

1. **MORB = Mid Ocean Ridge Basalt**
= OFB Ocean Floor Basalt
= abyssale Tholeiite
= N-type, P-type-MORB

2. **MORB-Basalte sind Tholeiite mit einer konstanten, weltweiten Hauptelementzusammensetzung. Abgrenzung zu den Alkalibasalten durch niedrigere K₂O und Na₂O-Gehalte.**

Norm: Klinopyroxen, Orthopyroxen, Plagioklas (Quarz, Ol).

Im Basalttetraeder ergibt dies im Durchschnitt die Mittelstellung zwischen dem Basanit und dem (Quarz-) Tholeiitbasalt.

SiO₂-Gehalt zwischen 47 und 51%, Zunahme von Al₂O₃, CaO, im Vergleich mit dem Mantel. Abnahme an MgO und K₂O.

3. **depleted:** Der *depleted mantle* ist die Quelle der MORBs. Dieser befindet sich zwischen Kruste und dem *enriched mantle*. Beim *depleted mantle* ist eine Abgereicherung an **inkompatiblen** Elementen zu beobachten. Der ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr Zerfallswert ist niedriger als im *enriched mantle*. Während dem Aufschmelzen von Mantelmaterial reichern sich in der Schmelze die inkompatiblen Elemente an. Wird diese Schmelze abgeführt, verarmt der Mantel an den Elementen. Dieser Verarmungsprozeß dauert schon lange, was für die Basalte bedeutet, daß auch sie abgereichert sind; da ihre Quelle der *depleted mantle* ist.

4. ⁸⁷Rb zerfällt zu radiogenem ⁸⁷Sr. Dies führt in einem geschlossenen System zu einer Zunahme des ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisses. Rb ist inkompatibler als Sr. Wird nun Rb aus dem System entfernt, so kann es dort nicht zerfallen, der Anstieg des radiogene Sr bleibt aus, bzw. steigt mit der Zeit nicht so stark an. Das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis bleibt niedrig. Theoretisch wäre auch ein Gestein vorstellbar, das nie Rb besaß, und daher kein radiogenes Sr produzieren konnte. Dort wäre das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis gleich dem der Chondriten, bzw. dem solaren Urnebel (0,699). Nach 4.5 Ga ist das Verhältnis auf 0.7022-0.7028 für den depleted mantle gestiegen, für den enriched mantle auf Werte von 0,7028-0,770.

5. Besonders groß sind die Unterschiede bei den inkompatibleren, leichten Spurenelemente der K-Gruppe. Diese sind in MORBs weniger stark angereichert als bei den OIBs.

Spurenelement	N-type MORB	OIB
K	1064	1600-8300
Rb	1	5.0-12
Ba	12.2	70-200
Sr	127	150-400
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7022-0,7028	0,7028-0,7070

OIBs kommen aus dem tieferen *enriched mantle*. Diese steigen in Form von Plumes diapirisch in den Oberen Mantel auf und vermischen (mixing) sich möglicherweise mit dem *depleted mantle*.

Je größer der Plume-Anteil, desto höher der Isotopenwert, bzw. die Konzentration an inkompatiblen Elementen.

6. **MOR-Basalte besitzen eine konstante chemische Zusammensetzung. Da sie nicht direkt aus dem Mantel angezapft werden, ist ihre Herkunft nicht primitiv.**

Im Vergleich zu Mantelgesteinen hat die Mehrheit der MORB-Tholeiite niedrige Mg- und Fe-Werte. Das ist ein Indikator für durchlaufenen Fraktionierungsprozesse der MORB-Basalte. MORBs stammen aus dem *depleted mantle*, ihr Schmelzgrad ist hoch; so hoch, daß durch Aufschmelzen von Cpx, Amphibol und Spinell immer ein harzburgitisches Residuum übrigbleibt.

7.

Olivin kristallisiert als erstes aus, die Schmelze wird dadurch MgO-ärmer. Plagioklas ist ebenfalls eine Hauptfraktionierungsphase im Gegensatz zu Cpx, das nicht dazu zählt. Ein deutlicher Indikator für die frühe Fraktionierung, ist die Anreicherung von Fe.

8)

Aufbau:

Layer 1 : Sedimente

Layer 2a: Pillow- oder sheetflow lava

Layer 2b: Dykes (vertikale Gänge)

Layer 3a: Gabbro

Layer 3b: layered Gabbro

-----seismische MOHO

Layer 4 : layered Peridotite (Akkumulite der Differentation)

-----petrologische MOHO

Layer 5 : Oberer Mantel

Bildung von Ozeanische Kruste an divergenten Plattengrenzen, den Mittelozeanischen Rücken. Die Asthenosphäre reicht hier bis nahe an die Oberfläche und ermöglicht einen hohen Schmelzgrad und die Bildung einer Magmakammer unter dem Rücken, der dadurch morphologisch hervortritt. Die Platten werden auseinander geschoben und aus den Spalten fließen Pillowlaven aus. Diese Laven sind im Zentrum des Rückens primitiver als an seinen weiter entfernten Seiten.

9.

Die Ozeanische Lithosphäre unterscheidet sich petrologisch nicht von der Asthenosphäre. Ihr physikalischer Zustand (Asthenosphäre: duktil, beweglich; Lithosphäre: starr, ungeweglich) ist abhängig von ihrer Temperatur und der daraus resultierende Menge an Schmelze. Die Grenze liegt bei 1200°C. Die Lithosphäre ist am Rücken nur einige km dick und nimmt mit zunehmenden Alter immer mehr zu. Das liegt am erhöhten Wärmefluß, mit Entfernung vom MOR kühlt diese ab und wird dichter.

Petrologie der Magmatite WS 98/99

Mathais Horstmann

Aufgabe 1

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
39,2	0,15	0,11	0,7	19,8	0,27	39,4	0,27	0	0
49,7	0,07	31,05	0,86	0	0	0,05	14,6	3,12	0,29
49,9	2,83	11,4	3	9,74	0,16	10,4	9,72	1,97	0,8
50,73	2,43	9,94	2,65	9,24	0,16	13,78	8,49	1,7	0,68
55,4	0,35	1,66	0,64	6,39	0,13	32,9	1,5	0,14	0,02

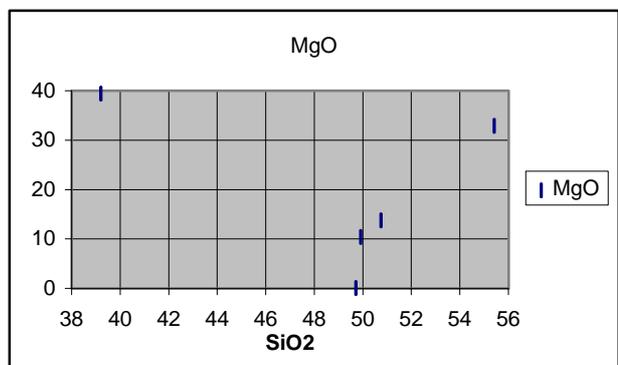
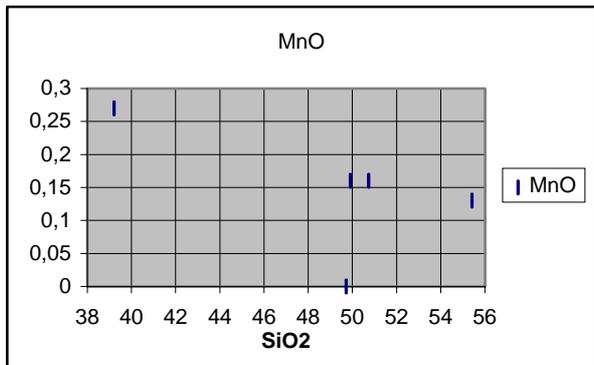
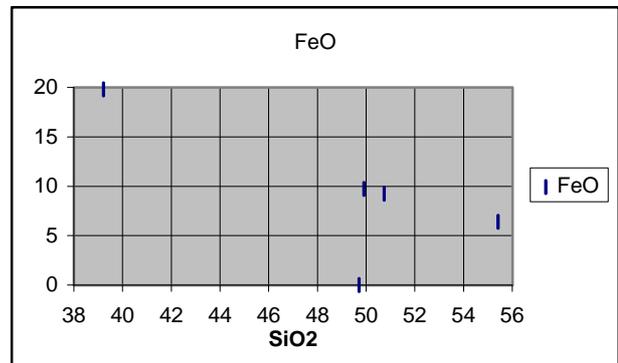
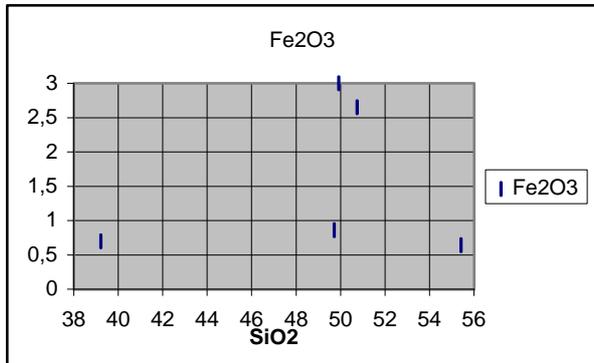
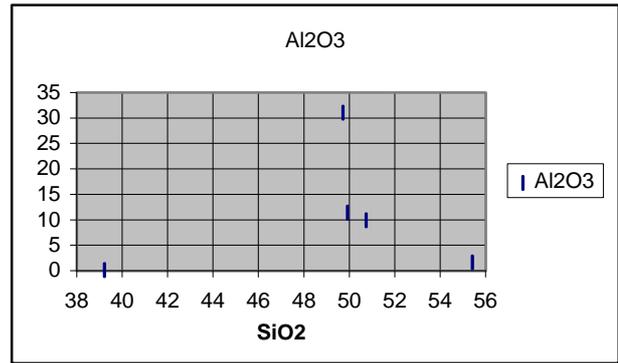
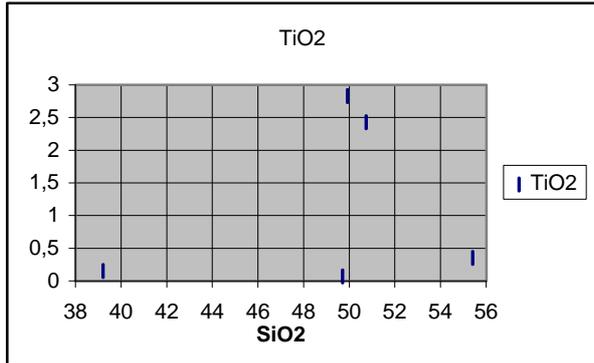
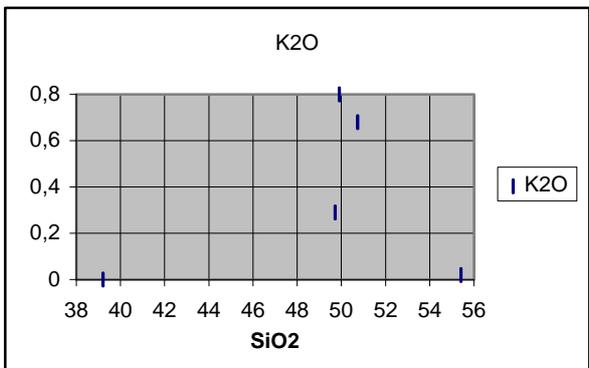
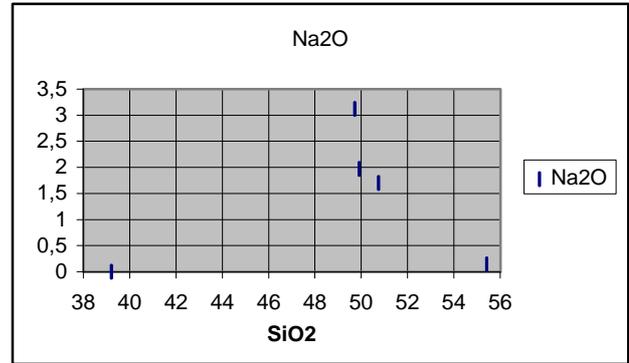
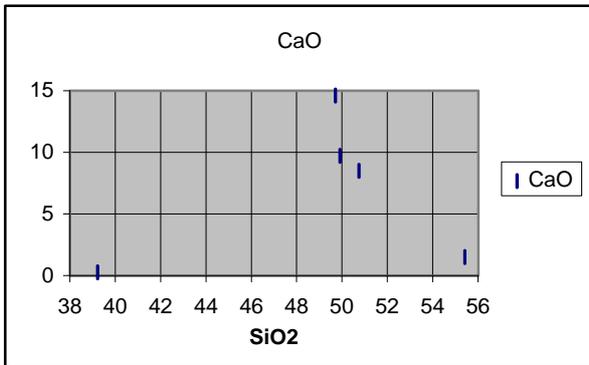
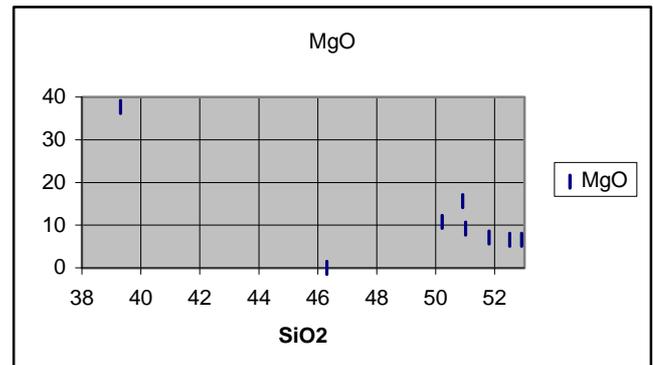
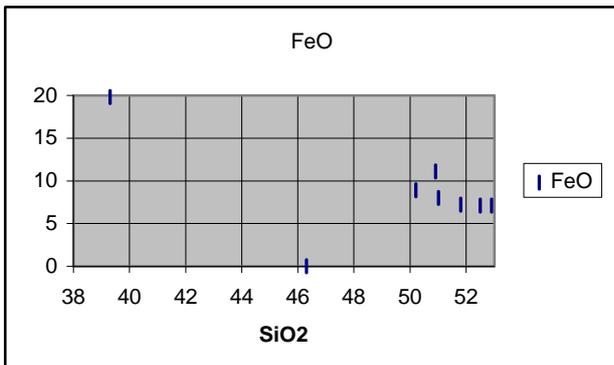
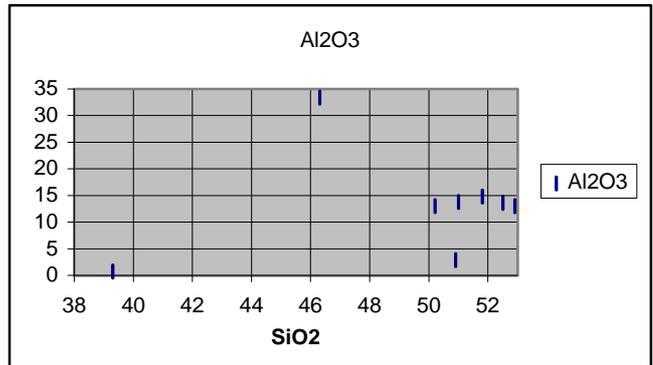
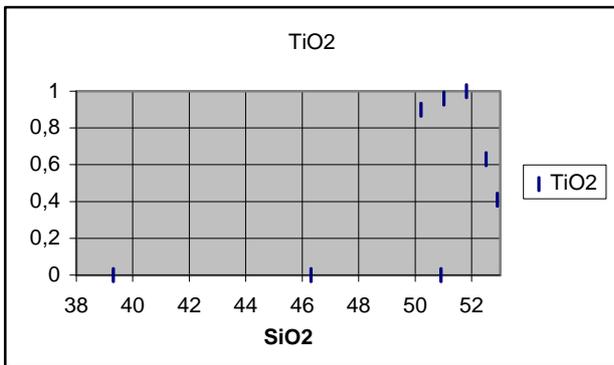


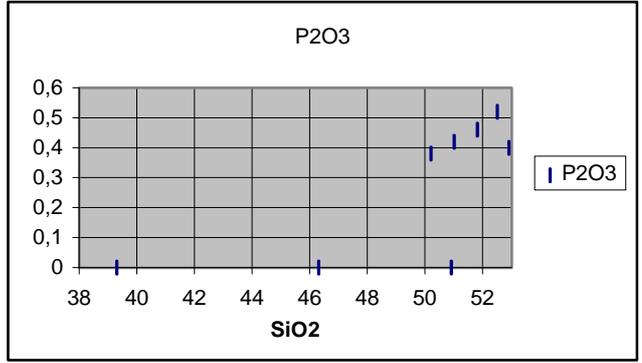
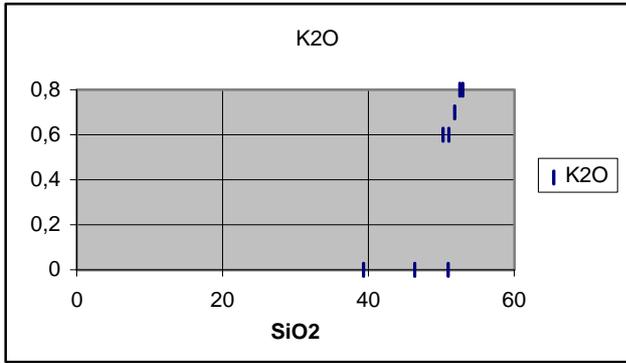
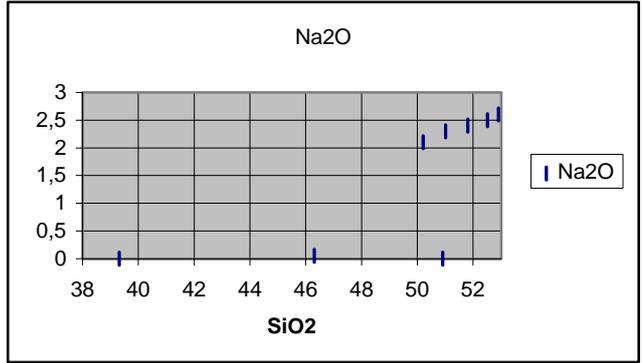
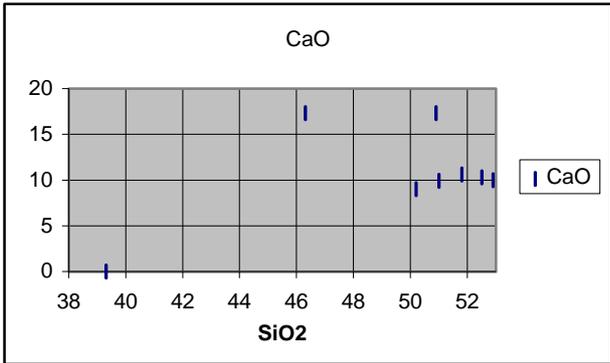
Tabelle2



Aufgabe 2

SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O3
39,3	0	0,7	19,8	37,7	0	0	0	0
46,3	0	33,4	0	0	17,3	0,05	0	0
50,2	0,9	13	8,9	10,8	9	2,1	0,6	0,38
50,9	0	2,9	11,1	15,6	17,3	0	0	0
51	0,96	13,8	8	9,2	9,9	2,3	0,6	0,42
51,8	1	14,8	7,2	7,1	10,6	2,4	0,7	0,46
52,5	0,63	13,6	7,1	6,6	10,3	2,5	0,8	0,52
52,9	0,41	13	7,1	6,6	10	2,6	0,8	0,4



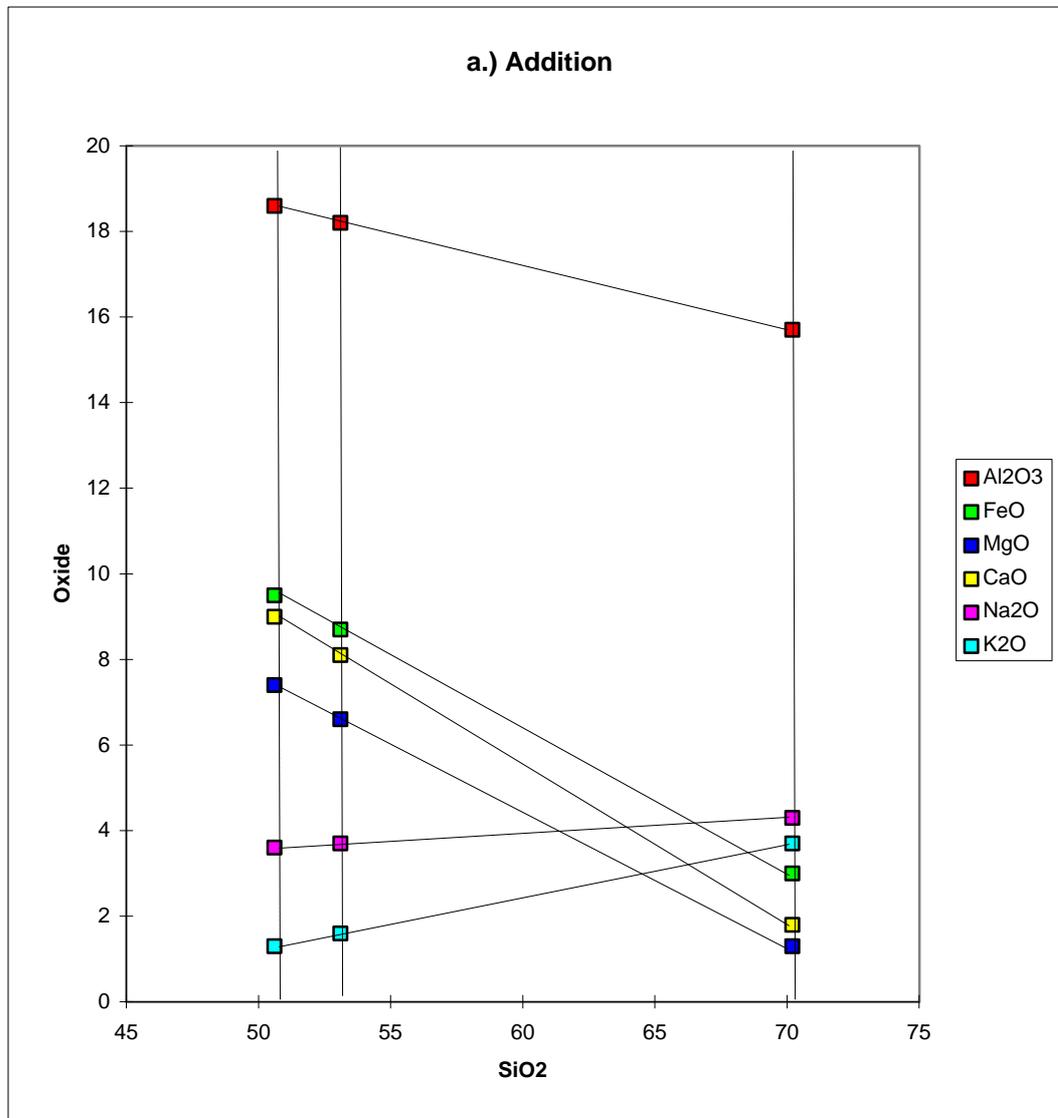


a.) Addition

	Magma I	+ Xenolith	= Magma II
SiO ₂	50,6	70,2	53,1
Al ₂ O ₃	18,6	15,7	18,2
FeO	9,5	3	8,7
MgO	7,4	1,3	6,6
CaO	9	1,8	8,1
Na ₂ O	3,6	4,3	3,7
K ₂ O	1,3	3,7	1,6
Total	100	100	100

M I - M II / Xeno - M I	
SiO ₂	12,76%
Al ₂ O ₃	13,79%
FeO	12,31%
MgO	13,11%
CaO	12,50%
Na ₂ O	14,29%
K ₂ O	12,50%

Es werden **13,04%** Xenolith benötigt, um Magma II zu bilden.

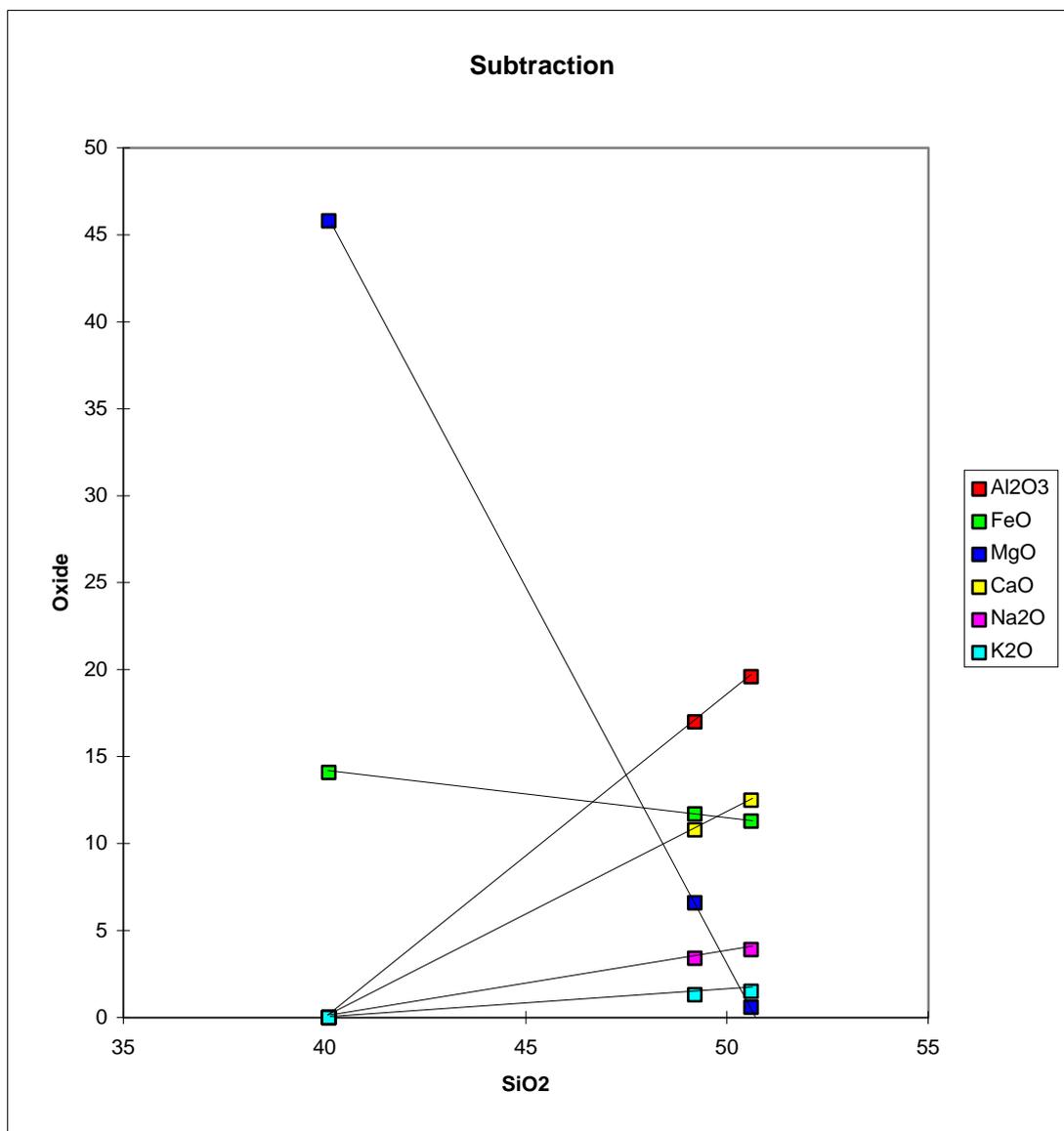


b.) Subtraction

	Magma I	+ Fo 86	=	Magma II
SiO ₂	49,2	40,1		50,6
Al ₂ O ₃	17	0		19,6
FeO	11,7	14,1		11,3
MgO	6,6	45,8		0,6
CaO	10,8	0		12,5
Na ₂ O	3,4	0		3,9
K ₂ O	1,3	0		1,5
Total	100	100		100

M I - M II / Fo - M II	
SiO ₂	13,33%
Al ₂ O ₃	13,27%
FeO	14,29%
MgO	13,27%
CaO	13,60%
Na ₂ O	12,82%
K ₂ O	13,33%

Es muss **13,42%** Forsterit 86 fraktioniert werden, um Magma II zu erhalten.



Fraktionierungskoeffizient :
 $f = C I / C_o$

SiO₂ = 1,028
 FeO = 0,966
 MgO = 0,091