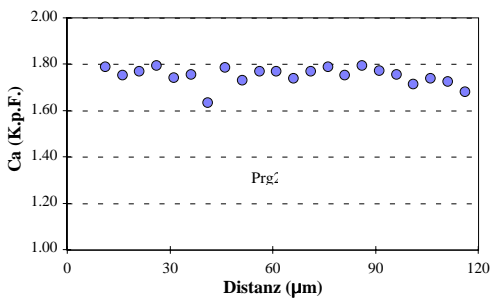
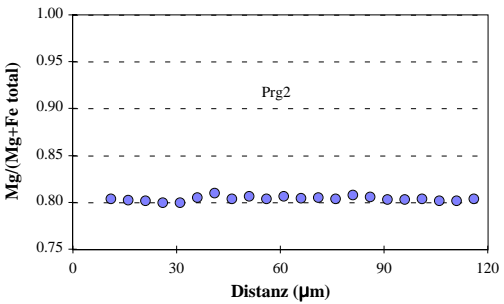
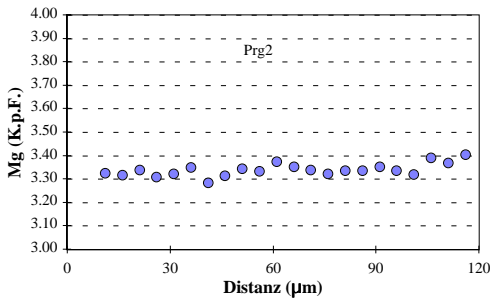
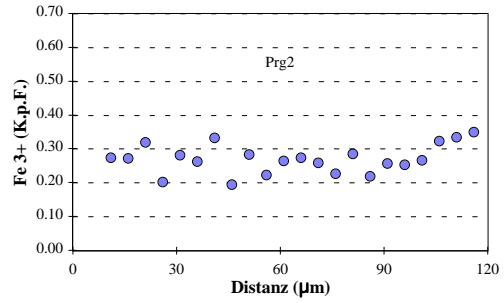
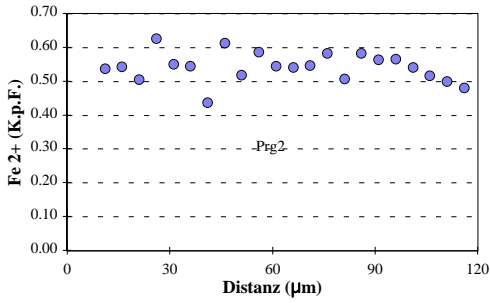
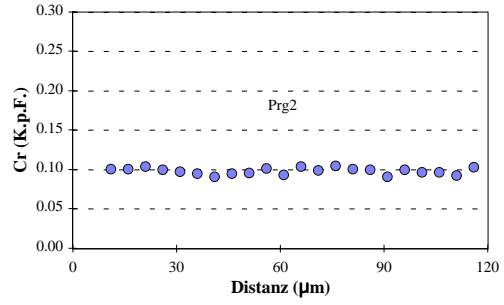
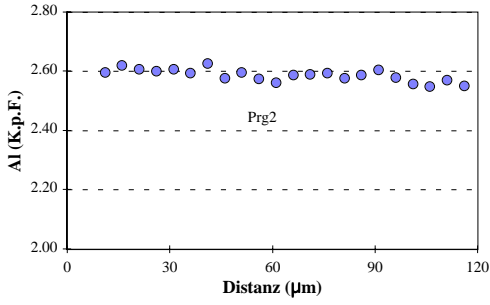
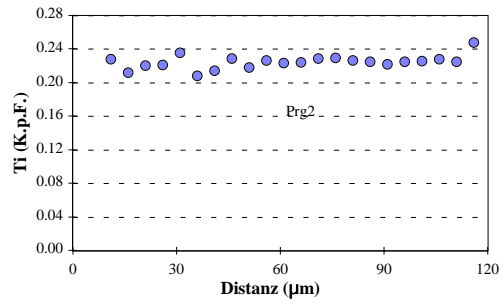
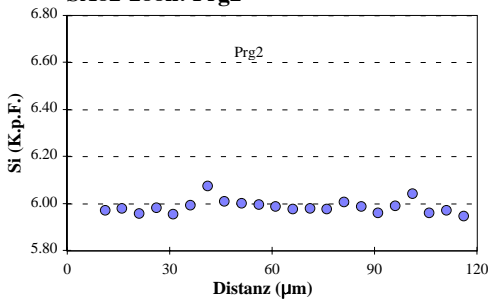
Spl-Websterit  
SA82-288h: Opx



Spl-Websterit  
SA82-288h: Spl



**Spl-Websterit**  
**SA82-288h: Prg2**



**Spl-Websterit**  
**SA82-288n**

Mineral Position	Cpx		Cpx Kern	Opx Rand	Opx Zz1*	Opx Zz2*	Opx Kern	Spl		homogenes Mineral	
	Rand	Kern						Rand	Kern	Rand	Kern
SiO2	50.00	49.85	53.36	52.46	52.55	52.32	0.09	0.02	41.88	41.71	
TiO2	0.67	0.78	0.10	0.09	0.09	0.14	0.24	0.17	2.35	2.24	
Al2O3	7.08	7.93	5.39	5.75	5.53	6.28	59.35	56.89	15.23	15.61	
Cr2O3	0.55	0.59	0.31	0.29	0.32	0.32	9.48	8.84	0.85	0.86	
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51	0.00	5.312	5.630	
FeO	5.14	4.85	11.88	12.59	12.27	12.06	2.93	17.50	2.593	2.547	
MnO	0.12	0.22	0.25	0.24	0.25	0.18	0.05	0.16	0.09	0.09	
NiO	0.06	0.00	0.08	0.03	0.09	0.04	0.28	0.30	0.05	0.08	
MgO	14.03	13.53	28.42	28.65	28.48	28.20	24.52	13.78	15.83	15.77	
CaO	20.79	21.37	0.61	0.47	0.51	0.44	0.05	0.01	10.35	10.26	
Na2O	1.10	1.11	0.08	0.04	0.06	0.05	0.02	0.01	3.49	3.47	
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.15	0.14	
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.120	2.123	
<b>Summe</b>	<b>99.54</b>	<b>100.22</b>	<b>100.49</b>	<b>100.61</b>	<b>100.15</b>	<b>100.04</b>	<b>97.52</b>	<b>97.70</b>	<b>100.28</b>	<b>100.52</b>	
Si	1.842	1.824	1.882	1.856	1.866	1.856	0.002	0.001	5.968	5.934	
Ti	0.018	0.022	0.003	0.002	0.002	0.004	0.005	0.004	0.251	0.239	
Al	0.307	0.342	0.224	0.240	0.231	0.262	1.786	1.825	2.557	2.618	
Cr	0.016	0.017	0.009	0.008	0.009	0.009	0.191	0.190	0.096	0.096	
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.570	0.603	
Fe2+	0.158	0.149	0.350	0.373	0.364	0.358	0.063	0.398	0.309	0.303	
Mn	0.004	0.007	0.007	0.007	0.008	0.005	0.001	0.004	0.011	0.011	
Ni	0.002	0.000	0.002	0.001	0.003	0.001	0.006	0.006	0.006	0.009	
Mg	0.771	0.738	1.494	1.511	1.507	1.491	0.933	0.559	3.363	3.345	
Ca	0.820	0.838	0.023	0.018	0.020	0.017	0.001	0.000	1.579	1.563	
Na	0.079	0.079	0.005	0.003	0.004	0.003	0.001	0.000	0.964	0.956	
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.027	0.025	
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000	2.000	
<b>Summe</b>	<b>4.014</b>	<b>4.014</b>	<b>4.001</b>	<b>4.019</b>	<b>4.014</b>	<b>4.007</b>	<b>3.000</b>	<b>3.000</b>	<b>15.700</b>	<b>15.702</b>	
<b>XMg</b>	<b>0.830</b>	<b>0.832</b>	<b>0.810</b>	<b>0.802</b>	<b>0.805</b>	<b>0.807</b>	<b>0.937</b>	<b>0.584</b>			
<b>XCr</b>	<b>0.050</b>	<b>0.047</b>	<b>0.037</b>	<b>0.033</b>	<b>0.037</b>	<b>0.033</b>	<b>0.097</b>	<b>0.094</b>	<b>0.036</b>	<b>0.035</b>	
<b>XMg*</b>									<b>0.793</b>	<b>0.787</b>	
<b>Ca/(1-Na)</b>	<b>0.891</b>	<b>0.909</b>	<b>0.023</b>	<b>0.018</b>	<b>0.020</b>	<b>0.017</b>					

XMg = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)

XCr = Cr/(Cr+Al)

XMg\* = Mg/(Mg+Fe total)

Minerale, deren Abkürzung mit einer "2" endet, sind sekundär

Zz1\*: Zwischenzone1

Zz2\*: Zwischenzone2

Spl-Websterit  
SA 82-288n

Profile Kapitel 7

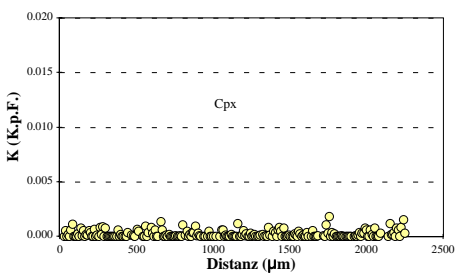
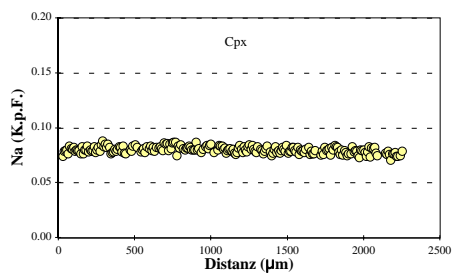
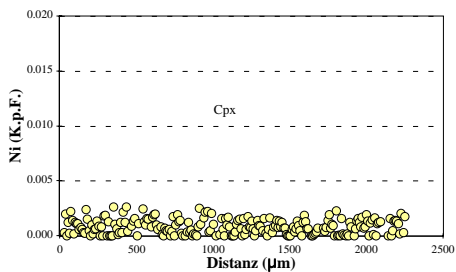
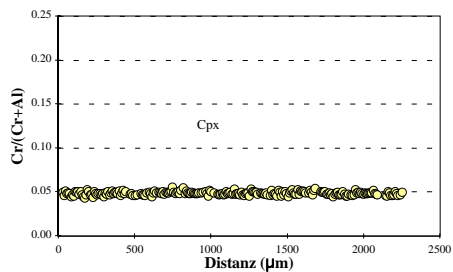
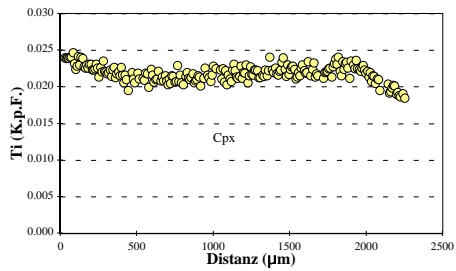
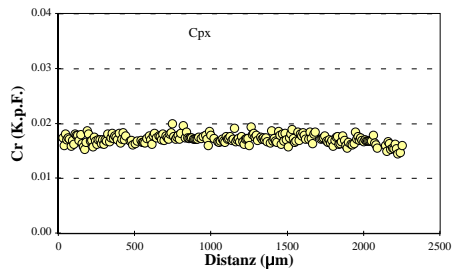
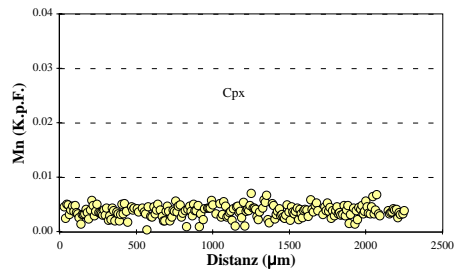
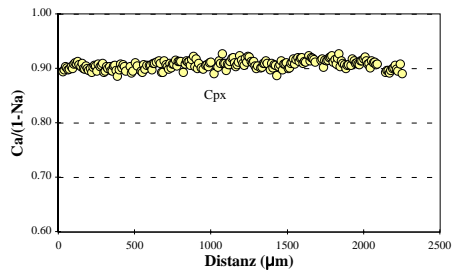
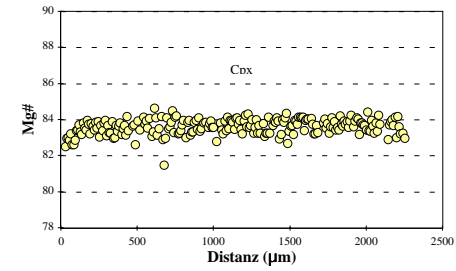
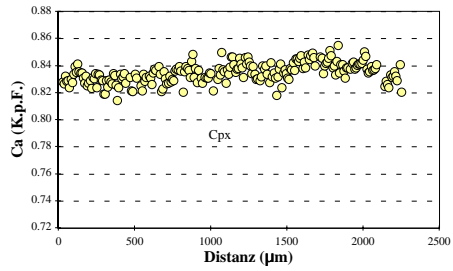
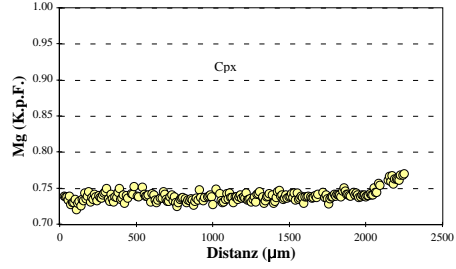
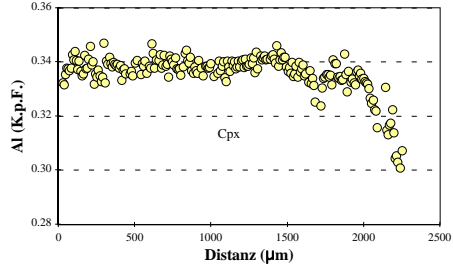
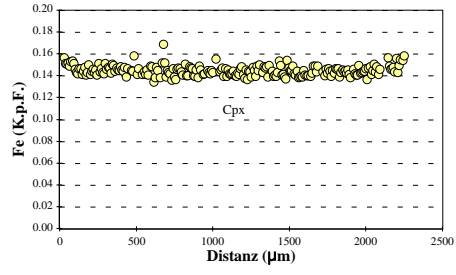
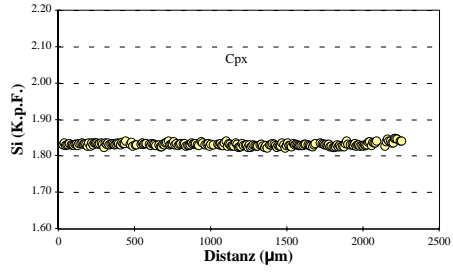
Kommentar Mineral Position	Cpx-Korn1		Cpx-Korn2		Opx-Korn1		Opx-Korn2	
	Cpx Rand	Cpx Kern	Cpx Rand	Cpx Kern	Opx Rand	Opx Kern	Opx Rand	Opx Kern
SiO2	49.69	50.00	49.84	49.98	52.21	52.18	52.63	52.33
TiO2	0.87	0.72	0.71	0.76	0.12	0.14	0.07	0.14
Al2O3	7.73	7.76	7.38	7.79	5.95	6.10	5.66	6.21
Cr2O3	0.62	0.59	0.56	0.59	0.37	0.35	0.34	0.36
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	4.91	4.58	5.08	4.68	12.42	11.86	12.21	12.24
MnO	0.16	0.15	0.15	0.13	0.31	0.22	0.18	0.27
NiO	0.00	0.05	0.03	0.02	0.07	0.06	0.07	0.06
MgO	13.45	13.55	13.82	13.49	28.83	28.62	28.53	28.31
CaO	21.11	21.14	20.29	21.27	0.47	0.40	0.45	0.41
Na2O	1.11	1.16	1.07	1.14	0.04	0.05	0.05	0.05
K2O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.65	99.72	98.95	99.83	100.79	99.99	100.21	100.38
Si	1.828	1.835	1.843	1.833	1.845	1.852	1.866	1.853
Ti	0.024	0.020	0.020	0.021	0.003	0.004	0.002	0.004
Al	0.335	0.336	0.321	0.337	0.248	0.255	0.236	0.259
Cr	0.018	0.017	0.016	0.017	0.010	0.010	0.009	0.010
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.151	0.141	0.157	0.143	0.367	0.352	0.362	0.362
Mn	0.005	0.005	0.005	0.004	0.009	0.007	0.005	0.008
Ni	0.000	0.002	0.001	0.000	0.002	0.002	0.002	0.002
Mg	0.738	0.741	0.762	0.737	1.519	1.514	1.507	1.494
Ca	0.832	0.831	0.804	0.836	0.018	0.015	0.017	0.016
Na	0.079	0.083	0.077	0.081	0.003	0.004	0.004	0.003
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	4.011	4.010	4.007	4.010	4.024	4.014	4.012	4.011
Li (µg/g)	1.188	1.353	1.260	1.503	1.268	1.426	1.301	1.346
Be (µg/g)	0.117	0.091	0.112	0.107	0.025	0.019	0.017	0.021
B (µg/g)	0.184	0.184	0.210	0.175	0.101	0.116	0.130	0.106
XMg	0.830	0.841	0.829	0.837	0.805	0.811	0.806	0.805
XCr	0.051	0.049	0.049	0.048	0.040	0.037	0.038	0.038
Ca/(1-Na)	0.904	0.906	0.871	0.909	0.018	0.015	0.017	0.016

XMg = Mg/(Mg+Fe2+)

XCr = Cr/(Cr+Al)

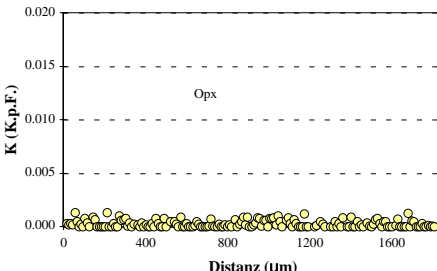
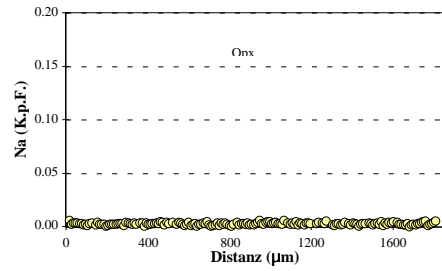
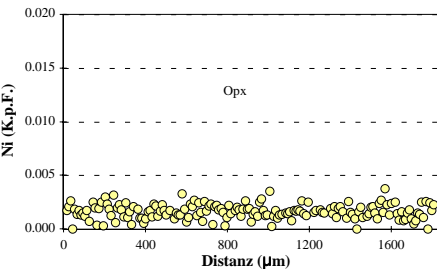
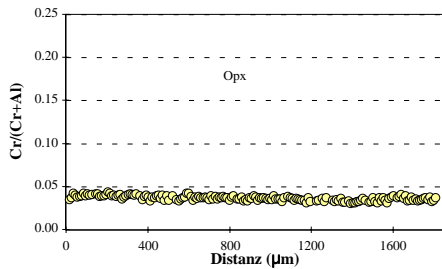
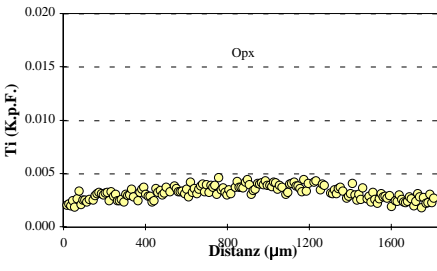
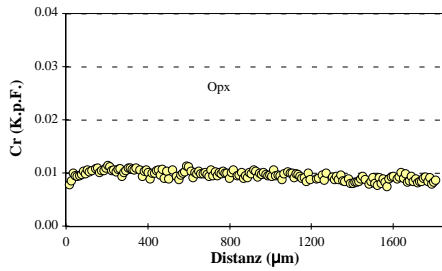
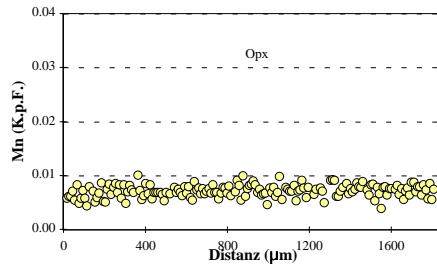
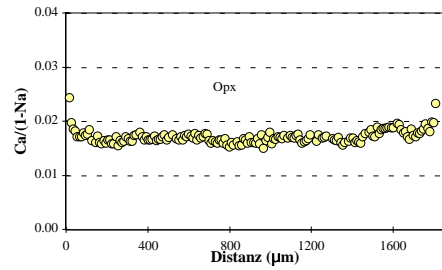
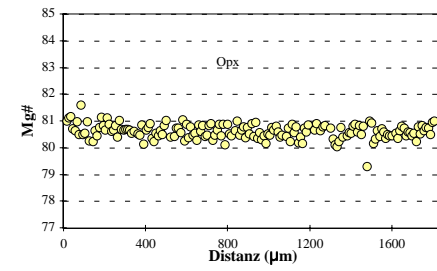
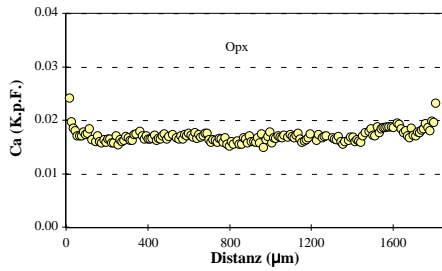
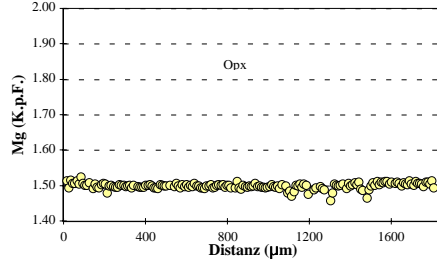
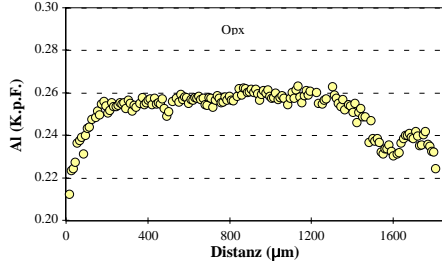
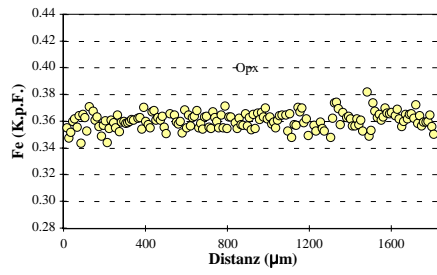
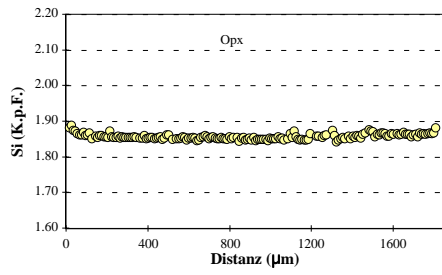


**Spl-Websterit**  
**SA82-288n: Cpx**

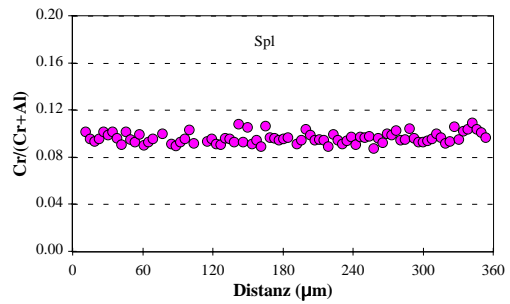
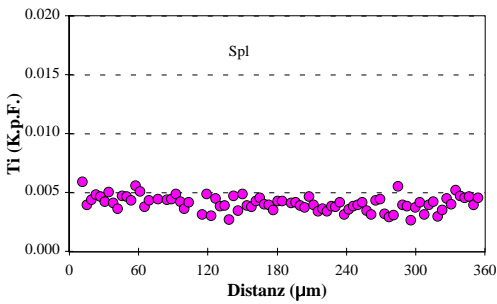
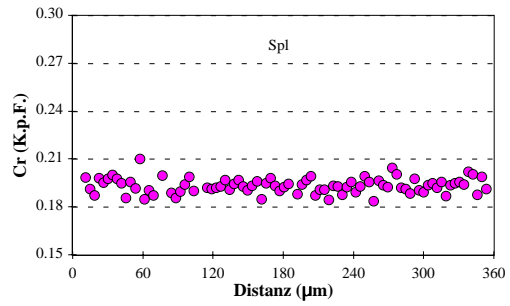
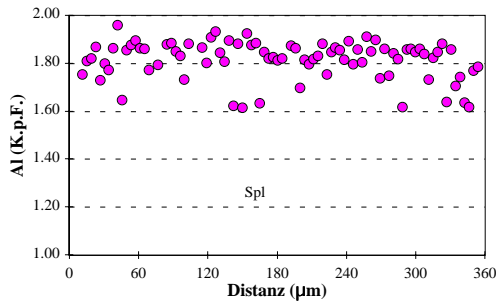
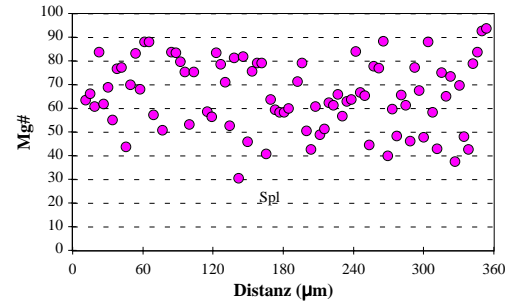
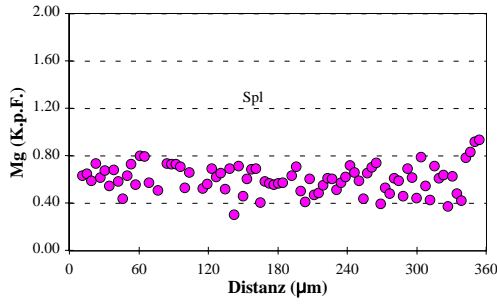
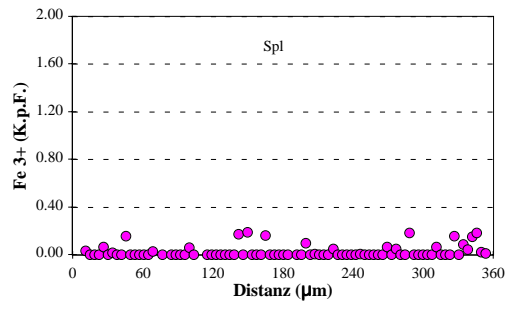
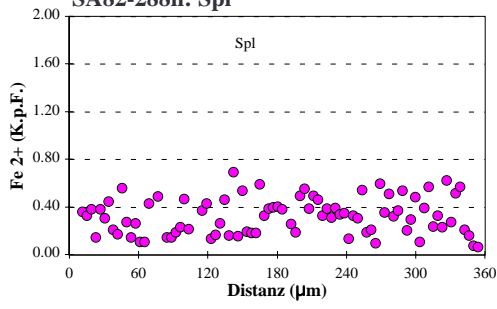


# Spl-Websterit

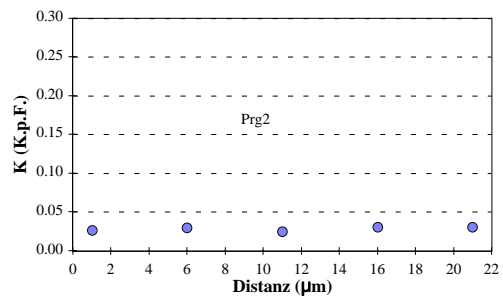
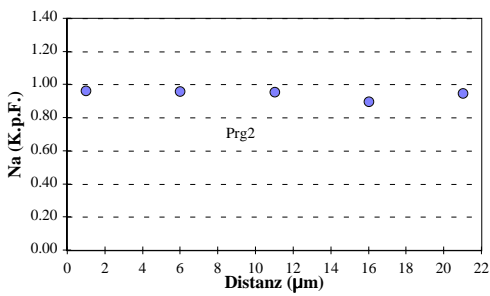
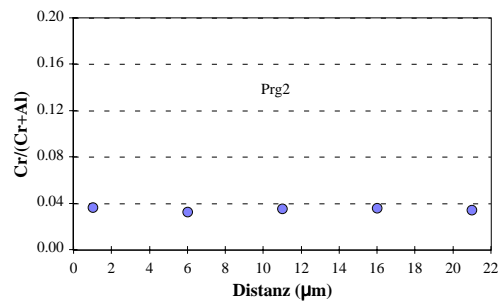
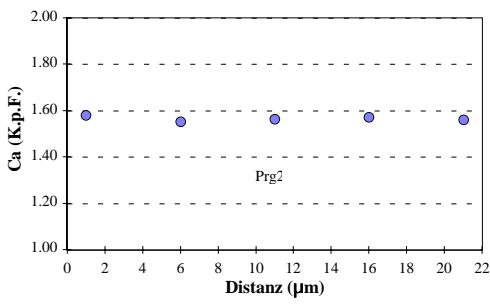
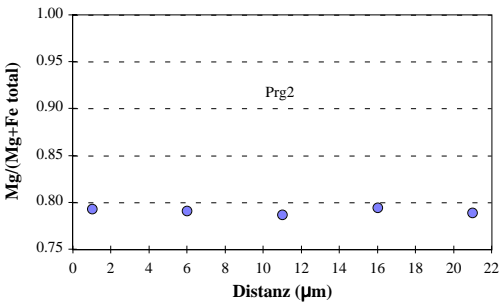
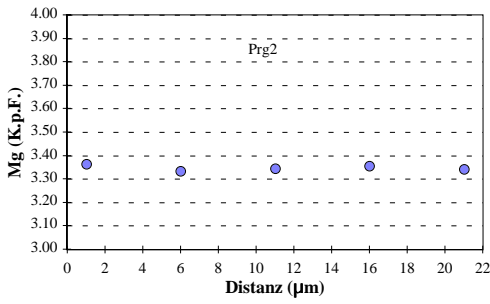
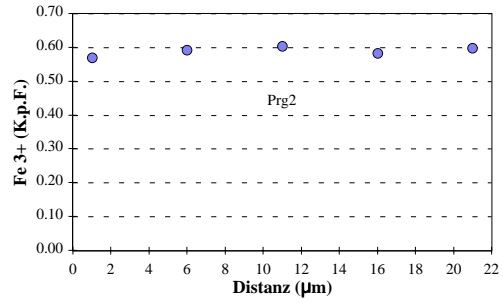
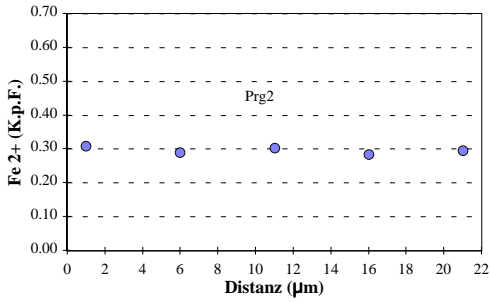
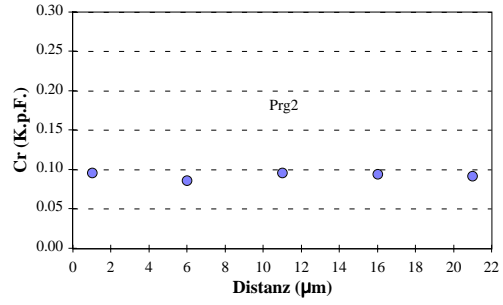
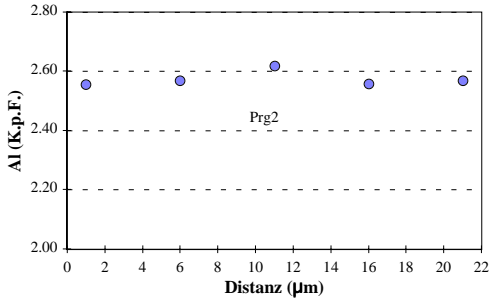
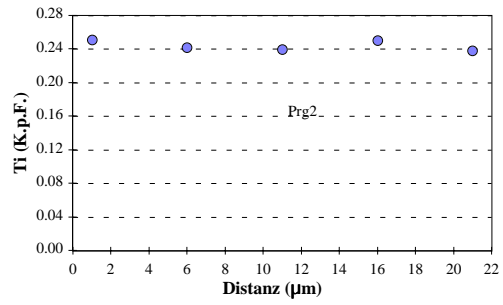
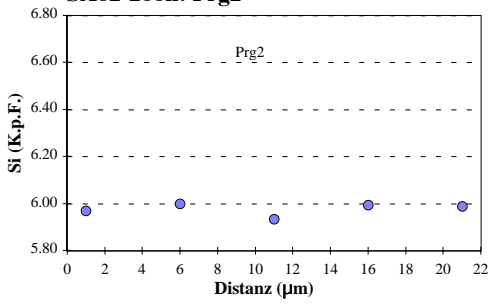
## SA82-288n: Opx



Spl-Websterit  
SA82-288n: Spl



**Spl-Websterit**  
**SA82-288n: Prg2**



Ich versichere, dass ich die vorliegende Dissertation ohne Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Quellen, bzw. Hilfsmittel angefertigt und die den benutzen Quellen wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe. Diese Dissertation hat in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegen.

Melanie Kaliwoda

Heidelberg, den 11.11.2004