

INAUGURAL – DISSERTATION
zur
Erlangung der Doktorwürde
der Naturwissenschaftlich – Mathematischen
Gesamtfakultät
der Ruprecht – Karls –Universität
Heidelberg

vorgelegt von
Dipl.-Phys. Jens Hopp
aus Mannheim

Tag der mündl. Prüfung: 4.12.2002

Die Isotopenzusammensetzung von
Helium, Neon und Argon
in ultramafischen Gesteinen des
subkontinentalen lithosphärischen Mantels
im Gebiet des Roten Meeres

Gutachter:

Prof. Dr. Till Kirsten

PD Dr. Ingeborg Levin

Für diese Arbeit wurden massenspektrometrische Analysen der Helium-, Neon- und Argon-Isotopenzusammensetzung von Mantel-Fluiden in Gesteinen des subkontinentalen lithosphärischen Mantels im Gebiet des Roten Meeres durchgeführt. Zuvor wurde mittels Ar-Analysen eine empirische Vorauswahl geeigneter Proben getroffen. Extraktion der Edelgase erfolgte preferentiell durch stufenweises mechanisches Zerkleinern der Gesteinsproben im Ultrahochvakuum. Die genaue Bestimmung der He- und vor allem Ne-Isotopenzusammensetzung führte zur Identifikation einer Fluid-Komponente, die vom Afar-Plume eingetragen wurde und bis zu 15% des Mantel-Ne betragen kann. Diese Fluide sind wahrscheinlich zu Beginn der Grabenbildung im Roten Meer nach der Platznahme des Afar-Plumes vor 30 Ma in die Lithosphäre eingetragen worden. Eine Probe weist keine Beiträge einer Plume-Komponente auf. Die Zusammensetzung dieser Probe wird als beste Näherung für den unbeeinflussten lithosphärischen Mantel dieser Region angesehen. Die Ergebnisse lassen sich am besten durch eine Zweikomponenten-Mischung zwischen Fluiden des Afar-Plumes und der ursprünglichen Lithosphäre erklären. Dies ist auch auf die lokale Asthenosphäre übertragbar, die sich offensichtlich erst bei der Platznahme des Afar-Plumes durch partielle Aufschmelzung des tieferen lithosphärischen Mantels bildete und dadurch die Grabenbildung ermöglichte. Die Ar-Isotopenzusammensetzung ist charakterisiert durch eher niedrige $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse im Vergleich zu normaler Asthenosphäre. Eine Probe wies hohe, auf in situ radiogene Beiträge zurückzuführende $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Werte auf. Das errechnete Modell-Alter von 580-740 Ma entspricht dem Bildungsalter der Lithosphäre selbst. Für fast alle Proben konnten zum Teil stark fraktionierte Elementverhältnisse beobachtet werden, die sich bei Bildung und Entzug partieller Schmelzen einstellten.

Helium, Neon and Argon isotopic composition of ultramafic rocks from the subcontinental lithospheric mantle of the Red Sea region

Mass spectrometric analyses of the helium, neon and argon isotopic composition of mantle fluids in subcontinental lithospheric mantle rocks from the Red Sea region were performed. The noble gases were preferentially extracted from the samples by sequential crushing with a ball mill in ultra high vacuum. Precise measurement of He and especially Ne isotopic composition led to the identification of plume-related fluids which contribute up to 15 % of the mantle Ne. Incorporation of these fluids was associated with the emplacement of the Afar plume head 30 Ma ago. One sample shows no sign of plume related fluids. Its composition is therefore regarded as best approximation of the pre-rift lithospheric mantle. The results can be explained in terms of binary mixing between pre-rift lithospheric and plume-related fluids. This model can be extended to the local asthenospheric mantle, implying formation of the asthenosphere by partial melting of deeper layers of lithospheric mantle after the emplacement of the Afar-plume, and thus enabling the rifting process. The Ar isotopic composition is characterized by rather low $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -ratios compared to the global asthenosphere. One sample contained high $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -ratios caused by addition of in situ radiogenic $^{40}\text{Ar}^*$. A calculated model age of 580-740 Ma corresponds to the age of the local lithospheric mantle. Most samples show highly fractionated elemental ratios indicative of partial melting and melt extraction processes in the lithospheric mantle.

0	Zusammenfassung	6
1	Einführung	8
1.1	Ziele dieser Arbeit.....	10
1.2	Edelgase in der Geochemie	11
1.3	Edelgase im lithosphärischen Mantel	15
1.4	Das Rote Meer: Geographie, Evolution und Geochemie.....	18
2	Experimentelles Vorgehen.....	21
2.1	Probenaufschluss	21
2.2	Der massenspektrometrische Nachweis	24
2.2.1	Prinzip und Aufbau	24
2.3	Messablauf	25
2.3.1	Ablauf einer Einzelmessung	25
2.3.2	Messblöcke	27
3	Herkunft, Auswahl und Eigenschaften der Proben	29
3.1	Beschreibung der Probenlokationen.....	29
3.1.1	Die Vulkanfelder in Saudi-Arabien.....	29
3.1.2	Zabargad (früher: St. John´s Island).....	29
3.2	Probenvorauswahl für die Edelgas-Messungen	31
3.2.1	Motivation	31
3.2.2	Methodik.....	32
3.2.3	Ergebnisse der Vorauswahl-Messungen	32
	Ergebnis-Tabellen Vorauswahl	36
	Bestrahlte Proben	36
	Unbestrahlte Proben.....	44
3.3	Petrologie und Geochemie der Proben	46
3.3.1	Zabargad	46
3.3.2	Die Vulkanfelder Uwayrid, Al Birk und Jizan.....	47
	Ergebnis-Tabellen der Edelgas-Messungen	50
	Zabargad	50
	Uwayrid.....	53
	Al Birk	55
	Jizan	56
4	Ergebnisse und Diskussion	59
4.1	Helium	59
4.2	Neon.....	63
4.3	He-Ne-Systematik	66
4.4	Argon.....	71
4.4.1	Atmosphärisches Argon	71
4.4.2	Beiträge von (in situ) radiogenem Argon	76
4.4.3	Die $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse der Mantel-Komponente	82
4.5	Elementfraktionierung zwischen He-Ne-Ar im Mantel	89
5	Interpretation der Ergebnisse der Edelgas-Messungen in Hinblick auf die Entwicklung des subkontinentalen lithosphärischen Mantels im Gebiet des Roten Meeres und dessen Beziehung zu anderen Mantel-Reservoirien	97
5.1	Prä-Rift-Lithosphäre	97
5.2	Impakt des Afar-Plumes und Beginn der Grabenbildung.....	98
6	Gasfreisetzung im Schlagrohr.....	100
7	Literaturverzeichnis.....	106
8	Glossar	113
	ANHANG A	114
	Volumen-Eichmessungen	114

Volumen-Eichung Kohlefinger 1 gegen Fallrohre:	114
Volumen-Eichung Kohlefinger 1 gegen 1.Induktionsofen:	114
Volumen-Eichung Kohlefinger 1 gegen „Luftpipette“:	115
Triggertest für kleine Zählraten (Volumenteilungen mit Luft- und Ne-Pipetten) – Vergleich mit Ergebnis vor Trigger-Einbau:.....	115
Bestimmung der Absolut-Menge He 4 der He-Pipette durch Quereichung mit Potsdamer Pipette:	117
Masseninterferenzen bei Ne-Messungen.....	118
Interferenz auf Masse 20 durch Doppelionisation von ^{40}Ar :.....	118
Interferenz auf Masse 20 durch Beiträge von H_2^{18}O :.....	119
Interferenz auf Masse 21 durch Doppelionisation von Masse 42:	119
Interferenz auf Masse 22 durch Doppelionisation von Masse 44:	121
Konstanz der Massendiskriminierung von ^{21}Ne und ^{22}Ne	121
Ne-Isotopenzusammensetzung in MORB-Proben.....	122
Bestimmung der Massendiskriminierung von ^3He mittels Eichproben.....	123
ANHANG B	127
$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ – Abbildungen für nicht im Hauptteil behandelte Proben	127
$^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ – Abbildungen für nicht im Hauptteil behandelte Proben	130
ANHANG C	133
Regressionsgeraden für Mischungslinien im Ne-Dreiisotopendiagramm – restliche Proben.....	133
Danksagungen.....	135

0 Zusammenfassung

Zur Charakterisierung von geochemischen Reservoiren (z.B. Atmosphäre, Kruste, lithosphärischer Mantel, Asthenosphäre sowie tieferer Mantel) und zur Beschreibung von Wechselwirkungen zwischen ihnen eignen sich Edelgas-Isotope in besonderer Weise. Der Mantel enthält noch heute primordiale (d.h. bei der Akkretion der Erde inkorporierte) Isotope von Helium, Neon und Argon. Verschiedene Mantel-Reservoire können über einen unterschiedlichen Beitrag an radiogenen bzw. nukleogenen Edelgas-Isotopen ($^4\text{He}^*$, $^{40}\text{Ar}^*$ und $^{21}\text{Ne}^{\text{Nukl}}$) voneinander unterschieden werden.

Im Rahmen dieser Studie wurden massenspektrometrische Untersuchungen der He-, Ne- und Ar-Isotopenzusammensetzung von ultramafischen Gesteinen des subkontinentalen lithosphärischen Mantels im Gebiet des Roten Meeres durchgeführt, um Wechselwirkungen zwischen dem lokalen asthenosphärischen Mantel, repräsentiert durch einen ausgebildeten aktiven ozeanischen Rücken, sowie dem zu Beginn der Grabenbildung des Roten Meeres vor 30 Ma im Afar-Gebiet intrudierten und bis heute aktiven Mantel-Plume zu untersuchen. Dafür eignen sich vor allem Ne-Isotope, weshalb für diese Studie ein Hauptaugenmerk auf die präzise Bestimmung der Ne-Isotopenzusammensetzung der analysierten Proben gelegt wurde.

Für die Edelgas-Messungen wurden zuerst Proben mit möglichst geringen Beiträgen an störenden atmosphärischen Edelgasen selektiert, indem durch Vormessungen die Ar-Isotopenzusammensetzung für eine Reihe von Proben bestimmt wurde. Da Edelgase im wesentlichen in Fluid-Einschlußphasen in den Gesteinen inkorporiert sind, wurden die Edelgase bevorzugt durch sequentielles Zerklopfen der ausgewählten Proben in einem Schlagrohr auf mechanische Weise im Ultrahochvakuum freigesetzt. Diese Art der Gasfreisetzung verhindert eine mögliche durch die Extraktion bedingte Element-Fraktionierung der Edelgase, wie sie im Gegensatz dazu bei der thermischen Gasfreisetzung aufgrund von Diffusionsprozessen erwarten werden muß. Mit fortschreitendem Zerkleinern einer Probe stieg der relative Anteil der Mantel-Fluidphase gegenüber atmosphärisch dominierten Einschlußphasen an. Durch Verwendung großer Probenmengen (5-10g) konnten selbst bei hohen Schlagzahlen (bis max. 9800) meist noch signifikante Datenpunkte erhalten werden.

Die Edelgas-Isotopenzusammensetzung der Mantel-Fluide in den für diese Studie untersuchten Proben ist charakteristisch für diese und unterscheidet sich von Probe zu Probe. Der lithosphärische Mantel im Gebiet des Roten Meeres ist also nicht homogen in seiner Edelgas-Zusammensetzung. Dies gilt auch innerhalb der einzelnen Probengebiete. Die meisten Proben weisen einen leichten Überschuß an ^3He im Vergleich zu Proben von anderen Lokalitäten des lithosphärischen Mantels weltweit auf, ohne indes einen Plume-Einfluß eindeutig zu belegen. Im Ne zeigen bis auf eine Probe alle Proben einen Beitrag an Plume-Neon, selbst in ca. 2000 km Entfernung vom Afar-Plume. Es ist keine Korrelation mit dem Abstand zum Afar-Plume feststellbar. Die Probe mit höchstem Beitrag an nukleogenem ^{21}Ne weist auch den höchsten Überschuß an ^4He auf, der nicht in situ radiogenen Ursprungs ist, und im Einklang mit weltweiten Proben des lithosphärischen Mantels steht. Die Zusammensetzung dieser Probe entspricht am ehesten den Erwartungen eines homogenen unbeeinflussten subkontinentalen lithosphärischen Mantels im Gebiet des Roten Meeres vor der Platznahme des Afar-Plumes und dem Beginn der Grabenbildung. Die Anreicherung an primordialem He und Ne in den anderen Proben kann als Mischung von Fluiden der unbeeinflussten Lithosphäre mit Fluiden des Afar-Plumes interpretiert werden. Dabei kann der Anteil an Fluiden des Afar-

Plumes zu etwa 10-15 % abgeschätzt werden. Auch Literatur-Daten für den lokalen asthenosphärischen Mantel des Roten Meeres folgen diesem Mischungstrend zwischen initialer Lithosphäre und Afar-Plume, aber unterscheiden sich von normaler Asthenosphäre weltweit. Offensichtlich existiert ein genetischer Zusammenhang zwischen lokaler Asthenosphäre, Lithosphäre und Afar-Plume. Anhand dieser Ergebnisse läßt sich ein (vereinfachter) hypothetischer Ablauf über die im Gebiet des Roten Meeres zu Beginn der Grabenbildung (und im Prinzip bis heute fortdauernden) stattfindenden Prozesse konstruieren: Vor Platznahme des Afar-Plumes existierte eine weitgehend homogene Lithosphäre, während sich ein asthenosphärischer Mantel im Gebiet des Roten Meeres noch nicht ausgebildet hatte. Mit der Platznahme des Afar-Plumes konvertierte der tiefere Bereich des lithosphärischen Mantels durch teilweises Aufschmelzen in asthenosphärischen Mantel. Möglicherweise wurde dieser Prozess durch Zuführung wasserhaltiger Fluide des Afar-Plumes verstärkt, die eine partielle Aufschmelzung erleichtern. Die dadurch erhöhte Plastizität im Bereich des Roten Meeres führte schließlich zur Ausbildung des Grabenbruches. Auch der heutige lithosphärische Mantel erfuhr eine partielle Aufschmelzung, die auf eine durch den Aufstieg aus größerer Tiefe verursachte Dekompression zurückzuführen sein dürfte. Dabei fraktionierten He, Ne und Ar aufgrund ihrer unterschiedlichen Löslichkeiten in Schmelzen. Diese Fraktionierung muß nach dem Eintrag der Fluide des Afar-Plumes stattgefunden haben. Da He besser löslich in Schmelzen ist, führte der Entzug zu einer Verarmung von He relativ zu Ne und Ar. Im Vergleich zu He/Ar-Verhältnissen, die als typisch für einen unfraktionierten Mantel angesehen werden, ist He in den für diese Studie untersuchten Proben meist um einen Faktor 5 bis 30 verarmt. Das entspricht einem He-Verlust von ca. 60-95 %. Nur eine Probe wies ein unfraktioniertes He/Ar-Verhältnis auf. Diese Probe enthielt folgerichtig auch die höchste He-Konzentration aller untersuchten Proben dieser Studie.

Die Ar-Isotopenzusammensetzung ist stark geprägt von Kontamination mit atmosphärischem Ar, was die Bestimmung der Zusammensetzung einer Mantel-Komponente erschwert. Abschätzungen für die Mantel-Komponente liefern im Vergleich zu den maximalen Werten für den normalen asthenosphärischen Mantel eher niedrige $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse. Nur eine Probe zeigte sehr hohe $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse, die aber zum Teil auf das Freisetzen einer in situ radiogenen Gitter-Komponente an $^{40}\text{Ar}^*$ zurückzuführen ist. Abschätzungen des K-Gehaltes liefern ein Modell-Alter von etwa 580-740 Ma. Dies entspricht dem Bildungsalter der Lithosphäre im Bereich des Roten Meeres. Die K-Trägerphase Phlogopit kann also über lange Zeiträume unter den in der Lithosphäre herrschenden Temperatur-Bedingungen Ar festhalten und als geschlossenes System betrachtet werden.

1 Einführung

Untersuchungen über den Aufbau und die Dynamik des Erdmantels nutzen im wesentlichen geophysikalische und geochemische Methoden. Auf Ergebnissen seismischer Messungen beruht die Einteilung des Erdmantels in stratigraphische Einheiten: Die Mohorovicic-Diskontinuität (kurz: Moho) trennt die sich chemisch unterscheidende Kruste und den lithosphärischen Mantel. In etwa 50-150 km Tiefe, unter dicker kontinentaler Kruste auch tiefer, schließt sich mit der Asthenosphäre ein Mantelbereich an, in dem partielle Aufschmelzung stattfindet. Im Gegensatz zur Lithosphäre verhält sich die Asthenosphäre deshalb plastisch unter Druckausübung, so daß die Lithosphärenplatten als treibende Schollen auf der Asthenosphäre angesehen werden können. Dies ist die Grundlage der Theorie der Plattentektonik. An Mittelozeanischen Rücken (MOR) befindet sich die Asthenosphäre wenige km unter der Oberfläche und kann anhand der austretenden, die ozeanische Kruste aufbauenden basaltischen Laven (MOR-Basalte, im folgenden als MORB bezeichnet), direkt beprobt werden. In größerer Tiefe ist der Erdmantel wieder frei von Schmelzen. In der Übergangszone in etwa 400-660 km Tiefe treten durch Phasenänderungen verursachte Dichtesprünge auf. Im anschließenden unteren Mantel nimmt die Dichte kontinuierlich bis zur Kern-Mantel-Grenze in 2900 km Tiefe zu, an der mit der D"-Schicht eine variable bis zu 200 km mächtige, heißere und möglicherweise partiell aufgeschmolzene Zone den Übergang zum Kern bildet. Die Anwendung tomografischer Methoden in der Seismologie in jüngerer Zeit konnte außerdem erstmals heißere und kühlere Bereiche im Erdmantel lokalisieren. So konnte die an MOR entstehende und in den Subduktionszonen wieder in den Mantel abtauchende ozeanische Kruste bis in den unteren Mantel als im Vergleich zur Umgebung kühleres Material nachgewiesen werden, die Grenze von oberem zu unterem Mantel stellt somit keine Barriere für Materialaustausch dar (*Lay, 1994*).

Neben dem mit der Bildung bzw. Subduktion von ozeanischer Kruste zusammenhängenden Vulkanismus existieren eine Reihe von lokalen vulkanischen Aktivitäten (sogenannte Hot Spots). Im ozeanischen Milieu sind sie häufiger und werden als ozeanische Inseln (OI) bezeichnet (z.B. Hawaii), doch existieren auch intrakontinentale Hot Spots (z.B. Afar, Yellowstone). Diese Hot Spots sind weitgehend ortsfest im Vergleich zu über ihnen hinwegdriftenden lithosphärischen Platten, weshalb die Quelle dieses Magmatismus im tieferen Mantel vermutet wird. Demnach speisen aufsteigende heißere Mantelbereiche (sogenannte Mantel-Plumes) diese Hot Spots. Im Falle Hawaiis und Islands konnten seismisch heiße Anomalien in der unter diesen beiden Hot Spots liegenden D"-Schicht nachgewiesen werden (*Russell et al., 1998; Helmberger et al., 1998*). Möglicherweise liegt die Wurzel eines Mantel-Plumes also an der Kern-Mantel-Grenze, doch steht bis heute der Nachweis eines von der Kern-Mantel-Grenze bis zur Oberfläche reichenden zusammenhängenden Mantel-Plumes aus.

Seismische Messungen ergeben ein Bild des Zustandes der Erde in der Gegenwart. Um zu einem besseren Verständnis der in der Erde ablaufenden dynamischen Prozesse zu gelangen ist es notwendig Gesteine verschiedener vulkanischer oder tektonischer Herkunft auf ihre Element- und Isotopenzusammensetzungen zu untersuchen. Inkompatible Elemente, die bevorzugt bei Schmelzbildung in die Schmelzen partitionieren (z.B. Alkalis, U, Th, Seltene Erden), reicherten sich im Laufe der Zeit in der Kruste an. In ozeanischer Kruste dagegen sind diese Elemente stark verarmt, ein Hinweis darauf, das auch die Asthenosphäre ein verarmtes Reservoir darstellt und schon in der Vergangenheit durch wiederholten Schmelzentzug diese Elemente verloren hat. Magmen der Hot Spot Vulkane

(ozeanische Inselbasalte, OIB) sind im Vergleich dazu an inkompatiblen Elementen angereichert, ähnlich wie bei krustalen Gesteine (*Hofmann, 1997*). Vieles deutet daher auf Beimischung krustaler Gesteine hin. Dies führte schon früh vor den entsprechenden seismischen Beobachtungen zu der Vermutung, subduziertes Material könne in den unteren Mantel gelangen und dort in einem aufsteigenden Mantel-Plume assimiliert werden und wieder zur Oberfläche aufsteigen (*Hofmann und White, 1980; 1982*). Ein anderes Modell erklärt die Anreicherung von inkompatiblen Elementen mit der Existenz eines primitiven Reservoirs im tiefen Erdmantel, welches seit Beginn der Erdgeschichte weitgehend isoliert ist (z.B. *Allègre et al., 1987*). Als Beleg für ein solches Reservoir wird das Vorhandensein von primordiales He und Ne in Mantelgesteinen gewertet.

Eine weitere in inkompatiblen Elementen angereicherte Quelle ist der lithosphärische Mantel. Pb-, Sr- und Nd-Isotopenzusammensetzungen zeigen eine große Ähnlichkeit mit Gesteinen von Hot Spots, und eine ebenso große Variabilität, ganz im Gegensatz zum homogeneren asthenosphärischen Mantel. Eine eindeutige geochemische Unterscheidung zwischen einer tieferen (Plume-)Mantelquelle, krustalen Beimischungen oder einer lithosphärischen Mantelquelle ist mit den gängigen Element- (bzw. Isotopensystemen) daher nur bedingt möglich. Dies ist vor allem für die Identifikation der Mantelquelle von intrakontinentalem Vulkanismus (z.B. in der Eifel oder im Ostafrikanischen Riftsystem) ein Problem, da alle genannten geochemischen Reservoirs miteinander in Wechselwirkung stehen könnten. Im Falle der Eifel konnten seismisch wärmere Mantelgebiete in bis zu 300 km Tiefe in Form mehrerer Röhren (auch als „Baby“-Plumes bezeichnet) nachgewiesen werden (*Ritter et al., 2001*). Dies ist allerdings noch kein Beweis für einen tiefen Ursprung des Eifel-Vulkanismus (ähnliches gilt für andere Gebiete in Mitteleuropa, wie das Massif Central oder das Pannonische Becken). Um solche Modelle auch geochemisch zu untermauern wurde in den letzten Jahren die Aufmerksamkeit stärker auf den subkontinentalen lithosphärischen Mantel (SKLM) gelenkt. Edelgas-Isotope nehmen für Fragen nach Wechselwirkungen zwischen Mantelreservoirs dabei eine Schlüsselrolle ein, denn ihre Isotopen-Zusammensetzung ist unterschiedlich für verschiedene „Reservoirs“ (Atmosphäre, Kruste, MORB und Hot Spots).

1.1 Ziele dieser Arbeit

Im Rahmen dieser Arbeit wurden He-, Ne- und Ar-Isotopenuntersuchungen an Mantelgesteinen des Roten Meer Rift-Systems durchgeführt. Die Ne-Isotopenzusammensetzung in Gesteinen des subkontinentalen lithosphärischen Mantels ist aufgrund der geringen Datenbasis nicht sehr gut bekannt. Durch sorgfältige Vorauswahl der Proben wurde daher gezielt eine vergleichsweise hohe Genauigkeit der Ne-Daten angestrebt, um auch geringe isotopische Anomalien quantifizieren zu können. Insbesondere wurde Wert auf eine hochauflösende mechanische Gasfreisetzung gelegt, mit der sich Edelgase in Einschlußphasen von sich auf Gitterplätzen befindenden in situ radiogenen Edelgasen trennen lassen. Kontaminierende atmosphärische Edelgase und Mantel-Edelgase werden in unterschiedlich stabilen Einschlußphasen inkorporiert. Mit sequentieller Gasfreisetzung können daher Proben-immanente in situ radiogene und vor allem atmosphärische Beiträge zu den Mantel-Edelgasen erkannt und diskriminiert werden. Bei der mechanischen Gasfreisetzung werden die freigesetzten Edelgase nicht fraktioniert, da ein Einschluß immer als ganzes geöffnet wird. Dies ist ein Vorteil gegenüber der thermischen Gasfreisetzung, bei der Fraktionierung während der diffusiv erfolgenden Entgasung auftreten kann. Die mit mechanischer Gasfreisetzung erhaltenen Element-Verhältnisse sollten daher direkt die Zusammensetzung der Fluid-Einschlüsse repräsentieren. Ein Probenaufschluß der gleichen Proben mit Hilfe thermischer Gasfreisetzung wird als zusätzliche Informationsquelle über eventuell vorhandene Gitterkomponenten und zur Kontrolle der Effizienz der mechanischen Gasfreisetzung durchgeführt.

Kenntnis der Edelgas-Isotopenzusammensetzung des subkontinentalen lithosphärischen Mantels im Gebiet des Roten Meeres erlaubt Rückschlüsse auf die Entwicklung der Lithosphäre und ihre Wechselwirkung mit anderen Bereichen des Mantels. Ermöglicht wird dies auch aufgrund der gut erforschten geologischen Entwicklung des Gebietes am Roten Meer. Die Existenz eines Mantel-Plumes (Afar) am südlichen Ende des Roten Meeres und dessen nachweislicher Einfluß auf das sich ausbildende junge ozeanische Rückensystem bieten bekannte Rahmenbedingungen.

Ziel ist die Prüfung einer Einflussnahme des Afar-Plumes auf die Lithosphäre des Roten Meeres, wofür sich nur die Edelgase als Spurenstoffe eignen. Ein Nachweis von Fluiden mit einer für Plumes charakteristischen isotopischen Zusammensetzung in Gesteinen des lithosphärischen Mantels würde eine zumindest rezente aktive Beteiligung des Afar-Plumes an der Grabenbildung im Roten Meer stützen. Zu diesem Zweck wurden Proben von geographisch weit auseinanderliegenden und vom Afar-Plume unterschiedlich weit entfernten (700-2500 km) Gebieten untersucht. Auf diese Weise können eventuelle räumliche Variationen in der Edelgas-Zusammensetzung festgestellt werden.

Bei Separation von Schmelz- und Fluidphasen sowie bei Entgasungsprozessen können Edelgase (Element-) fraktioniert werden. Eine Bestimmung der Elementverhältnisse der Mantelkomponente erlaubt Rückschlüsse auf die Art des fraktionierenden Prozesses. Neben den leicht messbaren He/Ar-Verhältnissen der Mantel-Komponente soll die zusätzliche akkurate Bestimmung von Mantel-Ne beitragen, solche im Mantel ablaufende Fraktionierungs-Prozesse besser zu

verstehen. Insbesondere kann durch unterschiedliche Löslichkeit der Edelgase in basaltischen Schmelzen verursachte Fraktionierung mit der Bestimmung von drei Edelgasen besser untersucht und modelliert werden. Dies war in früheren Arbeiten wegen der bisherigen geringen Datenbasis für Ne in Gesteinen des subkontinentalen lithosphärischen Mantels nur unzureichend möglich.

1.2 Edelgase in der Geochemie

Der Begriff Geochemie ist in Bezug auf Edelgase nicht ganz zutreffend denn Edelgase sind inert und nehmen an chemischen Reaktionen nicht Teil. Dies ist ein großer Vorteil, da mit chemischen Reaktionen gewöhnlich Isotopenfraktionierungen verbunden sind. Edelgase können daher nur durch physikalische Prozesse fraktioniert werden, was die Interpretation erheblich erleichtert. Beobachtung von Isotopenfraktionierungen sind eher die Ausnahme (z.B. *Althaus et al., 2000*), Elementfraktionierung dagegen die Regel. Die in dieser Arbeit interessierenden Edelgase Helium, Neon und Argon setzen sich aus den Isotopen ^3He , ^4He , ^{20}Ne , ^{21}Ne , ^{22}Ne , ^{36}Ar , ^{38}Ar und ^{40}Ar zusammen. Alle Isotope haben einen primordialen und einen radiogenen bzw. nukleogenen Anteil. Die Isotope ^4He (aus dem α -Zerfall) und vor allem ^{40}Ar (Zerfallsprodukt von ^{40}K) sind nahezu ausschließlich radiogenen Ursprungs. Auch alle Ne-Isotope können durch Kernreaktionen erzeugt werden. Im Mantel ist nur die Produktion von ^{21}Ne über die Reaktion $^{18}\text{O}(\alpha, n)^{21}\text{Ne}$ von Bedeutung, auch begünstigt durch den geringen Anteil des ^{21}Ne am gesamten Ne. In der Kruste mit ihrer höheren U-, Th- und F-Konzentration kann dagegen unter anderem die Reaktion $^{19}\text{F}(\alpha, n)^{22}\text{Ne}(\beta^-)^{22}\text{Ne}$ zu deutlichen Verschiebungen der Isotopenverhältnisse $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ und $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ führen. Weitere Reaktionen an Na und Mg sind möglich, aber im Mantel als Konkurrenzreaktionen zu den eben beschriebenen weitgehend vernachlässigbar (*Yatsevich und Honda, 1997*). Die Produktion von ^4He und ^{21}Ne ist korreliert, für den Mantel beträgt die Produktionsrate $^4\text{He}/^{21}\text{Ne} \approx 2 \cdot 10^7$ (*Yatsevich und Honda, 1997*). Die Isotope ^{20}Ne und ^{22}Ne sind (im Mantel) im wesentlichen primordialen Ursprungs, dasselbe gilt für ^3He , ^{36}Ar und ^{38}Ar , da Beiträge aus Kernreaktionen mit Li oder Cl in aller Regel vernachlässigbar sind. Durch Reaktion mit kosmischer Strahlung erzeugtes ^3He wird für Proben mit längerer Exponierung an der Oberfläche beobachtet (ebenso kosmogenes ^{21}Ne). Dies kann in manchen Fällen zu einem Problem werden. Im Rahmen dieser Studie konnten keine Beiträge kosmogener Isotope nachgewiesen werden.

Das Hauptreservoir der Edelgase ist die Atmosphäre, wobei dieser Begriff auch die Hydrosphäre und Kryosphäre umfassen soll. Die Erde ist weitgehend entgast, so daß praktisch alle primordialen Isotope in die Atmosphäre gelangt sein müssen (*Allègre et al., 1987*). Unter diesen Umständen wäre zu erwarten, daß sich der Erdmantel von der Atmosphäre nur durch unterschiedliche Beiträge in den radiogenen bzw. nukleogenen Isotopen unterscheidet und die Atmosphäre von He (dem zweithäufigsten Element im Universum) dominiert wird. Dem ist nicht so, da He von der Erde gravitativ nicht festgehalten werden kann und ständig in den Weltraum abgegeben wird. Zum anderen unterscheidet sich das $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis der Atmosphäre deutlich von dem des Erdmantel (siehe Tab. 1.1). Die Ursache für einen solchen Unterschied im Verhältnis zweier *primordialer* Isotope kann nur durch eine Massenfraktionierung in der frühen Erdgeschichte (bei der Bildung der jetzigen Atmosphäre) erklärt werden, wenngleich der zugrundeliegende Prozess noch unklar ist.

Tabelle 1.1: Übersicht über Edelgas-Isotopenverhältnisse in verschiedenen irdischen „Reservoirs“. Aufgrund rezenter Kontamination mit atmosphärischen Edelgasen können für Ne und Ar nur Ober- bzw. Unter-Grenzen angegeben werden.

„Reservoir“	$^3\text{He} / ^4\text{He}$ (in R_A)	$^{20}\text{Ne} / ^{22}\text{Ne}$	$^{21}\text{Ne} / ^{22}\text{Ne}$	$^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$
Atmosphäre	$\equiv 1$	9,8	0,0290	295,5
Kruste	$\ll 1$	$\leq 9,8$	$\leq 0,65$	$\gg 1000$
Asthenosphärischer Mantel (MORB)	8 ± 1	$\geq 12,5$	$\geq 0,060$	≥ 30000
Mantel-Plumes (OIB's)	≤ 40 (?)	$\geq 12,5$	$\geq 0,035$	≥ 8000 (?)
Lithosphärischer Mantel	6 ± 1	$\geq 12,5$ (?)	$\geq 0,035$ (?)	?

Das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis der Atmosphäre beträgt $1,384 \cdot 10^{-6}$ und wird üblicherweise zur Normalisierung verwendet. Für praktische Zwecke wird dafür das Symbol R_A verwendet. Primitive (sogenannte „high ^3He “-) Mantel-Plumes enthalten hohe ^3He Überschüsse. Die höchsten $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse von $40 R_A$ wurden für Island und Loihi gemessen. MORB zeigt ein sehr konstantes $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis von $8 \pm 1 R_A$. Daneben gibt es eine Reihe von Mantel-Plumes mit mittleren $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnissen, z.B. Réunion ($14 R_A$). Gesteine der Kruste sind dominiert von radiogenem ^4He (siehe Tab. 1.1).

Da atmosphärische Edelgase in großer Menge vorhanden und allgegenwärtig sind, stellen sie als kontaminierende Komponente in Mantelgesteinen eine große analytische Herausforderung dar (mit Ausnahme von He, wegen seiner geringen Konzentration in der Atmosphäre). Das Ne-System ist aufgrund seiner drei aktiven Isotope deshalb von besonderem Interesse, da eine Kontamination unterschiedlichen Grades einer Mantelkomponente mit atmosphärischem Ne in einem Dreisotopendiagramm ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ vs. $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$) durch eine Mischungslinie dargestellt wird, deren Lage charakteristisch für die Mantelkomponente ist. Es ist deshalb nicht notwendig, eine reine Mantelkomponente zu isolieren um zu Aussagen über das betreffende Mantelreservoir zu gelangen, andererseits bleibt es aus statistischen Gründen erstrebenswert Proben mit möglichst hohen Überschüssen an Mantel-Ne auszuwählen. Es zeigte sich, daß der relative Beitrag an primordialen Isotopen in primitiven Mantel-Plumes (Island, Loihi) größer ist (d.h. die Steigung der Mischungslinie ist größer) als für das MORB-Reservoir (Abb.1.1). Da beide Mischungslinien charakteristisch für die jeweiligen Reservoirs sind, werden sie auch als Loihi- bzw. MORB-Linie bezeichnet.

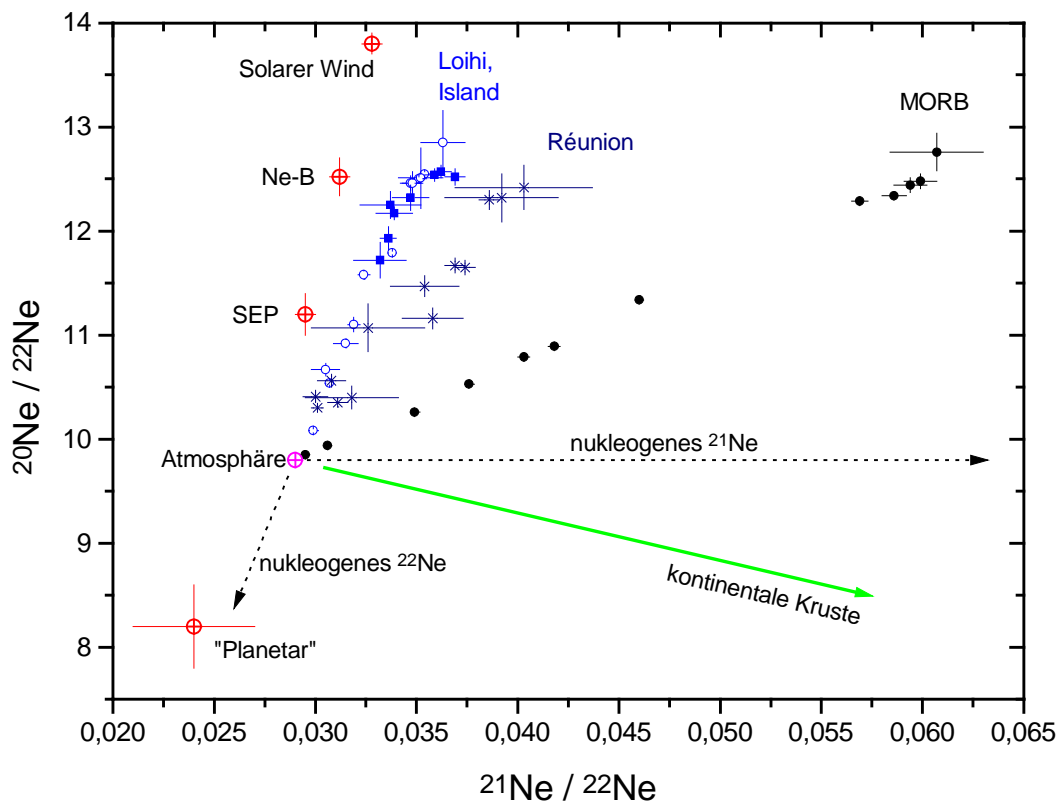


Abbildung 1.1: Ne-Dreisisotopendiagramm mit Daten von primitiven Plumes (Loihi, Island, (blau), (Tieloff et al., 2000)), asthenosphärischem Mantel (MORB, (schwarz), (Moreira et al., 1998)) und einem intermediären Plume (Réunion, (dunkelblau), (Tieloff et al., 2002)). Außerdem gezeigt ist die Zusammensetzung von solarem, „planetarem“ und atmosphärischem Neon. Punktierte Linien entsprechen den zu erwartenden Verschiebungen in ^{21}Ne und ^{22}Ne durch nukleogene Beiträge. Solche Verschiebungen können vor allem in Gesteinen der kontinentalen Kruste nachgewiesen werden (grüne Linie), wobei der relative Beitrag von ^{21}Ne und ^{22}Ne variabel ist. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Für viele Plumes (z.B. Réunion) sind mittlere Steigungen charakteristisch entsprechend ihren mittleren $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnissen. Niedermann et al., 1997, beobachteten eine Entkopplung des He- und Ne-Systems, d.h. bei Mischung einer MORB- mit einer Plume-Komponenten ist aufgrund des höheren Ne/He-Verhältnisses in der Plume-Komponente ein Beitrag von Plume-Ne noch erkennbar, während He schon durch die MORB-Komponente dominiert wird. Für die Untersuchung von Wechselwirkungen zwischen einem Plume-Reservoir und einem MORB-Reservoir eignet sich Ne deshalb besser als He, vorausgesetzt es stehen geeignete, kaum mit atmosphärischem Ne kontaminierte Proben zur Verfügung.

Auch Ar stellt ein Dreisisotopensystem dar. Im Unterschied zu Ne jedoch ist das $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis in allen Reservoiren nahezu konstant. Für den Mantel ergeben sich leichte Abweichungen vom atmosphärischen Wert (Tieloff et al., 2002). Die Bestimmung dieser Abweichungen stellt aber eine messtechnische Herausforderung dar. Daher ist normalerweise nur das variable $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis zur Charakterisierung von Mantel-Komponenten geeignet. Kontamination mit atmosphärischem Ar ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=295,5$) ist die Regel und erschwert die Bestimmung eines Reservoir-typischen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisses, da gemessene Daten meist nur minimale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse darstellen. K-haltige Gesteine können, je nach Alter, sehr hohe ($>10\ 000$), in situ radiogen dominierte $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse zeigen, eine

typische Situation für krustale Gesteine. Auch im Mantel wurden hohe Überschüsse an ^{40}Ar festgestellt. Das MORB-Reservoir ist charakterisiert durch $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse bis etwa 30 000. Hot Spots sind durch ausnahmslos niedrigere $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse <15 000 charakterisiert. Diese hohen Überschüsse können durch eine frühe möglicherweise katastrophische Entgasung des Erdmantels in den ersten ca. 100 Ma der Erdgeschichte erklärt werden. Nachdem praktisch 95-99% des gesamten primordialen ^{36}Ar in die Atmosphäre gelangte, akkumulierte sich radiogenes ^{40}Ar im Mantel. Unterschiedliche Überschüsse im ^{40}Ar deuten daher auch auf einen unterschiedlichen Entgasungsgrad des betreffenden Reservoirs. Der gesamte sich noch im Erdmantel befindende Anteil an ^{40}Ar wurde zu 30-50% abgeschätzt (Allègre et al., 1996; Albarède, 1998).

Mit den radiogenen Isotopen $^4\text{He}^*$ und $^{40}\text{Ar}^*$ können prinzipiell auch Altersinformationen für den Mantel ermittelt werden. Im Allgemeinen verhalten sich allerdings die U-, Th- bzw. K-haltigen Minerale bei den im Erdmantel herrschenden Temperaturen nicht als geschlossene Systeme, so daß Altersangaben meist keinen Sinn machen oder nur den Zeitpunkt des Transportes zur Oberfläche datieren. Da in dieser Arbeit Hinweise auf in situ radiogenes $^4\text{He}^*$ und $^{40}\text{Ar}^*$ vorliegen, die eine reale Altersinformation repräsentieren könnten, sollen die entsprechenden Bestimmungsgleichungen vorgestellt werden.

U-Th-He-Alter:

$$[^4\text{He}^*] = 8 \cdot [^{238}\text{U}] \cdot (e^{\lambda_8 t} - 1) + 7 \cdot [^{235}\text{U}] \cdot (e^{\lambda_5 t} - 1) + 6 \cdot [^{232}\text{Th}] \cdot (e^{\lambda_2 t} - 1).$$

[i] steht für die Anzahl der Atome i. Die Zerfallskonstanten λ haben die Werte (Steiger und Jäger, 1977):

$$\begin{aligned}\lambda_8 &= \lambda(^{238}\text{U}) = 1,55125 \cdot 10^{-10} / \text{a} \\ \lambda_5 &= \lambda(^{235}\text{U}) = 9,8485 \cdot 10^{-10} / \text{a} \\ \lambda_2 &= \lambda(^{232}\text{Th}) = 4,9475 \cdot 10^{-11} / \text{a}\end{aligned}$$

Unter besonderen Umständen und langen Akkumulationszeiten könnte auch ^{147}Sm als Mutterisotop für $^4\text{He}^*$ von Bedeutung sein. Wegen der großen Halbwertszeit (106 Ga) ist ein Beitrag aber normalerweise vernachlässigbar.

K-Ar-Alter:

$$[^{40}\text{Ar}^*] = (\lambda_{\text{EC}} / \lambda) \cdot [^{40}\text{K}] \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

[i] entspricht wieder der Anzahl der Atome i. ^{40}K zerfällt sowohl in ^{40}Ca (β^- -Zerfall) als auch in ^{40}Ar (dominierend: Elektroneneinfang (EC); daneben auch β^+ -Zerfall). Deshalb muß das Verzweungsverhältnis $(\lambda_{\text{EC}}/\lambda)$ für den Zerfall in ^{40}Ar miteingerechnet werden. Mit den Zerfallskonstanten

$$\begin{aligned}\lambda_{\text{EC}} &= 0,581 \cdot 10^{-10} / \text{a} \\ \lambda &= 5,543 \cdot 10^{-10} / \text{a}\end{aligned}$$

ergibt sich dann : $(\lambda_{\text{EC}} / \lambda) = 0,1048$ (Steiger und Jäger, 1977).

1.3 Edelgase im lithosphärischen Mantel

Der subkontinentale lithosphärische Mantel ist nur an wenigen Stellen der Erde an der Oberfläche aufgeschlossen, den Großteil weltweit untersuchter Proben des lithosphärischen Mantels stellen durch aufsteigendes Magma mitgerissene Bruchstücke (sogenannte Xenolithe) dar. Eine Querkontamination durch das Trägermagma ist daher denkbar, falls Magma und Xenolith verschiedene Mantelbereiche beproben. Im Allgemeinen wird von einer identischen Quellregion ausgegangen (z.B. *Gautheron und Moreira, 2002*). Die Förderung von Xenolithen aus dem SKLM wird durch intrakontinentalen Vulkanismus ermöglicht, z.B. im Zusammenhang mit einer Grabenbildung oder Kimberlit-Röhren. In Ausnahmefällen können tektonische Störungen Teile des lithosphärischen Mantels an die Oberfläche befördern. In allen Fällen werden geologisch aktive Zonen beprobt. Inwiefern die Zusammensetzung von leichtflüchtigen (volatilen) Elementen wie den Edelgasen in solchen Zonen als repräsentativ für den gesamten SKLM angesehen werden kann bleibt daher offen.

Im Gegensatz zu ozeanischer Lithosphäre, die sich ständig an MOR neu bildet und in Subduktionszonen in den Mantel abtaucht und daher ein Alter von 200 Ma nicht überschreitet, ist subkontinentale Lithosphäre ortsfest und so alt wie der darüber liegende Bereich kontinentaler Kruste. Es können sich daher Überschüsse an radiogenen Isotopen einstellen. Dies ist in Einklang mit He-Studien an Xenolithen des SKLM, die sehr konstante $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse von $(6 \pm 1) R_A$, ergaben (*Gautheron und Moreira, 2002* ; Abb.1.2).

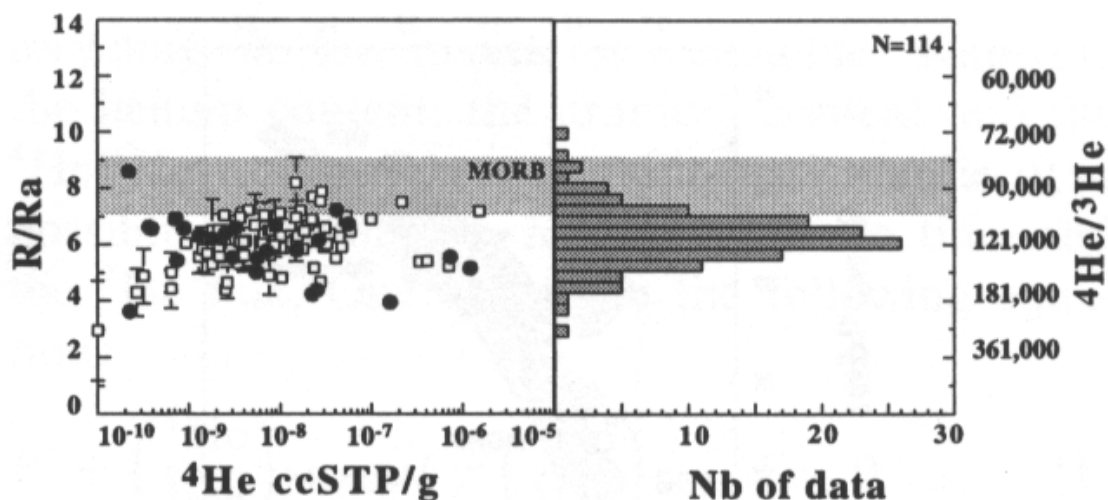


Abbildung 1.2: Kompilation der $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse in Gesteinen des subkontinentalen lithosphärischen Mantels (aus *Gautheron und Moreira, 2002*).

In wenigen Studien ergaben sich auch höhere $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Werte. So glauben *Matsumoto et al., 1997*, in Apatiten des *Newer Volcanics* Vulkanfeldes in SO-Australien erhöhte $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse typisch für einen „high ^3He “ Mantel-Plume gefunden zu haben. Weitere Messungen an Gesteinen der gleichen Lokation zeigen aber auch MORB-Werte (*Matsumoto et al., 1998*) und radiogene Beiträge (*Matsumoto et al., 2000*). Die weltweite Konstanz bei ähnlichen tektonischen Umgebungen läßt es wahrscheinlich erscheinen, konstante $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse ebenso wie der im Vergleich zu MORB radiogenere Charakter als typisch für den SKLM zu betrachten. Am Beispiel der Eifel und des Massif Central würde nach *Dunai und Baur, 1995*, lithosphärischer Mantel mit einer ursprünglichen MORB-

Zusammensetzung mit einem Beitrag von 1-2% subduzierter Kruste über einen Zeitraum von 350-800 Ma die beobachteten radiogenen Überschüsse an ^4He akkumulieren. Ähnliche Modelle gehen von einem geschlossenen System aus, bei dem der im Vergleich zu MORB erhöhte und zur Produktion von genügend radiogenem ^4He nötige Anteil an U und Th eine intrinsische Eigenschaft des SKLM ist. Offensichtlich sind diese radiogenen Überschüsse außer von den U- und Th-Konzentrationen des SKLM, die weltweit nicht sehr verschieden sein dürften, auch vom Alter der Lithosphäre abhängig. Das Fehlen einer Korrelation zwischen dem Alter der Lithosphäre und den radiogenen Überschüssen führten *Gautheron und Moreira, 2002*, zu der Hypothese, der SKLM befinde sich mit der Asthenosphäre in einem Gleichgewicht. Demnach wird das primordiale ^3He und der entsprechende Anteil an ^4He aus dem asthenosphärischen Mantel dem SKLM ständig zugeführt. Durch die intrinsische Produktion von radiogenem ^4He verringert sich das entsprechende $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis des SKLM. Schließlich findet auch Entgasung in die Atmosphäre statt. Nach einer gewissen Zeit sollte sich ein konstantes $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis einstellen. Die berechnete Aufenthaltsdauer beträgt etwa 100 Ma. Allerdings erfordert dieses Modell mit den von *Gautheron und Moreira, 2002*, gewählten Modellparametern eine vergleichsweise hohe, bisher nicht beobachtete integrierte Entgasungsrate an ^3He von 100-1000 mol/a in kontinentalen Gebieten. Aus der radiogeneren He-Zusammensetzung sollte auch eine im Vergleich zum MORB-Mantel radiogenere Ar-Zusammensetzung im SKLM zu erwarten sein. Beobachtete $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse in Xenolithen des SKLM sind jedoch durchweg niedriger als in MORB. Das bisher höchste bestimmte $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis beträgt 17000 ± 1100 (Massif Central, *Dunai und Baur, 1995*) und stellt eine untere Grenze dar. Die Zusammensetzung der meisten Proben liegt aber weit unterhalb dieses Wertes. Im Unterschied zu He scheint sich die Ar-Isotopenzusammensetzung des SKLM von Probe zu Probe zu unterscheiden. Diese Heterogenität wird von den meisten Autoren (*Dunai und Baur, 1995; Matsumoto et al., 1998*) auf atmosphärische Beiträge zurückgeführt. Die Beobachtung von in situ radiogenem $^{40}\text{Ar}^*$ in Mantel-Phlogopiten ließen *Kelley und Wartho, 2000*, aber auch über reale Heterogenitäten im lithosphärischen Mantel spekulieren.

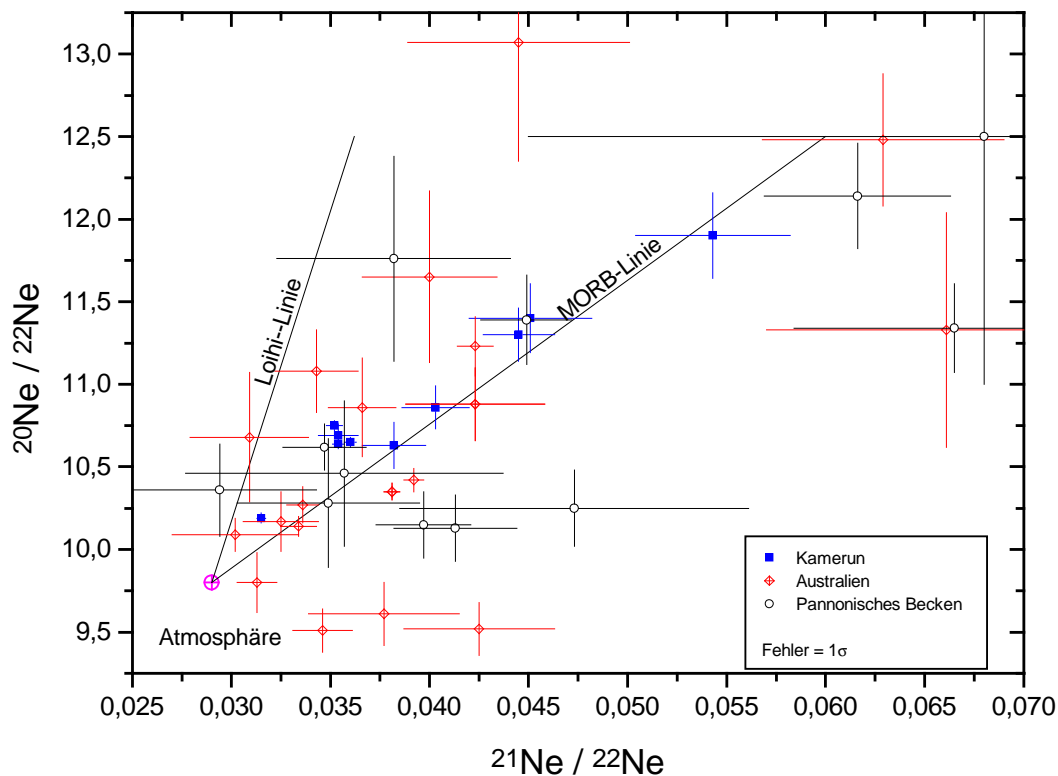


Abbildung 1.3: Ne-Dreisisotopendiagramm mit Daten von Gesteinen des subkontinentalen lithosphärischen Mantels im Vergleich zu primitivem Plume-Reservoir (Loihi) und MORB-Reservoir (entsprechend Abb. 1.1). Daten aus Barfod et al., 1999, (Kamerun, blau); Matsumoto et al., 1997; 1998, (Australien, rot) und Althaus, 1999, (Pannonisches Becken, schwarz). Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Ne-Daten an Proben des SKLM existieren wenige, meist mit geringer Präzision (Abb.1.3). Die recht präzisen Daten an Proben aus Kamerun von Barfod et al., 1999, streuen um die MORB-Linie, die Autoren sehen keinen Hinweis auf einen bedeutenden Plume-Beitrag. Einen signifikant geringeren Beitrag an nukleogenem ^{21}Ne fanden Matsumoto et al., 1997, in Apatiten aus SO-Australien, welches sie als Plume-Komponente interpretieren und das gut mit den beobachteten erhöhten $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnissen korreliert. Andere Proben der gleichen Lokation entsprechen eher MORB oder weisen nukleogene Beiträge auf und sind mit den Ergebnissen der He-Messungen vergleichbar (Matsumoto et al., 1998; 2000) Der SKLM des pannonischen Beckens dagegen ist überwiegend nukleogener im Vergleich zum MORB-Mantel (Althaus, 1999), obwohl einige Proben im Ne innerhalb der Messgenauigkeit einen Beitrag eines Mantel-Plumes aufweisen könnten. Insgesamt ergeben die bisher veröffentlichten Ne-Isotopendaten eine eher spärliche Vorstellung von der Ne-Isotopensystematik des SKLM. Die Bandbreite der Variationen in dessen Isotopenzusammensetzung zeigt andererseits aber das mögliche Potential auf, welches präzisere Ne-Messungen für die Untersuchungen von im obersten Mantel ablaufenden dynamischen Prozessen, in Kombination mit anderen volatilen Elementen (neben He und Ar z.B. Xe, N oder C), darstellen.

1.4 Das Rote Meer: Geographie, Evolution und Geochemie

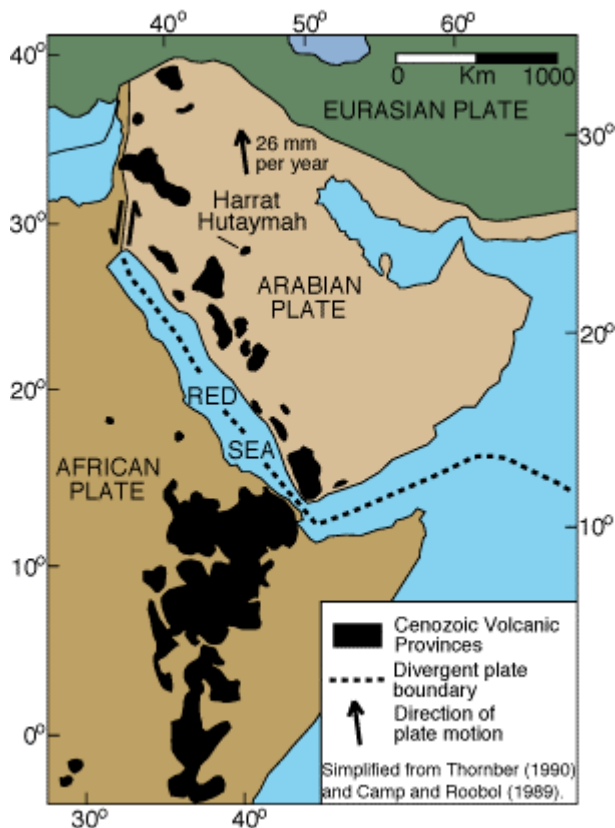


Abbildung 1.4: Überblick über die geotektonische Situation in der Umgebung des Roten Meeres und die Verteilung der Vulkanfelder (schwarz).

Höhen von 1900-2600 m auf der afrikanischen und 2750-3200 m auf der arabischen Seite. Nach Norden zu fallen die Höhen leicht ab und erreichen auf der arabischen Seite noch ca. 2100-2400 m. Hinter den Küstengebirgen erstrecken sich schließlich die flachen in etwa 1000-1500 m Höhe liegenden Hochländer der alten nubischen bzw. arabischen Festlandskerne. Vulkanische Aktivität konzentriert sich fast ausschließlich auf das Afar-Gebiet und die Riftflanke auf der arabischen Seite. Die Vulkanfelder auf der arabischen Seite verteilen sich dabei von Jordanien bis in den Yemen.

Evolution und Geochemie: Die kontinentale Kruste und damit auch der unterlagernde lithosphärische Mantel des Roten Meeres entstanden vor 600-850 Ma, als durch die Kollision der älteren Festlandsblöcke Afrikas und Arabiens eine Reihe von Inselbögen und Mikroterrane akkretierten. Diese Ereignisse, die möglicherweise in der Ausformung eines Gebirges mündeten, werden als panafrikanisch bezeichnet. Sm-Nd-Isochronenalter an Xenolithen von der arabischen Halbinsel sowie Ultramafiten der Insel Zabargad sind im Einklang mit diesem Alter und zeigen, dass die Lithosphäre seitdem keine das Sm-Nd-System homogenisierende, großräumigen Hochtemperatur- oder Metasomatose-Ereignisse durchlaufen hat (z.B. *Duyverman et al., 1982; Henjes-Kunst et al., 1990*). Nur wenige Xenolithe erfuhren eine drastische

Geographie: Als Untersuchungsgebiet wurde das Rift-System des Roten Meeres ausgewählt (Abb.1.4). Das Rote Meer bietet die einzigartige Gelegenheit, das Auseinanderbrechen eines Kontinentes und die Entstehung eines neuen Ozeans direkt zu beobachten und zu erforschen. Im Norden ist noch eine stark ausgedünnte, stetig absinkende kontinentale Kruste vorhanden, während im Süden der Meeresboden sich aus einem Mittelozeanischen Rücken bildender junger ozeanischer Kruste aufbaut. Der schmale axiale Meerestrog ist 2-3 km tief und im Süden symmetrischer ausgebildet als im Norden. Im Afar-Dreieck schließt sich an einer „Triple Junction“ nach Osten hin der Carlsberg-Rücken an, während das sich noch im kontinentalen Stadium befindende Äthiopische Rift nach Süden verläuft. Die Küstenbereiche des Roten

Meeres bilden einen flachen schmalen (ca. 30-50 km) sich an den breiten Schelfbereich anschließenden Saum. Dann folgt ein abrupter Anstieg. Im Süden erreichen die Küstengebirge

rezente metasomatische Überprägung, die wahrscheinlich auf die Ausbildung des Riftes zurückzuführen ist (Xenolith-Gruppe IB bei *Henjes-Kunst, 1987*). Die weitere Entwicklung der Region verlief ruhig. Mit der Extrusion der Äthiopischen Flutbasalte vor 28-32 Ma, die ein innerhalb von nur 1-2 Ma entstandenes Volumen von mehr als 300000 km³ aufweisen, wird der Beginn einer bis heute andauernden vulkanischen Aktivität markiert. Diese enormen Mengen in kurzer Zeit produzierter Laven werden als Folge der Ankunft des „Kopfes“ eines Mantel-Plumes angesehen und stellen somit nach allgemeiner Anschauung die Initialisierung des Afar-Plumes dar. Geochemisch ist dieser Hot Spot durch hohe ³He/⁴He-Verhältnisse von bis zu 20 R_A charakterisiert (*Marty et al., 1996; Scarsi und Craig, 1996*) und hat seinen Ursprung im tieferen Mantel. Auch seismisch läßt sich bis in eine Tiefe von 650 km unterhalb des südlichen Roten Meeres ein Bereich erniedrigter Scherwellen-Geschwindigkeiten feststellen, der als ausgeprägte Wärmeanomalie interpretiert wird (*Debayle et al., 2001*). Kontinentale Riftvorgänge setzen vor etwa 20-25 Ma ein. Tektonische Prozesse führen in jener Zeit zur Anhebung eines kleinen Mantelkeiles, der auf der Insel Zabargad im nördlichen Roten Meer heute aufgeschlossen ist. Während der fortschreitenden Entwicklung des kontinentalen Riftes greift die vulkanische Aktivität nach Norden aus. Sea floor spreading setzt im Golf von Aden vor ca. 10 Ma und im südlichen Roten Meer etwas später vor etwa 5 Ma ein. Geochemisch unterscheiden sich die im Zentraltrogl des mittleren Roten Meeres produzierten tholeiitischen Basalte nicht von anderen MOR-Basalten weltweit und werden als N-MORB (**N**ormal) klassifiziert. Nach Norden und Süden hin sind die Basalte jedoch zunehmend an inkompatiblen Elementen angereichert und werden entsprechend als E-MORB (**E**nriched) klassifiziert (*Altherr et al., 1990; Volker et al., 1993*). Im Süden wird dies auf das Vorhandensein des Afar-Plumes zurückgeführt. Im Norden existieren keine zwingenden Anzeichen für einen Plume-Einfluß, obwohl ein „fossiler“, heute nicht mehr aktiver Plume von *Stein und Hofmann, 1992*, postuliert wurde. Dieser soll vor etwa 200 Ma in der Lithosphäre steckengeblieben sein und diese geochemisch geprägt haben. Dazu im Gegensatz stehen die durchweg höheren Alter des lithosphärischen Mantels (siehe oben).

Basalte der Vulkanfelder an den Riftflanken sind durchweg angereichert und können im Nd-Sr-System als Mischung einer verarmten asthenosphärischen (DMM) Komponente mit zwei angereicherten Komponenten (EM1 und EM2) angesehen werden (*Altherr et al., 1990*) (geochemische Definition der Komponenten DMM, EM1 und EM2 nach *Zindler und Hart, 1986*). Die Autoren identifizieren die Lithosphäre mit der EM1-Komponente. Sie nehmen eine Remobilisierung dieser EM1-Komponente aus tieferen Lagen des lithosphärischen Mantels und eine Umschichtung in höhere Bereiche der Lithosphäre während der Frühphase der Riftbildung an. Die EM2-Komponente ist in der Umgebung des Afar-Plumes nachweisbar (*Altherr et al., 1990*). Es liegt deshalb nahe, sie mit dem Afar-Plume gleich zu setzen.

Edelgasuntersuchungen von *Moreira et al., 1996* an Basalten des zentralen Troges über den gesamten Verlauf des Roten Meeres ergeben ein stetiges Abnehmen der ³He/⁴He-Verhältnisse mit zunehmendem Abstand vom Afar-Plume von höheren Werten bis 15 R_A im Süden auf nahezu MORB-typische Werte von >8,6 R_A im nördlichen Roten Meer. Bemerkenswert an diesen Daten ist das Vorhandensein von Plume-He in einer Entfernung von über 2500 km. Ebenso konnten diese Autoren Beiträge an Plume-Ne in allen untersuchten Basalten nachweisen; die Datengrundlage und relativ hohe statistische Fehler erlauben allerdings nicht, Korrelationen zur geographischen Lage festzustellen.

Ursachen der Grabenbildung im Roten Meer:

Vor 30 Ma erreichte ein Mantel-Plume im Afar-Gebiet die Oberfläche, begleitet von extensivem Vulkanismus. Etwa zur selben Zeit, möglicherweise als Folge des Zusammenstoßes Indiens mit Eurasien, inaktivierte sich eine östlich Arabiens gelegene Transform-Verwerfung (Owen fracture zone). Dies führte zu einer Verlagerung der Ausbreitungsrichtung des östlich Arabiens liegenden Mittelozeanischen (Carlsberg-) Rückens, in dessen Folge Arabien Teil der indischen Platte wurde und an deren Bewegung ankoppelte (nach *Norton und Sclater, 1979*). Eine Divergenz zwischen Afrika und Arabien entstand. Nach *Bohannon et al., 1989*, führte dies zum Zerreißen der Lithosphäre im Bereich des Roten Meeres, da die im Vergleich zu den angrenzenden alten Festlandskernen Arabiens und Nubiens junge und dünnere panafrikanische Lithosphäre eine Schwächezone darstellt. Das Rote Meer Rift ist nach *Bohannon et al., 1989*, ein typisches Beispiel für passives Rifting: Das Auseinanderbrechen der Lithosphäre führt zum Aufsteigen der Asthenosphäre und damit verknüpftem Vulkanismus (Abb.1.5 oben). Mit dem Aufstieg verbundene Aufwölbung des Roten Meeres stellt demnach eine spätere Erscheinung im Riftprozess dar, in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von *Bohannon et al., 1989*, der für den Aufstieg der Riftflanken mit Hilfe von Spaltspuren-Daten ein Alter von etwa 14 Ma erhält. Eine aktive Grabenbildung (Abb.1.5 unten), entsprechend einer durch die Platznahme des Afar-Plumes verursachten Aufwölbung der Lithosphäre und einer anschließend einsetzenden Grabenbildung ist für *Bohannon et al., 1989*, daher nicht wahrscheinlich.

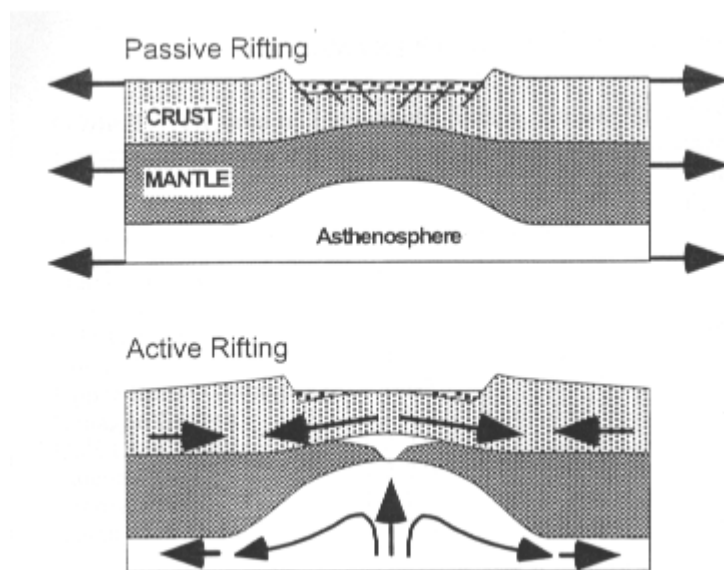


Abbildung 1.5: Passives (oben) versus aktives (unten) Szenario der Grabenbildung (aus *Huismans et al., 2001*).

Mantel-Plumes könnten möglicherweise auf subtilere Weise zum Auseinanderbrechen eines Kontinentes beitragen, z.B. durch Eintrag von volatilen Elementen und Molekülen (vor allem CO_2 und H_2O), die ein Aufschmelzen der Lithosphäre erleichtern; oder indem sie aktiv Änderungen von Plattenbewegungen im asthenosphärischen Mantel herbeiführen. Ersteres scheint nach den Edelgasdaten von *Moreira et al., 1996*, möglich. Letzteres ist aufgrund der seismisch nachgewiesenen durch Plumes erzeugten großräumigen Wärmeanomalien im Mantel denkbar (für Afar: *Debayle et al., 2001*).

2 Experimentelles Vorgehen

2.1 Probenaufschluss

Der Probenaufschluss im Aufschlußteil (Abb.2.2) umfasst die Gasfreisetzung im Induktionsofen, statischen Knacker oder Schlagrohr (Abb.2.1); die Reinigung sowie die Separation der Edelgase, bevor sie in das Spektrometer zur Messung eingelassen werden.

Probenvorbereitung: Alle Proben werden vor ihrer Einlagerung in den Aufschlussteil jeweils 10 min im Ultraschallbad mit verdünnter Salpetersäure, entionisiertem Wasser und Ethanol (in dieser Reihenfolge) gereinigt, in Ausnahmefällen besonders unreiner Proben auch mit längeren Reinigungszeiten. Anschließend wird die Probe eingewogen. Bei Verwendung der Schlagrohre (s.u.) werden die Kugeln vorsichtig mit einem Handmagnet auf der Probe plaziert. Die für den Induktionsofen oder dem statischen Knacker bestimmten Proben werden in einem mehrere Proben fassenden Glasrechen eingelagert. Auf diese Weise lassen sich mehrere Proben nacheinander messen, ohne das Vakuumsystem öffnen zu müssen. Nach dem Anschluss an den Aufschlussteil werden die zum Zwecke der Einlagerung belüfteten Volumina bepumpt und bei ca. 150°-200°C für einige Tage ausgeheizt, bis die damit erreichte Untergrundsignalhöhe bei einem Leeraufschluss ein tolerierbares Niveau erreicht hat, anderenfalls wird das Ausheizen fortgesetzt. Der erreichbare Enddruck liegt bei etwa 10^{-9} mbar.

Gasfreisetzung: Der Induktionsofen wird durch induktives Ankoppeln eines Hochfrequenzfeldes mit hoher Leistung (bis ca. 14 kW) an einem im Ultrahochvakuum befindlichen, von einem Glasmantel umschlossenen wassergekühlten Molybdän-Tiegel auf Temperaturen bis 1700°C gebracht. Vor der Nutzung des Induktionsofens wird dieser bei ca. 1700° für mehrere Stunden ausgeheizt. Sobald der Untergrund auch bei hohen Temperaturen ein akzeptables Niveau erreicht hat, werden die Proben mit Hilfe eines Nagels und einem Magneten in den Ofen manövriert und anschließend in mehreren Temperaturschritten entgast.

Die Gasfreisetzung in den drei in einer Reihe angeordneten Schlagrohren (Abb.2.1) erfolgt durch eine Stahlkugel, die mit einem von außen manuell geführten Permanentmagneten auf die sich im Ultrahochvakuum befindende Probe geschlagen wird. Die Gasfreisetzung erfolgt differentiell, d.h. es werden mehrere Extraktionen mit stetig steigender kumulativer Schlagzahl an einer Probe durchgeführt und die Einzelfractionen analysiert. Die für eine nahezu vollständige Entgasung der Proben nötige (kumulative) Schlagzahl (pro Rohr) beträgt etwa 3000 bis 5000 Schläge, in Einzelfällen sogar mehr (die höchste kumulative Schlagzahl betrug 9800). Am Ende einer Probenmessung besteht die Probe aus feinem Gesteinsmehl. Die Schlagrohre und -kugeln müssen daher bei jedem Probenwechsel mit entionisiertem Wasser unter Verwendung einer Bürste und abschließender Spülung im Ultraschallbad gesäubert und getrocknet werden.

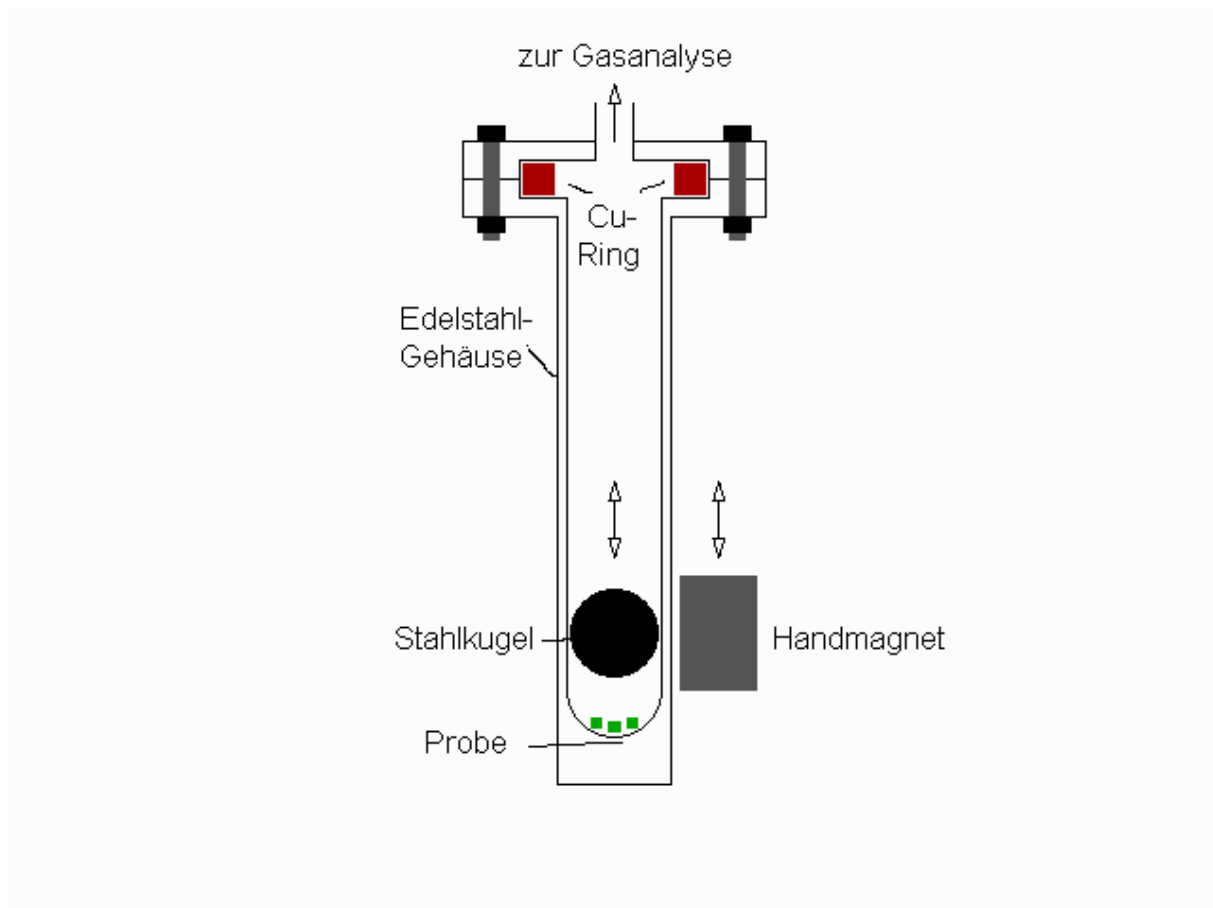


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung des verwendeten Schlagrohres.

Der statische Knacker wurde nur in Einzelfällen eingesetzt. Er besteht aus einer Bodenplatte und einem durch Drehen nach unten zu bewegendem konischen Stempel. Mit zunehmendem Drehen wird ein statischer Druck auf die Probe aufgebaut. Nachteile dieser Anordnung sind ein niedriges Fassungsvermögen (ca. 500 mg), eine generell unvollständige Zerkleinerung der Probe und der Gefahr des Festkeilens des Stempels bei hohem Druck.

Separation und Reinigung: Nach der Gasfreisetzung wird Ar zusammen mit unedlen Gasen (vor allem CO_2) 15 min an einem mit flüssigem Stickstoff gekühlten Aktivkohlefinger ausgefrozen und abgetrennt. Die nicht durch Kühlung mit flüssigem Stickstoff an der Aktivkohle fixierbaren Gase He und Ne werden nun an einer kryostatisch auf ca. 11 K gekühlten Aktivkohlefall adsorbiert. Bei einer Kryostat-Temperatur von 30 K wird selektiv He freigesetzt und zur Messung ins Spektrometer eingelassen. Die Freisetzung von Ne erfolgt bei 60 K. Bei dieser Temperatur verbleibt eventuell noch vorhandenes Restargon im Kryostat, wodurch die zusammen mit Ne zur Messung in das Spektrometer eingelassene Menge an ^{40}Ar noch einmal stark unterdrückt wird. Das Ar-Gas muss vor dem Einlassen in das Spektrometer von unedlen Gasbestandteilen (CO_2 , N_2 , H_2O) gereinigt werden. Dies geschieht durch deren Adsorption an aktiven Oberflächen (Ti-Getter; Zr-Al-Getter). Um den Partialdruck an sich im Spektrometer akkumulierenden Gasen (vor allem Ar) zu reduzieren, ist während der He- und Ne-Messung ein mit flüssigem Stickstoff gekühlter Aktivkohlefinger mit dem eigentlichen Spektrometer-Volumen verbunden. Bei der Ar-Messung dagegen bleibt dieser Kohlefinger abgetrennt.

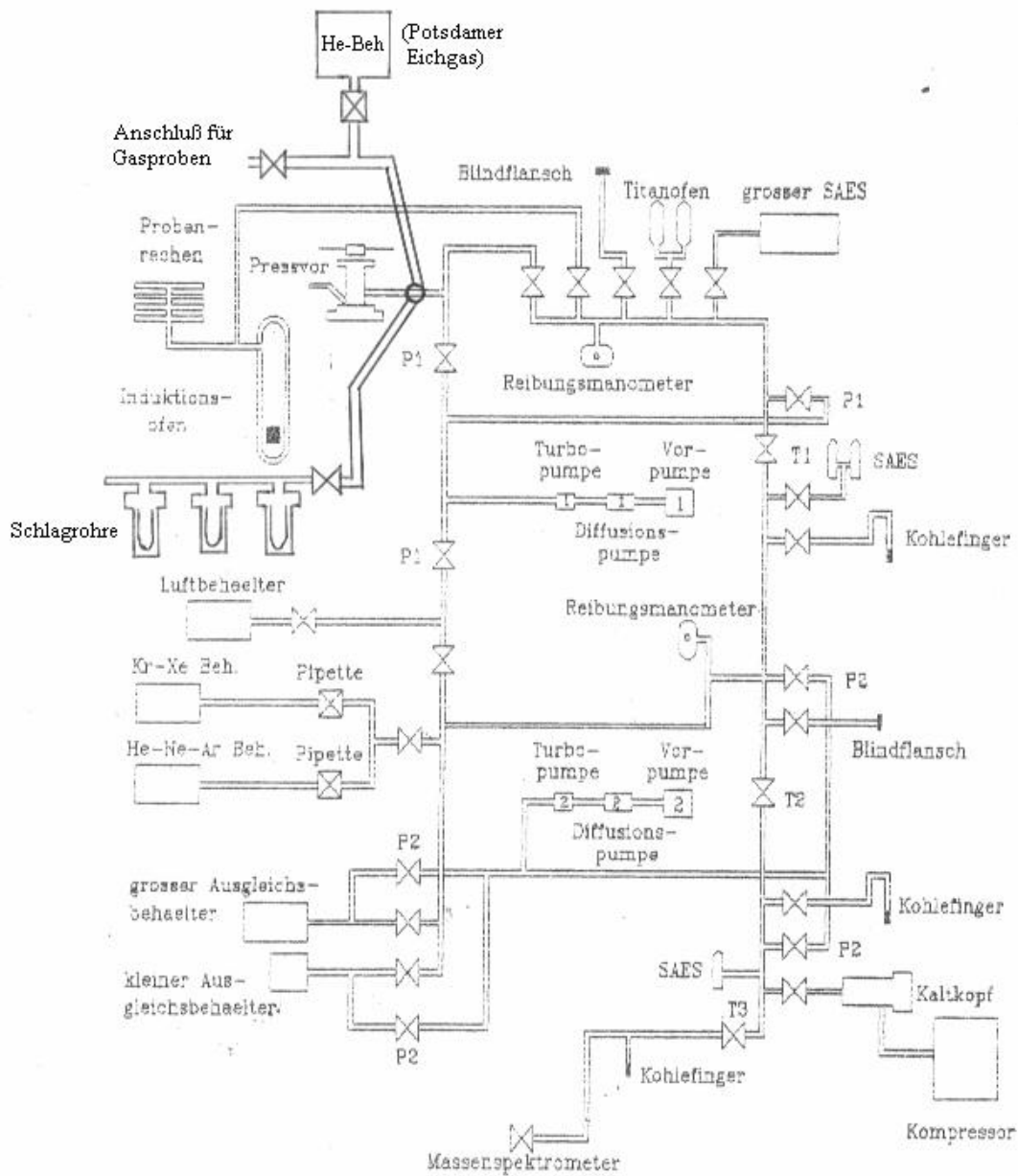


Abbildung 2.2: Schema-Zeichnung des Anschlußteils bis zum Einlaßventil des Spektrometers. Nach Weiser, 1993 (leicht modifiziert).

2.2 Der massenspektrometrische Nachweis

Für diese Studie wurden Messungen an zwei verschiedenen Spektrometern durchgeführt. Auf das Ar-Spektrometer vom Typ CH5, an dem die Vorauswahl-Messungen stattfanden, soll hier nicht weiter eingegangen werden. Für Details sei verwiesen auf *Hopp, 1999*.

2.2.1 Prinzip und Aufbau

Das VG 3600 – Spektrometer besteht aus Ionenquelle, Ionenoptik und dem Analyseteil.

Ionenquelle: In der Ionenquelle werden die Gasatome durch Elektronenstoß ionisiert. Die dafür nötigen Elektronen werden an einem Wolfram-Heizfaden durch Glühemission erzeugt und durch eine angelegte Spannung in den Formationsraum eingebracht. Die für eine optimale Ionenausbeute nötige Elektronenenergie ist von der jeweiligen 1. Ionisierungsenergie der Edelgase abhängig. Als geeignete Spannungseinstellungen erwiesen sich 75 V für He und Ne, und 48 V für Ar, Kr und Xe. Eine weitere wichtige Voraussetzung für akkurate Messungen ist die Konstanz des ionisierenden Elektronenstromes. Dies wird mit einem Regelkreis gewährleistet, der den Elektronenstrom auf einen festen Wert (standardmäßig 150 μA) einreguliert, indem der Heizfadenstrom (ca. 2,5 A) entsprechend angepasst wird.

Ionenoptik: Die Ionen werden nun mit einer Beschleunigungsspannung (5 kV) aus dem Formationsraum herausgezogen und auf eine konstante Energie gebracht, bevor sie durch den Eintrittsspalt in das Flugrohr gelangen. Mit Hilfsspannungen an Blenden wird dabei auch eine Fokussierung des Ionenstrahles erreicht. Im Flugrohr besitzen Ionen unterschiedlicher Masse nun eine unterschiedliche Geschwindigkeit, weshalb sie mit Hilfe eines 120°-Sektor-Elektromagneten unterschiedlich stark aus ihrer Flugbahn abgelenkt werden. Variation des Magnetfeldes führt daher zu einer Selektion der am Austrittsspalt ankommenden Ionen in Abhängigkeit ihrer Masse (bzw. genauer: ihrem Verhältnis Masse/Ladung). Die Breite des Spaltes bestimmt die Auflösung des Spektrometers: Je kleiner die Spaltbreite, desto höher ist die Auflösung, d.h. es können kleinere Massenunterschiede festgestellt werden, allerdings auf Kosten der Intensität. Die Auflösung des VG 3600 beträgt ca. 250. Es ist daher nicht möglich, bei He-Messungen die Massenpeaks von ^3He , ^3H und HD eindeutig voneinander zu trennen. Dazu wäre eine Auflösung >600 nötig.

Analyseteil: Am VG 3600 besteht die Möglichkeit, den Ionenstrom direkt zu messen, wofür ein zweiter Austrittsspalt verwendet wird. Diese Nachweismethode beschränkt sich standardmäßig auf die Isotope ^4He , ^{40}Ar und ^{36}Ar , da normalerweise die Signalhöhe der anderen Isotope nicht für eine vernünftige Präzision ausreicht. Für den Nachweis der selteneren Isotope ist es daher nötig, ein Channeltron (ein kontinuierlicher Elektronenvervielfacher) einzusetzen. Die Ionen treffen auf die gebogene Oberfläche des Channeltron und erzeugen Elektronen, die wiederum neue Elektronen in einer Kaskade losschlagen. Der Verstärkungsfaktor beträgt dabei etwa 10^6 Elektronen/Ion. Es ist jetzt möglich, den Elektronenstrom zu messen (analoge Messung). Für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Messungen wurde aber auf die digitale Methode zurückgegriffen: Jedes Ion erzeugt eine einzelne Elektronenkaskade. Überschreitet dieser Puls eine gewisse voreingestellte

Schwellenspannung (-20 mV), wird er mit Hilfe eines Zählers als Einzelsignal erkannt und gezählt. Die Methode wird deshalb auch als Einzelionen-Messung bezeichnet, was aber nicht bedeutet, daß jedes Ion auch nachgewiesen wird. Aufgrund der Breite eines Pulses (ca. 33 ns) ist die Einzelionen-Messung auf niedrige Zählraten beschränkt, da die der Pulsbreite entsprechende Totzeit τ bei hohen Zählraten zur signifikanten Nichtberücksichtigung von realen Pulsen führt. Daher wird standardmäßig eine statistische Korrektur der Zählrate N durchgeführt. Verwendet wird dafür die Beziehung

$$N_{KORR} = \frac{N}{1 - N \cdot \tau}.$$

Üblicherweise werden Zählraten von weniger als etwa 0,6-1 Million cps mit dem Channeltron nachgewiesen, so daß die Korrektur klein ist. Eine präzise direkte Messung des Ionenstromes mit dem Faraday-Auffänger ist ab Zählraten von etwa 30000-50000 cps möglich. Da die Lebensdauer eines Channeltrons vom gesamten „gesehenen“ Ionenstrom abhängt (ca. 10^{10} - 10^{11} A), ist es empfehlenswert, hohe Zählraten möglichst zu vermeiden. Bei Verwendung von beiden Nachweismethoden muß der Umrechnungsfaktor zwischen Ionenstrom und entsprechender Zählrate, im folgenden als Gain bezeichnet, bekannt sein. Diese Größe ist vor allem bei He-Messungen von Bedeutung, da ^4He fast immer direkt als Ionenstrom nachgewiesen wird, während die niedrigen Konzentrationen von ^3He eine Messung mit dem Channeltron nötig machen. Wenn die Zählraten auf ^{36}Ar niedrig werden und daher eine zusätzliche Messung des Ionenstromes nicht mehr sinnvoll ist, wird dieser Umrechnungsfaktor zur Bestimmung der $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse auch bei Ar-Messungen wichtig. In beiden Fällen werden dazu Eichmessungen mit einer genügend hohen Menge an Untergrund- ^4He bzw. ^{40}Ar durchgeführt und der Ionenstrom direkt mit der Zählrate verglichen. Gain-Werte betragen etwa $3\text{-}5 \cdot 10^{18}$ cps/A und nehmen über längere Zeiträume gesehen stetig ab, da mit der Zeit das Channeltron ermüdet.

2.3 Messablauf

2.3.1 Ablauf einer Einzelmessung

Einzelne Datenpunkte werden durch das Peak-Sprungverfahren ermittelt. Das Magnetfeld wird zuerst passend für den gewünschten Massen-Peak eingestellt und zur Vermeidung von Einschwingeffekten kurze Zeit gewartet. Dann wird die Peak-Signalhöhe, gemittelt über eine gewisse Integrationszeit bestimmt und die gleiche Prozedur auf die rechte und linke Grundlinie angewendet, deren mittlere Signalhöhe von der Peak-Signalhöhe abgezogen werden muß. In der Praxis wird im Einzelionen-Modus über mehrere Peak-Signale (Integrationszeit jeweils 1s) hintereinander gemittelt, um die für kleine Zählraten typischen Streuungen der Signalhöhen zu nivellieren und dadurch die Extrapolation zu verbessern. Da im allgemeinen die Zählraten der Grundlinie gleich sind, ist die Verwendung eines gemittelten Abzuges gerechtfertigt. Dies gilt aber nicht mehr für hohe $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ -Verhältnisse. Dann sitzt der Massenpeak von ^{38}Ar auf der Flanke der ^{40}Ar auf. Ein gemittelter Grundlinien-Abzug ist dann überhöht. Nach einer ganzen Messung (s.u.) wird deshalb noch eine globale Korrektur durchgeführt. Im allgemeinen war der Peak von ^{38}Ar durch Moleküle der Masse 38 überlagert, deren relativer Beitrag offenbar mit erhöhtem Partialdruck ^{40}Ar

ansteigt. $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse sind deshalb oft überhöht und werden in dieser Arbeit nicht weiter besprochen.

Für die Faraday-Messungen werden aufgrund der niedrigen Ströme die Integrationszeiten auf 20 s angehoben. Auch die Einschwingzeit des Systems wird wegen der Trägheit des Messverstärkers höher angesetzt (7 s). Da Peak und Grundlinie im gleichen Zeitmodus bestimmt werden, wurde aus Zeitgründen nur eine Grundlinie gemessen.

Jede Messung unterteilt sich in eine Untergrund-Messung und die eigentliche Messung. Bei der Untergrund-Messung wird das sich im geschlossenen Spektrometer akkumulierende Gas für gewöhnlich 10-20 min analysiert. Dann wird das eigentliche Messgas zum Untergrundgas in das Spektrometer eingelassen und der Gaseinlaßzeitpunkt bestimmt. Die Messung dauert anschließend je nach Edelgas 40-80 min. Beide Messreihen – Untergrund und eigentliche Gasmessung – werden auf den Gaseinlaßzeitpunkt extrapoliert und die sich ergebenden Gasmengen voneinander abgezogen. Bei der Untergrundmessung werden dabei die absoluten Zählraten linear extrapoliert, da die akkumulierte Untergrund-Gasmenge in guter Näherung linear mit der Zeit zunimmt. Bei der Messung des Probengases wird prinzipiell nur ein Referenz-Isotop (^4He , ^{20}Ne , ^{36}Ar) zur Absolutmengen-Bestimmung gebraucht und logarithmisch auf den Gaseinlaßzeitpunkt extrapoliert (logarithmisch deshalb, weil der Aufzehrungsprozess des Gases im Spektrometer näherungsweise exponentiell verläuft). Da man in der Regel an Isotopen-Verhältnissen interessiert ist, werden für die anderen Isotope die auf das Referenz-Isotop bezogenen Isotopen-Verhältnisse linear extrapoliert. Wegen der Gasaufzehrung werden dabei lokale Isotopenverhältnisse gebildet, indem der Mittelwert des direkt zuvor und danach gemessenen Datenpunktes des Referenzisotopes zur Berechnung des Isotopenverhältnisses verwendet wird.

Für die Ar-Isotope gestaltet sich die Extrapolation etwas komplizierter, da die Messung von ^{36}Ar bei hohen Partialdrücken an ^{40}Ar (typisch für Proben des Erdmantels) durch aus den Wänden freigeschlagenes ^{36}Ar gestört wird (dies gilt auch für ^{38}Ar). Da ^{40}Ar ungestört bleibt, läßt sich ^{40}Ar absolut bestimmen. ^{38}Ar und die Faraday-Masse ^{36}Ar werden dagegen im Verhältnis zur im Einzelionen-Modus bestimmten ^{36}Ar als Referenz extrapoliert. Die Störungen der Extrapolation mit absoluten Zählraten heben sich dabei auf, so daß die entsprechende Extrapolation der Isotopenverhältnisse linear wird.

Das sich aus den Faraday-Messungen ergebende $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis ist frei von einem systematischen Fehler bei der Umrechnung des Faraday-Signals in eine Zählrate. Bei sehr kleinen Gasmengen ist dies jedoch nicht mehr möglich. Dann wird ein Fehler des Umrechnungsfaktors (Gain) von 2% dazugeschlagen.

He-Messung: ^4He -Messungen werden mit dem Faraday-Auffänger durchgeführt. ^3He wird mit zwei verschiedenen Massendefinitionen analysiert, die jeweils vor Beginn und nach Ende des Flankenanstieges des HD-Massenpeaks angeordnet sind. Zur weiteren Kontrolle der Interferenz mit HD werden direkt vor und kurz nach Gaseinlass Massenscans über die Massen 3 und 2 (H_2) durchgeführt. Erfahrungsgemäß ist der HD- und H_2 -Gehalt konstant und stellt für genügend hohe Zählraten an ^3He (d.h. etwa > 20 cps) kein Problem dar (Zählrate HD beträgt ca. 5-15 cps). Reine statistische Fehler der Extrapolation des $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisses von $< 2\%$ konnten erreicht werden. Aufgrund der vor dem Dezember 2001 nur stichprobenartig bekannten messtechnisch bedingten Massenfraktionierung und der damit verbundenen konservativen Fehlerabschätzung (zu den verwendeten

Korrekturfaktoren (siehe Anhang) ergaben sich Unsicherheiten von >4% für die $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse. Nach Installation eines Eichgasstandards zur regelmäßigen Kontrolle (siehe Anhang) konnten Genauigkeiten bis herab zu etwa 1% erreicht werden.

Die Nachweis-Empfindlichkeit für ^4He beträgt etwa $3,5 \cdot 10^{-14}$ ccm ^4He STP/cps.

Ne-Messung: Das Signal auf den Neon-Isotopenmassen 20, 21 und 22 wird überlagert durch Interferenzen mit den Massen $^{40}\text{Ar}^{++}$, $^{42}^{++}$ (möglicherweise C_3H_6) und CO_2^{++} , sowie einem Beitrag H_2^{18}O auf der Masse 20. Alle entsprechenden Massen (18, 40, 42, 44) sind mittlerweile standardmäßig in einem Messzyklus zusammen mit den Ne-Isotopen integriert, die Wasser-Messungen erst seit Februar 2002 und die Masse 42 erst nach einer Reparatur bedingten Belüftung des Spektrometer-Volumens (davor spielte Masse 42 keine Rolle). Wie die Erfahrung zeigt bleibt der Anteil an CO_2 , H_2O und Masse 42 vor und nach Gaseinlass praktisch konstant, ein Beitrag zum Ne-Signal wird daher schon mit dem Untergrund-Abzug eliminiert. ^{40}Ar verhält sich mobiler. Bei Gaseinlass diffundiert Ar offenbar zu einem kleinen Teil zurück in das Einlassvolumen, wahrscheinlich auch begünstigt durch den bei einer Temperatur von 60 K als Pumpe wirkenden Kryostat. Dies hat ein gewöhnlich auf etwa 90% reduziertes Ar-Signal zur Folge. Der Untergrund-Abzug auf Masse 20 muss daher in der Regel korrigiert werden. (Details siehe Anhang A). Untergrund-Zählraten betragen im Mittel etwa 100-200 cps (^{20}Ne), 5-15 cps (^{21}Ne) und 100-150 cps (^{22}Ne). Vor allem für ^{21}Ne bewegten sich die Messungen besonders in den letzten Extraktionsschritten an der Nachweisgrenze. Erreichbare relative Genauigkeiten im $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis betragen 1-2%. Das $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis konnte in Einzelfällen bis herab zu einer Unsicherheit von 0,2% bestimmt werden.

Die Nachweis-Empfindlichkeit für ^{20}Ne beträgt etwa $1,5 \cdot 10^{-14}$ ccm ^{20}Ne STP/cps.

Ar-Messung: Aufgrund des hohen Signals wird ^{40}Ar standardmäßig mit dem Faraday-Auffänger, ^{36}Ar sowohl mit Einzelionen-Zählung als auch mit dem Faraday-Auffänger bestimmt, es sei denn die Zählrate übersteigt etwa 0,6-1 Million cps. Dann fällt die Einzelionen-Zählung weg. Absolut-Fehler für ^{40}Ar betragen im Mittel weniger als 1%. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse konnten auf >0,3 % genau bestimmt werden.

Die Nachweis-Empfindlichkeit für ^{36}Ar beträgt etwa $2 \cdot 10^{-15}$ ccm ^{36}Ar STP/cps.

2.3.2 Messblöcke

Eichmessungen: Eichmessungen mit Eichgasen bekannter Absolut-Konzentration und Isotopenzusammensetzung sind notwendig, um zum einen Zählraten in absolute Gasmengen umrechnen zu können und zum anderen, um durch den Messprozess verursachte Massenfraktionierungen zwischen den Isotopen (Massendiskriminierung) herauszurechnen. In der Regel werden zwei Eichmessungen (je Edelgas) jeweils vor und nach einer Probenmessung durchgeführt. Absolut-Mengen der Eichgase sind mit einem Fehler behaftet, der sich schwer ohne weiterführende Eichmessungen mit anderen Standards quantifizieren läßt. Allgemein werden Unsicherheiten von 5% angesetzt.

Messung des Leeraufschlusses (Blank): Blankmessungen werden vor einer Probenmessung unter möglichst gleichen Messbedingungen durchgeführt. Insbesondere werden die zur Reinigung des Probengases verwendeten Getter auch beim Leeraufschluß in Betrieb genommen. Die Blankmessungen für die

Knackproben beinhalten nicht den prozeduralen Blank, wie er beim Knacken selbst erzeugt werden kann (Reibung). Dieser war nicht quantifizierbar, da selbst bei hohen Schlagzahlen noch Mantel-Signaturen beobachtet wurden, statt eines erwarteten atmosphärischen Untergrundes (siehe auch Kapitel 6). Blankhöhen bei Schlagrohr-Messungen (reiner System-Blank) lagen für ^4He bei $2\text{-}5\cdot 10^{-9}$ ccm STP; für ^{20}Ne und ^{36}Ar bei $0,6\text{-}4\cdot 10^{-12}$ ccm STP.

Für die Ofen-Messungen wurde der Leeraufschluß mit den gleichen Temperaturen und Sammel- bzw. Heizzeiten durchgeführt. Leider war die Blankhöhe für Ne meist sehr hoch (d.h. $> 10^{-11}$ ccm ^{20}Ne STP bei 1650°C und $> 2\text{-}4\cdot 10^{-12}$ ccm ^{20}Ne STP bei mittleren Temperaturen ($1200^\circ\text{-}1450^\circ\text{C}$)) und Ne-Messungen daher kaum durchführbar. Auch die Ar-Blankhöhen waren in den Hochtemperatur-Fractionen deutlich angehoben im Vergleich zum reinen System-Blank und betrugen $4\text{-}6\cdot 10^{-11}$ ccm ^{36}Ar STP bei 1650° bzw. $0,5\text{-}1\cdot 10^{-11}$ ccm ^{36}Ar STP bei 1450°C . Diese Größenordnung ist als normal anzusehen und entspricht den Blankhöhen am reinen Ar-Spektrometer, mit dem die Vorauswahl-Messungen durchgeführt wurden. He-Leeraufschlußmengen dagegen sind weitgehend unabhängig von der Temperatur und entsprechen dem reinen System-Blank, der durch in die Glasapparatur hineindiffundierendes He dominiert wird.

Probenmessungen: Die Probenmessungen gliedern sich für jede Extraktion in die drei separat durchgeführten oben erläuterten Messungen von He, Ne und Ar. Um die nach Ar-Messungen gewöhnlich erhöhten Mengen an Untergrund-Ar (und damit auch $^{40}\text{Ar}^{++}$) bei nachfolgenden Ne-Messungen zu vermeiden, wurde bei den letzten Messreihen dazu übergegangen, bei zwei Extraktionen am Tag beide Ar-Messungen nach den He- und Ne-Messungen durchzuführen, entgegen der chronologischen Abfolge. Das Ar der ersten Extraktion wurde zu diesem Zweck in einem durch ein Ventil abgetrennten Kohlefinger zwischengelagert.

3 Herkunft, Auswahl und Eigenschaften der Proben

3.1 Beschreibung der Probenlokationen

3.1.1 Die Vulkanfelder in Saudi-Arabien

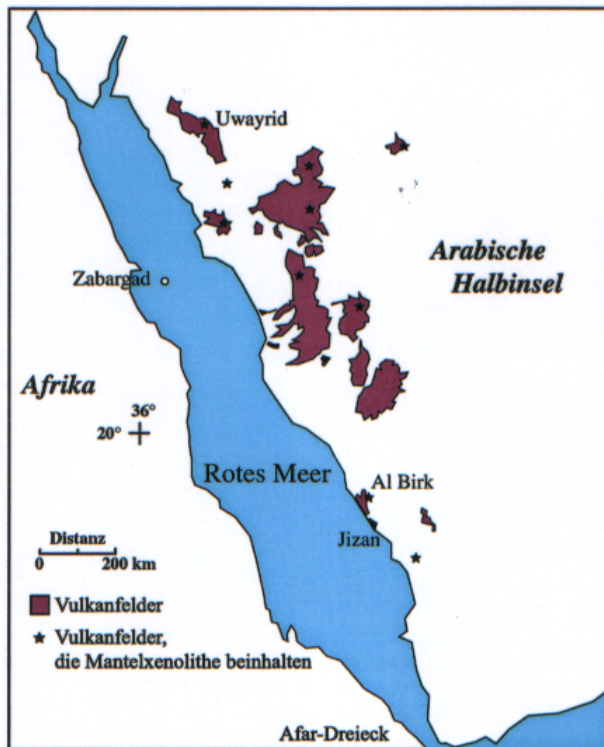


Abbildung 3.1: Karte des Roten Meeres und Lage der Probenlokationen Zabargad, Uwayrid, Al Birk und Jizan. Mit freundlicher Genehmigung von *Melanie Kaliwoda*.

Der Vulkanismus an den Riftflanken des Roten Meeres begann etwa zeitgleich mit dem Beginn der Grabenbildung vor etwa 25-30 Ma, doch begann die Hauptaktivität erst mit Beginn der ozeanischen Phase des Roten Meeres vor 7-10 Ma. Die mehr als ein Dutzend Vulkanfelder auf der arabischen Halbinsel erstrecken sich von Israel/Jordanien im Norden bis in den Yemen (Abb. 3.1). Einige der Schlackenkegel waren auch in historischer Zeit aktiv. Bei den Laven handelt es sich in der Regel um Basalte oder Alkalibasalte.

Altersbestimmungen an Basalten liefern zumeist quartäre Alter. Von Basalten aus Uwayrid wurden aber auch Alter bis 7 Ma, von Al Birk bis 3 Ma berichtet. Da jüngere Basaltflüsse ältere überdecken können sind diese Alter nur als Minimalalter für die lokale magmatische Aktivität anzusehen.

Viele der Vulkanfelder enthalten Mantel-Xenolithe. Alle für diese Studie untersuchten Xenolith-Proben wurden in den 1980er Jahren in mehreren Feldgängen von Prof. R. Altherr gesammelt.

3.1.2 Zabargad (früher: St. John's Island)

Zabargad ist eine im nördlichen Roten Meer (Länge 23°36,5'N, Breite 36°12'O) gelegene wenige km² große Insel (Abb. 3.1 und 3.2), auf der schon im Altertum der Edelstein Peridot abgebaut und für Schmuckstücke verwendet wurde. Die erste geologische Beschreibung lieferte *Moon, 1923*. Erst in den 1980er Jahren war es einigen Expeditionen wieder möglich, die Insel zu besuchen und Proben zu nehmen. Die in dieser Studie untersuchten Proben sammelte Prof. G. Kurat (Wien) auf den Expeditionen 1980 und 1986. Die besondere Aufmerksamkeit, die zur Veröffentlichung vieler Arbeiten zur Mineralogie, Geologie, Geochemie, Petrographie

und Tektonik dieser Insel führten, verdankt Zabargad dem einzigartigen Vorkommen kaum verwitterter ultramafischer Gesteinskomplexe des obersten Mantels. Drei Peridotit-Komplexe sind an der Oberfläche aufgeschlossen: der Northern Peridotite Hill (NPH), Central Peridotite Hill (CPH) und Main Peridotite Hill (MPH) (Abb.3.2). Gravitative und magnetische Anomalien deuten nach *Styles und Gerdes, 1983*, auf ein bis in eine Tiefe von mindestens 8 km reichendes Vorkommen an frischen Peridotiten. Das Alter des durch die Peridotite repräsentierten lithosphärischen Mantels ist panafrikanisch (ca. 700 Ma), ebenso das Alter der in Zabargad in Form von Gneissen aufgeschlossenen Unterkruste (Altersbestimmungen mit Re-Os, Rb-Sr, Sm-Nd und Pb-Pb von *Brueckner et al., 1995*). Bis zum Beginn der Grabenbildung verblieb der SKLM unter Hochdruck und –temperatur-Bedingungen unter kalter kontinentaler Kruste (*Piccardo et al., 1988*).

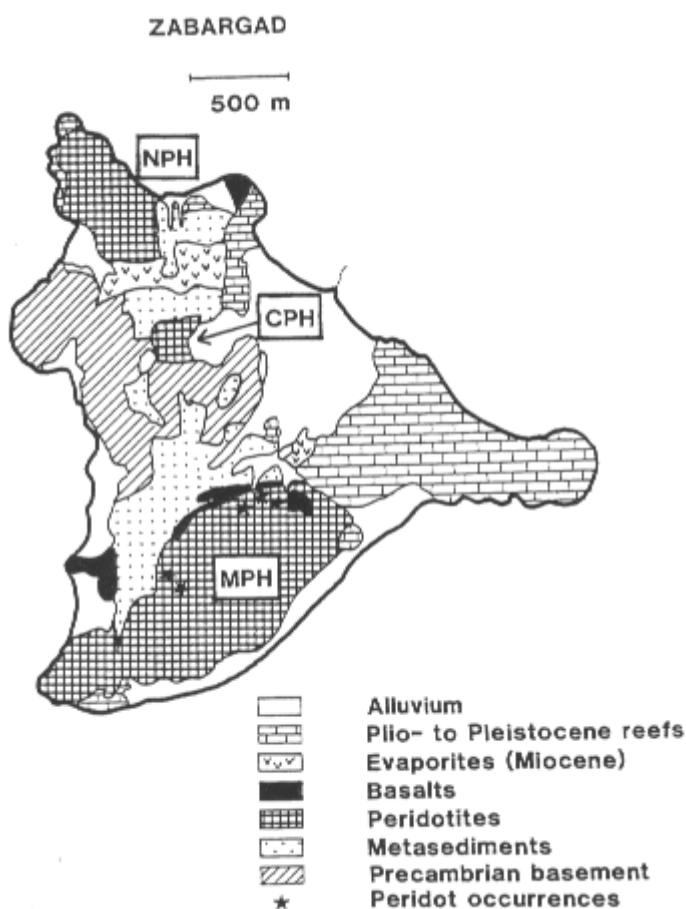


Abbildung 3.2: Geologische Karte der Insel Zabargad. Entnommen aus *Kurat et al., 1993*.

metamorphe Serien von Sedimenten überdeckt. Etwa ein Drittel der aufgeschlossenen Gesteine besteht aus alluvialen Ablagerungen, pliozänen bis pleistozänen Riffgesteinen und miozänen Evaporiten (siehe auch geologische Karte in Abb. 3.2). Aus stratigraphischen Gründen leitet sich daher eine Platznahme der Peridotite zur Zeit des unteren Miozäns ab, in guter Übereinstimmung mit verschiedenen Altersbestimmungen an Amphibolen (23 ± 7 Ma, K-Ar, *Nicolas et al., 1987*; $18,7 \pm 1,3$ Ma, $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$; *Trieloff et al., 1997*) und Zirkonen ($18,4 \pm 1,0$ Ma, Pb-Pb,

Im Zusammenhang mit der Riftphase des Roten Meeres erfolgte der Diapirartige Aufstieg der Peridotite. Darauf deuten die Texturen und Foliationsrichtungen der Peridotite (*Nicolas et al., 1987*). Nach *Piccardo et al., 1988*, führte Dekompression während des nahezu adiabatisch verlaufenden Aufstieges zu partieller Aufschmelzung. Es fand plastische Deformation statt, außerdem führten H₂O-haltige Fluide zur Bildung von Amphibolen (Pargasit). Die Platznahme nahe der Oberfläche erfolgte schließlich in einer dritten Stufe unter niedrigeren Temperatur-Bedingungen und führte zur kontakt-metamorphen Überprägung von Sedimenten („Zabargad Formation“). Nach dieser Platznahme werden Peridotit-Körper und

Oberli et al., 1987; $23,2 \pm 5,9$ Ma, U-Pb, bzw. $22,4 \pm 1,3$ Ma für das jüngste konkordante Korn (^{238}U - ^{206}Pb -Alter), Bosch und Bruguier, 1998). Die massiven Peridotite werden vor allem im MPH von Basaltgängen durchschlagen, die meist in Beziehung zum Aufstieg des Peridotit-Körpers stehen. Zum Teil schneiden diese Gänge aber auch Gesteine der auf den Peridotiten auflagernden Zabargad-Formation, stellen also eine spätere Phase magmatischer Aktivität dar. El Shazly et al., 1974, bestimmten das Alter einiger Basaltgänge zu 0,9-1,7 Ma.

3.2 Probenvorauswahl für die Edelgas-Messungen

3.2.1 Motivation

Das Ziel dieser Arbeit ist die Bestimmung der lokalen Edelgas-Zusammensetzung der die jeweiligen Trägerphasen (Fluide, Minerale) charakterisierenden Mantel-Komponente in ultramafischen Gesteinen des lithosphärischen Mantels. Im Allgemeinen sind einer solchen Mantel-Komponente atmosphärische Edelgase in mehr oder weniger großer Häufigkeit überlagert. Am wenigsten betroffen durch eine solche Kontamination mit atmosphärischen Edelgasen ist das Helium, dessen niedrige Konzentration in der Atmosphäre nur in selteneren Fällen zu einer Überprägung einer Mantel-Helium-Phase führt. Dagegen werden die schwereren Edelgase erfahrungsgemäß häufig von atmosphärischen Beiträgen dominiert. Die Abtrennung und der Nachweis einer praktisch reinen oder zumindest überwiegenden Mantel-Komponente gestaltet sich entsprechend schwierig, zumal niedrige Edelgas-Konzentrationen in ultramafischen Mantelgesteinen eine zusätzliche messtechnische Herausforderung darstellen. Eine Vorgehensweise, die in der Regel angewendet wird, besteht in der Auswahl von unverwittertem Material und der Separation einzelner Haupt-Mineralphasen (vor allem Olivin, Pyroxen), oft mit nur mäßigem Erfolg. Ganz offensichtlich ist der Inkorporationsprozeß atmosphärischer Edelgase in Mantelgesteinen komplexer und nicht alleine auf eine oberflächennahe Lagerung zurückzuführen. Stattdessen können auch stark atmosphärisch beeinflusste Fluidphasen (z.B. bei hydrothermalen Prozessen) noch in einigen Kilometern Tiefe in verschiedenen Mineralphasen unterschiedlich gut eingeschlossen und festgehalten werden.

Neben atmosphärischen Edelgasen können auch in situ radiogene (bzw. nukleogene) Beiträge eine Mantel-Komponente überlagern. Solche Beiträge hängen wesentlich vom Alter, der Zusammensetzung und der Temperaturgeschichte der Probe ab und können prinzipiell durch Vermeidung von Proben, die entsprechende U, Th oder K-Trägerphasen enthalten, minimiert werden. Dabei verliert man allerdings auch eine mögliche Altersinformation.

Der in dieser Studie gewählte Ansatz zur Auswahl von Proben ist empirisch und stellt die erste systematische Anwendung einer Vorstudie im Hinblick auf (Gesamt-) Edelgas-Messungen an irdischen Proben dar. Im folgenden soll die Vorgehensweise kurz zusammengefasst werden. Details werden anschließend im nächsten Abschnitt erläutert.

Eine Reihe von Proben werden auf ihre Ar-Isotopenzusammensetzung untersucht. Durch Verwendung von Entgasungs-Temperaturen, die für die Hauptmineral-Phasen charakteristisch sind, können neben der Quantifizierung von atmosphärischer Kontamination auch die Trägerphasen von Mantel-Argon und ihre Ar-

Konzentrationen bestimmt werden. Zusätzliche Messungen mit der ^{40}Ar - ^{39}Ar -Datierungsmethode an ausgewählten Proben liefern Hinweise auf in situ radiogene Beiträge auf ^{40}Ar .

3.2.2 Methodik

Die Vorauswahlmessungen wurden an einem Ar-Spektrometer vom Typ CH5 durchgeführt. Sie sind Teil einer umfassenderen Studie über Trägerphasen von Mantel-Argon in ultramafischen Gesteinen des Erdmantels und wurden zusammen mit A. Bouikine und K. Korochantseva durchgeführt. Zu Details zum Aufbau des Spektrometers und zur Messdurchführung sei z.B. verwiesen auf *Hopp, 1999*. Informationen zu den Grundlagen der ^{40}Ar - ^{39}Ar -Methode finden sich in *McDougall und Harrison, 1999*, und sollen nicht weiter erläutert werden. Für die Anwendung der ^{40}Ar - ^{39}Ar -Datierungsmethode wurden die Proben in Geesthacht mit Neutronen (ohne Cd-Abschirmung) für einen (Bestrahlung 1), zwei (Bestrahlung 2) bzw. drei Tage (Bestrahlung 3) bestrahlt. Als Altersmonitore wurden NL25-Hornblende-Standards (Alter: 2,66 Ga) verwendet (*Schaeffer und Schaeffer, 1977*). Korrektur-Faktoren auf Nebenreaktionen mit Ca und Cl wurden mit Hilfe der Messungen von mitbestrahlten CaF_2 - und Cl-Glas-Standards ermittelt. Der Probenaufschluß erfolgte durch stufenweises Aufheizen in einem Induktionsofen. Auf diese Weise konnte eine für die Totalentgasung ausreichende Temperatur von 1750°C erreicht werden. Aus der Erfahrung vieler Vorstudien (z.B. *Trieloff et al., 1997; Hopp, 1999*) können verschiedenen Mineralphasen unterschiedliche Entgasungstemperaturen zugeordnet werden. So schmelzen die Hauptminerale (in Mantelgesteinen) Olivin und Ortho- bzw. Klinopyroxen bei ca. 1600°C , 1400° bzw. 1250° . Untergeordnete Phasen wie Amphibole oder Schmelzeinschlüsse entgasen bei niedrigeren Temperaturen (ca. 1100°C bzw. 800° - 900°C), während Verwitterungsphasen als (Haupt-)Träger von atmosphärischem Argon schon bei niedrigen Temperaturen unterhalb 800°C ihr Gas freisetzen.

Es wurden außerdem Messungen an mit Neutronen bestrahlten Proben analog zur ^{40}Ar - ^{39}Ar -Methode mit hoher Temperatur-Auflösung durchgeführt. Diese Methode erlaubt neben der Identifikation von atmosphärischem und Mantel-Argon die Bestimmung von Ca-, Cl- und K-Trägerphasen (durch Messung von ^{37}Ar , ^{38}Ar und ^{39}Ar) und liefert eventuelle Altersinformationen. Da dies recht zeitaufwendig ist, wurden teilweise unbestrahlte Proben analysiert. Dabei wurden die Proben in wenigen Temperatur-Schritten bei zur Trennung von Hauptphasen geeigneten Temperaturen (500° , 900° , 1200° , 1450° und 1650°C) entgast. Die fehlenden Informationen über mögliche Beiträge von in situ radiogenem Argon können prinzipiell bei interessanten Proben durch Nachmessung mit der ^{40}Ar - ^{39}Ar -Methode erhalten werden.

3.2.3 Ergebnisse der Vorauswahl-Messungen

Entscheidend für erfolgsversprechende Edelgas-Messungen an Mantelgesteinen sind neben dem Vorhandensein einer ausgeprägten Mantel-Komponente (hohe $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse) möglichst hohe ^{40}Ar -Konzentrationen. Interessanterweise besteht eine grobe Korrelation zwischen beiden Randbedingungen. Für die Proben der Vorauswahl von Zabargad, Uwayrid und Al Birk sind in Abb. 3.3 die mittleren $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse gegen die Konzentrationen an ^{40}Ar aufgetragen. Mit steigender

Gasmenge steigt auch tendenziell der Anteil an Mantel-Argon. Da Fluideinschlußphasen den Hauptteil an Mantel-Edelgasen beitragen, ist dieses Resultat sehr wahrscheinlich auf unterschiedliche Vesikularität der Proben zurückzuführen. Überlagert wird die Mantelkomponente von einer mehr oder weniger konstanten atmosphärischen Beimischung in der Größenordnung von bis zu etwa $3 \cdot 10^{-7}$ ccm ^{40}Ar STP/g. Für die Edelgas-Messungen geeignet sind alle Proben mit Konzentrationen über 10^{-6} ccm ^{40}Ar STP/g.

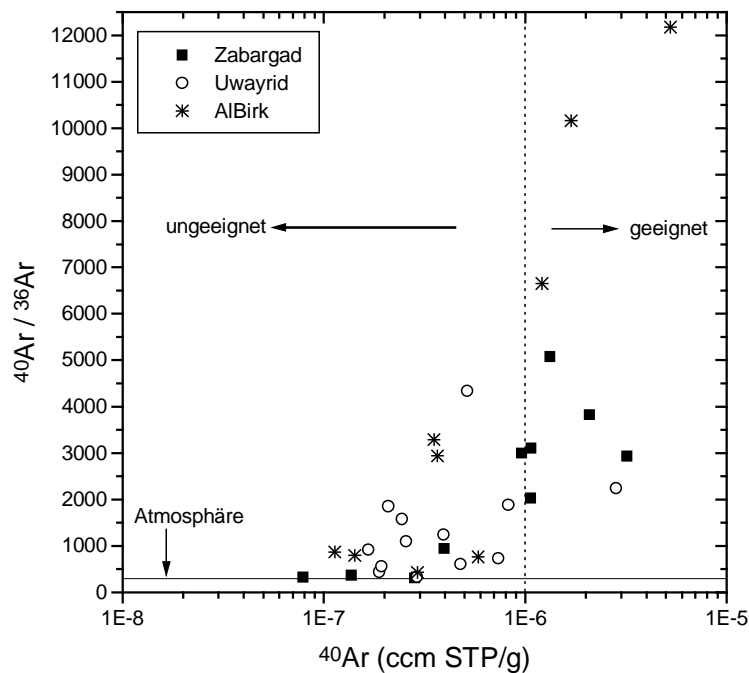


Abbildung 3.3: Ergebnisse der Gesamt- $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse und ^{40}Ar -Konzentrationen der Vorauswahl-Messungen von Proben aus Zabargad, Uwayrid und Al Birk.

Soweit möglich wurden für die Edelgasmessungen an Ganzgesteinsproben die gleichen Scheiben einer Gesteinsknolle verwendet. Daneben wurden aus den gleichen Proben gebildete Mineral-Separate untersucht. Da keine echten Aliquots (d.h. Bildung einer näherungsweise homogenen Grundmenge und ihre Verwendung für Vorauswahl- und Edelgas-Messungen) gebildet wurden, können aufgrund von Proben-Inhomogenitäten die Ergebnisse der Vorauswahl von den späteren Edelgas-Messungen abweichen. Dies wurde für zwei Proben-Fractionen auch beobachtet, die Mehrzahl jedoch entsprach den Erwartungen. Echte Aliquots sind nicht zwingend nötig, solange die Vorauswahl-Messungen nur als Verbesserung einer Stichprobe von zur Auswahl stehenden Proben angesehen werden, wie es in dieser Studie zum weitaus überwiegenden Teil der Fall ist. Bei Verwendung der K-, Ca- und Cl-Gehalte und der Altersdaten einer Probe, die durch die ^{40}Ar - ^{39}Ar -Datierungsmethode gewonnen werden können, müssen bei Verzicht auf Aliquot-Messungen dagegen bei der Interpretation der Daten eventuelle Proben-Inhomogenitäten mitberücksichtigt werden. Das Gleiche gilt für Vergleiche mit Literatur-Daten.

Die $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse der untersuchten Proben können in einzelnen Fractionen deutlich über dem mittleren $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis liegen. In den Abb. 3.4 und 3.5 sind die $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse für die einzelnen Temperatur-Stufen von allen für die

Edelgas-Messungen verwendeten Proben aufgetragen. Die höchsten Werte finden sich im mittleren Temperatur-Bereich zwischen 1100° und 1500°C. Dem entspricht vor allem die Pyroxen-Phase. Im Gegensatz dazu enthält die Hochtemperatur-Phase Olivin (1600°C) gewöhnlich einen bedeutenden atmosphärischen Anteil. Sehr wahrscheinlich ist dies auf eine bereits beginnende Verwitterung des Olivin durch Aufnahme wässriger Fluide zurückzuführen. Im Anfangsstadium behält offenbar Olivin seine thermische Stabilität bei. Erst mit zunehmendem Grad der Verwitterung bilden sich charakteristische bei niedrigen Temperaturen entgasende Mineralphasen (z.B. Serpentin).

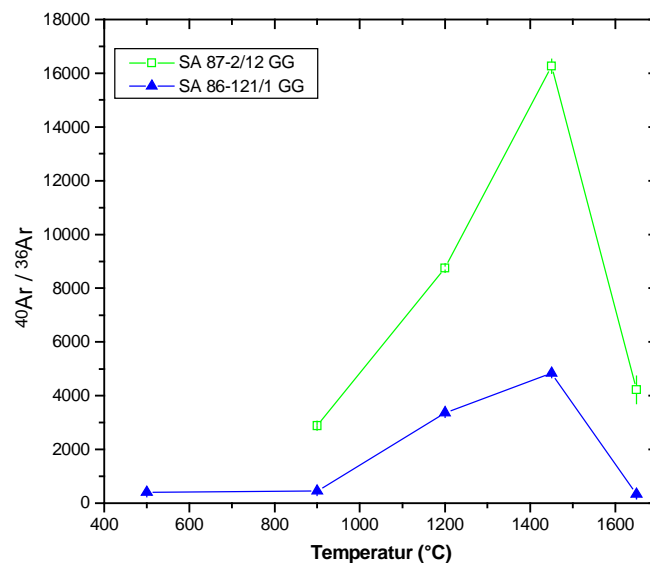


Abbildung 3.4: Variation des $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisses in Abhängigkeit von der Entgasungstemperatur für die unbestrahlten Proben SA 86-121/1 (Jizan, blau) und SA 87-2/12 (Al Birk, grün). Fehlerbalken entsprechen 1σ .

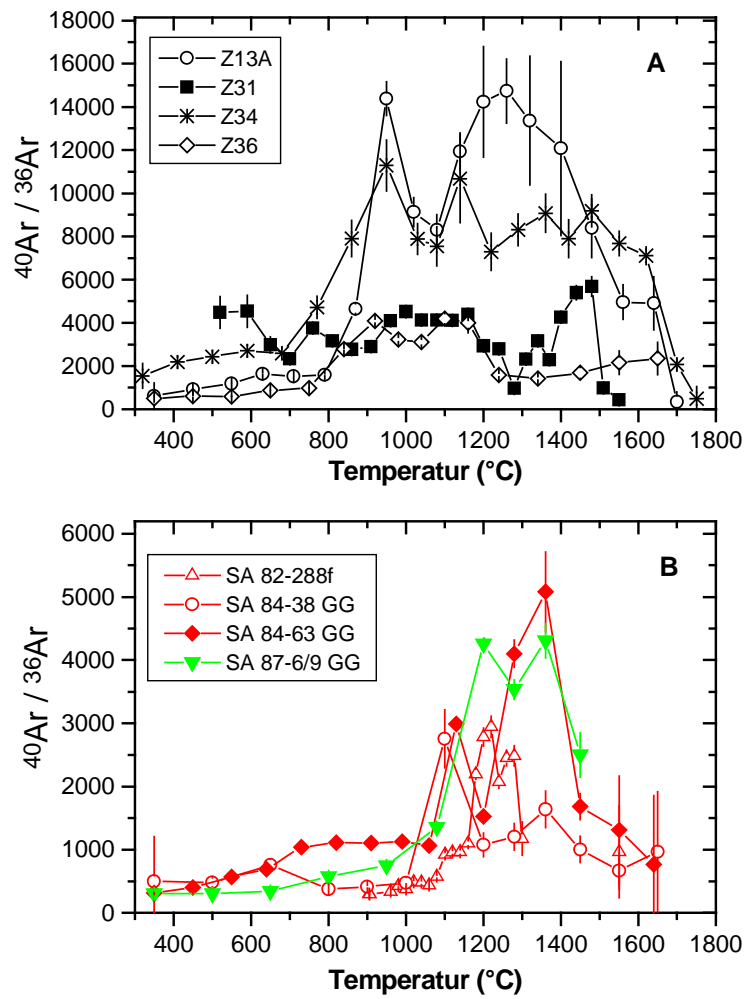


Abbildung 3.5: Variation der $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse in Abhängigkeit der Entgasungstemperatur für die bestrahlten Proben von Zabargad (schwarz), Uwayrid (rot) und Al Birk (grün). Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Ergebnis-Tabellen Vorauswahl

Bestrahlte Proben

Zabargad

Z 13A Ganzgestein; 670,4 mg; Bestrahlung 1:

Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	scheinbares Alter [Ma]
350	44,3 ± 0,9	614 ± 18	1436 ± 36
450	44,7 ± 0,9	931 ± 27	1440 ± 27
550	47,3 ± 0,9	1185 ± 33	1594 ± 40
630	55,7 ± 1,1	1643 ± 47	1299 ± 22
710	35,9 ± 0,7	1528 ± 44	846 ± 33
790	34,6 ± 0,7	1587 ± 49	1571 ± 47
870	72,6 ± 2,3	4654 ± 232	3083 ± 61
950	165 ± 5,3	14383 ± 777	7265 ± 394
1020	41,1 ± 1,3	9133 ± 674	4114 ± 199
1080	21,6 ± 0,7	8308 ± 693	2058 ± 55
1140	37,0 ± 1,2	11935 ± 862	2221 ± 36
1200	24,2 ± 0,8	14235 ± 2556	2313 ± 72
1260	61,9 ± 2,0	14738 ± 1482	4246 ± 176
1320	84,2 ± 1,2	13365 ± 2976	4683 ± 893
1400	61,6 ± 0,6	12078 ± 4028	4761 ± 1499
1480	62,9 ± 1,3	8387 ± 1353	5072 ± 344
1560	70,5 ± 1,0	4965 ± 807	4525 ± 158
1640	100 ± 1,8	4907 ± 1230	5826 ± 806
1700	2,7 ± 2,3	346 ± 455	---
<i>Total</i>	<i>1070 ± 7,7</i>	<i>3106 ± 93</i>	<i>2752 ± 170</i>

Z 31 Ganzgestein; 481,0 mg; (Bestrahlung 2):

Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	scheinbares Alter [Ma]
300	---	---	---
430	---	---	---
520	64,1 ± 7,2	4483 ± 733	5317 ± 318
590	194,0 ± 22,0	4533 ± 746	4581 ± 190
650	560,0 ± 48,0	2979 ± 371	3665 ± 136
700	69,5 ± 0,5	2332 ± 50	1642 ± 76
760	299,0 ± 2,2	3756 ± 67	1115 ± 54
810	53,1 ± 0,4	3161 ± 134	952 ± 76
860	39,4 ± 0,3	2775 ± 100	1020 ± 60
910	114,4 ± 0,9	2896 ± 91	1100 ± 56
960	127,7 ± 0,5	4093 ± 68	1175 ± 13
1000	89,0 ± 0,4	4518 ± 94	802 ± 8
1040	96,2 ± 0,4	4129 ± 90	962 ± 11
1080	117,7 ± 0,5	4130 ± 61	1316 ± 13
1120	160,7 ± 0,7	4110 ± 56	1522 ± 14
1160	89,2 ± 0,4	4394 ± 89	1853 ± 24
1200	53,7 ± 0,2	2934 ± 65	1824 ± 36
1240	74,5 ± 0,4	2790 ± 54	2628 ± 51
1280	135,7 ± 0,7	965 ± 10	2788 ± 44
1310	99,5 ± 0,5	2319 ± 45	2567 ± 68
1340	135,2 ± 0,7	3166 ± 69	3103 ± 58
1370	90,5 ± 0,5	2285 ± 65	3228 ± 105
1400	92,4 ± 0,6	4258 ± 257	4119 ± 164
1440	171,7 ± 1,1	5399 ± 324	4403 ± 125
1480	209,9 ± 1,4	5688 ± 449	4505 ± 118
1510	20,5 ± 1,2	990 ± 209	---
1550	34,7 ± 1,8	439 ± 48	---
<i>Total</i>	3192,0 ± 54,0	2934 ± 73	1882 ± 35

Z 34 Ganzgestein; 887,3 mg; (Bestrahlung 2):

Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	scheinbares Alter [Ma]
320	1,7 ± 0,1	1545 ± 569	1065 ± 500
410	16,2 ± 1,0	2189 ± 223	1476 ± 100
500	25,8 ± 1,5	2434 ± 232	2849 ± 265
590	55,2 ± 3,3	2706 ± 236	2754 ± 123
680	54,3 ± 3,2	2586 ± 230	3797 ± 283
770	37,3 ± 2,2	4722 ± 503	3297 ± 259
860	62,4 ± 3,7	7899 ± 842	3106 ± 253
950	91,4 ± 5,4	11284 ± 1181	2371 ± 40
1030	91,5 ± 5,4	7888 ± 716	888 ± 11
1080	36,2 ± 2,1	7542 ± 899	426 ± 6
1140	23,5 ± 1,4	10682 ± 2044	707 ± 18
1220	35,7 ± 2,1	7286 ± 858	1109 ± 30
1290	49,0 ± 1,3	8305 ± 738	1751 ± 57
1360	58,1 ± 1,5	9078 ± 883	2717 ± 121
1420	44,3 ± 1,2	7911 ± 874	3907 ± 382
1480	95,5 ± 2,5	9183 ± 746	9174 ± 3303
1550	124,4 ± 3,3	7679 ± 560	8335 ± 1762
1620	289,4 ± 7,7	7111 ± 413	9356 ± 1540
1700	129,4 ± 3,6	2067 ± 141	8517 ± 3497
1750	2,6 ± 1,4	491 ± 557	---
<i>Total</i>	<i>1324,0 ± 14,0</i>	<i>5073 ± 157</i>	<i>2246 ± 554</i>

Z 36 Ganzgestein; 567,8 mg; Bestrahlung 1:

Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	scheinbares Alter [Ma]
350	0,1 ± 0,1	500 ± 707	---
450	2,3 ± 0,1	605 ± 55	5737 ± 11055
550	26,9 ± 0,2	590 ± 8	1423 ± 105
650	30,3 ± 0,2	876 ± 14	1259 ± 38
750	102,7 ± 0,7	977 ± 11	2445 ± 60
840	219,4 ± 3,1	2781 ± 58	3522 ± 71
920	139,3 ± 2,0	4085 ± 102	1567 ± 22
980	55,9 ± 0,8	3231 ± 104	406 ± 5
1040	53,4 ± 0,8	3105 ± 135	217 ± 2
1100	83,4 ± 1,2	4191 ± 239	136 ± 1
1160	45,7 ± 0,9	4009 ± 464	54 ± 1
1240	22,3 ± 0,5	1582 ± 86	119 ± 2
1340	42,7 ± 0,9	1419 ± 81	96 ± 3
1450	36,4 ± 1,4	1685 ± 265	554 ± 27
1550	74,3 ± 2,9	2154 ± 531	2195 ± 152
1650	126,8 ± 5,7	2348 ± 747	3470 ± 475
<i>Total</i>	<i>1062,0 ± 7,9</i>	<i>2031 ± 75</i>	<i>355 ± 19</i>

Uwayrid

SA 82-288f Ganzgestein; 902,4 mg; Bestrahlung 3:

Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	scheinbares Alter [Ma]
905	140,0 ± 1,2	304 ± 4	13 ± 1
906	4,6 ± 0,1	296 ± 7	---
960	85,9 ± 2,0	337 ± 11	28 ± 1
980	4,3 ± 0,1	429 ± 17	44 ± 2
1000	2,1 ± 0,1	379 ± 24	25 ± 3
1020	2,3 ± 0,1	487 ± 34	59 ± 5
1040	2,8 ± 0,1	479 ± 28	29 ± 2
1060	5,1 ± 0,1	440 ± 16	29 ± 1
1080	6,9 ± 0,2	573 ± 24	86 ± 2
1101	8,3 ± 0,2	922 ± 38	826 ± 17
1120	11,1 ± 0,3	957 ± 34	1227 ± 29
1140	14,9 ± 0,4	965 ± 39	1564 ± 25
1160	25,3 ± 0,6	1103 ± 39	2142 ± 32
1180	66,6 ± 1,6	2198 ± 78	2739 ± 48
1200	113,5 ± 3,1	2782 ± 139	3404 ± 87
1220	120,1 ± 3,3	2944 ± 165	3960 ± 163
1240	52,3 ± 1,4	2075 ± 106	3243 ± 126
1260	40,2 ± 1,1	2451 ± 124	2240 ± 40
1280	17,2 ± 0,5	2487 ± 160	1768 ± 42
1300	2,7 ± 0,2	1174 ± 263	137 ± 10
1340	0,4 ± 0,3	---	312 ± 36
1440	0,8 ± 0,5	---	243 ± 21
1550	5,5 ± 1,2	965 ± 725	276 ± 78
<i>Total</i>	<i>732,8 ± 5,9</i>	<i>727 ± 9</i>	<i>401 ± 16</i>

SA 84-38 Ganzgestein; 525,9 mg; Bestrahlung 3:

Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	scheinbares Alter [Ma]
350	0,1 ± 0,1	500 ± 707	---
500	1,5 ± 0,1	484 ± 70	474 ± 75
650	2,2 ± 0,1	759 ± 86	299 ± 18
800	7,4 ± 0,2	376 ± 14	144 ± 9
900	3,5 ± 0,1	417 ± 23	117 ± 10
1000	7,6 ± 1,0	478 ± 89	486 ± 20
1100	54,0 ± 6,4	2755 ± 460	3514 ± 53
1200	37,6 ± 4,5	1077 ± 183	2785 ± 40
1280	25,8 ± 3,1	1206 ± 210	2848 ± 92
1360	45,4 ± 5,5	1639 ± 287	4095 ± 84
1450	29,3 ± 3,9	1003 ± 207	7611 ± 1135
1550	17,9 ± 4,0	670 ± 288	10208 ± 9387
1650	23,2 ± 8,2	967 ± 950	4853 ± 653
<i>Total</i>	<i>256,0 ± 14,0</i>	<i>1094 ± 131</i>	<i>2165 ± 516</i>

SA 84-63 Ganzgestein; 254,7 mg; Bestrahlung 1:

Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	scheinbares Alter [Ma]
350	6,0 ± 0,2	316 ± 16	1348 ± 2374
450	14,7 ± 0,3	405 ± 14	538 ± 59
550	10,7 ± 0,3	572 ± 27	701 ± 50
640	11,0 ± 0,3	692 ± 32	605 ± 25
730	54,8 ± 1,2	1042 ± 34	1818 ± 76
820	155,8 ± 1,4	1111 ± 16	3655 ± 132
910	121,9 ± 1,1	1107 ± 16	5523 ± 565
990	49,7 ± 0,5	1127 ± 23	2307 ± 116
1060	156,2 ± 1,4	1067 ± 15	2646 ± 71
1130	277,9 ± 2,5	2988 ± 47	2204 ± 29
1200	237,1 ± 5,0	1530 ± 47	1510 ± 22
1280	1202,0 ± 25,0	4102 ± 214	3057 ± 187
1360	457,6 ± 9,7	5084 ± 631	3611 ± 644
1450	46,9 ± 1,4	1681 ± 205	2665 ± 294
1550	17,3 ± 2,3	1311 ± 852	3274 ± 779
1640	2,0 ± 2,0	769 ± 1088	2628 ± 7274
1700	---	---	---
<i>Total</i>	<i>2822 ± 28</i>	<i>2243 ± 44</i>	<i>2685 ± 142</i>

SA 84-63 cpx (315-500 μm); 565,4 mg; Bestrahlung 1:

Temperatur [°C]	^{40}Ar [10^{-9} ccm STP/g]	$^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$	scheinbares Alter [Ma]
350	0,3 \pm 0,1	273 \pm 117	28 \pm 135
550	16,6 \pm 0,6	392 \pm 21	1162 \pm 90
750	79,9 \pm 3,0	882 \pm 48	3179 \pm 59
850	257,6 \pm 9,6	1342 \pm 71	5206 \pm 103
940	123,4 \pm 4,6	1333 \pm 71	3580 \pm 60
1020	86,5 \pm 4,3	994 \pm 70	2396 \pm 50
1080	191,2 \pm 9,4	937 \pm 65	2451 \pm 22
1140	255,0 \pm 13,0	2457 \pm 174	2244 \pm 23
1200	268,0 \pm 13,0	2441 \pm 172	2009 \pm 36
1260	1441,0 \pm 71,0	4517 \pm 406	3465 \pm 306
1320	463 \pm 23,0	6351 \pm 886	3725 \pm 559
1380	52,7 \pm 2,7	4972 \pm 661	3018 \pm 318
1450	42,1 \pm 2,2	6683 \pm 1837	5538 \pm 1871
1700	32,7 \pm 5,3	---	8664 \pm 21337
<i>Total</i>	<i>3310 \pm 78</i>	<i>2485 \pm 81</i>	<i>3127 \pm 322</i>

SA 84-63 opx (315-500 μm); 365,6 mg; Bestrahlung 1:

Temperatur [°C]	^{40}Ar [10^{-9} ccm STP/g]	$^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$	scheinbares Alter [Ma]
350	4,9 \pm 0,2	272 \pm 19	---
550	55,2 \pm 1,9	358 \pm 17	---
750	82,3 \pm 2,9	1097 \pm 58	---
900	159,7 \pm 5,5	2576 \pm 122	803 \pm 41
1060	167,3 \pm 5,8	2788 \pm 134	658 \pm 25
1130	291,0 \pm 10,0	4042 \pm 218	746 \pm 10
1200	172,6 \pm 6,0	5230 \pm 241	759 \pm 11
1280	213,0 \pm 7,4	5605 \pm 353	1011 \pm 14
1360	634,0 \pm 19,0	6216 \pm 307	1125 \pm 10
1450	180,0 \pm 5,6	10000 \pm 1154	1143 \pm 34
1700	105,1 \pm 8,2	---	1466 \pm 53
<i>Total</i>	<i>2066 \pm 27</i>	<i>3274 \pm 63</i>	<i>967 \pm 8</i>

Al Birk

SA 87-6/9 Ganzgestein; 536,6 mg; Bestrahlung 3:

Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	scheinbares Alter [Ma]
350	1,2 ± 0,1	305 ± 42	27 ± 50
500	2,1 ± 0,1	306 ± 26	64 ± 75
650	1,0 ± 0,1	343 ± 53	50 ± 31
800	7,0 ± 0,1	574 ± 21	932 ± 28
950	2,3 ± 0,1	745 ± 80	1192 ± 93
1080	12,3 ± 0,2	1354 ± 48	2517 ± 83
1200	106,8 ± 1,2	4255 ± 97	5979 ± 141
1280	75,4 ± 0,9	3538 ± 155	4493 ± 137
1360	76,7 ± 0,9	4307 ± 271	4628 ± 174
1450	39,5 ± 0,8	2501 ± 352	6242 ± 462
1550	17,5 ± 2,4	6034 ± 6091	4968 ± 630
1650	24,2 ± 4,7	7563 ± 7704	8153 ± 4553
<i>Total</i>	<i>366,0 ± 5,6</i>	<i>2942 ± 129</i>	<i>4095 ± 404</i>

Unbestrahlte Proben

Uwayrid

	SA 82-288f GG		SA 84-28 GG (Lherzolit)	
Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
500	61,1 ± 0,6	290 ± 2	37,6 ± 0,1	1235 ± 10
900	75,4 ± 0,7	340 ± 2	109,0 ± 0,3	3298 ± 22
1200	306,2 ± 2,8	1193 ± 5	80,2 ± 0,2	924 ± 8
1450	366,9 ± 3,4	3116 ± 36	214,7 ± 0,6	7787 ± 81
1650	13,7 ± 2,2	---	73,2 ± 0,2	1075 ± 9
<i>TOTAL</i>	<i>823,3 ± 5,0</i>	<i>1885 ± 18</i>	<i>514,6 ± 0,7</i>	<i>4334 ± 20</i>
	SA 84-31 GG (Lherzolit)		SA 84-38 GG	
Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
500	24,7 ± 0,1	357 ± 3	2,8 ± 0,2	297 ± 12
900	94,8 ± 0,4	574 ± 3	10,8 ± 0,7	457 ± 10
1200	69,3 ± 0,3	430 ± 3	92,3 ± 5,4	2222 ± 30
1450	172,6 ± 0,8	2164 ± 45	76,5 ± 4,5	1452 ± 36
1650	31,2 ± 0,9	725 ± 52	61,4 ± 5,0	1007 ± 147
<i>TOTAL</i>	<i>392,5 ± 1,3</i>	<i>1246 ± 37</i>	<i>243,8 ± 8,7</i>	<i>1574 ± 93</i>
	SA 84-42B (Hornblende)		SA 84-48 GG (Lherzolit)	
Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
500	2,6 ± 0,1	294 ± 15	20,3 ± 0,3	284 ± 6
900	18,9 ± 0,1	302 ± 4	28,2 ± 0,4	344 ± 3
1200	450,8 ± 2,4	629 ± 2	40,4 ± 0,5	422 ± 15
1450	4,7 ± 0,4	403 ± 44	49,3 ± 0,7	592 ± 9
1650	---	---	50,4 ± 2,5	412 ± 29
<i>TOTAL</i>	<i>477,0 ± 2,4</i>	<i>612 ± 39</i>	<i>188,5 ± 2,7</i>	<i>437 ± 10</i>
	SA 84-50 cpx		SA 84-64 (Hornblende)	
Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
500	4,8 ± 0,2	595 ± 36	2,4 ± 0,2	293 ± 14
900	92,1 ± 2,0	356 ± 3	15,4 ± 0,9	280 ± 10
1200	29,7 ± 0,7	382 ± 5	266,8 ± 15,7	339 ± 1
1450	64,2 ± 1,6	959 ± 32	5,4 ± 0,5	315 ± 22
1650	2,2 ± 1,2	---	---	---
<i>TOTAL</i>	<i>193,0 ± 3,0</i>	<i>562 ± 33</i>	<i>290,0 ± 15,7</i>	<i>335 ± 29</i>
	SA 84-132 GG (Lherzolit)		SA 84-136 cpx	
Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
500	1,3 ± 0,1	290 ± 27	1,6 ± 0,1	284 ± 19
900	11,9 ± 0,3	356 ± 6	66,7 ± 1,9	315 ± 2
1200	68,0 ± 1,3	1316 ± 15	40,7 ± 1,2	1318 ± 35
1450	57,5 ± 1,2	787 ± 13	86,1 ± 2,6	3593 ± 276
1650	27,4 ± 2,3	454 ± 58	14,3 ± 1,3	266 ± 23
<i>TOTAL</i>	<i>166,1 ± 2,9</i>	<i>914 ± 81</i>	<i>209,4 ± 3,7</i>	<i>1854 ± 134</i>

Al Birk

		SA 87-2/12 ^a		SA 87-212 cpx	
Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	
500	---	---	---	---	
900	537,0 ± 47,5	2882 ± 24	35,5 ± 0,8	307 ± 4	
1200	1731,2 ± 153,0	8746 ± 81	7,7 ± 0,3	437 ± 14	
1450	2877,9 ± 255,0	16266 ± 262	67,4 ± 1,5	1139 ± 19	
1650	105,1 ± 10,1	4217 ± 511	31,3 ± 0,8	697 ± 12	
TOTAL	5251,2 ± 301,0	12177 ± 1525	141,9 ± 1,9	795 ± 23	
		SA 87-34 cpx-		SA 87-6/2 GG	
Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	
500	1,6 ± 0,1	455 ± 48	117,1 ± 1,0	290 ± 3	
900	68,8 ± 1,5	370 ± 5	24,4 ± 0,2	310 ± 3	
1200	198,7 ± 7,8	2883 ± 158	87,7 ± 0,7	917 ± 7	
1450	1382,8 ± 53,9	11942 ± 99	242,4 ± 2,3	1156 ± 19	
1650	34,3 ± 1,3	442 ± 4	112,3 ± 7,1	381 ± 32	
TOTAL	1686,2 ± 54,5	10157 ± 1017	583,8 ± 7,6	762 ± 14	
		SA 87-6/9 GG		SA 87-6/17 cpx	
Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	
500	2,1 ± 0,1	299 ± 17	2,7 ± 0,1	278 ± 9	
900	8,6 ± 0,1	319 ± 5	93,3 ± 0,2	319 ± 2	
1200	101,2 ± 0,7	2699 ± 38	438,3 ± 0,7	5954 ± 59	
1450	170,9 ± 1,1	4239 ± 119	659,4 ± 1,7	8221 ± 74	
1650	70,2 ± 2,1	2287 ± 537	20,6 ± 0,1	831 ± 7	
TOTAL	352,9 ± 2,5	3291 ± 158	1214,2 ± 1,9	6653 ± 131	
		SA 87-6/36 GG		SA 87-6/40 GG	
Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	
500	1,9 ± 0,1	266 ± 13	4,8 ± 0,1	278 ± 8	
900	6,3 ± 0,1	301 ± 6	8,6 ± 0,1	322 ± 5	
1200	18,8 ± 0,2	592 ± 10	35,2 ± 0,1	941 ± 15	
1450	86,0 ± 1,2	635 ± 14	45,6 ± 0,5	1035 ± 28	
1650	177,8 ± 6,7	321 ± 13	18,7 ± 2,3	719 ± 220	
TOTAL	290,7 ± 6,8	431 ± 21	112,9 ± 2,4	867 ± 63	

Jizan

		SA 86-22 cpx		SA 86-121/1 ^a	
Temperatur [°C]	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	⁴⁰ Ar [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar	
500	0,7 ± 0,1	433 ± 23	0,7 ± 0,1	395 ± 21	
900	103,7 ± 0,5	303 ± 1	37,3 ± 1,2	450 ± 4	
1200	26,1 ± 0,1	330 ± 2	333,1 ± 10,5	3358 ± 20	
1450	178,4 ± 0,8	342 ± 2	1282,7 ± 40,3	4829 ± 29	
1650	16,2 ± 0,1	467 ± 4	299,2 ± 9,4	326 ± 2	
TOTAL	325,1 ± 1,0	335 ± 17	1953,0 ± 42,7	3803 ± 233	

^a Probe wurde z.T. mit Volumenteilung analysiert. Gesamt-Absolutmengen nur Minimalwerte.

3.3 Petrologie und Geochemie der Proben

3.3.1 Zabargad

Alle in dieser Studie verwendeten Proben von der Insel Zabargad wurden von *Kurat et al., 1993*, auf die Zusammensetzung ihrer Hauptelemente und mehrerer Spurenelemente (Seltene Erden, U, Th u.a.) untersucht. Im Folgenden werden einige Charakteristika der verwendeten Proben erläutert. Für weitergehende Informationen zur Mineralogie und Petrographie sei auf *Kurat et al., 1993* verwiesen.

Z 13 A (Spinell-Lherzolit) (MPH)

Z 13A zählt nach *Kurat et al., 1993* zu den primitiven Peridotiten, reich in inkompatiblen Elementen wie z.B. Al, Ca oder Na. Die auf chondritische Werte (Chondrite vom Typ CI) normalisierte Elementverteilung der Seltenen Erdelemente (SEE) weist jedoch eine leichte Verarmung für die leichten (inkompatibleren, 1*CI) gegenüber den schweren (kompatibleren, 1,4*CI) Seltenen Erden auf, deutet also auf eine gewisse Verarmung hin (*Kurat et al., 1993*). Auch die Cr/(Cr+Al) Verhältnisse in Spinell sind höher als für andere als primitiv beschriebene Peridotite. Auch dies ist ein Hinweis auf einen in der Vergangenheit höheren Grad der Aufschmelzung (*Hellebrand et al., 2001*), mithin ist Z 13A eher als leicht verarmter Peridotit einzuordnen.

Z 31 (Orthopyroxenit) (CPH)

Z 31 ist ein Ganggestein mit für Orthopyroxenit-Gänge auf Zabargad typischen große Korngrößen im cm-Bereich. Die Element-Zusammensetzung der Minerale ist ähnlich den Peridotiten. Es ist eine kontinuierliche Verarmung von den schweren zu den leichten SEE zu beobachten (*Kurat et al., 1993*). Fluid-Einschlußuntersuchungen belegen Drücke im Bereich >3 kbar (bei 1000°C Referenztemperatur), die Bildung des Ganges geschah also noch unter Mantelbedingungen. Die Fluid-Einschlüsse sind dominiert von CO₂-Gas. Die Genese der Ganggesteine ist umstritten. Einem magmatischen Ursprung z.B. als Rückstand bei Schmelzentzug (Kumulat-Bildung) steht die Möglichkeit einer metasomatischen Bildung durch Wechselwirkung mit Mantel- oder hydrothermalen Fluiden gegenüber.

An Z 31 durchgeführte Edelgas-Untersuchungen ergaben ⁴⁰Ar/³⁶Ar-Verhältnisse bis 5300 und ⁴He/⁴⁰Ar*-Werte von 0,12-0,16 (*Trieloff et al., 1997*). Letztere sind Indiz für eine starke Fraktionierung im Vergleich zu dem im Mantel zu erwartenden Verhältnis der Produktionsraten für ⁴He/⁴⁰Ar* von etwa 1-5.

Z 34 (Spinell-Plagioklas-Lherzolit) (CPH)

Das auf chondritische Werte normalisierte Elementmuster der SEE in Z 34 ist flach. Dieser Peridotit wird deshalb als primitiv und in seiner Zusammensetzung am ehesten als repräsentativ für den obersten Mantel betrachtet (*Kurat et al., 1993*). Auch für Z 34 liegen Edelgas-Daten vor. ⁴⁰Ar/³⁶Ar-Verhältnisse erreichen 2100 und

$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ entspricht 0,18 (Trieloff et al., 1997). Im Gegensatz zu den anderen geochemischen Daten weist auch dieses niedrige $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ -Verhältnis auf starke Fraktionierung hin.

Z 36 (Amphibol-Dunit) (NPH)

Diese Probe zählt zu den Peridotiten, die eine starke, zur Ausbildung von pargasitischem, Ti-armen Amphibol führende Metasomatose erfuhr. Metasomatisch überprägte Peridotite zeigen den höchsten Grad an Rekristallisation. Bei Z 36 führte diese Metasomatose zu einer deutlichen Anreicherung der leichten SEE gegenüber den schweren ($55 \cdot \text{Cl}$ gg. $3 \cdot \text{Cl}$, Kurat et al., 1993). Auch U (170 ppb) und Th (1,42 ppm) (Gesamtgestein) sind im Vergleich zu nicht metasomatisch überprägten Peridotiten deutlich angereichert. Als U, Th – Trägerphase liegt neben Amphibol auch Apatit vor. Spinell in metasomatosierten Peridotiten ist sehr Cr-reich (22,2-51,1 % Cr_2O_3) was einen höheren Grad an partieller Aufschmelzung nahelegt. Für Z 36 liegen allerdings keine Spinell-Untersuchungsdaten vor.

3.3.2 Die Vulkanfelder Uwayrid, Al Birk und Jizan

An einer Reihe von Xenolith-Proben von den Vulkanfeldern Saudi-Arabiens wurden Sm-Nd und Rb-Sr-Messungen (vor allem an Klinopyroxen-Separaten) durchgeführt (Henjes-Kunst et al., 1990). Für die meisten in dieser Studie aufgeführten Proben (mit Ausnahme von SA 84-63 und SA 87-6/9; letztere nur Sr) liegen noch keine entsprechende Untersuchungen vor.

Uwayrid

SA 84-38

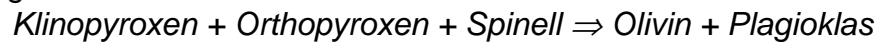
Für SA 84-38 liegt noch keine Bestimmung des Modalbestandes der Minerale vor. Eine grobe optische Abschätzung ergab eine vorläufige Klassifikation als Lherzolit. Innerhalb der Probe existieren aber auch Pyroxen-Gänge. Beobachtet werden auch Schmelzreste zwischen Korngrenzen.

SA 84-63

Dieser Xenolith vom Typ IB (nach Henjes-Kunst, 1987) enthält Anzeichen zweier rezenter Metasomatose-Ereignisse. Das erste Metasomatose-Ereignis führte zu einer starken Anreicherung von inkompatiblen Elementen. So finden sich Ba-Phlogopite mit 11 Gew.-% BaO (Henjes-Kunst et al., 1990)! Im Gegensatz zu den Xenolithen von Typ IA (nach Henjes-Kunst, 1987), die nur eine spätere metasomatische Überprägung erfuhr, wurde das Sm-Nd-System in IB-Xenolithen zurückgesetzt (d.h. das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis wurde homogenisiert). Die nachfolgende zweite Metasomatose analog zu den Typ IA-Xenolithen hatte dagegen keine größeren Auswirkungen auf den Mineralbestand.

SA 84-288f

Diese Probe ist als Olivin-Websterit klassifiziert. Sie enthält etwas Plagioklas. Möglicherweise durchlief die Probe im Mantel eine Dekompressionsphase (d.h. Aufstieg vom Spinell- in das Plagioklas-Stabilitätsfeld), bei der eine Umwandlungsreaktion der Form



stattfand. Die Klärung dieser Frage ist jedoch noch Gegenstand der Forschung (*Kaliwoda, pers. Mitteilung*).

AL Birk

SA 87-2/12

Auch für diese Probe liegt noch keine Klassifikation vor. Die Probe ist dominiert von Ortho- und Klinopyroxen mit nur geringem Anteil Olivin und kann deshalb vorläufig als Pyroxenit eingeordnet werden. Im Klinopyroxen finden sich lamellenartige parallel zur Spaltbarkeit des Klinopyroxen angeordnete Verwachsungen von Phlogopit. Insgesamt könnte der Anteil Phlogopit in dieser Probe etwa 1% betragen (*Altherr, persönliche Mitteilung*).

SA 87-6/9

Eine grobe optische Abschätzung ergab eine Klassifikation als Lherzolit. Der Klinopyroxen dieser Probe wurde auf Sr-Isotopenverhältnisse und – Konzentration untersucht (*Henjes-Kunst et al., 1990*). Dabei ergaben sich keine Besonderheiten; die Probe unterschied sich nicht von anderen Proben von Al Birk.

Jizan

SA 86-121/1

Die Probe ist dominiert von Ortho- und Klinopyroxen, wobei letzterer etwas überwiegt. SA 86-121/1 kann vorläufig als Pyroxenit klassifiziert werden. Die Probe enthält geringe Mengen länglicher Phlogopit-Körner, wobei Korngrößen von bis zu ca. 200 µm Länge beobachtet werden können.

Ergebnis-Tabellen der Edelgas-Messungen

Zabargad

Z 13A FR1; 2,4830 g; (Knackprobe, nur ein Rohr befüllt)

kumulative Anzahl der Schläge	⁴ He [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
25	4,4 ± 0,2	12,23 ± 3,55	1,2 ± 0,3	10,92 ± 2,30	---	3,0 ± 0,1	5823 ± 132 ^a
125	34,6 ± 0,5	8,84 ± 0,63	7,7 ± 0,2	10,36 ± 0,29	0,0379 ± 0,0066	19,1 ± 0,4	6621 ± 154 ^a
525	158,7 ± 2,0	8,37 ± 0,41	32,4 ± 0,3	10,99 ± 0,09	0,0386 ± 0,0017	82,7 ± 2,0	6304 ± 156 ^a
1800	190,3 ± 2,4	8,07 ± 0,31	33,7 ± 0,3	11,11 ± 0,10	0,0425 ± 0,0018	109,5 ± 3,0	5698 ± 128 ^a
Total	388,0 ± 3,2	8,30 ± 0,26	75,0 ± 0,5	10,98 ± 0,08	0,0390 ± 0,0015	214,2 ± 3,6	6016 ± 168

Z 13A FR2; 7,9278 g; (Knackprobe)

kumulative Anzahl der Schläge	⁴ He [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
200	104,4 ± 1,0	8,09 ± 0,33	20,9 ± 0,1	11,16 ± 0,06	0,0403 ± 0,0012	41,1 ± 0,6	8134 ± 144
1000	247,8 ± 2,3	8,05 ± 0,32	44,6 ± 0,2	11,50 ± 0,05	0,0423 ± 0,0007	89,7 ± 1,3	8468 ± 119
2000	119,3 ± 1,1	8,07 ± 0,33	20,8 ± 0,1	11,55 ± 0,06	0,0455 ± 0,0009	51,3 ± 0,7	7992 ± 52
3000	37,2 ± 0,4	7,93 ± 0,35	6,7 ± 0,1	11,38 ± 0,12	0,0443 ± 0,0018	29,7 ± 0,4	4629 ± 64
4000	15,8 ± 0,2	8,10 ± 0,39	3,3 ± 0,1	11,11 ± 0,28	0,0365 ± 0,0042	17,7 ± 0,3	3659 ± 73 ^a
5000	---	---	---	---	---	12,1 ± 0,2	3725 ± 75 ^a
6000	---	---	---	---	---	9,0 ± 0,1	3324 ± 67 ^a
7000	---	---	---	---	---	6,5 ± 0,1	3477 ± 70 ^a
Total	524,4 ± 2,8	8,06 ± 0,19	96,2 ± 0,3	11,42 ± 0,10	0,0425 ± 0,0005	257,0 ± 1,6	7016 ± 84

Atmosphäre	1	9,80	0,0290	295,5
------------	---	------	--------	-------

^a Messung von ³⁶Ar nur mit Einzelionenzählung, nicht mit Faraday-Auffänger. ⁴⁰Ar/³⁶Ar daher mit Fehler des Umrechnungsfaktors (Def. 2%).

Z 13A Ofen1; 2,4277 g; (Ofenprobe)

Temperatur [°C]	⁴ He [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
850	46,0 ± 0,7	7,90 ± 0,36	15,5 ± 0,3	10,74 ± 0,22	0,0380 ± 0,0029	270,6 ± 3,7	1212 ± 18
1450	208,4 ± 2,7	7,99 ± 0,32	20,7 ± 0,4	12,06 ± 0,22	0,0542 ± 0,0020	62,6 ± 1,1	11221 ± 266
1650	98,6 ± 1,3	8,16 ± 0,34	45,3 ± 0,8	10,33 ± 0,18	0,0351 ± 0,0015	71,3 ± 3,7	4904 ± 119 ^a
Total	353,0 ± 3,1	8,03 ± 0,24	81,5 ± 0,9	10,85 ± 0,18	0,0405 ± 0,0011	404,5 ± 5,4	3412 ± 87

Z 31 FR1; 2,4398 g; (Knackprobe, nur ein Rohr befüllt)

kumulative Anzahl der Schläge	⁴ He [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
20	19,8 ± 1,0	7,03 ± 0,84	18,4 ± 0,3	10,12 ± 0,14	0,0329 ± 0,0032	92,2 ± 0,9	1852 ± 30
60	31,5 ± 1,5	7,47 ± 0,54	26,6 ± 0,3	10,32 ± 0,10	0,0333 ± 0,0023	139,4 ± 1,3	1906 ± 26
180	75,2 ± 3,4	6,76 ± 0,40	59,1 ± 0,4	10,44 ± 0,06	0,0343 ± 0,0011	270,1 ± 2,5	2199 ± 19
680	182,0 ± 8,1	7,36 ± 0,29	106,0 ± 0,4	10,67 ± 0,04	0,0370 ± 0,0009	556,2 ± 7,0	2797 ± 29
1680	122,7 ± 5,5	7,03 ± 0,31	58,8 ± 0,5	11,09 ± 0,09	0,0395 ± 0,0015	269,6 ± 3,3	3417 ± 36
Total	431,3 ± 10,5	7,15 ± 0,30	269,0 ± 0,8	10,64 ± 0,04	0,0363 ± 0,0006	1327,5 ± 8,3	2642 ± 28

Z 34 Ofen1; 3,3372 g; (Ofenprobe)

Temperatur [°C]	⁴ He [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
800	84,6 ± 1,1	5,77 ± 0,25	---	---	---	---	---
1200	122,2 ± 1,5	6,57 ± 0,28	---	---	---	---	---
1650	178,0 ± 2,2	7,01 ± 0,29	---	---	---	---	---
Total	384,9 ± 2,9	6,60 ± 0,18	---	---	---	---	---

Atmosphäre	1	9,80	0,0290	295,5
------------	---	------	--------	-------

^a Messung von ³⁶Ar nur mit Einzelionenzählung, nicht mit Faraday-Auffänger. ⁴⁰Ar/³⁶Ar daher mit Fehler des Umrechnungsfaktors (Def. 2%).

Z 34 FR1; 7,9380 g; (Knackprobe)

kumulative Anzahl der Schläge	⁴ He [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
200	53,9 ± 0,1	6,87 ± 0,28	23,8 ± 0,2	10,60 ± 0,07	0,0359 ± 0,0010	63,6 ± 0,4	5472 ± 161
1000	115,7 ± 0,1	6,79 ± 0,27	40,1 ± 0,1	10,76 ± 0,04	0,0388 ± 0,0008	107,3 ± 0,7	6032 ± 178
2000	59,4 ± 0,1	6,88 ± 0,28	18,7 ± 0,1	10,89 ± 0,06	0,0389 ± 0,0010	52,1 ± 0,3	6470 ± 181
3000	25,7 ± 0,1	6,90 ± 0,30	7,0 ± 0,1	10,83 ± 0,16	0,0413 ± 0,0019	22,8 ± 0,2	6388 ± 180
4000	12,6 ± 0,1	6,77 ± 0,33	3,36 ± 0,07	10,96 ± 0,22	0,0441 ± 0,0035	13,9 ± 0,1	5185 ± 177
Total	267,3 ± 0,1	6,83 ± 0,15	93,0 ± 0,3	10,76 ± 0,10	0,0385 ± 0,0005	259,7 ± 0,9	5969 ± 97

Z 36 FR1; 7,5061 g; (Knackprobe)

kumulative Anzahl der Schläge	⁴ He [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
200	141,3 ± 1,1	6,28 ± 0,25	44,7 ± 0,2	10,14 ± 0,05	0,0326 ± 0,0007	125,8 ± 3,6	1446 ± 19
1000	299,6 ± 2,2	6,11 ± 0,24	67,2 ± 0,3	10,36 ± 0,05	0,0344 ± 0,0006	187,1 ± 5,3	1752 ± 23
2000	113,0 ± 0,8	6,11 ± 0,25	19,9 ± 0,1	10,50 ± 0,06	0,0357 ± 0,0011	69,6 ± 2,0	1715 ± 12
3000	34,1 ± 0,3	6,15 ± 0,27	5,04 ± 0,06	10,55 ± 0,12	0,0381 ± 0,0039	19,3 ± 0,1	1817 ± 17
4000	21,5 ± 0,2	5,66 ± 0,27	3,09 ± 0,09	10,11 ± 0,29	0,0432 ± 0,0043	11,8 ± 0,1	1773 ± 37
Total	609,4 ± 2,6	6,14 ± 0,15	139,9 ± 0,4	10,31 ± 0,11	0,0344 ± 0,0004	413,6 ± 6,7	1656 ± 40

Atmosphäre	1	9,80	0,0290	295,5
------------	---	------	--------	-------

Z 36 Ofen1; 1,9831 g; (Ofenprobe)

Temperatur [°C]	⁴ He [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
800	313,2 ± 17,0	4,43 ± 0,09	---	---	---	---	---
1150	377,8 ± 20,4	5,24 ± 0,09	---	---	---	---	---
1650	475,0 ± 25,6	5,62 ± 0,08	---	---	---	---	---
Total	1166,0 ± 36,9	5,18 ± 0,24	---	---	---	---	---

Uwayrid

SA 84-38cpx FR1 (> 315 µm); 9,1408 g; (Knackprobe)

kumulative Anzahl der Schläge	⁴ He [10 ⁻¹⁰ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
200	49,9 ± 0,9	6,83 ± 0,35	147,3 ± 0,3	9,90 ± 0,02	0,0298 ± 0,0004	221,3 ± 2,3	752 ± 17
1000	81,0 ± 1,4	7,16 ± 0,25	158,1 ± 0,3	9,95 ± 0,02	0,0298 ± 0,0004	205,1 ± 2,1	1167 ± 26
2000	55,0 ± 1,0	7,53 ± 0,30	66,2 ± 0,2	9,93 ± 0,03	0,0306 ± 0,0005	91,4 ± 1,0	1808 ± 8
3000	35,6 ± 0,7	8,37 ± 0,39	40,7 ± 0,2	9,96 ± 0,04	0,0300 ± 0,0005	51,8 ± 0,5	2057 ± 15
4000	30,3 ± 0,7	7,93 ± 0,40	29,8 ± 0,1	9,97 ± 0,03	0,0312 ± 0,0006	38,0 ± 0,4	2494 ± 23
5500	32,6 ± 0,7	8,43 ± 0,35	23,1 ± 0,1	10,09 ± 0,05	0,0320 ± 0,0009	28,5 ± 0,3	3371 ± 37
7000	21,7 ± 0,5	8,42 ± 0,54	12,4 ± 0,1	9,92 ± 0,11	0,0328 ± 0,0008	13,9 ± 0,2	4653 ± 99
Total	306,2 ± 2,3	7,61 ± 0,15	477,5 ± 0,6	9,94 ± 0,01	0,0302 ± 0,0002	649,9 ± 3,4	1435 ± 14

Atmosphäre	1	9,80	0,0290	295,5
------------	---	------	--------	-------

SA 84-63 cpx FR1; 1,8679 g; (Knackprobe, nur ein Rohr befüllt)

kumulative Anzahl der Schläge	⁴ He [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
500	2106,7 ± 3,5	7,51 ± 0,24	1410,8 ± 2,8	9,92 ± 0,02	0,0299 ± 0,0002	2193,0 ± 3,4	804 ± 1
2000	1357,5 ± 2,3	7,50 ± 0,23	344,4 ± 1,2	10,04 ± 0,03	0,0317 ± 0,0004	476,2 ± 1,6	1962 ± 28
3500	212,8 ± 0,4	7,48 ± 0,32	17,6 ± 0,3	11,00 ± 0,19	0,0392 ± 0,0038	25,0 ± 0,6	7111 ± 143 ^a
Total	3676,9 ± 4,2	7,50 ± 0,16	1772,9 ± 3,0	9,95 ± 0,02	0,0303 ± 0,0002	2694,2 ± 3,8	1067 ± 6

SA 82-288f FR1; 4,9291 g; (Knackprobe, nur ein Rohr befüllt)

kumulative Anzahl der Schläge	⁴ He [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
50	5,1 ± 0,1	10,05 ± 1,58	28,1 ± 0,2	9,79 ± 0,07	0,0287 ± 0,0011	57,6 ± 1,8	384 ± 12
250	14,5 ± 0,2	7,80 ± 0,68	101,9 ± 0,3	9,75 ± 0,03	0,0291 ± 0,0005	224,9 ± 7,1	363 ± 11
1000	129,0 ± 1,6	7,61 ± 0,29	449,2 ± 0,9	9,83 ± 0,02	0,0294 ± 0,0003	873,2 ± 27,4	429 ± 11
2500	150,7 ± 1,9	8,01 ± 0,29	265,5 ± 0,6	9,90 ± 0,02	0,0298 ± 0,0003	444,7 ± 14,0	596 ± 15
3500	53,0 ± 0,7	7,59 ± 0,37	77,2 ± 0,3	9,57 ± 0,04 ^b	0,0301 ± 0,0008	123,9 ± 3,9	685 ± 17
Total	352,3 ± 2,6	7,82 ± 0,20	921,9 ± 1,2	9,82 ± 0,05	0,0295 ± 0,0002	1724,3 ± 31,8	480 ± 14
Atmosphäre		1		9,80	0,0290		295,5

^a Messung von ³⁶Ar nur mit Einzelionenzählung, nicht mit Faraday-Auffänger. ⁴⁰Ar/³⁶Ar daher mit Fehler des Umrechnungsfaktors (Def. 2%).

^b Bei Ne-Messung hoher Gesamtuntergrund aufgrund Pumpen-Fehlfunktion. Korrektur auf Masseninterferenzen daher unsicher.

AI Birk

SA 87-6/9 px FR1; 2,1417 g; (Knackprobe, nur ein Rohr befüllt)

kumulative Anzahl der Schläge	⁴ He [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
250	34,5 ± 0,1	6,30 ± 0,58	12,3 ± 0,5	10,74 ± 0,45	0,0369 ± 0,0049	42,4 ± 0,4	2261 ± 45 ^a
1750	126,5 ± 0,3	7,41 ± 0,37	32,4 ± 0,5	11,11 ± 0,16	0,0401 ± 0,0019	98,2 ± 0,7	3515 ± 70 ^a
Total	161,0 ± 0,3	7,17 ± 0,32	44,7 ± 0,7	11,01 ± 0,19	0,0392 ± 0,0021	140,6 ± 0,8	3137 ± 56

SA 87-6/9 FR2; 11,1754 g; (Knackprobe)

kumulative Anzahl der Schläge	⁴ He [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
200	11,9 ± 0,5	6,65 ± 0,17	28,7 ± 0,1	9,81 ± 0,05	0,0281 ± 0,0006	81,4 ± 1,0	519 ± 23
1000	29,9 ± 1,3	6,72 ± 0,10	48,9 ± 0,2	9,97 ± 0,03	0,0309 ± 0,0005	138,9 ± 1,7	633 ± 28
2000	17,3 ± 0,7	6,91 ± 0,17	21,5 ± 0,1	9,99 ± 0,04	0,0313 ± 0,0007	67,5 ± 0,8	726 ± 32
3000	8,4 ± 0,4	6,85 ± 0,20	11,3 ± 0,1	9,98 ± 0,06	0,0303 ± 0,0009	39,5 ± 0,5	666 ± 29
Total	67,5 ± 1,6	6,77 ± 0,24	110,4 ± 0,2	9,93 ± 0,07	0,0302 ± 0,0003	327,3 ± 2,2	628 ± 16

SA 87-6/9 px FR3; 8,0104 g; (Knackprobe)

kumulative Anzahl der Schläge	⁴ He [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
200	37,12 ± 0,05	6,57 ± 0,10	23,2 ± 0,1	10,25 ± 0,05	0,0333 ± 0,0007	47,3 ± 0,1	2058 ± 22
1000	74,70 ± 0,05	6,64 ± 0,09	35,8 ± 0,2	10,48 ± 0,05	0,0348 ± 0,0006	66,4 ± 0,1	2811 ± 28
2000	41,00 ± 0,05	6,62 ± 0,11	15,1 ± 0,1	10,71 ± 0,08	0,0377 ± 0,0009	30,2 ± 0,1	3565 ± 20
4000	25,45 ± 0,05	6,75 ± 0,13	7,75 ± 0,05	11,00 ± 0,07	0,0426 ± 0,0012	17,8 ± 0,1	4233 ± 97
Total	178,3 ± 0,1	6,64 ± 0,05	81,8 ± 0,2	10,51 ± 0,03	0,0356 ± 0,0004	161,7 ± 0,1	2888 ± 18

Atmosphäre	1	9,80	0,0290	295,5
------------	---	------	--------	-------

^a Messung von ³⁶Ar nur mit Einzelionenzählung, nicht mit Faraday-Auffänger. ⁴⁰Ar/³⁶Ar daher mit Fehler des Umrechnungsfaktors (Def. 2%).

SA 87-2/12 cpx FR1; 8,9221 g; (Knackprobe)

kumulative Anzahl der Schläge	⁴ He [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
150	393,2 ± 9,5	7,85 ± 0,09	557,5 ± 1,3	10,14 ± 0,02	0,0322 ± 0,0003	569,9 ± 7,1	3383 ± 14
550	602,5 ± 14,5	7,82 ± 0,09	462,6 ± 1,1	10,43 ± 0,02	0,0350 ± 0,0004	397,2 ± 5,0	6786 ± 27
1000	337,4 ± 8,2	7,82 ± 0,10	243,0 ± 0,6	10,52 ± 0,03	0,0363 ± 0,0004	286,7 ± 3,6	9283 ± 35
1500	187,5 ± 4,5	7,90 ± 0,10	111,9 ± 0,3	10,71 ± 0,03	0,0386 ± 0,0005	104,4 ± 1,3	12712 ± 73
2100	100,2 ± 2,4	7,90 ± 0,11	62,2 ± 0,2	10,81 ± 0,04	0,0400 ± 0,0005	76,0 ± 1,0	14702 ± 97
3000	69,9 ± 1,7	7,93 ± 0,14	44,4 ± 0,2	10,94 ± 0,04	0,0407 ± 0,0006	42,7 ± 0,5	16502 ± 175
4800	55,4 ± 1,4	7,91 ± 0,15	34,2 ± 0,1	11,22 ± 0,04	0,0443 ± 0,0007	32,1 ± 0,4	20669 ± 304
7300	29,8 ± 0,7	8,09 ± 0,16	19,8 ± 0,1	11,34 ± 0,06	0,0453 ± 0,0008	17,6 ± 0,2	25591 ± 617
9800	12,2 ± 0,3	8,10 ± 0,23	7,57 ± 0,07	11,17 ± 0,11	0,0419 ± 0,0016	6,4 ± 0,1	24842 ± 507 ^a
Total	1788,1 ± 20,0	7,85 ± 0,13	1515,6 ± 1,8	10,41 ± 0,04	0,0350 ± 0,0002	1532,9 ± 9,6	7637 ± 64

Jizan

SA 86-121/1 cpx FR1; 7,8410 g; (Knackprobe)

kumulative Anzahl der Schläge	⁴ He [10 ⁻⁹ ccm STP/g]	³ He / ⁴ He [R _A]	²² Ne [10 ⁻¹³ ccm STP/g]	²⁰ Ne / ²² Ne	²¹ Ne / ²² Ne	³⁶ Ar [10 ⁻¹² ccm STP/g]	⁴⁰ Ar / ³⁶ Ar
200	322,5 ± 1,3	6,21 ± 0,08	255,1 ± 0,5	9,97 ± 0,02	0,0308 ± 0,0004	347,8 ± 4,5	1834 ± 9
500	232,1 ± 0,9	6,33 ± 0,09	124,6 ± 0,3	10,03 ± 0,02	0,0322 ± 0,0004	197,4 ± 2,5	3085 ± 49
900	159,7 ± 0,6	6,26 ± 0,09	72,1 ± 0,2	10,04 ± 0,03	0,0335 ± 0,0005	99,6 ± 1,3	3573 ± 20
1700	185,3 ± 0,7	6,30 ± 0,09	70,0 ± 0,2	10,16 ± 0,04	0,0342 ± 0,0005	91,6 ± 1,2	4603 ± 26
3200	71,5 ± 0,3	6,29 ± 0,11	21,7 ± 0,1	10,37 ± 0,06	0,0362 ± 0,0007	39,0 ± 0,5	6488 ± 53
3800	21,8 ± 0,1	6,58 ± 0,18	5,96 ± 0,09	10,53 ± 0,16	0,0386 ± 0,0015	9,2 ± 0,1	7690 ± 285
Total	992,9 ± 1,9	6,28 ± 0,04	549,5 ± 0,6	10,04 ± 0,02	0,0322 ± 0,0002	784,6 ± 5,5	2993 ± 31

Atmosphäre	1	9,80	0,0290	295,5
------------	---	------	--------	-------

^a Messung von ³⁶Ar nur mit Einzelionenzählung, nicht mit Faraday-Auffänger. ⁴⁰Ar/³⁶Ar daher mit Fehler des Umrechnungsfaktors (Def. 2%).

4 Ergebnisse und Diskussion

Ein wichtiges Resultat dieser Studie ist eine gute Übereinstimmung in der Edelgas-Isotopenzusammensetzung der Xenolith-Proben und der Proben von der Insel Zabargad. Aus diesem Grund wurde auf eine separate Diskussion der Ergebnisse verzichtet.

Die angegebenen Fehler der Absolutkonzentrationen der Edelgase enthalten nicht eventuelle systematische Fehler der verwendeten Eichgaskonzentrationen.

4.1 Helium

Die Konzentrationen an ^4He lagen zwischen $3 \cdot 10^{-8}$ (SA 84-38) und $3,5 \cdot 10^{-6}$ (SA 84-63) ccm STP/g und damit im oberen Bereich der bisher weltweit untersuchten Gesteine des subkontinentalen lithosphärischen Mantels. Die beiden Proben SA 84-63 und SA 87-2/12 ($1,5 \cdot 10^{-6}$ ccm STP/g) gehören mit zu den gasreichsten Xenolithen überhaupt (vergleiche Abb. 1.2 (aus *Gautheron und Moreira, 2002*)). Die Untergrenze in dieser Studie hat jedoch keinen repräsentativen Charakter, da durch die Probenvorauswahl nur Proben mit höheren (Ar-)Konzentrationen zur Messung verwendet wurden und daher auch eine entsprechend hohe He-Menge erwartet werden konnte.

Aus drei Proben (Z 13A, Z 34 und Z 36) wurde Helium durch Heizen freigesetzt. Die durch Heizen und Knacken erhaltenen Gesamtkonzentrationen an ^4He sind für Z 13A und Z 34 vergleichbar, bei Z 36 ist die durch Heizen erhaltene Gasmenge höher (Abb.6.1). Z13A und Z 34 sind also durch das stufenweise Knacken sehr vollständig entgast worden. Die Differenz bei Z 36 kann zum Teil auf eine radiogene Gitterkomponente zurückgeführt werden und soll später eingehender diskutiert werden.

Das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis der geknackten Proben schwankt zwischen 6,1 und 8,1 R_A und deckt damit die Bandbreite für den weltweiten (nicht von Plumes beeinflussten) SKLM ab. Jede Probe besitzt ihre eigene, über alle Knackschritte konstant bleibende charakteristische Isotopenzusammensetzung (Abb. 4.1). Diese Konstanz schließt mögliche in situ radiogene Beiträge an ^4He bzw. kosmogene Beiträge an ^3He in den Fluid-Einschlüssen aus, da es sehr unwahrscheinlich wäre, in allen Fluid-Einschlüssen den gleichen relativen Anteil an radiogenem/kosmogenem Helium gegenüber Mantel-Helium vorzufinden. Eine Ausnahme könnte die Probe Z 36 sein, bei der eine Rehomogenisierung zwischen einer radiogenen Gitterkomponente und einem eingetragenen Mantel-Fluid stattgefunden haben könnte (siehe unten).

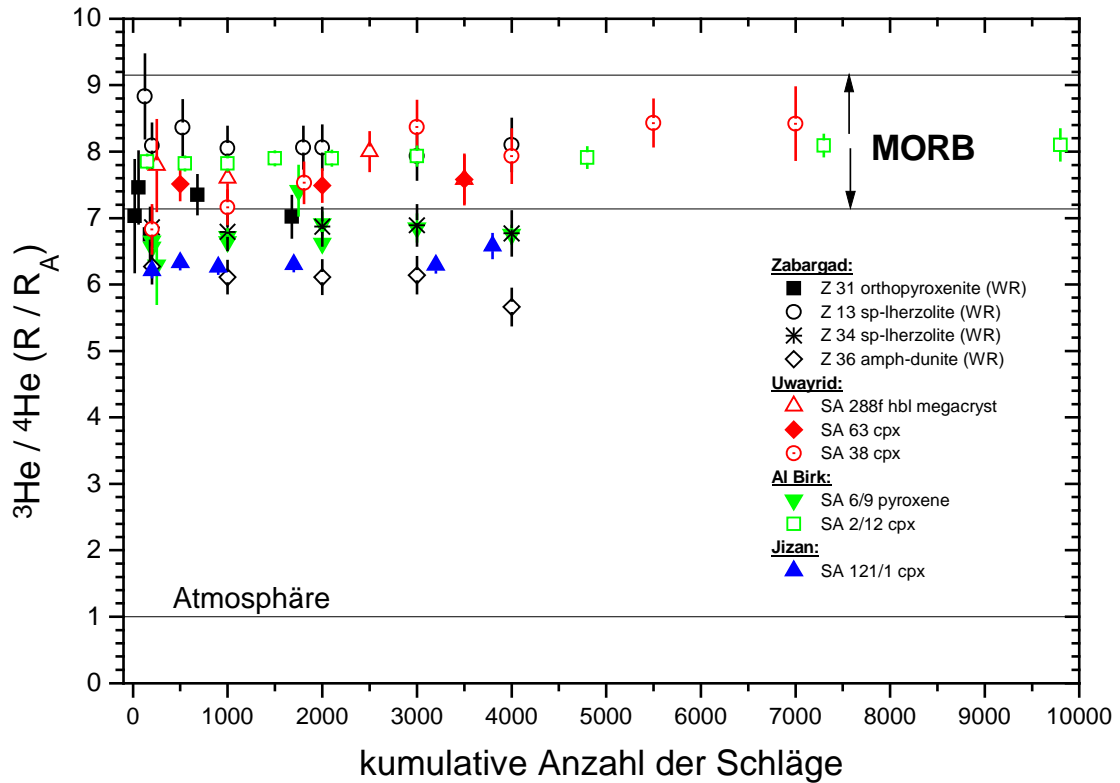


Abbildung 4.1: $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse, normiert auf das Luft-Verhältnis, der Teilextraktionen in Abhängigkeit von der kumulativen Anzahl der Schläge. Zu Vergleichszwecken eingezeichnet ist das MORB-Band. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

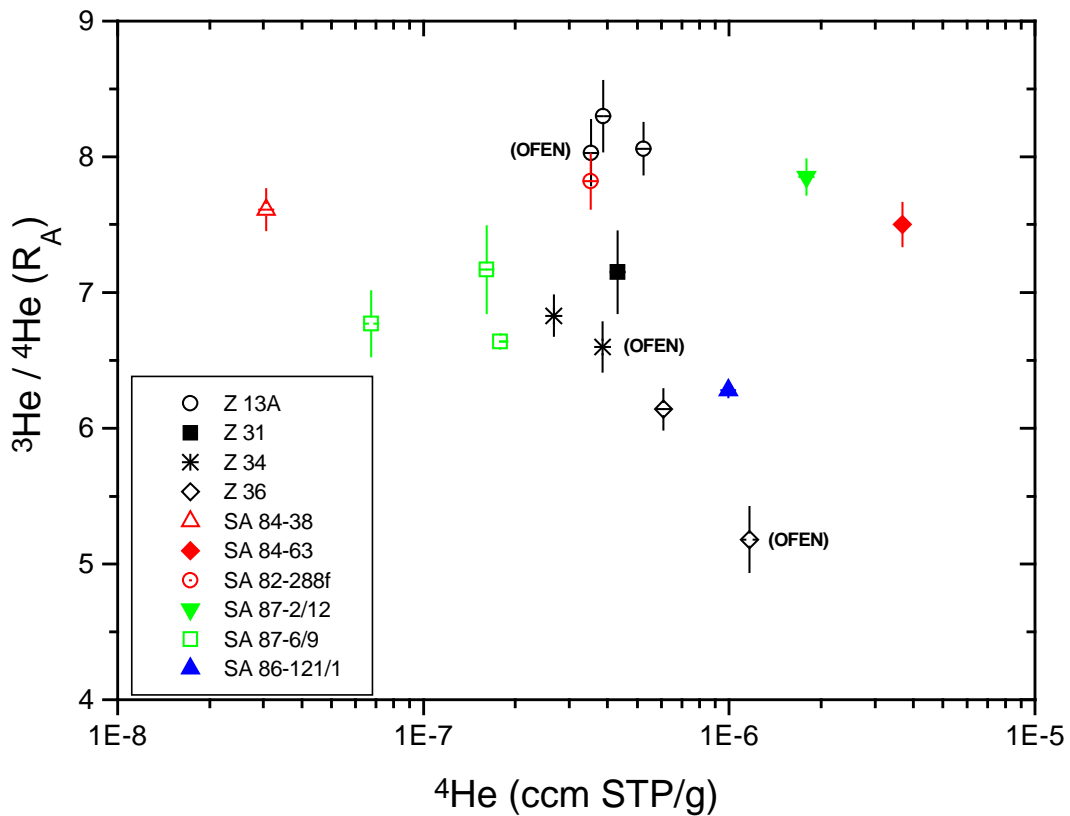


Abbildung 4.2: Gesamt- $^3\text{He}/^4\text{He}$ (normiert auf Luft-Verhältnis) aufgetragen gegen die Gesamtkonzentration von ^4He . (Zabargad: schwarz, Uwayrid: rot, Al Birk: grün und Jizan: blau). Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Auch findet sich kein Zusammenhang zwischen $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnissen und der Gesamtkonzentration an ^4He in den Proben (Abb. 4.2). Dies ist in Übereinstimmung mit früheren Beobachtungen, die zeigen, daß durch Knacken die Mantelkomponente freigesetzt und von in situ radiogenen bzw. kosmogenen Beiträgen getrennt werden kann (z.B. *Scarsi, 2000*).

In Abb. 4.3 sind die sich aus den Ofenmessungen ergebenden $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse von Z 13A, Z 34 und Z 36 und die totalen $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse der geknackten Proben (als 1σ -Band dargestellt) miteinander aufgetragen. Für Z 36 konnte eine radiogene Gitterkomponente nachgewiesen werden. Mit Zunahme der Temperatur stiegen die $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse von 4,3 R_A bei 800°C auf 5,5 R_A bei 1650°C an und lagen deutlich unter dem beim stufenweisen Knacken erhaltenen Wert von 6,1 R_A . Der radiogene Überschuß gegenüber der Einschlußphase entspricht der Summe des zum Erreichen des $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisses der jeweiligen Temperatur-Fraktion nötigen überschüssigen ^4He und ergibt sich aus:

$$\sum \left\{ \left[^3\text{He} \right]_{\text{TEMPERATURSTUFE}} \cdot \left\{ \left(\frac{^4\text{He}}{^3\text{He}} \right)_{\text{TEMPERATURSTUFE}} - \left(\frac{^4\text{He}}{^3\text{He}} \right)_{\text{MITTELWERT-KNACKPROBE}} \right\} \right\} = [^4\text{He}^*]$$

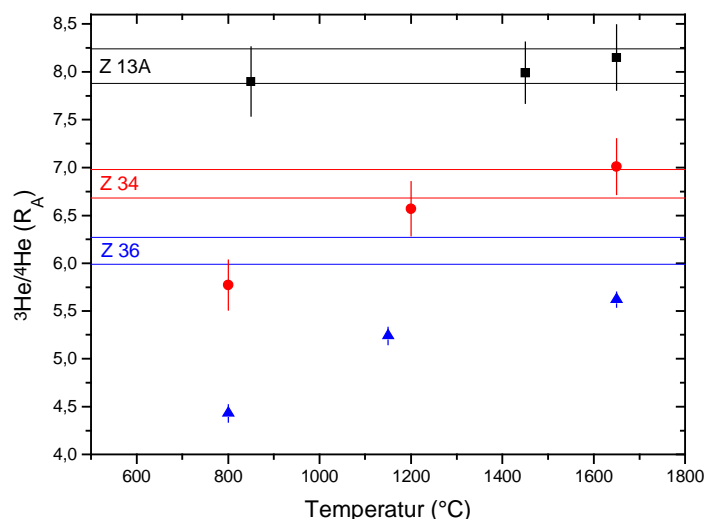


Abbildung 4.3: Vergleich der Ergebnisse der Stufenentgasung und mechanischen Gasfreisetzung: Aufgetragen sind die $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse (normiert auf Luft) gegen die Extraktionstemperatur. Die Bänder stellen den $\pm 1\sigma$ -Bereich der Gesamt- $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse der Proben Z13A (schwarz), Z34 (rot) und Z36 (blau) dar, wie sie sich bei der mechanischen Gasfreisetzung ergaben. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Es ergibt sich eine Konzentration an radiogenem $^4\text{He}^*$ von $1,85 \cdot 10^{-7}$ ccm STP/g. Mit den von *Kurat et al., 1993*, an einer repräsentativen Bulkprobe bestimmten Konzentrationen an Th und U von 1,42 ppm ($\pm 10\%$) und 170 ppb ($\pm 15\%$) entspricht dies einem (Modell-) Alter von ca. 3 Ma. Da kein Aliquot der von *Kurat et al., 1993* untersuchten Probe zur Messung verwendet wurde, können Abweichungen im Th- und U-Gehalt zu einem abweichenden Alter führen. Jedoch dürften Proben-Inhomogenitäten bei einem Probengewicht von >2 g keine bedeutende Rolle spielen. Der Gehalt an ^{39}Ar in einer Neutronen-bestrahlten Probe von Z 36 wurde im Rahmen der Vorauswahl-Messungen bestimmt und entsprach einem K-Gehalt von ca. 590 ppm. Dies war 10% höher als in der Studie von *Kurat et al., 1993* angegeben (545 ppm). Bei einem konstanten K/U- und Th/U-Verhältnis können die zur Berechnung des Alters verwendeten Th- und U-Konzentrationen daher in der Größenordnung

($\pm 20\%$) als vernünftig angesehen werden. Da kein echtes Aliquot verwendet wurde, muß mit einem unbekanntem systematischen Fehler gerechnet werden. Auch ein möglicher späterer He-Verlust kann mit den zur Verfügung stehenden Daten nicht ausgeschlossen werden. Das Modellalter von 3 Ma entspricht deshalb einem Minimalalter für die Bildung der U- und Th-Trägerphasen (Amphibol, Apatit). Die senkrecht zu der Foliationsrichtung der Amphibole und diese kreuzend verlaufenden Fluid-Einschlußbahnen müssen dagegen jünger als die Amphibole selbst sein. Die Mantelkomponente in Z 36 scheint deshalb sehr spät inkorporiert worden zu sein, möglicherweise bei einem der späten Gang bildenden magmatischen Ereignisse vor 1-2 Ma. Dabei könnte es auch zu einer teilweisen Remobilisierung der Gitterkomponente mit nachfolgender Homogenisierung mit den eingetragenen Fluiden gekommen sein. Dies könnte erklären, warum Z 36 das niedrigste $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis ($6,1 R_A$) von allen Proben aufweist.

Auch bei Z 34 wurde bei 800°C ein leicht radiogeneres $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis von $5,78 \pm 0,25 R_A$ im Vergleich zu $6,81 \pm 0,15 R_A$ beim Knacken bestimmt. Das entspricht einem radiogenen Beitrag von $1,2 \cdot 10^{-8}$ ccm ^4He STP/g. Bei höheren Temperaturen gleichen sich die Werte den durch Knacken erhaltenen wieder an. Da keine U- und Th-Daten vorliegen, ist eine Abschätzung des Bildungsalters der U-Th-Trägerphasen nicht möglich. Z 13A weist keine von der Art der Gasfreisetzung abhängigen Unterschiede auf.

Bemerkenswert ist die für den SKLM eher untypische Variabilität innerhalb einer geotektonische Einheit bildenden Region. Xenolithe der Eifel oder des Massif Central sind durch sehr konstante $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse ($6,03 \pm 0,14 R_A$ bzw. $6,53 \pm 0,25 R_A$, *Dunai und Baur, 1995*) charakterisiert und implizieren eine sehr homogene Quellregion. Der lithosphärische Mantel des Roten Meeres ist in seiner Helium-Zusammensetzung dagegen nicht nur als Ganzes (im Vergleich der einzelnen Herkunftsorte der Proben) sondern sogar lokal (Zabargad, Uwayrid oder Al Birk, siehe Abb. 4.1) heterogen. Diese Variationen können einerseits durch unterschiedliche radiogene Beiträge in einem ursprünglich MORB-ähnlichen Mantelbereich (analog dem Modell von *Dunai und Baur, 1995*) oder alternativ durch unterschiedliche Beiträge asthenosphärischer bzw. einen Plume-Beitrag enthaltender Fluide in einen radiogen geprägten SKLM herrühren.

Im Modell von *Gautheron und Moreira, 2002*, herrscht ein Gleichgewicht zwischen Asthenosphäre und Lithosphäre, sobald die Lithosphäre ein gewisses Alter erreicht (ca. 100 Ma). Das sich dann einstellende (radiogenere) $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis sollte sich danach nicht mehr wesentlich ändern. Aufgrund des relativ hohen Alters der Lithosphäre im Roten Meer Gebiet (700 Ma) sollte dieses Gleichgewicht, falls sich die Rahmenbedingungen nicht geändert haben, erreicht worden sein. Man würde eine näherungsweise homogene He-Zusammensetzung wie bei anderen Lokationen des SKLM erwarten. Das wird nicht beobachtet. Im Umkehrschluß deutet dies auf ein Ungleichgewicht zwischen Asthenosphäre und Lithosphäre. Da die Asthenosphäre des Roten Meeres in ihrer He-Isotopenzusammensetzung vom Afar-Plume beeinflusst wird (*Moreira et al., 1996*), könnte dieses Ungleichgewicht und die erhöhten relativen Beiträge an ^3He mit der Bildung des Roten Meeres zusammenhängen. Bis zu dessen Bildung entwickelte sich eine radiogenere He-Isotopenzusammensetzung analog anderen Beispielen des SKLM weltweit im Vergleich zu MORB. Ein Beispiel dafür stellt möglicherweise die Probe SA 86-121/1

aus Jizan dar, die ein $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis von 6,3 R_A aufweist, was typisch für „normalen“ SKLM ist. Für diese Interpretation sprechen auch die im nächsten Abschnitt besprochenen Ne-Daten dieser Probe. Der anschließend in die Asthenosphäre eingetragene Überschuß an ^3He wird dann an einen homogenen lithosphärischen Mantel weitergegeben und sich mischen. Die in den Proben schließlich deponierten Fluide weisen einen unterschiedlichen Grad an Mischung auf und führen zu einer heterogenen He-Isotopenzusammensetzung im SKLM. Nach diesem Modell sollten demnach auch $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse nahe dem Wert für die lokale Asthenosphäre erreicht werden können, wenn der Anteil asthenosphärischer Fluide überwiegt. Der größte Effekt auf das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis wäre daher näher zum Afar-Plume zu erwarten. Die $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse für die drei Proben der Vulkanfelder Al Birk und Jizan, die am nächsten an Afar angrenzen, liegen jedoch weit unterhalb des zu erwartenden lokalen asthenosphärischen Wertes von ca. 10-11 R_A (Moreira et al., 1996). Die Probe von Jizan (der nächsten zu Afar gelegenen Probenlokation dieser Studie) weist sogar das (abgesehen von Z36) niedrigste $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis aller Proben auf. Das maximale $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis von 8 R_A von Al Birk (SA 87-2/12) konnte auch weiter nördlich in einer Probe von Zabargad (Z 13A) und einer Probe der nördlichsten für diese Studie beprobten Lokation Uwayrid (SA 84-38) nachgewiesen werden und kann daher nicht als Indiz für eine Korrelation mit der geographischen Lage gewertet werden.

4.2 Neon

In Abb. 4.4 sind die Ergebnisse der Ne-Messungen in einem Drei-Isotopendiagramm dargestellt. Mantelreservoirs wie Loihi oder MORB haben ein gegenüber der Atmosphäre erhöhtes $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ von mindestens 12,5 und unterscheiden sich durch einen höheren relativen Beitrag an nukleogenem ^{21}Ne im MORB-Reservoir (siehe Kap. 1.2). Unterschiedliche Beiträge an atmosphärischem Neon werden durch Mischungslinien zwischen der Zusammensetzung des jeweiligen Mantelreservoirs und atmosphärischer Zusammensetzung in einem Drei-Isotopendiagramm repräsentiert und sind zur Orientierung in Abb. 4.4 eingezeichnet. Da atmosphärische Beiträge allgegenwärtig sind, ist das wahre $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis des Mantels umstritten und die Meinung darüber von verschiedenen Vorstellungen über die Inkorporation der Edelgase in der Erde abhängig. Manche Autoren favorisieren die Existenz einer primären Atmosphäre mit solarer Zusammensetzung in der Frühzeit der Erde (Harper und Jacobsen, 1996), die mit einem bis in etwa 1000 km Tiefe aufgeschmolzenen Erdmantel koexistierte. In diesem geschmolzenen Mantel lösten sich die Edelgase und blieben nach dem Verlust dieser ersten Atmosphäre im Mantel. Das $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis sollte nach dieser These der Isotopie des Sonnenwindes von 13,8 entsprechen. Statistische Auswertung von etwa 300 Datenpunkten deuten jedoch auf ein Maximum von etwa 12,5 und führten Trieloff et al., 2000, zu der Vorstellung, die im Mantel vorhandene Ne-Komponente entspricht Ne-B, der solaren Komponente in kohligen Chondriten. Demnach inkorporierte die Erde das in den akkretierenden Planetesimalen enthaltene Ne-B während ihrer Entstehungsphase (Trieloff et al., 2002). Eine eingehendere Diskussion dieser Hypothesen würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen. Es ist jedoch festzuhalten, daß auch in dieser Studie nur ein maximaler $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Wert von $12,06 \pm 0,23$ (Z 13A Ofen 1450°) bestimmt wurde.

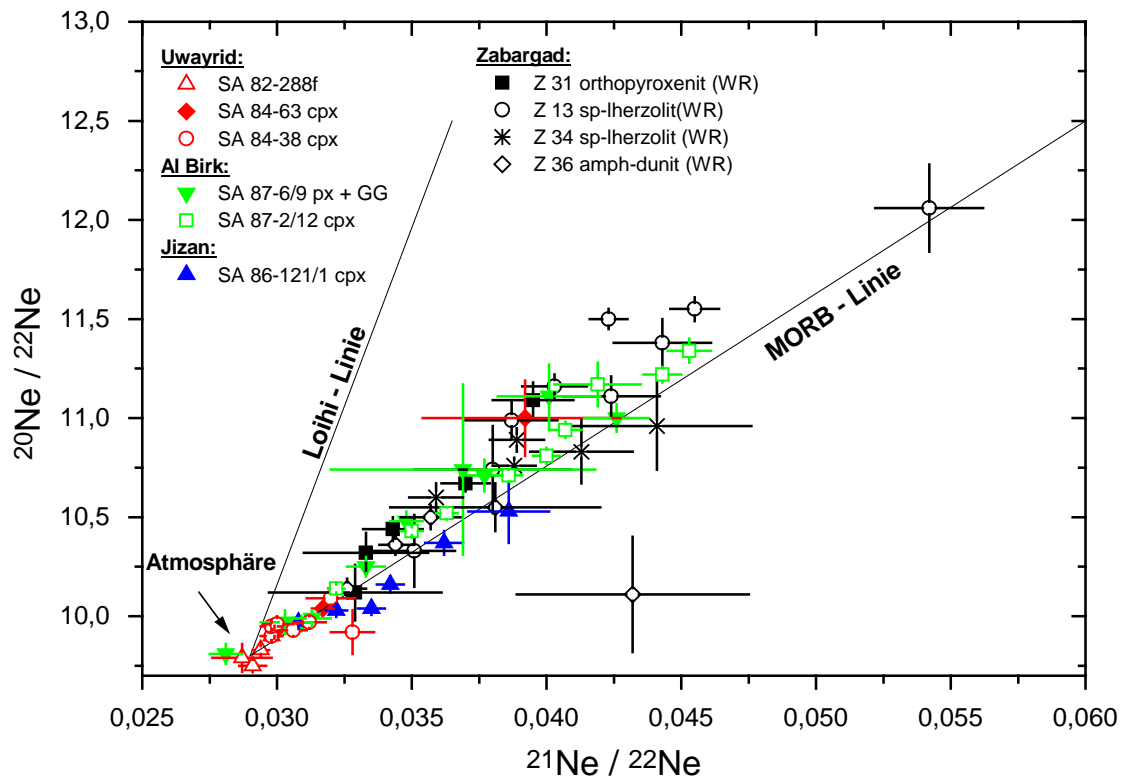


Abbildung 4.4: Ergebnisse der Ne-Messungen eingezeichnet in einem Ne-Dreisisotopendiagramm. Als Referenz-Linien gezeigt sind die Loihi-Linie (nach *Trieff et al., 2000*) und MORB-Linie (nach *Moreira et al., 1998*). Fehlerbalken entsprechen 1σ .

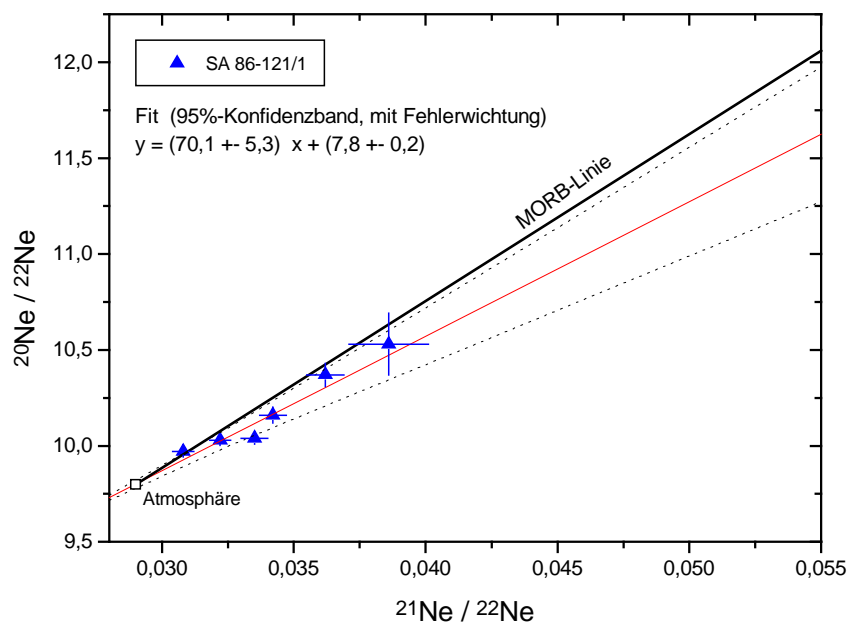


Abbildung 4.5: Regressionsgerade (rot) mit 2σ -Vertrauensbänder (punktierte Linien) für Probe SA 86-121/1 von Jizan. MORB-Linie in schwarz (nach *Moreira et al., 1998*). Fehlerbalken entsprechen 1σ .

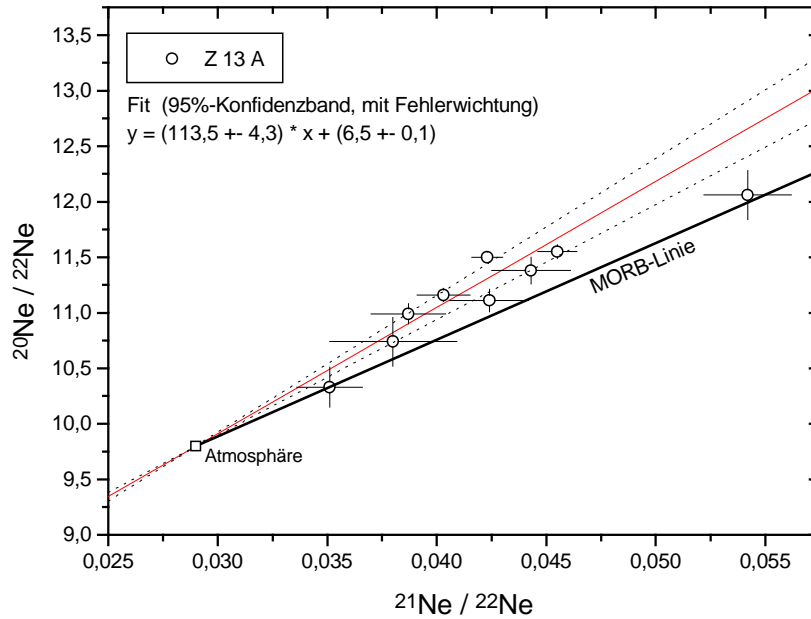


Abbildung 4.6: Regressionsgerade (rot) mit 2σ -Vertrauensbänder (punktierte Linien) für Probe Z 13A von Zabargad. MORB-Linie in schwarz (nach *Moreira et al., 1998*). Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Trotz Unkenntnis der wahren Ne-Isotopenzusammensetzung von Mantelreservoiren kann aus der Lage der Mischungslinien auf die Zusammensetzung der Mantelquelle geschlossen werden. Wenn das $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis des Mantels als konstant betrachtet wird (im Mantel ist ein nukleogener Beitrag auf ^{20}Ne bzw. ^{22}Ne vernachlässigbar (*Yatsevich und Honda, 1997*)), dann kann aus der relativen Lage der Mischungslinie bezüglich der MORB-Linie und dem Loihi-Trend auf die geochemische Stellung der Mantelquelle geschlossen werden. Soweit die Anzahl der Datenpunkte und die Abweichung von atmosphärischer Zusammensetzung es zuließen, wurden die Steigungen durch einen linearen Daten-Fit für jede Probe einzeln berechnet. Dies war für 7 Proben möglich und ist für drei Proben (Z 13A, SA 87-2/12 und SA 86-121/1) exemplarisch in den Abb. 4.5 bis 4.7 zu sehen. Für die anderen Proben können die Abbildungen im Anhang C eingesehen werden. In der Übersicht Abb. 4.4 ist erkennbar, daß die meisten Daten links von der MORB-Linie liegen, d.h. weniger nukleogenen Beiträgen an ^{21}Ne in der Mantelquelle entsprechen. Dies ist besonders signifikant für Z 13A (Abb 4.6). Nur die Probe SA 86-121/1 zeigt einen nukleogeneren Charakter (Abb 4.5), analog zur in dieser Probe beobachteten radiogeneren He-Zusammensetzung. Dieses Ergebnis stützt die Vermutung, daß diese Probe die ursprüngliche Zusammensetzung des SKLM repräsentieren könnte und stellt zumindest die beste Näherung dafür dar.

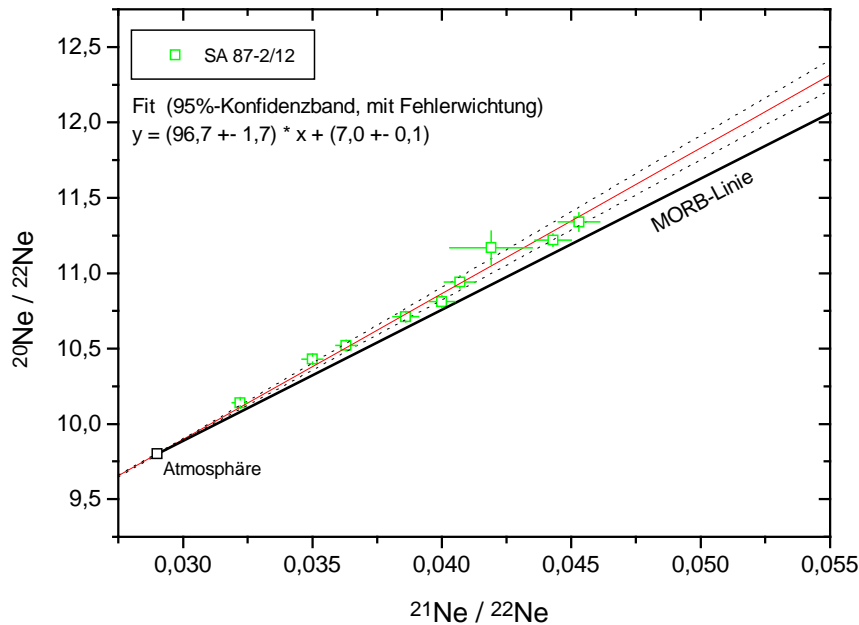


Abbildung 4.7: Regressionsgerade (rot) mit 2σ -Vertrauensbänder (punktierte Linien) für Probe SA 87-2/12 von Al Birk. MORB-Linie in schwarz (nach *Moreira et al., 1998*). Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Wie schon bei He beobachtet, existiert auch im Ne keine typische, homogene Zusammensetzung, die den lithosphärischen Mantel des Roten Meeres oder zumindest des lokalen jeweiligen Probengebietes charakterisiert. Es ist keine Variation in Abhängigkeit von der geographischen Lage feststellbar. Den höchsten Plume-Beitrag weisen Z 13A und Z 31 auf, also Proben von Zabargad und nicht, wie aus der Nähe zu Afar zu erwarten wäre, in Proben von Al Birk oder Jizan. Dies kann einfach ein statistischer Artefakt sein, verursacht durch die begrenzte Anzahl der untersuchten Proben. Im Falle einer vorhandenen realen erhöhten Plume-Komponente in Zabargad im Vergleich zu den anderen Probenlokationen könnte dies aber auch vom unterschiedlichen Zeitpunkt der Inkorporation der Mantelfluide herrühren. Dann müsste zur Zeit vor der endgültigen Platznahme Zabargads nahe der Oberfläche vor 20 Ma ein erhöhter Fluß an Plume-Ne gefordert werden.

Die Daten sind im Einklang mit der Vorstellung, Ne aus einer Plume-Quelle wurde in den SKLM inkorporiert. Eine grobe Abschätzung aus den Steigungen der Mischungslinien für SA 86-121/1 (70, soll initialem SKLM entsprechen), Z 13A (113) und Loihi (360) ergibt einen Anteil von etwa 15% Plume-Ne in Z 13A. Falls Afar ein weniger primitiver Plume im Vergleich zu Loihi ist (repräsentiert durch eine geringere Steigung), erhöht sich dieser Anteil noch. Da keine Ne-Daten für Afar vorliegen, ist darüber keine Aussage möglich.

4.3 He-Ne-Systematik

Die He- und Ne-Zusammensetzung der Fluide wird im wesentlichen durch unterschiedliche relative Anteile von primordialen und radiogenen Isotopen charakterisiert. Ein hoher primordialer Anteil wird als Beleg für eine im tieferen Mantel liegende Quellregion des He und Ne interpretiert. Beiträge radiogener bzw. nukleogener Isotope ($^4\text{He}^*$ und $^{21}\text{Ne}^{\text{nukl}}$) modifizieren die Isotopenzusammensetzung

und hängen von den unterschiedlichen zeitintegrierten (U+Th)/He (Ne) Verhältnisse der jeweiligen Mantelquelle ab, wobei die Produktion von $^4\text{He}^*$ und $^{21}\text{Ne}^{\text{nukl}}$ korrelieren sollte. Für den Mantel schätzten *Yatsevich und Honda, 1997*, das Verhältnis der Produktionsraten $^4\text{He}^*/^{21}\text{Ne}^{\text{nukl}}$ zu $2 \cdot 10^7$ ab. Lokale Mischungen von Komponenten mit einem unterschiedlichen relativen Anteil primordialer und radiogener Isotope, wie sie z.B. in Gesteinen von Hawaii beobachtet wurden (*Kurz et al., 1996*) führen zu intermediären Zusammensetzungen. Und schließlich kann u.a. bei partieller Aufschmelzung, bei Entgasung oder diffusiven Prozessen auftretende Fraktionierung das He/Ne-Verhältnis modifizieren. Dies sollte die Isotopenzusammensetzung nur in extremen Fällen direkt beeinflussen. Allerdings hängen sich ergebende Mischzusammensetzungen von den He/Ne-Verhältnissen der jeweiligen Ausgangskomponenten ab.

Um $^3\text{He}/^4\text{He}$ - und $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse von Mantel-Komponenten miteinander vergleichen zu können, muß für Ne der atmosphärische Anteil abgezogen werden. Dazu extrapoliert man in einem Ne-Dreiisotopendiagramm die Mischungslinie zwischen dem atmosphärischen Wert und dem jeweiligen Datenpunkt zum $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Wert des Mantels und erhält daraus ein entsprechendes $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis der Mantel-Komponente. Für das $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis des Mantels wird in dieser Studie ein Wert von 12,5 (interpretiert als Ne-B, *Trieloff et al., 2000*) verwendet, andere Autoren (z.B. *Honda et al., 1991*) benutzen 13,8 (entspricht niederenergetischem Sonnenwind, *Benkert et al., 1993*). Eine Änderung des $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Wertes der Mantel-Komponente ändert nur die Skala für die extrapolierten $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Werte, aber nicht die Interpretation. Für sieben im Rahmen dieser Studie analysierte Proben wurden den Mischungslinien entsprechende Regressionsgeraden berechnet (siehe vorheriger Abschnitt), so daß die sich ergebenden $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse relativ kleine statistische Fehler aufweisen. Für den überwiegenden Teil der zum Vergleich ausgewählten Proben unterschiedlicher Herkunft (mit Ausnahme des normalen MORB repräsentierenden Popping Rock 2IID43 (*Moreira et al., 1998*)) wurden dagegen einzelne Datenpunkte zur Extrapolation benutzt, da meist nur ein Messwert pro Probe zur Verfügung stand. Dies hat oft entsprechend höhere statistische Fehler zur Folge, doch ist die Genauigkeit für Vergleichszwecke völlig ausreichend. Probenfraktionen mit besonders hohen Fehlern ($>20\text{-}30\%$, 1σ) wurden der Übersichtlichkeit wegen nicht berücksichtigt.

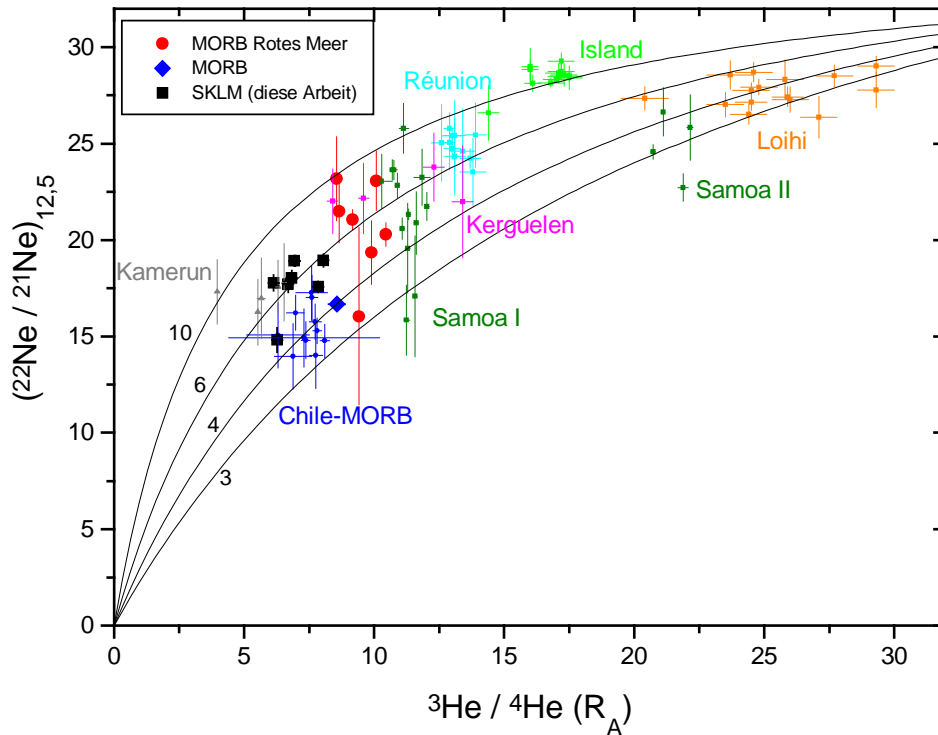


Abbildung 4.8: Auf ein Mantel- $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ von 12,5 extrapolierte $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Werte von Proben von Mantel-Plumes (Loihi, Island, Samoa, Réunion, Kerguelen), MORB (global, Chile-MORB und Rotes Meer) und SKLM (Kamerun) aufgetragen gegen $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse (normiert auf Luft-Verhältnis). Die Ergebnisse dieser Studie sind als schwarze Quadrate eingezeichnet. Linien repräsentieren Mischungskurven zwischen einer radiogenen Komponente (= Nullpunkt) und einer primordialen Komponente ($^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}_{\text{EXTR}}=32$; $^3\text{He}/^4\text{He}=40 R_A$). Zahlenwerte an Kurven entsprechen Mischungs-Parameter r (siehe Text). Datenquellen siehe Text. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

In Abb. 4.8 sind $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ und $^3\text{He}/^4\text{He}$ für Proben von Island (Trieloff et al., 2000; Moreira et al., 2001), Loihi (Valbracht et al., 1997; Trieloff et al., 2000), Samoa (Poreda und Farley, 1992), Réunion (Staudacher et al., 1990; Trieloff et al., 2002), Kerguelen (Valbracht et al., 1996), MORB (Moreira et al., 1998), MORB des Roten Meeres (Moreira et al., 1996), Chile-MORB (Niedermann und Bach, 1998) und Kamerun (Barfod et al., 1999) im Vergleich zu den Ergebnissen dieser Studie gegeneinander aufgetragen. Es ist eine grobe Korrelation zu erkennen. Wenn diese Korrelation auf radiogene bzw. nukleogene Zuwächse einer gemeinsamen primitiveren Ausgangs-Zusammensetzung zurückzuführen ist, müssten die Daten einer hyperbolischen Mischungskurve zwischen der primordialen Komponente ($^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = 32$ (Ne-B) und $^3\text{He}/^4\text{He} = 40 R_A$ (etwa maximaler beobachteter Wert für Loihi, Island)) und einer reinen radiogenen Komponente (nur ^{21}Ne und ^4He , $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = ^3\text{He}/^4\text{He} = 0$) folgen, die die Form

$$\left(\frac{^{22}\text{Ne}}{^{21}\text{Ne}}\right) = \frac{-\left(\frac{^{22}\text{Ne}}{^{21}\text{Ne}}\right)_{\text{PRIM}} \cdot r \cdot \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)}{\left((1-r) \cdot \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right) - \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)_{\text{PRIM}}\right)} \text{ hat (Langmuir et al., 1978).}$$

Die durchgezogenen Kurven stellen eine solche Mischung für verschiedene r -Werte (3 bis 10) dar. Dabei entspricht $r = (^4\text{He}^*/^{21}\text{Ne}^{\text{nukl}}) : (^4\text{He}/^{21}\text{Ne})_{\text{primordial}}$. Mit dem Verhältnis der Mantelproduktionsraten von $^4\text{He}^*/^{21}\text{Ne}^{\text{nukl}}$ mit $2 \cdot 10^7$ ergibt sich ein niedrigeres $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis der primordialen Komponente von etwa $3 \cdot 10 \cdot 10^6$

(konkave Krümmung der Hyperbel). Beobachtet werden z.B. $1-1,5 \cdot 10^6$ (Loihi, *Trieff et al., 2000*), also niedriger als erwartet. Da eine Fraktionierung mit einem resultierenden He-Verlust nicht ganz für diese Proben ausgeschlossen werden kann, entsprechen diese $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse einem minimalen Wert für Loihi. Es können deshalb auch keine signifikanten Abweichungen von diesem Modell abgeleitet werden. Die beobachtete Korrelation zwischen $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ und $^3\text{He}/^4\text{He}$ kann formal als Mischung einer reinen radiogenen und einer primordialen Komponente im Erdmantel beschrieben werden. Die große Streuung der Datenpunkte muß als real angesehen werden, da für viele Proben sehr präzise Messungen vorliegen. Die beobachteten Abweichungen können durch Mischprozesse zwischen verschiedenen stark radiogen veränderten Reservoiren beschrieben werden, in denen außerdem Fraktionierungsprozesse eine Veränderung der He/Ne-Verhältnisse bewirkt haben können.

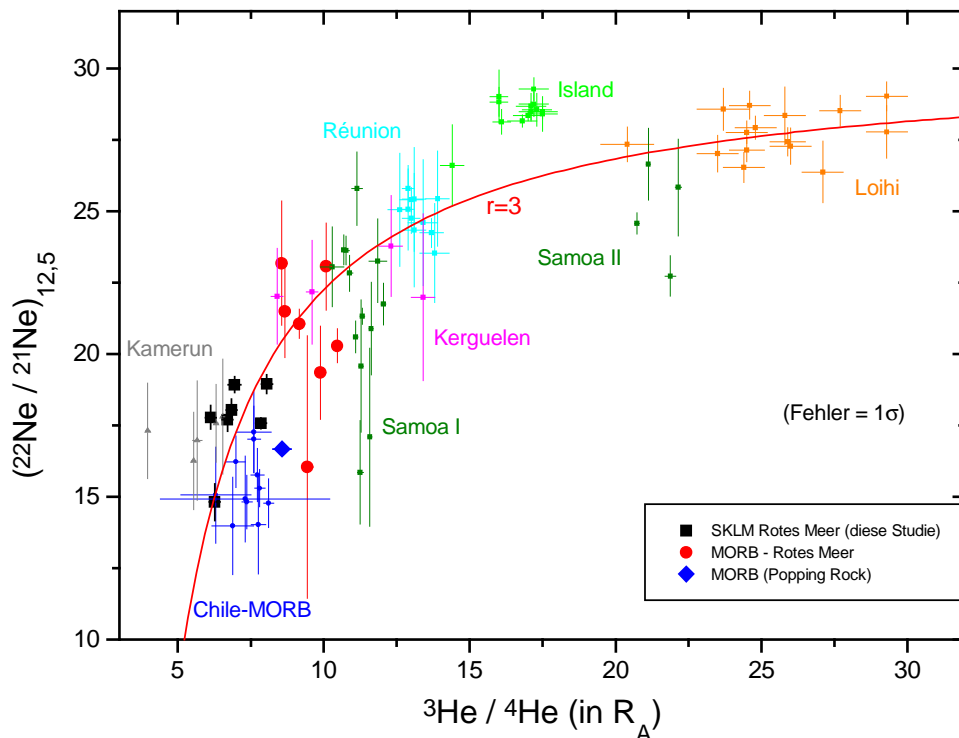


Abbildung 4.9: Gleiche Abbildung wie Abb. 4.8, aber mit Mischungslinie zwischen Plume und SKLM des Roten Meeres (siehe Text für Details). Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Schon im vorherigen Abschnitt wurde die Beobachtung von Plume-Ne in den Proben des lithosphärischen Mantels im Gebiet des Roten Meeres als Mischung einer Afar-Plume-Komponente mit einer initialen, mehr nukleogenen Ne-Komponente repräsentativ für den Prä-Rift lithosphärischen Mantel interpretiert. Für Afar liegen leider keine Ne-Daten vor, so daß die Ne-Isotopen-Zusammensetzung aus dem allgemein beobachteten Trend abgeschätzt werden muß. Als Näherung kann eine Zusammensetzung intermediär zwischen Loihi und Réunion angenommen werden, für praktische Zwecke wurde eine Réunion-Zusammensetzung mit $^3\text{He}/^4\text{He}$ von 14 R_A und ein $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}=24,5$ angesetzt. Es zeigt sich, daß Loihi der gleichen Mischungslinie folgt (Abb. 4.9), weshalb die Unkenntnis der wahren Ne-Zusammensetzung des Afar-Plumes für die folgende Argumentation nicht von großer Bedeutung ist. Die Zusammensetzung des initialen SKLM sei $^3\text{He}/^4\text{He} = 6 R_A$ und $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}=14$ (entspricht etwa Probe SA 86-121/1). Für die sich dann ergebende Mischungskurve lautet die Form der Hyperbel jetzt allgemeiner (*Langmuir et al., 1978*):

$$\left(\frac{^{22}\text{Ne}}{^{21}\text{Ne}} \right) = \frac{- \left(\left(\left(\frac{^{22}\text{Ne}}{^{21}\text{Ne}} \right)_{\text{PRIM}} \cdot r - \left(\frac{^{22}\text{Ne}}{^{21}\text{Ne}} \right)_{\text{RAD}} \right) \cdot \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right) + \left(\frac{^{22}\text{Ne}}{^{21}\text{Ne}} \right)_{\text{RAD}} \cdot \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{\text{PRIM}} - \left(\frac{^{22}\text{Ne}}{^{21}\text{Ne}} \right)_{\text{PRIM}} \cdot \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{\text{RAD}} \cdot r}{\left((1-r) \cdot \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right) - \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{\text{PRIM}} + \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{\text{RAD}} \cdot r \right)}$$

Bei einer Mischung SKLM – Plume (mit einer dem Réunion-Plume entsprechenden Zusammensetzung) ergibt sich etwa $r=3$ (Abb. 4.9). Interessanterweise fallen die Datenpunkte für den MORB des Roten Meeres (d.i. lokale Asthenosphäre) ebenfalls gut auf diese Mischungskurve. Eine Präsenz von Edelgasen mit einer Zusammensetzung typisch für normalen MORB (charakterisiert durch Popping Rock) in der Asthenosphäre des Roten Meeres ist dagegen nicht nachweisbar. Wenn der lokale asthenosphärische Mantel eine Mischung aus (normalem) MORB-Mantel mit einer Mantel-Plume-Komponente darstellt, müssten die Datenpunkte einer anderen Mischungslinie (zwischen MORB- und Plume-Komponente) folgen. Das ist mit den vorliegenden Daten nicht auszuschließen. Die Lage der Datenpunkte auf der Mischungskurve zwischen dem SKLM und einer Plume-Komponente wäre dann rein zufällig. Es erscheint jedoch einfacher, die beobachtete Abfolge SKLM – Asthenosphäre – Afar-Plume durch einen genetischen Zusammenhang zu erklären. Die Zusammensetzung der lokalen Asthenosphäre des Roten Meeres repräsentiert dann ebenfalls eine Zweikomponenten-Mischung zwischen einer Afar-Plume-Komponente mit einer initialen lithosphärischen Mantel-Komponente. Wenn ein asthenosphärischer Mantel vor der Platznahme des Afar-Plumes unterhalb der Lithosphäre existierte, müsste seine Edelgas-Zusammensetzung der des lithosphärischen Mantels entsprochen haben. Dieser asthenosphärische Mantel kann dann aber nicht Teil der globalen Asthenosphäre gewesen sein, da ansonsten ein höherer Anteil an primordialen Edelgasen zu erwarten wäre, sondern stellt eher ein separates Reservoir dar. Dieses Reservoir sollte also einerseits eine der Lithosphäre entsprechende Edelgas-Zusammensetzung aufweisen und andererseits zur Vermeidung eines zusammenhängenden Netzwerkes an Schmelzen (analog zur globalen Asthenosphäre) nur einen sehr geringen maximalen Grad an partieller Aufschmelzung erfahren haben. In dieser Arbeit soll Asthenosphäre im Sinne der Eigenschaften der globalen Asthenosphäre definiert werden und ein niedriger Grad an Aufschmelzung im lithosphärischen Mantel erlaubt werden, da dies die mechanischen Eigenschaften der Lithosphäre noch nicht wesentlich ändern sollte. Am wahrscheinlichsten ist daher eine Entstehung der lokalen Asthenosphäre des Roten Meeres erst bei Beginn der Grabenbildung verbunden mit der Platznahme des Afar-Plumes durch höhergradige partielle Aufschmelzung ehemaligen lithosphärischen Mantels. Globale seismische Messungen schließen eine schwach ausgeprägte oder teilweise völlig abwesende Asthenosphäre unter kontinentaler Lithosphäre nicht gänzlich aus (Udias, 1999). Die initialen Edelgas-Zusammensetzungen von MORB bei Bildung einer entsprechend voluminösen asthenosphärischen Mantel-Quelle können offensichtlich stark von als normal betrachteter MORB-Zusammensetzung abweichen.

Die radiogenere Ausgangszusammensetzung des SKLM (vor Intrusion des Afar-Plumes) kann durch Zuwächse in $^4\text{He}^*$ und $^{21}\text{Ne}^*$ in den letzten 700 Ma erklärt werden. Diese Zuwächse vermischten sich mit den primordialen Edelgasen eines tieferen Mantelreservoirs. Wenn der lithosphärische Mantel bei seiner Bildung entgast war, wie es die Homogenisierung des Sm-Nd-Systems (Henjes-Kunst et al.,

1990) nahelegt, könnten sich die Edelgas-Isotopenverhältnisse analog zum Modell von *Gautheron und Moreira, 2002*, entwickelt haben.

4.4 Argon

Die ^{40}Ar -Konzentrationen der Proben entsprechen etwa den bei den reinen Argon-Vorauswahlmessungen erhaltenen Mengen zwischen $7 \cdot 10^{-7}$ und $3 \cdot 10^{-6}$ ccm STP/g für die meisten Proben bzw. einem Maximalwert von 10^{-5} ccm STP/g für SA 87-2/12. Leichte Abweichungen können nicht auszuschließende Proben-Inhomogenitäten widerspiegeln.

Die beobachteten $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse waren $\geq 0,188$ (=Luft). Die gegenüber Luft erhöhten Werte (meist bis 0,2; bei Probe SA 87-2/12 bis 0,32) werden nicht als real betrachtet. Vielmehr wird ein durch den erhöhten ^{40}Ar -Partialdruck im Spektrometer freigesetzter Beitrag einer unedlen Komponente (wahrscheinlich Kohlenwasserstoff-Bruchstücke) als Ursache angenommen. Auf eine weitergehende Diskussion wird deshalb verzichtet und die Zusammensetzung als verträglich mit Atmosphäre angesehen.

4.4.1 Atmosphärisches Argon

Beiträge von atmosphärischem Argon sind allgegenwärtig. In diesem Abschnitt soll die Natur dieser atmosphärischen Komponente erläutert werden. Im besonderen Maße beeinflusst durch atmosphärische Beiträge wird ^{36}Ar (und ^{38}Ar , das soll aber hier nicht weiter verfolgt werden), da der weitaus überwiegende globale Anteil von ^{36}Ar sich in der Atmosphäre befindet. Abschätzungen zeigen, daß der MORB-Mantel zu >99% und der tiefere Mantel zu mehr als 95% entgast sein müssen (*Allègre et al., 1987*). Der Begriff Atmosphäre umfasst im weitesten Sinne alle direkt mit Luft wechselwirkenden Reservoirs der Erde mit einem entsprechenden konstanten $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis von 295,5. Dazu zählen ozeanische und kontinentale Wässer, Grundwasser, die Kryosphäre, aber auch der Verwitterung ausgesetzte Gesteine (Sedimente, ozeanische Kruste u.a.). Da die Löslichkeit von Ar in Wasser höher ist als für Ne und zudem von der Temperatur abhängt, sind Unterschiede in den $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnissen zu erwarten und werden auch beobachtet. Eine Betrachtung des $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisses in Mantel-Proben kann daher auch Rückschlüsse auf die Trägerphase des atmosphärischen Argon geben soweit es sich nicht um einfache Kontamination mit Luft handelt. In Abb.4.10 ist das $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis gegen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ aufgetragen, um ein Maß für Beiträge des Mantels (hohe $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Werte) zu haben. Zusammen mit den Probandaten wurden Werte für verschiedene atmosphärische Reservoirs (*Ozima und Podosek, 1983; Staudacher et al., 1988*) sowie einer angenommenen Mantel-Komponente (*Trieloff et al., 2002*) eingezeichnet. Die atmosphärischen Endglieder entsprechen dabei Fallbeispielen und sollten nur als Abschätzung betrachtet werden. Einfache Mischung einer Mantel-Komponente mit Luft sollte der eingezeichneten punktierten Mischungslinie folgen.

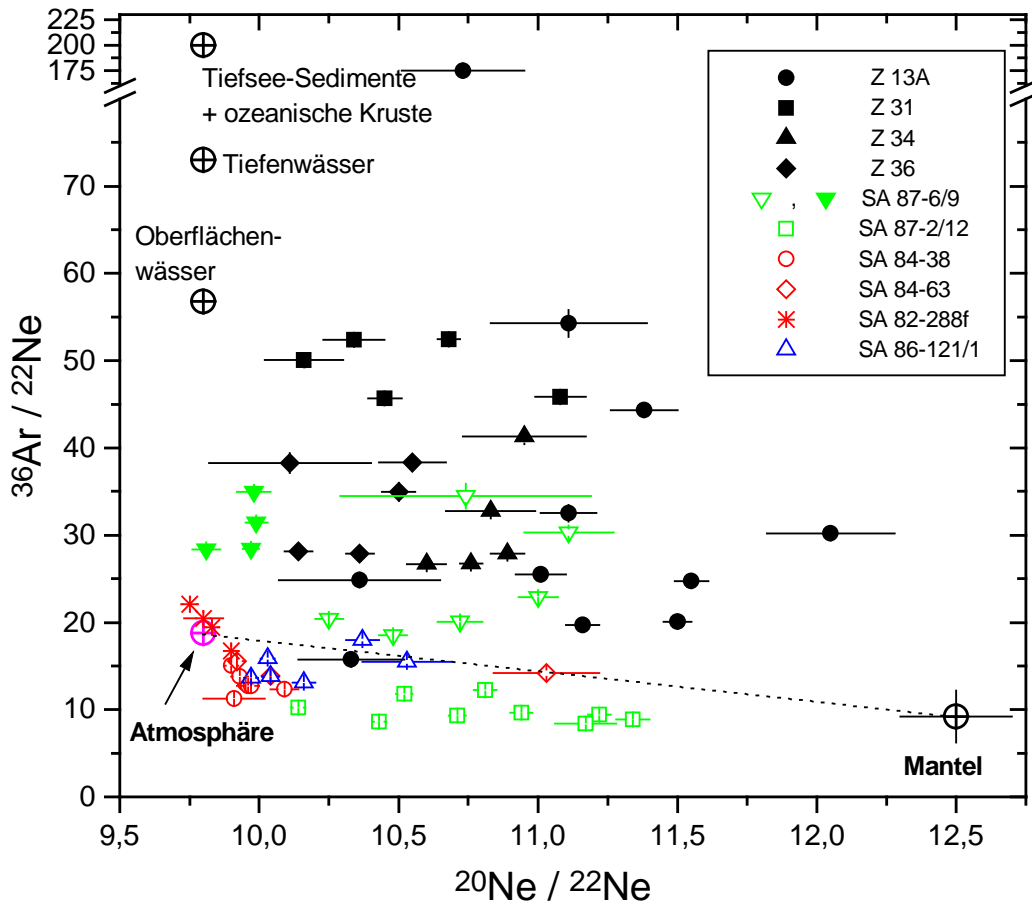


Abbildung 4.10: $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisse aufgetragen gegen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$. Schwarz: Zabargad; rot: Uwayrid; grün: Al Birk und blau: Jizan. Zum Vergleich dargestellt sind typische Werte für Wasser, ozeanische Kruste und sedimentäre Gesteine (Ozima und Podosek, 1983; Staudacher et al., 1988) sowie für den Mantel (Trieloff et al., 2002). Einfache Mischung zwischen Atmosphäre und Mantel sollte der punktierten Linie folgen. Deutlich zu erkennen ist der höhere Fraktionierungsgrad der atmosphärischen Komponente in den Ganzgesteinsproben (gefüllte Symbole) im Vergleich zu den Mineralseparaten (offene Symbole). Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Dies wird für die meisten analysierten Mineral-Separate auch näherungsweise beobachtet (offene Symbole). Die Ganzgesteinsproben (gefüllte Symbole) zeigen systematisch höhere $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Werte mit einem Maximalwert von etwa 200 für die 850°C-Fraktion von Z13A Ofen1. Diese Entgasungstemperatur ist typisch für Verwitterungsphasen. Die weiteren Knack- und Heiz-Fraktionen der Probe Z13A ergaben sehr stark variierende $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Werte, die auf keine einfache Zwei-Komponenten-Mischung hindeuten. Sehr wahrscheinlich ist diese Streuung der Daten auf variable Beiträge von Luft und einer stark fraktionierten atmosphärischen Phase (Alterationsphasen) zu einer Mantel-Phase zurückzuführen. Z31 enthält Serpentin, ein Verwitterungsprodukt von Olivin (Kurat et al., 1993; Trieloff et al., 1997) und weist erwartungsgemäß durchgehend höhere $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisse auf. Auch Z36, Z34 und SA 87-6/9 enthalten eine fraktionierte atmosphärische Komponente mit einer für Wasser typischen Zusammensetzung.

Ein anderer Ansatz zur Bestimmung des Fraktionierungsgrades zwischen Ne und Ar in der atmosphärischen Komponente nutzt die Variation des $^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisses in Abhängigkeit des $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisses (als Maß für atmosphärische Beiträge). Bei Fraktionierung sollten Abweichungen vom atmosphärischen $^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar}$

($=5,238 \cdot 10^{-6}$) erwartet werden. Bei mehreren Komponenten sollten sich allerdings keine einfachen Korrelationen einstellen. Es ergeben sich jedoch für die meisten Proben (SA 84-38, SA 84-63, SA 87-2/12, SA 87-6/9, SA 86-121/1, Z31) teilweise gut definierte lineare Beziehungen (Abb.4.11 und 4.12 sowie Abbildungen im Anhang B).

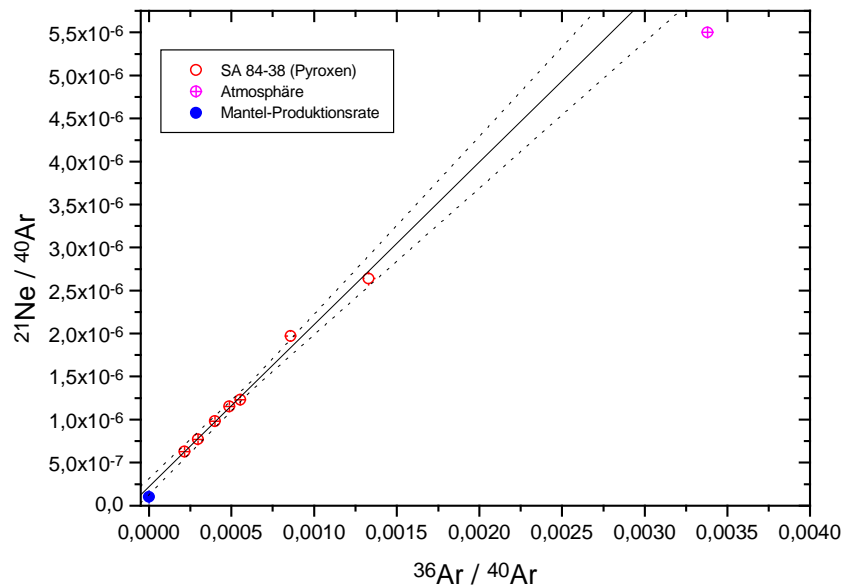


Abbildung 4.11: Darstellung einer Regressionsgeraden (durchgezogene Linie) mit 2 σ -Vertrauensbänder (punktierte Linien) in einem $^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ Diagramm für Probe SA 84-38 cpx. Fehlerbalken entsprechen 1 σ .

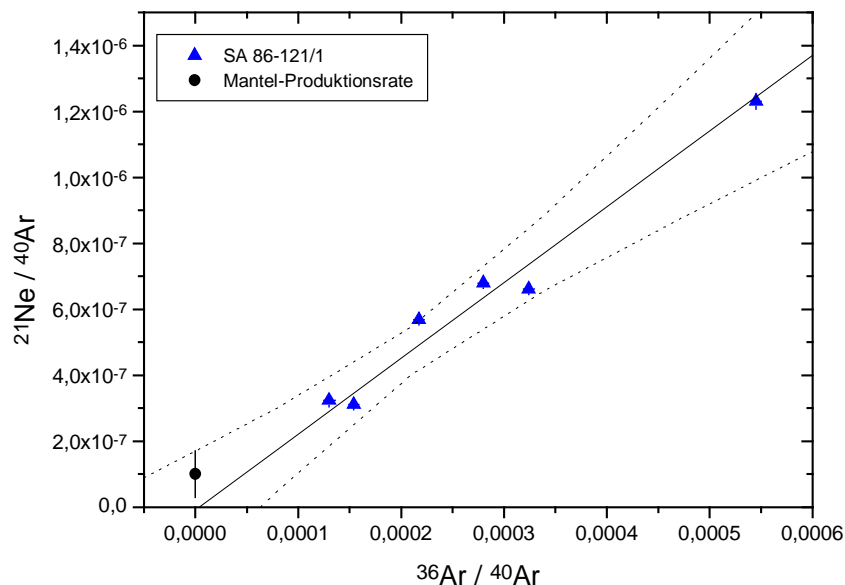


Abbildung 4.12: Wie Abb. 4.11, jetzt für Probe SA 86-121/1.

Im allgemeinen kann daher von einer homogenen atmosphärischen Komponente in den betrachteten Proben ausgegangen werden. Für alle genannten Proben wurden lineare Regressionsgeraden berechnet und der Fraktionierungsgrad der atmosphärischen Komponente durch Extrapolation auf ein atmosphärisches

$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}=0,00338$ errechnet. Aus dem Verhältnis zum unfraktionierten atmosphärischen Wert läßt sich nun auch auf ein entsprechendes $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ der fraktionierten atmosphärischen Komponente schließen. Auch für Z34 wurde dieses Verfahren angewandt, jedoch ist die Extrapolation sehr schlecht definiert. Dennoch ist das Ergebnis zusammen mit den Resultaten der anderen Proben in Tabelle 4.1 aufgelistet.

Tabelle 4.1: Durch Bestimmung der Regressionsgeraden berechnete Werte des $^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar}$ bei Extrapolation auf atmosphärisches $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ und daraus ableitbare $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisse bei atmosphärischer Isotopenzusammensetzung. Fehlerangaben in Klammer beziehen sich auf entsprechende Anzahl der letzten Stellen und entsprechen 1σ .

Probe	$(^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar})_{\text{Atm(FIT)}}$ (in 10^{-6})	Korrekturfaktor $(^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar})_{\text{FIT}}/(^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar})_{\text{Atm}}$	$(^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne})_{\text{KORR}}$
Luft	$\equiv 5,24$	$\equiv 1$	$\equiv 18,7$
SA 84-38	6,61 (26)	1,26 (5)	14,8 (0,5)
SA 84-63	6,12 (35)	1,17 (7)	16,0 (0,9)
SA 86-121/1	7,77 (92)	1,48 (18)	12,6 (1,5)
SA 87-2/12	9,90 (1,18)	1,89 (23)	9,9 (1,2)
SA 87-6/9 FR2 GG	3,53 (1,79)	0,67 (34)	27,7 (14,0)
SA 87-6/9 FR3 Px	4,99 (71)	0,95 (14)	19,6 (2,8)
Z 31	1,81 (51)	0,35 (10)	54,1 (15,3)
Z 34	2,51 (2,44)	0,48 (47)	39,1 (38,0)

Es lassen sich drei Gruppen unterscheiden. Die Ganzgesteinsproben Z31 und Z34, sowie SA 87-6/9 FR2 GG weisen ein höheres Ar/Ne-Verhältnis als unfraktionierte Luft auf. Die Ursache wurde im wesentlichen bereits zu Beginn dieses Kapitels besprochen. Die Proben SA 84-38, SA 84-63 und SA 87-6/9 FR3 (Px) unterscheiden sich in ihrem Ar/Ne nicht wesentlich von unfraktionierter Luft, während die übrigen Proben SA 87-2/12 und SA 86-121/1 deutlich niedrigere Ar/Ne-Verhältnisse aufweisen. Dies kann nicht durch einfache Wechselwirkung mit wässrigen Lösungen erklärt werden. Ar/Ne-Verhältnisse niedriger als Luft bei atmosphärischen Ne- und Ar-Isotopenzusammensetzungen wurden auch in anderen Arbeiten beobachtet. So unterteilen *Ozima und Podosek, 1983*, Sediment-Proben in Gruppen mit höheren (Typ I) und niedrigeren (Typ III) Ar/Ne-Verhältnissen als Luft. Ein physikalischer Prozess, der eine Erniedrigung im Ar/Ne bewirkt, ist bisher jedoch nicht bekannt. Niedrige Ar/Ne-Verhältnisse als Folge eines experimentellen Artefaktes halten die Autoren ebenfalls für unwahrscheinlich infolge der vielen vorliegenden Proben vom Typ III und den vielen beteiligten Laboratorien. Außerdem weisen sie zurecht auf den dann immer noch klärungsbedürftigen Mechanismus einer solchen Fraktionierung hin.

Die Probe Z13A soll separat diskutiert werden, da sie ein Beispiel für ein Drei-Komponentensystem darstellt. In Abb.4.13 ist erneut $^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar}$ gegen $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ aufgetragen. Die Ergebnisse der Schlagexperimente bilden einen linearen Bereich, jedoch mit einer negativen Steigung. Sie können in einem durch die Ergebnisse der

thermischen Extraktion gebildeten Dreieck eingeschrieben werden: Die 850°C-Fraktion ist stark fraktioniert ($^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}=175$) und repräsentiert eine nicht näher bekannte Verwitterungsphase. Die 1450°C-Fraktion entspricht der Mantelphase und weist die höchsten $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse (11200) auf. Die Hochtemperatur-Fraktion (1650°C) enthält Beiträge von näherungsweise unfraktionierter Atmosphäre. Interessanterweise nimmt mit zunehmenden Schlagzahlen der relative Beitrag der fraktionierten atmosphärischen Komponente gegenüber der unfraktionierten Komponente monoton zu. Das entspricht einer nur lose gebundenen unfraktionierten atmosphärischen Komponente einerseits und einer fester gebundenen fraktionierten Phase (alterierte Minerale? Kleine wässrige Einschlüsse?) auf der anderen Seite. Dies konnte auch von *Trieloff et al., 2000*, an isländischen Basaltgläsern festgestellt werden.

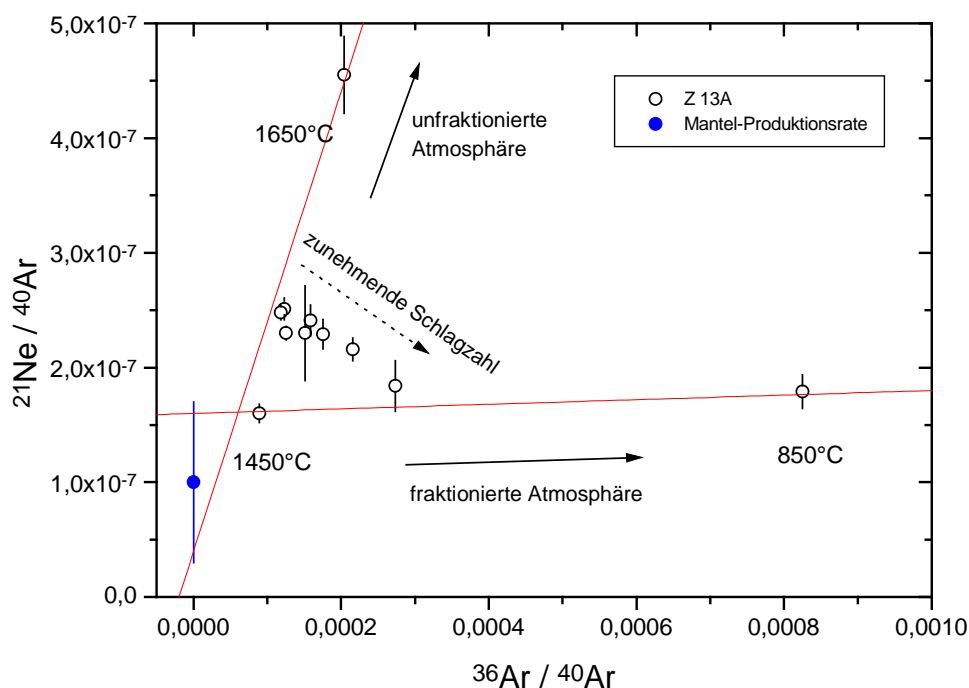


Abbildung 4.13: Wie Abb. 4.11 und 4.12. Für die Probe Z 13A ist eine Bestimmung von Regressionsgeraden nicht möglich. Rote Linien repräsentieren mögliche Mischungslinien zwischen einer Mantel-Komponente mit unfraktionierter bzw. fraktionierter Atmosphäre. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Die sich aus der Regressionsrechnung ergebenden Achsenabschnitte der Mischungslinien können näherungsweise als minimale Mantel- $^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisse interpretiert werden, da das $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ im Mantel nicht null ist. Wenn ^{36}Ar null gesetzt wird, so bedeutet das auch das Verschwinden eines primordialen Beitrages an ^{21}Ne . Ein positiver Achsenabschnitt repräsentiert deshalb die nukleogene Komponente im ^{21}Ne . Aus dem Verhältnis der Produktionsraten für $^4\text{He}/^{21}\text{Ne} = (2 \pm 1) \cdot 10^7$ und $^4\text{He}/^{40}\text{Ar} = (2 \pm 1)$ ergibt sich ein zu erwartendes Verhältnis der Produktionsraten von $^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar} = (1,0 \pm 0,7) \cdot 10^{-7}$. Dieses Verhältnis ist in den Abb.4.11-4.13 zum Vergleich eingezeichnet und man erkennt, daß die meisten Proben im Rahmen der Genauigkeit diesem entsprechen. Wegen der großen Fehler ist die eindeutige Identifizierung einer fraktionierten Mantel-Komponente nicht möglich.

In Abb.4.14 sind die extrapolierten $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisse der fraktionierten atmosphärischen Komponente zusammen mit den Einzeldaten gegen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$

aufgetragen. Tendenziell ergeben sich für einige Proben (SA 86-121/1, SA 87-6/9, Z31) bei Extrapolation auf ein Mantel-Endglied im $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ von 12,5 höhere $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisse im Vergleich zu dem von *Trieff et al., 2002*, angegebenen Wert für den Mantel von $9,2 \pm 3,0$. Die Datenpunkte der Proben SA 84-38 und SA 87-2/12 dagegen liegen näherungsweise auf einer Mischungslinie mit dem angegebenen Mantel-Endglied.

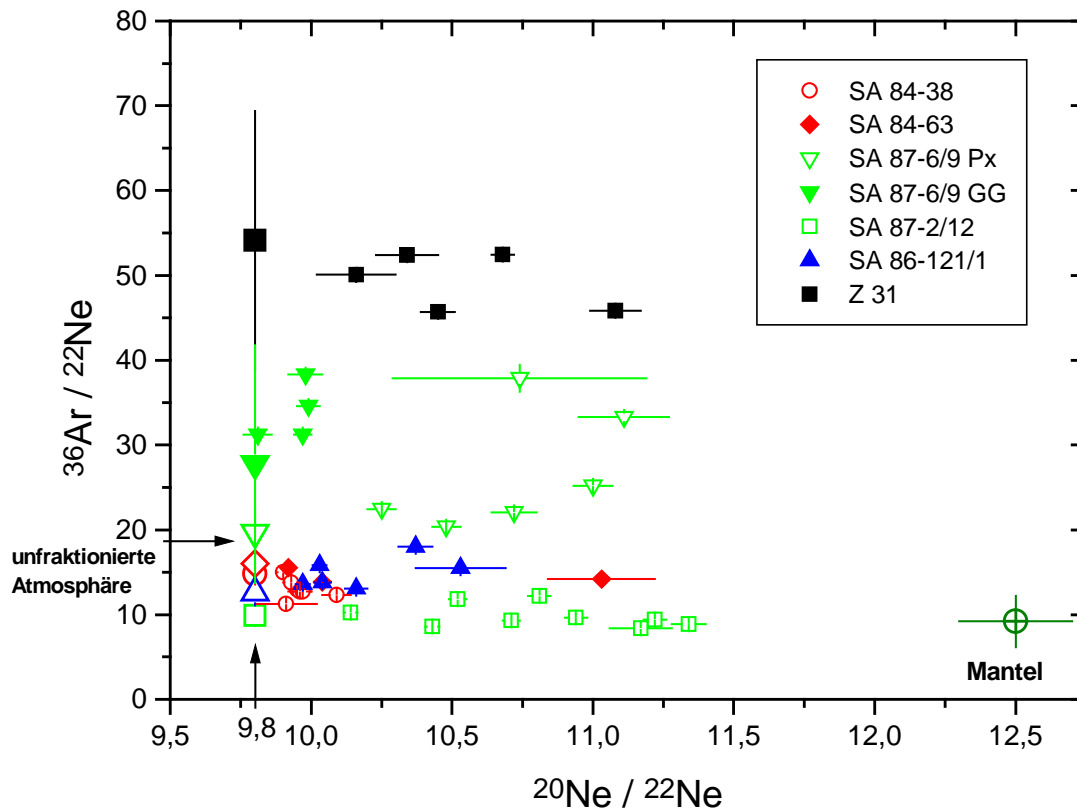


Abbildung 4.14: Erneut $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ versus $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (wie Abb. 10). Eingezeichnet sind die Proben, für die eine Bestimmung des Fraktionierungsgrades der atmosphärischen Komponente möglich war (siehe auch Tab. 4.1). Die entsprechenden Werte sind als große Symbole mit gleicher Form und Farbe wie die eigentlichen Probendaten dargestellt. Einige Proben scheinen auch in der Mantel-Komponente fraktioniert zu sein. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

4.4.2 Beiträge von (in situ) radiogenem Argon

In den Vorauswahlmessungen an mit Neutronen bestrahlten Proben (^{40}Ar - ^{39}Ar -Datierungsmethode) konnten keine signifikanten in situ produzierten Beiträge an $^{40}\text{Ar}^*$ nachgewiesen werden bzw. überwog das Mantel- ^{40}Ar einen eventuellen Beitrag an in situ radiogenem $^{40}\text{Ar}^*$ deutlich. Für zwei Proben (SA 86-121/1, SA 87-2/12) steht eine solche Datierung noch aus. Beide Proben enthalten Phlogopit (ein K-haltiger Glimmer) in Form lamellenartiger Verwachsungen im Klinopyroxen, der als potentielles Trägermineral für radiogene Beiträge von $^{40}\text{Ar}^*$ dienen kann. Der abgeschätzte Beitrag in SA 87-2/12 beträgt ungefähr 1% (*Altherr, pers. Mitteilung*), für SA 86-121/1 liegt keine Abschätzung vor.

Beide Proben sind durch relativ hohe $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse (maximal 25000 (SA 87-2/12) bzw. 7700 (SA 86-121/1) bei im Vergleich dazu niedrigen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -

Verhältnissen (maximal 11,34 bzw. 10,53) charakterisiert. Die in der Probe SA 87-2/12 auftretenden hohen ^{40}Ar -Konzentrationen (bis 10^{-5} ccm STP/g) sowie die mit zunehmendem $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis abnehmenden $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ -Werte (bei beiden Proben) deuten auf Akkumulation von in situ radiogenem $^{40}\text{Ar}^*$, welches die eigentliche Mantelfluid-Komponente überlagert.

Dies kann durch Auftragen von $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ gegen $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ grafisch veranschaulicht werden (Abb.4.15 und 4.16). In einem solchen Diagramm repräsentieren die Datenpunkte ein Drei-Komponentensystem. Atmosphäre ist durch ein niedriges $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ ($5,6 \cdot 10^{-4}$) und hohes $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (0,00338) (Ozima und Podosek, 1983) charakterisiert; radiogenes $^{40}\text{Ar}^*$ entspricht in seiner Zusammensetzung dem Nullpunkt. Die Mantel-Komponente unterscheidet sich durch ihren relativ hohen $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ -Wert, der weder mit radiogenen noch mit atmosphärischen Beiträgen erklärt werden kann. Ein radiogener Anteil an ^4He kann ausgeschlossen werden, da für alle Proben in allen Teilfraktionen die $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse konstant und vergleichsweise hoch (6 bis 8 R_A) sind und eine zufällig immer im „richtigen“ Verhältnis zum nichtradiogenen ^3He beigemischte radiogene ^4He -Komponente sehr unwahrscheinlich erscheint. Daher kann mit einiger Sicherheit ein hohes $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ einer Mantel-Komponente zugeschrieben werden. Im folgenden sollen mit Hilfe der Auftragung von $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ gegen $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ für die Proben SA 87-2/12 und SA 86-121/1 die Beiträge an radiogenem $^{40}\text{Ar}^*$ abgeschätzt werden (Abb.4.15 und 4.16).

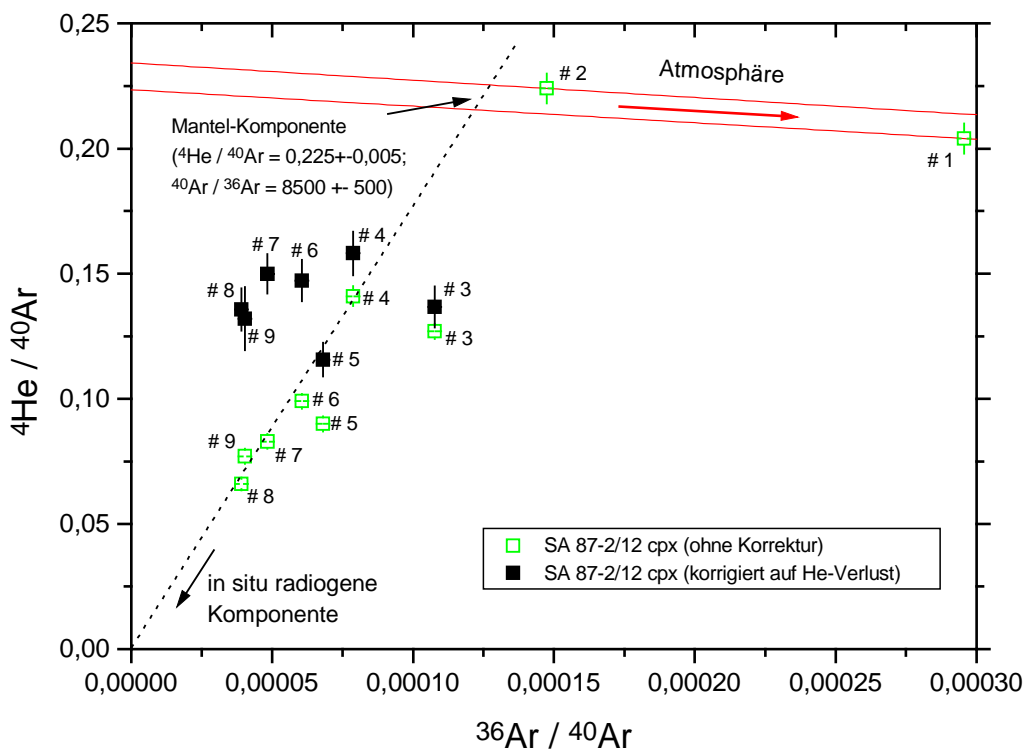


Abbildung 4.15: $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisse der Probe SA 87-2/12 aufgetragen gegen $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Grün: Messdaten ohne Korrektur; schwarz: korrigiert auf He-Verlust. Nummern repräsentieren die Reihenfolge der Extraktion. Rote Linien entsprechen einer Mischung mit Atmosphäre (erste zwei Extraktionen). Gepunktete Linie entspricht Mischung zwischen einem postulierten in situ radiogenen $^{40}\text{Ar}^*$ -Beitrag zur Mantel-Komponente. Nach Korrektur auf He-Verlust ist keine Korrelation mehr erkennbar. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

In den ersten beiden Knackschritten bei Probe SA 87-2/12 wurden die höchsten $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisse beobachtet. Beide Teilextraktionen folgen näherungsweise

einer Mischungslinie zwischen einer Mantelkomponenten und Atmosphäre, die durch die roten durchgezogenen Linien repräsentiert werden. Mit zunehmender Schlagzahl erniedrigen sich die $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisse und folgen näherungsweise einer Ursprungsgeraden. Dies kann als eine binäre Mischung zwischen einer Mantel-Komponenten und radiogenem $^{40}\text{Ar}^*$ interpretiert werden und wird durch die punktierte Linie in Abb.4.15 angedeutet. Der Schnittbereich der punktierten und durchgezogenen Linien entspräche dann der Zusammensetzung der Mantelkomponente und ergibt dann für $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}=0,225\pm 0,005$ bzw. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=8500\pm 500$.

Auf analoge Weise können die Ergebnisse der Probe SA 86-121/1 interpretiert werden (Abb.4.16). Jedoch sind die eingezeichneten Mischungslinien zwischen einer Mantel-Komponente und Atmosphäre bzw. radiogenem $^{40}\text{Ar}^*$ nur eine vage Abschätzung. Eine echte Korrelation kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Es ergeben sich für die Mantel-Komponente ein $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}=0,58\pm 0,02$ und $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=3750\pm 250$.

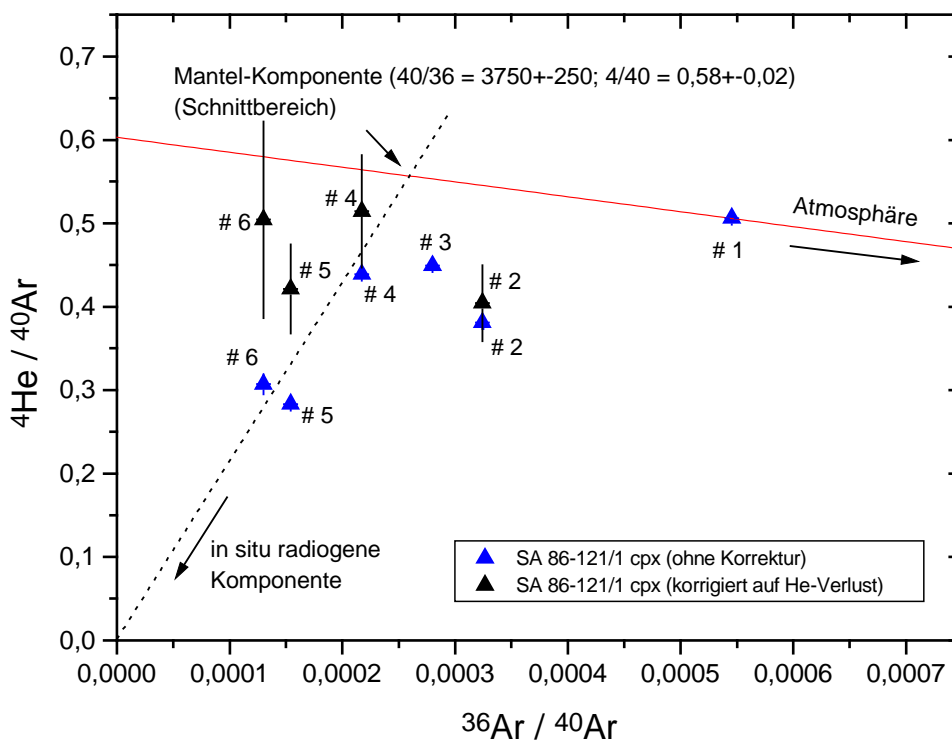


Abbildung 4.16: Wie vorherige Abb. 4.15, jetzt für Probe SA 86-121/1.

Die mit zunehmender Schlagzahl abnehmenden $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisse können alternativ auch durch einen preferentiellen He-Verlust erklärt werden. Dieser könnte z.B. durch Entgasung bei der Extraktion selbst oder durch eine Fraktionierung zwischen He, Ne und Ar stattgefunden haben. Da beide Proben neben einer Variation im $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnis auch variable Mantel- $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ -Werte aufweisen ist ein solches Szenario nicht unbegründet (Abb.4.17; das Mantel- $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ wird hier repräsentiert durch die Steigung s in einem $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ gegen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Diagramm, siehe Abschnitt 4.5). In dieser Darstellung wurde auf atmosphärische Beiträge im ^{40}Ar korrigiert, indem das gemessene ^{36}Ar als rein atmosphärisch im Ursprung angenommen und der entsprechende Anteil atmosphärischen ^{40}Ar abgezogen wurde. Die ersten beiden Knackschritte bei Probe SA 87-2/12 bzw. (weniger überzeugend) der erste Knackschritt bei Probe SA 86-121/1 repräsentieren mit ihren

hohen ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}^{\text{MANTEL}}$ - und s-Werten am ehesten eine unfraktionierte Ausgangszusammensetzung. Eine Erniedrigung des Mantel- ${}^3\text{He}/{}^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisses ist nur durch eine relative Verarmung des He gegenüber Ne zu erreichen. Bei einer reinen Entgasung bzw. Fraktionierung von He gegenüber Ar und Ne sollten die Datenpunkte für unfraktionierte Zusammensetzungen und die in den darauffolgenden Teilextraktionen erhaltenen fraktionierten Zusammensetzungen in Abb.4.17 einer gemeinsamen Ursprungsgeraden folgen. Das wird nicht beobachtet. Dies ist gleichbedeutend mit der Feststellung, daß die beobachteten unfraktionierten Mantel- ${}^3\text{He}/{}^{22}\text{Ne}$ - und ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisse aus den Daten nicht reproduzierbar sind, wenn nur ein reiner He-Verlust als Ursache berücksichtigt wird. Ein zusätzlicher Ne-Verlust müsste postuliert werden. Um konstante s-Werte mit unfraktionierter Zusammensetzung ($0,225 \pm 0,005$ für SA 87-2/12 bzw. $0,75 \pm 0,05$ für SA 86-121/1) zu erreichen, müsste ein Ne-Verlust in der Größenordnung von 10-50% aufgetreten sein. Das ist eher unwahrscheinlich, aber nicht völlig auszuschließen. In Tabelle 4.2 werden die berechneten Verlustraten an ${}^4\text{He}$ für den Fall reiner He-Entgasung und mit Berücksichtigung von ${}^{40}\text{Ar}^*$ aufgeführt. Daneben werden die sich aus dem Verhältnis $s/s_{\text{unfrakt.}}$ ergebenden relativen Ne-Verluste aufgeführt.

Tabelle 4.2: Berechnete Verlustraten ${}^4\text{He}_V$ ohne und mit Einbeziehung in situ radiogener Beiträge von ${}^{40}\text{Ar}^*$ sowie möglicher relativer Ne-Verlust. Fehlerangaben entsprechen 1σ .

Probe	Messwerte	reiner He- und Ne-Verlust / kein radiogenes ${}^{40}\text{Ar}^*$				mit rad. ${}^{40}\text{Ar}^*$
		${}^4\text{He}_V$ [-8]	${}^4\text{He}_V$ [%]	s / s_0	Ne-Verlust [%]	
SA 87-2/12	${}^4\text{He}$ [-8]	${}^4\text{He}_V$ [-8]	${}^4\text{He}_V$ [%]	s / s_0	Ne-Verlust [%]	${}^4\text{He}_V$ [-8]
# 150	$39,3 \pm 1,0$	---	---	=	---	=
# 550	$60,2 \pm 1,5$	---	---	=	---	=
# 1000	$33,7 \pm 0,8$	$24,8 \pm 5,4$	42 ± 5	$1,61 \pm 0,04$	38 ± 2	$2,6 \pm 2,0$
# 1500	$18,7 \pm 0,5$	$10,5 \pm 2,7$	36 ± 6	$1,39 \pm 0,04$	28 ± 2	$2,2 \pm 1,0$
# 2100	$10,0 \pm 0,2$	$14,6 \pm 2,3$	59 ± 4	$1,90 \pm 0,05$	47 ± 1	$2,9 \pm 0,7$
# 3000	$7,0 \pm 0,2$	$8,5 \pm 1,4$	55 ± 4	$1,50 \pm 0,04$	33 ± 2	$3,4 \pm 0,5$
# 4800	$5,5 \pm 0,1$	$9,1 \pm 1,4$	62 ± 4	$1,47 \pm 0,04$	32 ± 2	$4,4 \pm 0,4$
# 7300	$3,0 \pm 0,1$	$7,0 \pm 0,9$	70 ± 3	$1,62 \pm 0,05$	38 ± 2	$3,2 \pm 0,3$
# 9800	$1,2 \pm 0,1$	$2,3 \pm 0,3$	65 ± 3	$1,67 \pm 0,06$	40 ± 2	$0,9 \pm 0,2$
TOTAL	$178,8 \pm 2,0$	$76,6 \pm 6,8$	30 ± 2	---	---	$19,6 \pm 2,4$
SA 86-121/1						
# 200	$32,2 \pm 0,1$	---	---	=	---	=
# 500	$23,2 \pm 0,1$	$12,1 \pm 1,3$	34 ± 2	$1,44 \pm 0,10$	30 ± 5	$1,4 \pm 2,7$
# 900	$16,0 \pm 0,1$	$4,7 \pm 0,8$	23 ± 3	$1,38 \pm 0,09$	27 ± 5	---
# 1700	$18,5 \pm 0,1$	$5,9 \pm 0,9$	24 ± 3	$1,13 \pm 0,08$	11 ± 6	$3,2 \pm 2,8$
# 3200	$7,2 \pm 0,1$	$7,5 \pm 0,5$	51 ± 2	$1,38 \pm 0,10$	27 ± 5	$3,5 \pm 1,3$
# 3800	$2,2 \pm 0,1$	$1,9 \pm 0,2$	47 ± 2	$1,15 \pm 0,09$	13 ± 6	$1,4 \pm 0,8$
TOTAL	$99,3 \pm 0,2$	$32,2 \pm 1,9$	24 ± 1	---	---	$9,5 \pm 4,2$

Es läßt sich ohne eine echte Datierung der Proben nicht entscheiden, welches Szenario die beobachteten Variationen in den Mantel- ${}^3\text{He}/{}^{22}\text{Ne}$ - und ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ -

Verhältnissen am besten beschreibt. Am plausibelsten scheint eine Kombination von He-Entgasung und in situ radiogenen Beiträgen in $^{40}\text{Ar}^*$. Dadurch können sowohl die variablen $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ -Werte der Mantel-Komponente und die Variation im $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ erklärt werden, ohne einen Ne-Verlust zu fordern. Im folgenden sollen die sich mit und ohne Berücksichtigung von He-Verlust ergebenden Absolutkonzentrationen an $^{40}\text{Ar}^*$ bestimmt werden.

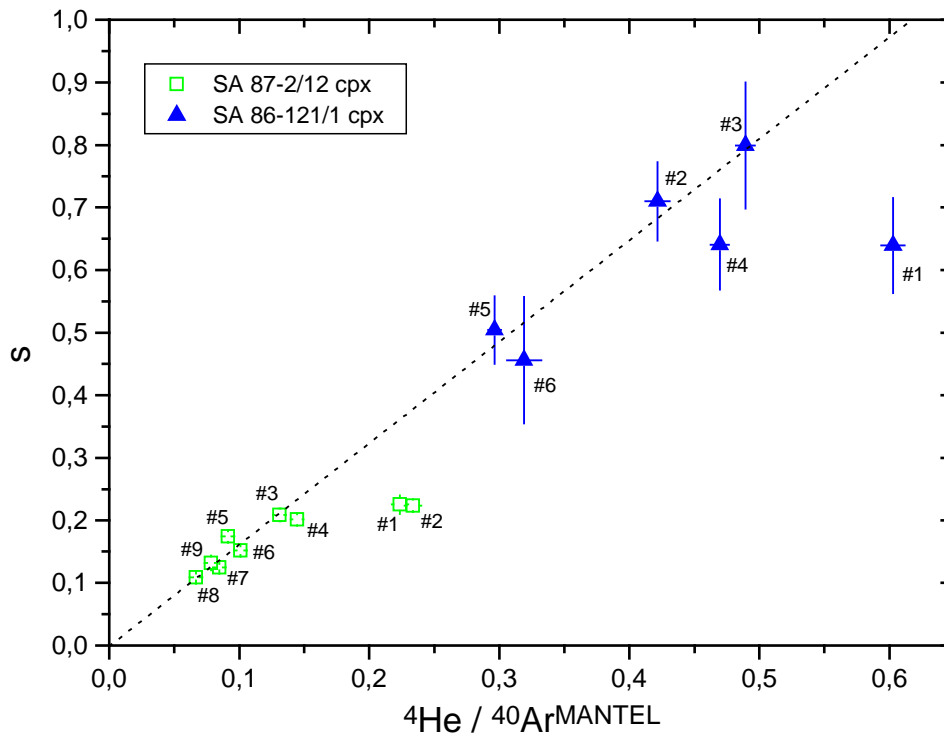


Abbildung 4.17: s als Maß für das Mantel- $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ aufgetragen gegen das auf atmosphärisches ^{40}Ar korrigierte $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$. Nummern entsprechen Reihenfolge der Knackschritte. Reine He-Entgasung sollte einer Ursprungsgeraden folgen. Für letzte Knackschritte ist Korrelation durch punktierte Linie angedeutet. Die am ehesten die Mantel-Komponente repräsentierenden Knackschritte #1 und #2 bei SA 87-2/12 (grün) fallen nicht auf diese Linie. Eine einfache He-Entgasung als Ursache dieser Fraktionierung kann deshalb ausgeschlossen werden. Für SA 86-121/1 (blau) ist dies nicht zwingend. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Berechnung einer in situ radiogenen $^{40}\text{Ar}^*$ -Konzentration: Bei Kenntnis der $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ und $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisse der Mantel-Komponente kann ein auf reine He-Entgasung korrigierter erniedrigter Beitrag an radiogenem $^{40}\text{Ar}^*$ für jede Teilfraktion errechnet werden, wobei sich der Verlust an ^4He aus einem angenommenen konstanten $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis (hier: Steigung s in einem $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ gegen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Diagramm, siehe Abschnitt 4.5), welches aus Abb.4.17 für die ersten Knackschritte abgeschätzt werden kann, und dem gemessenen $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis bestimmen läßt. Für den Anteil des radiogenen $^{40}\text{Ar}^*$ (pro Teilextraktion) folgt dann:

$$^{40}\text{Ar}^* = ^4\text{He} \cdot \left[\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^4\text{He}} \right)_{\text{Messung}} - \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^4\text{He}} \right)_{\text{Mantel}} \right] - \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^4\text{He}} \right)_{\text{MANTEL}} \cdot ^4\text{He}_{\text{VERLUST}}$$

Ohne Einbeziehung von He-Verlust fällt der letzte Term weg. Die $^{40}\text{Ar}^*$ -Konzentrationen müssen dann noch über alle Teilextraktionen aufsummiert werden.

Für die Probe SA 87-2/12 ergibt sich aus oben angegebener Gleichung ohne Berücksichtigung eines eventuellen He-Verlustes eine Gesamt-Konzentration an radiogenem $^{40}\text{Ar}^*$ von etwa $(3,5\pm 0,2)\cdot 10^{-6}$ ccm STP/g. Mit Berücksichtigung von He-Verlust reduziert sich dieser Beitrag auf $(2,6\pm 0,2)\cdot 10^{-6}$ ccm STP/g (mit s-Wert $0,225\pm 0,005$). Für einen angenommenen Phlogopit-Gehalt von 1%, äquivalent einem K-Gehalt von ca. 0,1%, würde dem ein Modellalter von 580-740 Ma entsprechen. Dieses Alter deutet also auf eine Entstehung des Phlogopites zur Zeit der panafrikanischen Gebirgsbildung, datiert mithin die Entstehung der Lithosphäre selbst. Die auf He-Verlust korrigierten $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ -Werte wurden in den Abb.4.15 und 4.16 zum Vergleich eingezeichnet. Eine Abschätzung des Mantel- $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ist nicht mehr möglich. Berechnete $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Werte erreichen etwa 15000 (bei $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=11,34$) (siehe Tab.4.3), d.h. ein Mantel- $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ von > 30000 ist nicht auszuschließen.

Tabelle 4.3: Berechnete Konzentrationen an in situ radiogenen Beiträgen von $^{40}\text{Ar}^*$ mit und ohne Berücksichtigung von He-Verlust und daraus folgende korrigierte $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse. Fehlerangaben entsprechen 1σ .

Probe	Messwerte		Korrigiert, ohne He-Verlust		Korrigiert, mit He-Verlust	
	^{40}Ar [-8]	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*$ [-8]	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*$ [-8]	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
SA 87-2/12						
# 150	193 ± 3	3383 ± 14	---	=	---	=
# 550	270 ± 4	6786 ± 27	---	=	---	=
# 1000	266 ± 4	9283 ± 35	113 ± 16	5350 ± 574	101 ± 18	5766 ± 607
# 1500	133 ± 2	12712 ± 73	$47,5 \pm 8,7$	8162 ± 854	$37,3 \pm 9,8$	9136 ± 858
# 2100	112 ± 2	14702 ± 97	$66,2 \pm 5,4$	5993 ± 751	$52,9 \pm 6,3$	7734 ± 669
# 3000	$70,5 \pm 1,2$	16502 ± 175	$38,7 \pm 3,7$	7438 ± 908	$23,3 \pm 4,5$	11039 ± 740
# 4800	$66,4 \pm 1,3$	20669 ± 304	$41,2 \pm 3,3$	7840 ± 1094	$21,2 \pm 4,2$	14079 ± 761
# 7300	$45,1 \pm 1,3$	25591 ± 617	$31,6 \pm 2,2$	7680 ± 1446	$17,3 \pm 2,9$	15787 ± 878
# 9800	$15,8 \pm 0,4$	24842 ± 507	$10,2 \pm 0,8$	8741 ± 1453	$6,3 \pm 1,2$	14904 ± 1197
TOTAL	1170 ± 7		348 ± 20		259 ± 23	
SA 86-121/1						
# 200	$63,8 \pm 0,9$	1834 ± 9	---	=	---	=
# 500	$60,9 \pm 1,2$	3085 ± 49	$20,9 \pm 1,9$	2028 ± 117	$18,5 \pm 5,1$	2150 ± 250
# 900	$35,6 \pm 0,5$	3573 ± 20	$8,1 \pm 1,1$	2765 ± 125	$8,1 \pm 1,1^a$	2765 ± 125^a
# 1700	$42,2 \pm 0,6$	4603 ± 26	$10,2 \pm 1,3$	3487 ± 159	$4,8 \pm 5,0$	4083 ± 475
# 3200	$25,3 \pm 0,4$	6488 ± 53	$13,0 \pm 0,6$	3163 ± 187	$6,9 \pm 2,4$	4710 ± 419
# 3800	$7,1 \pm 0,3$	7690 ± 285	$3,4 \pm 0,3$	4067 ± 460	$0,9 \pm 1,5$	6686 ± 980
TOTAL	235 ± 2		$55,5 \pm 2,6$		$39,1 \pm 7,7$	

^a Kein He-Verlust, $^{40}\text{Ar}^*$ wie in mittlerer Spalte

Für SA 86-121/1 beträgt die radiogene ^{40}Ar -Konzentration dann analog ohne Berücksichtigung von He-Verlust $(5,6\pm 0,3)\cdot 10^{-7}$ ccm STP/g bzw. mit Berücksichtigung von He-Verlust $(3,9\pm 0,8)\cdot 10^{-7}$ ccm STP/g (s-Wert $0,75\pm 0,05$). Eine Altersaussage ist nicht möglich, doch entspräche einem Alter von 700 Ma ein K-Gehalt von 120-170 ppm (ca. 0,12-0,17% Phlogopit) und damit einem realistischen Wert. Eine Bildung zu Beginn der Entstehung des Roten Meeres vor 30 Ma dagegen würde eine

unrealistisch hohe K-Konzentration von >3000 ppm erfordern. Auch für SA 86-121/1 wurden in Abb.4.16 die korrigierten $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisse mit eingezeichnet. Es ist keine Korrelation mit dem $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnis erkennbar, ein Mantel- $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ist nicht aus dieser Auftragung abschätzbar. Errechnete $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse betragen bis zu 6700 (bei $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=10,53$) (siehe Tab.4.3).

In allen Proben mit einem in situ radiogenen Beitrag an $^{40}\text{Ar}^*$ scheint Phlogopit die betreffende K-Trägerphase zu sein. Die ermittelten Modellalter stehen im Einklang mit einer Bildung dieser Phlogopite (bzw. allgemeiner: K-Trägerphase) zur Zeit der Entstehung der Lithosphäre im Gebiet des Roten Meeres vor ca. 600-850 Ma. Phlogopit kann also unter den im lithosphärischen Mantel herrschenden Druck- und Temperatur-Bedingungen seine im Laufe der Zeit akkumulierten Mengen an radiogenem $^{40}\text{Ar}^*$ festhalten und als geschlossenes System betrachtet werden. Auch frühere Untersuchungen (*Kelley und Wartho, 2000*) konnten in situ radiogenes $^{40}\text{Ar}^*$ in Mantel-Phlogopiten aus einer 2,5 Ga alten Lithosphäre nachweisen. Die Autoren argumentieren, daß die im Vergleich zu umgebenden Mantel-Mineralen (Olivin, Pyroxene) höhere Löslichkeit von Ar in Phlogopit (aber auch anderen Glimmern, z.B. Biotit) einen Verlust des Ar an benachbarte, den Phlogopit umschließende Minerale verhindert. Phlogopit gilt als eine Hauptträgerphase für K im obersten Erdmantel. Für das ^{40}Ar -Budget des obersten Erdmantels stellt Phlogopit deshalb nicht nur eine wichtige Quelle sondern möglicherweise auch eine effektive Senke dar (siehe Abschnitt 4.4.3).

Es zeigt sich, daß schon kleine Mengen an Phlogopit über größere Zeiträume einen wesentlichen Beitrag zum gesamten ^{40}Ar in einer Probe liefern und eine durch Fluid-Phasen repräsentierte Mantel-Komponente überlagern können. Im Rahmen dieser Studie konnte zum ersten Mal in situ radiogenes $^{40}\text{Ar}^*$ durch mechanische Gasfreisetzung aus einem Mantel-Xenolith extrahiert und identifiziert werden. Ähnlich wie für He kann also durch fortgesetztes Knacken eine radiogene Gitter-Komponente an $^{40}\text{Ar}^*$ freigesetzt werden. Sich ergebende hohe $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse sind ohne hochauflösende Edelgas-Untersuchungen an Einzelproben deshalb nicht ohne weiteres als charakteristisch für den jeweiligen Mantel anzusehen. Ebenso können $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisse zu niedrig abgeschätzt werden.

4.4.3 Die $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse der Mantel-Komponente

Die bei den Edelgas-Messungen erhaltenen maximalen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse liegen für die Ganzgesteinsproben systematisch unter den maximalen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnissen der mit thermischer Gasfreisetzung durchgeführten Vorauswahl-Messungen; für die Mineral-Separate dagegen stimmen diese Maximal-Werte weitgehend überein oder ergaben höhere $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse bei den Edelgas-Messungen (Tab.4.4). Wie schon in Abschnitt 4.4.1 erläutert enthalten die Ganzgesteinsproben noch Verwitterungsphasen, die als Träger einer atmosphärischen Komponente durch mechanische Gasfreisetzung nicht separabel sind, während beim Aufheizen im Ofen Verwitterungsphasen (< 1000°C) und Mantel-Mineral (> 1000°C) selektiv entgasen.

Tabelle 4.4: Gegenüberstellung der in den Vorauswahl-Messungen und Edelgas-Messungen erhaltenen maximalen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse. Fehlerangaben entsprechen 1σ .

Vergleich der maximalen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse je Probe bei Vorauswahl- und Edelgas-Messungen				
Probe:	Vorauswahl		Edelgasmessungen	
	bestrahlte Proben	unbestrahlte Prob.	Schlagrohr	Ofen-Messung
Z 13 A (GG)	14738 ± 1482	---	8468 ± 119	11221 ± 266
Z 31 (GG)	5688 ± 449	---	3417 ± 36	---
Z 34 (GG)	11284 ± 1181	---	6470 ± 181	---
Z 36 (GG)	4191 ± 239	---	1817 ± 17	---
SA 82-288f	2944 ± 165	3116 ± 36	685 ± 17	---
SA 84-38 cpx	2755 ± 460 ^a	2222 ± 30 ^a	4653 ± 99	---
SA 84-63 cpx	6683 ± 1837	---	7111 ± 143	---
SA 87-2/12 cpx	---	16266 ± 262	25591 ± 617	---
SA 87-6/9 px	4307 ± 271 ^a	4239 ± 271 ^a	4233 ± 97	---
SA 86-121/1 cpx	---	4829 ± 29	7690 ± 285	---

^a Bei Vorauswahl Ganzgesteinsprobe verwendet.

In diesem Abschnitt soll versucht werden, die $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse der inkorporierten Mantel-Fluide abzuschätzen. Zu diesem Zweck müssen radiogene und atmosphärische Beiträge diskriminiert werden. Erstere sind nur bei den Proben SA 86-121/1 und SA 87-2/12 von Bedeutung. Wie im vorangegangenen Abschnitt gezeigt wurde, können in situ radiogene Beiträge in $^{40}\text{Ar}^*$ für diese Proben nur grob abgeschätzt werden. Im Folgenden werden die mit Berücksichtigung eines eventuellen He-Verlustes errechneten $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse verwendet. Diese stellen als konservative Abschätzung eine obere Grenze dar. Um atmosphärische Beiträge einzugrenzen wird als Maß für Kontamination mit atmosphärischen Edelgasen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ gegen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ grafisch dargestellt (Abb.4.18). Für die Proben SA 86-121/1 und SA 87-2/12 wurden sowohl die auf radiogene Beiträge unkorrigierten als auch korrigierten $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse eingezeichnet.

Bei einer Zweikomponenten-Mischung zwischen einer atmosphärischen und einer Mantel-Komponente sollten die Datenpunkte einer Probe einer Mischkurve zwischen atmosphärischer und Mantel-Isotopenzusammensetzung in Form einer Hyperbel der Gleichung

$$\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}\right) = \frac{\left(\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}\right)_{\text{MANTEL}} \cdot r - \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}\right)_{\text{ATM}}\right) \cdot \left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right) + \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}\right)_{\text{ATM}} \cdot \left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{MANTEL}} - \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}\right)_{\text{MANTEL}} \cdot \left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{ATM}} \cdot r}{\left((1-r) \cdot \left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right) - \left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{MANTEL}}\right) + \left(\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{ATM}} \cdot r}$$

folgen (Langmuir et al., 1978).

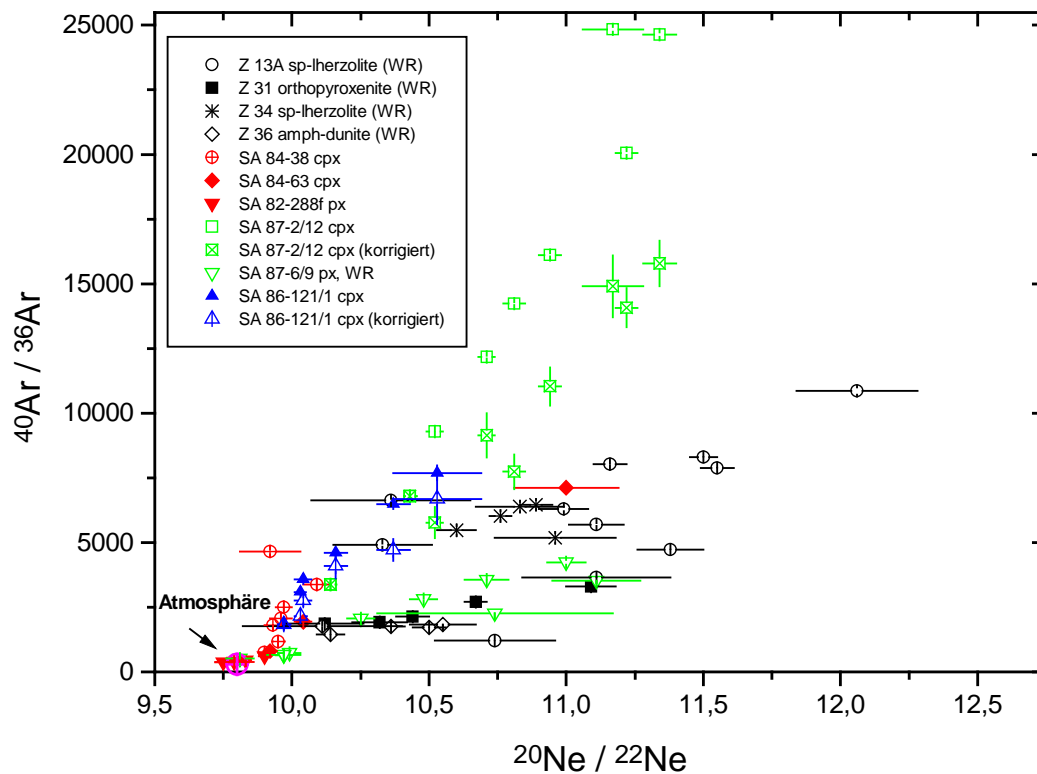


Abbildung 4.18: $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$. Für die Proben SA 86-121/1 und SA 87-2/12 wurden sowohl die unkorrigierten als auch die auf radiogene Beiträge in $^{40}\text{Ar}^*$ (mit Berücksichtigung von He-Verlust) korrigierten $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse eingezeichnet. Schwarz: Zabargad; rot: Uwayrid; grün: Al Birk; blau: Jizan. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Die Krümmung der Hyperbel ist abhängig von dem Verhältnis der $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisse der beiden Reservoirs und wird durch den Parameter $r = (^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne})_{\text{MANTEL}} / (^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne})_{\text{ATMOSPHERE}}$ charakterisiert. Da sowohl die atmosphärische als auch die Mantel-Komponente für jede Probe einen unterschiedlichen Fraktionierungsgrad zwischen Ar und Ne besitzt (siehe Abschnitt 4.4.1), können die Krümmungen entsprechend konvex und konkav sein. Mit der Annahme eines $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisses der Mantel-Komponente von 12,5 kann nun im Prinzip durch Extrapolation dieser Hyperbeln auf dieses $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis ein $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis der Mantel-Komponente bestimmt werden. Für eine vernünftige Abschätzung sollten die gemessenen maximalen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisse möglichst hoch sein (entspricht niedrigen atmosphärischen Beiträgen) und die Datenpunkte einer Probe eine möglichst geringe Streuung aufweisen. Eine große Streuung, wie sie z.B. bei Z 13A beobachtet wird, ist ein Indiz für ein Mehrkomponenten-System, weshalb eine sinnvolle Mischungskurve nicht erwartet werden kann. Für die meisten Proben sind diese Bedingungen nicht erfüllt. Eine Abschätzung der $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse gestaltet sich schwierig. Tendenziell scheinen die $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse der Mantel-Komponente jedoch <20000 zu sein. Die Mantel-Komponente in Probe SA 87-2/12 könnte ein $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis von 30000 aufweisen, doch ist diese Abschätzung von der Korrektur auf radiogenes $^{40}\text{Ar}^*$ abhängig und muß als obere Grenze angesehen werden. Für drei Proben (Z31, Z34 und SA 87-6/9 FR3 (Px)) konnten Mischungskurven mit Hilfe einer χ^2 -Näherung (ohne Fehlerwichtung) berechnet werden. Die sich ergebenden Mischungshyperbeln sind in Abb.4.19 dargestellt. Die berechneten Mantel- $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse sind <10000 . Aus den

konkaven Krümmungen folgt $(^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne})_{\text{ATMOSPHERE}} < (^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne})_{\text{MANTEL}}$. Bei Annahme einer Zusammensetzung des unfraktionierten Mantel von $(^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne})_{\text{MANTEL}} = 9,2 \pm 3,0$ (Trieloff et al., 2002) und mit $(^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne})_{\text{ATMOSPHERE}} = 18,7$ für die unfraktionierte Atmosphäre erfordern diese Ergebnisse die Anwesenheit einer fraktionierten Mantel-Komponente, da alle drei Proben eine fraktionierte atmosphärische Komponente mit einem $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne} \geq (^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne})_{\text{ATMOSPHERE}}$ enthalten. In einem Diagramm $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ gegen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ sollten Mischungslinien mit positiver Steigung zu erwarten sein. In Abb.4.14 ist das für Probe SA 87-6/9 FR3 erfüllt. Für die Proben Z31 und Z34 ist das innerhalb des Fehlers nicht auszuschließen.

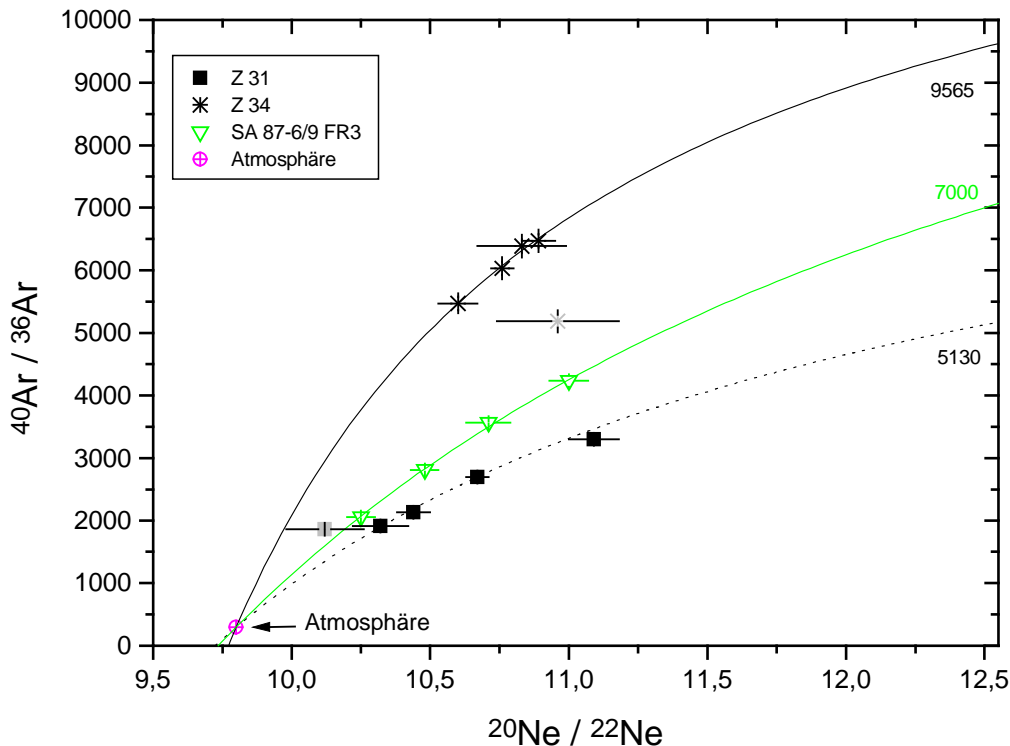


Abbildung 4.19: Berechnete Mischhyperbeln (ohne Fehlerwichtung) in einem $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ vs. $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ – Diagramm für die Proben Z31 (schwarz, punktiert), Z34 (schwarz, durchgezogene Linie) und SA 87-6/9 FR3 (Px) (grün). Je ein Datenpunkt bei Z31 und Z34 wurde nicht berücksichtigt (graue Symbole). Zahlenwerte an Kurven repräsentieren das sich für $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=12,5$ ergebende Mantel- $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis. Alle Werte sind <10000 . Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Die extrapolierten $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse ergeben Werte unterhalb etwa 15000-20000, also deutlich niedriger im Vergleich zu den maximalen bekannten MORB-Werten (>25000). Nur für eine Probe (SA 87-2/12) ist ein höherer Wert von 30000 möglich. Niedrige $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse scheinen charakteristisch für den SKLM des Roten Meeres zu sein. Solche relativ zu MORB niedrigen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse (<17000) wurden auch von anderen Proben des SKLM berichtet (Dunai und Baur, 1995; Matsumoto et al., 1998; Barfod et al., 1999). Ausgehend von einem $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Wert von 28000 und einem $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis von 8,5 R_A für MORB, einem $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis von 6-6,5 R_A für den SKLM (Eifel, Massif Central), einem normalen Verhältnis der Mantelproduktionsraten für $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ (1-5) und einem K/U-Verhältnis von 12700 (sowie Th/U=3,3) (Jochum et al., 1982) errechneten Dunai und Baur, 1995, beispielsweise ein zu erwartendes 8-12% radiogeneres $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis im Vergleich zu MORB, also >30000 . Ihre weit niedrigeren experimentellen Daten erklären sie mit Beiträgen an atmosphärischem Argon

(ebenso *Matsumoto et al.*, 1998). In beiden Studien ist eine Abschätzung des $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisses der Mantel-Komponente aber nicht möglich. Niedrigere $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse der Mantel-Phase im Vergleich zu MORB sind deshalb nicht auszuschließen. *Barfod et al.*, 1999, versuchten anhand Proben des SKLM (CO_2 -Gase von Sao Tomé), $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse in Korrelation mit $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ darzustellen und mit einer Mischhyperbole auf einen Endwert für die Mantel-Komponente zu extrapolieren. Die sich ergebende Modellkurve leidet jedoch an den insgesamt niedrigen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Werten ($<10,5$). Die daraus folgenden $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse liegen zwischen 7000 und 20000 (für einen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Wert des Mantels von 12,5) und sind leider nicht sehr aussagekräftig. Für Proben des Pannonischen Beckens erhielt *Althaus*, 1999, relativ schlecht definierte Mischhyperbeln mit r-Werten von ca. 1,5 und 3,4. R-Werte >1 entsprechen auch den Ergebnissen dieser Studie und wurden (zusammen mit den niedrigen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnissen <7000) von *Althaus*, 1999, auf Beiträge subduzierter Kruste zurückgeführt.

Alles in allem kann aus den vorliegenden Daten nicht auf ein zu erwartendes charakteristisches homogenes und hohes $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis >30000 für den SKLM geschlossen werden. Die gefundenen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse der Mantel-Komponente sind zum überwiegenden Teil niedriger als 20000. Außerdem ist eine große Variabilität zu beobachten. Da auch MORB und Proben von Hotspots eine gewisse Heterogenität in ihrer $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Zusammensetzung aufweisen und niedrige $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse keine Seltenheit sind (z.B. für MORB: *Sarda*, 1999), könnte das Fehlen von sehr hohen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnissen (>25000) in Proben des SKLM auch eine Folge der noch relativ geringen Datenbasis sein. Niedrige und variable $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse der Mantel-Komponente des SKLM (bzw. der anderen Mantel-Reservoirs) können die Folge von variablen Beiträgen von primordiales ^{36}Ar oder von radiogenem $^{40}\text{Ar}^*$ sein (primordiales ^{40}Ar ist vernachlässigbar). Als Quelle von primordiales ^{36}Ar kommen entweder aus dem tieferen Mantel stammende Mantel-Plumes oder die Atmosphäre in Frage. Letztere enthält mehr als etwa 95% des gesamten Budgets der Erde an ^{36}Ar (*Allègre et al.*, 1987) und ist damit der potentiell wichtigste Lieferant. Variable Beiträge an radiogenem $^{40}\text{Ar}^*$ können aus einer heterogenen K-Zusammensetzung des Mantels herrühren oder aber durch retentive K-führende Mineralphasen, die als Senken für $^{40}\text{Ar}^*$ dienen, erklärt werden. Auf diese Möglichkeiten soll kurz näher eingegangen werden.

Mischung mit einer Plume-Komponente: Mantel-Plumes sind durch relativ niedrige maximale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse (ca. 8000 für Loihi, Island; 10000 – 12000 für Réunion (*Trieloff et al.*, 2000; 2002)) charakterisiert. Primitive Plumes weisen also einen höheren Beitrag an primordiales ^{36}Ar auf im Vergleich zum MORB-Mantel, analog zu den ebenfalls zu beobachtenden Überschüssen an primordiales Ne und He. Es erscheint nicht plausibel, die primordialen Beiträge an ^{36}Ar von den primordialen Beiträgen im Ne und He zu trennen. Eine in ihrer Ne- und He-Isotopenzusammensetzung homogene Mantel-Quelle sollte daher auch ein charakteristisches konstantes $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis haben. Dies wird nicht beobachtet, weder für Mantel-Plumes noch für den MORB-Mantel. Variationen in den $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnissen von Mantel-Fluiden sind offensichtlich nicht durch variable Beiträge von (juvenilem) primordiales ^{36}Ar verursacht.

Mischung mit einer atmosphärischen Komponente: Das atmosphärische $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis von 295,5 ist niedrig genug um problemlos die in dieser Studie beobachteten minimalen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse von ca. 5000 durch Beimischung zu einer radiogeneren Komponente mit hohen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnissen zu erklären. Dabei soll mit einer Beimischung einer atmosphärischen Komponente nicht rezente Kontamination nahe oder an der Oberfläche gemeint sein. Stattdessen muß das inkorporierte Mantel-Fluid schon im Mantel eine atmosphärische Komponente aufgenommen haben, so daß eine homogene Isotopenzusammensetzung des Fluides erwartet werden kann. Die Tiefe dieser Kontamination entspricht dann mindestens den Einschlußtiefen der Mantel-Fluide, für die aber keine Informationen vorliegen. Unterschiedliche Mischungsgrade könnten Ursache für die beobachtete Variabilität sein.

Ausgehend von einem MORB-ähnlichen initialen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis von 25000 (*Moreira et al., 1998*) errechnet sich für den Mischungsgrad ein Anteil von 40% bis 80% atmosphärischem Ar. Ein derart hoher atmosphärischer Anteil müßte sich auch in der Ne-Isotopenzusammensetzung widerspiegeln. Das $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis der Mantel-Komponente müßte erniedrigt sein. Um dies zu überprüfen wäre die Kenntnis des $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Wertes der Mantel-Komponente einer Probe nötig, was aufgrund (rezenten) atmosphärischen Beiträgen nicht möglich ist. Um trotz hoher Beiträge an atmosphärischem Ar die beobachteten relativ hohen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisse erklären zu können muß die kontaminierende atmosphärische Komponente in ihrem Ar/Ne-Verhältnis stark fraktioniert sein. Eine Abschätzung für die erforderlichen Ar/Ne-Verhältnisse zwischen der Mantel-Komponente und der fraktionierten atmosphärischen Komponente kann durch Auftragung der $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Werte gegen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ erhalten werden. Es ist eine Korrelation in Form einer hyperbolischen Mischungskurve zwischen (fraktionierter) Atmosphäre und einem Mantel-Endglied zu erwarten, wobei die Krümmung durch die $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisse der Endglieder bestimmt wird. Vorausgesetzt wird in diesem vereinfachten Modell als Näherung ein homogenes kontaminierendes atmosphärisches Reservoir mit einem einheitlichen $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis. Für das Mantel-Endglied wurde $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=25000$ und $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 12,5$ gesetzt (Modellannahme eines ursprünglich MORB-ähnlichen Mantels, Werte entsprechen den Daten von *Moreira et al., 1998*. Bei Verwendung eines $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 13,8$ würde sich das $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ entsprechend auf ca. 44000 erhöhen (*ibid.*). Für die Aussagen hier ändert sich dadurch nichts wesentliches.). In Diagramm 4.20 mit allen Messdaten (für die Proben SA 87-2/12 und SA 86-121/1 werden die auf radiogenes ^{40}Ar korrigierten $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Werte verwendet) sollte eine solche Mischhyperbel jenseits der maximalen beobachteten $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Isotopenverhältnisse liegen und auf diese Weise eine Abschätzung über das maximale Verhältnis der $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisse des Mantels und der fraktionierten Atmosphäre erlauben. In Abb.4.20 sind für verschiedene Verhältnisse (0,5; 0,2 und 0,1) die entsprechenden Hyperbeln eingezeichnet.

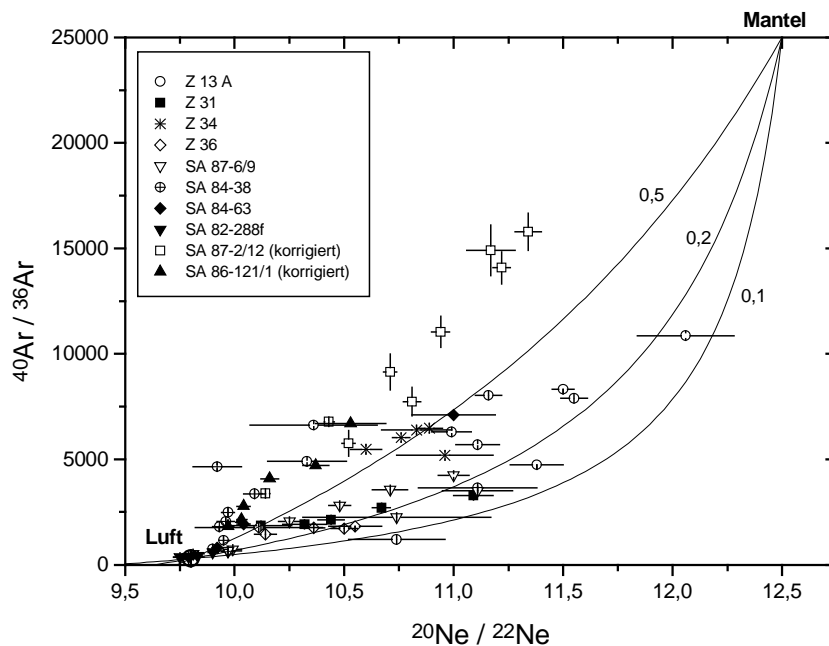


Abbildung 4.20: Wie Abb. 4.18, aber ohne unkorrigierte Werte von SA 86-121/1 und SA 87-2/12. Mischhyperbeln zwischen einer atmosphärischen und einer Mantel-Komponente analog zur im Text angegebenen Gleichung. Zahlenangaben an Kurven stehen für den Parameter r . Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Es ergibt sich ein mindestens 10 mal höheres $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis der atmosphärischen Komponente im Vergleich zur Mantel-Komponente. Wenn ein minimales $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne} = 9,2 \pm 3,0$ für den Mantel angenommen wird (Trieloff et al., 2002) folgt für die fraktionierte atmosphärische Komponente ein $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ von >92 . Im Vergleich zu unfraktionierter Atmosphäre (Luft- $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne} = 18,7$; Ozima und Podosek, 1983) entspricht dies einer Erhöhung des $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ um einen Faktor >5 . In Tiefsee- und Oberflächenwässern werden $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Erhöhungen um einen Faktor 3-4 beobachtet (Ozima und Podosek, 1983). Eine Beimischung einer stark fraktionierten atmosphärischen Phase über tief in den lithosphärischen Mantel reichende hydrothermale Prozesse wäre daher denkbar. In ozeanischer Kruste und in Tiefsee-Sedimenten findet man ebenfalls hohe $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisse von etwa 200 (Ozima und Podosek, 1983; Staudacher et al., 1988). Der Transport in den lithosphärischen Mantel ist aber nur durch Subduktionsprozesse möglich, die im Bereich des Roten Meeres 600-850 Ma zurückliegen (Bildung der panafrikanischen Kruste und Lithosphäre). Dies hätte einen entsprechenden akkumulierten radiogenen Beitrag an $^{40}\text{Ar}^*$ zur Folge. Zusätzlich muß ein bedeutender Anteil der Edelgase (im Vergleich zu Mantel-Edelgasen) den Subduktionsprozess überstehen. Dem widerspricht eine Studie von Staudacher et al., 1988. Darin fordern die Autoren einen effektiven Rücktransport der Edelgase in die Atmosphäre und sehen Subduktion als Barriere für Edelgase an.

Ein Beitrag von mindestens 50 % einer stark fraktionierten atmosphärischen Phase sollte dann aber auch zu deutlich erhöhten beobachtbaren $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnissen der Mantel-Komponente führen. Wie im Abschnitt 4.4.1 gezeigt wurde, sind tendenziell leicht erhöhte $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Werte der Mantel-Komponente für einige Proben (Z 31, SA 86-121/1 und SA 87-6/9 FR3 (Px)) nachweisbar. Genaue Werte konnten jedoch nicht abgeschätzt werden. Für einige Proben wurden dagegen keine erhöhten $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ -Werte der Mantel-Komponente nachgewiesen. Aus den Daten kann eine

tiefer reichende Kontamination von Mantel-Fluiden mit atmosphärischen Edelgasen nicht ausgeschlossen werden.

Defizit in $^{40}\text{Ar}^*$: K-Phasen als Ar-Senken im lithosphärischen Mantel? Die Beobachtung von hohen Konzentrationen in situ radiogenem $^{40}\text{Ar}^*$ in Phlogopit führenden Mineralphasen (SA 87-2/12) zeigt, das es für eine K-haltige Mineralphase (Phlogopit) möglich ist, für $^{40}\text{Ar}^*$ über lange Zeiträume ein geschlossenes System zu bilden. Die Temperaturen im SKLM liegen bei etwa 800-1100°C. Das sich dennoch $^{40}\text{Ar}^*$ im Phlogopit über mehr als 600 Ma akkumulieren kann ist daher etwas überraschend und wird wahrscheinlich durch die im Vergleich zum Phlogopit schlechte Löslichkeit von Ar in im Mantel dominierenden Mineralphasen wie z.B. Olivin und Pyroxen ermöglicht (*Kelley und Wartho, 2000*).

Seit seiner Bildung ist der SKLM des Roten Meeres nur teilweise von Aufschmelzung betroffen gewesen. Niedrige $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse im SKLM im Vergleich zu MORB könnten daher einfach eine schlechte Mobilisierung von $^{40}\text{Ar}^*$ im SKLM widerspiegeln. Da Helium mobiler ist und U- und Th-haltige Phasen (z.B. Apatit, ein Ca-Phosphat) unter Mantelbedingungen offene Systeme darstellen (*Farley, 2000*), verhalten sich ^4He und $^{40}\text{Ar}^*$ daher unterschiedlich. Gleiche K/(U+Th)-Verhältnisse für MORB und SKLM vorausgesetzt ist eine Überschuß in radiogenem ^4He im SKLM im Vergleich zu MORB deshalb nicht notwendigerweise mit einem vergleichbaren Überschuß an radiogenem $^{40}\text{Ar}^*$ verknüpft.

Variationen im K-Gehalt: Ein heterogener K-Gehalt im SKLM könnte ebenfalls Variationen im $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis erklären. Niedrige lokale Konzentrationen an K führen zu entsprechend niedrigen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnissen. Da eine Entkopplung von $^4\text{He}^*$ und $^{40}\text{Ar}^*$ gefordert werden muß, müssen auch die entsprechenden K/(U+Th)-Verhältnisse variabel sein. Jüngere Arbeiten zeigen in der Tat, das Basalte weltweit eine sehr große Bandbreite in ihrem K/U-Verhältnis aufweisen (*Lassiter, 2002*).

Messungen an Basalten von Subduktionszonen (*Plank und Langmuir, 1993*) ergaben Anreicherungen im K gegenüber U (Faktor 1,6) im Vergleich zu den subduzierten Sedimenten. Die abtauchende Lithosphäre muß entsprechend in ihrem K-Gehalt gegenüber U verarmt sein. Niedrige K/U-Verhältnisse im subkontinentalen lithosphärischen Mantel könnten dann auch die insgesamt im Vergleich zu MORB niedrigen maximalen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse erklären.

4.5 Elementfraktionierung zwischen He-Ne-Ar im Mantel

Zur Beschreibung von Fraktionierung im Mantel können sowohl die primordialen Isotopenverhältnisse $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ bzw. $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ als auch die radiogenen Isotopenverhältnisse $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ bzw. $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}$ der Mantel-Fluide herangezogen werden. In situ radiogene ebenso wie atmosphärische Beiträge müssen zuvor abgezogen werden, da sie nicht die Zusammensetzung des Mantel-Fluides repräsentieren sondern entweder eine intrinsische Gitterkomponente des Wirtsminerals oder späte Wechselwirkung mit atmosphärischen Gasen anzeigen. Atmosphärische Beiträge zum $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ bzw. $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ lassen sich durch Auftragen gegen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ und Extrapolation auf einen Mantel-Endwert im $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 12,5$ prinzipiell eliminieren. Für $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ wurde dies ausführlich im Abschnitt 4.4.1 über atmosphärisches Ar geschildert. Dabei zeigte sich, das Beiträge einer fraktionierten atmosphärischen Komponente eine genaue Bestimmung des Mantel- $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$

erschweren bzw. unmöglich machen, insbesondere für die Ganzgesteinsproben. Für die Mineralseparate von SA 86-121/1 und SA 87-6/9 FR3 (Px) werden leicht erhöhte Werte im Vergleich zu einer als unfraktioniert anzusehenden Zusammensetzung ($^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}=9,2\pm 3,0$; *Trieloff et al., 2002*) beobachtet. Als Obergrenze der Fraktionierung zwischen Ar und Ne kann eine Verarmung im Ne relativ zu Ar um maximal einen Faktor 2-3 abgeschätzt werden. Einige Proben (z.B. SA 87-2/12, SA 84-63cpx) scheinen aber überhaupt keine Fraktionierung zwischen Ne und Ar erfahren zu haben.

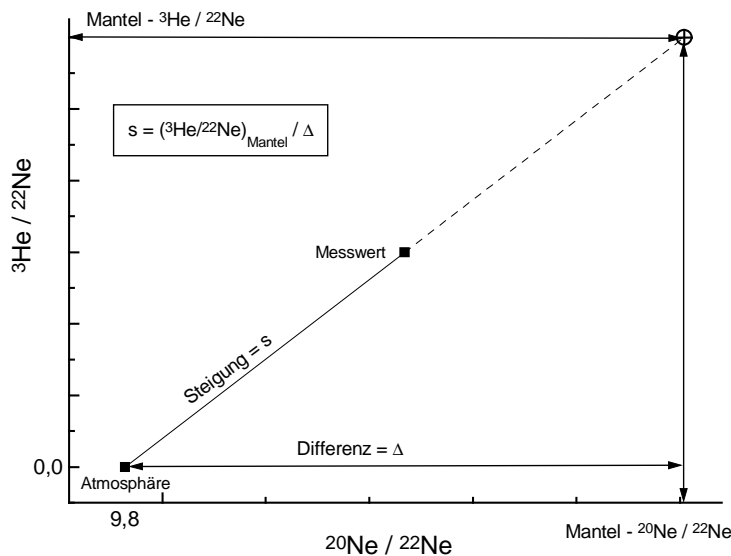


Abbildung 4.21: Schematische Darstellung der Bedeutung der Steigung s als Maß für das Mantel- $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ unabhängig vom Mantel- $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis.

Für das $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis kann das atmosphärische Verhältnis ($4 \cdot 10^{-6}$, *Ozima und Podosek, 1983*) näherungsweise zu null angenommen werden und zwar auch für einen eventuell fraktionierten atmosphärischen Beitrag. Bei Auftragen der beobachteten $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ -Werte gegen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (schematisch dargestellt in Abb.4.21) ist das sich ergebende Mantel-

$^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ der Einzelwerte daher direkt proportional zur Steigung s der Verbindungslinie der

jeweiligen Einzelwerte mit dem Nullpunkt (=Atmosphäre), vorausgesetzt, das Mantel-Endglied im $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ist konstant (aber nicht notwendigerweise 12,5). Die Steigung s ist mit den auf radiogene und atmosphärische Beiträge von ^{40}Ar korrigierten $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnissen grob korreliert (Abb.4.22). Zur Korrektur auf atmosphärisches Ar wird dabei von der Annahme ausgegangen, der gesamte Anteil des gemessenen ^{36}Ar sei atmosphärisch. Der sich daraus ableitende Anteil an ^{40}Ar wird vom gemessenen abgezogen. Alle Proben sind im Vergleich zu Popping Rock 2IID43 (s -Wert = 1,8; *Moreira et al., 1998*), der als repräsentativ für den unfraktionierten Mantel betrachtet wird, fraktioniert. Am wenigsten fraktioniert sind SA 84-63cpx und Z36 mit s -Werten von 0,7-1,7, während die anderen Proben Werte $<0,7$ bis herab zu 0,035 (SA 84-38) ergaben. Für einige Proben wurden variable s -Werte beobachtet, mit der Tendenz zu niedrigeren Werten (= stärkere Fraktionierung) mit zunehmender Schlagzahl (SA 87-2/12, SA 86-121/1). Für die beiden betreffenden Proben wurde in Abb 4.22 deshalb nur eine als repräsentativ angesehene Zusammensetzung eingezeichnet, was in Abschnitt 4.3.2 näher erläutert wurde.

Die $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisse der Mantel-Komponente wurden ebenfalls in Abschnitt 4.3.2 mit dem Schwerpunkt auf mögliche in situ radiogene Beiträge in ^{40}Ar für die meisten Proben besprochen. Variationen im $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ im Verlauf der stufenweisen Extraktion der Gase aus einer Probe konnten dabei entweder auf in situ radiogenes oder atmosphärisches ^{40}Ar zurückgeführt werden. Ein signifikanter in situ radiogener

Beitrag an ^4He ist nur für Z36 FR1 wahrscheinlich, aber nicht quantifizierbar. Unfraktionierter Mantel sollte dem Verhältnis der Mantelproduktionsraten für $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ von etwa 1-3 entsprechen. Mit Werten zwischen 1,2 und 1,9 kommt dem die He-reichste Probe SA 84-63 am nächsten. Die $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisse aller anderen Proben sind meist deutlich niedriger als 1, mit einem minimalen $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ von ca. 0,04 für die Probe SA 84-38.

Ganz offensichtlich trat eine preferentielle Verarmung von He gegenüber Ne und Ar auf, mit einem Fraktionierungsgrad von etwa einem Faktor 10-30 gegenüber unfraktioniertem MORB-Mantel. Dem entspricht auch die tendenziell niedrigere beobachtete Konzentration an ^4He bei höherem Fraktionierungsgrad (^4He in SA 84-38 ist um zwei Größenordnungen niedriger im Vergleich zu SA 84-63-cpx), doch ist dies keine strenge Korrelation. SA 87-2/12 enthält nur um einen Faktor zwei geringere Mengen an ^4He und weist dennoch einen Fraktionierungsgrad von einem Faktor 7-10 im Vergleich zu SA 84-63cpx auf.

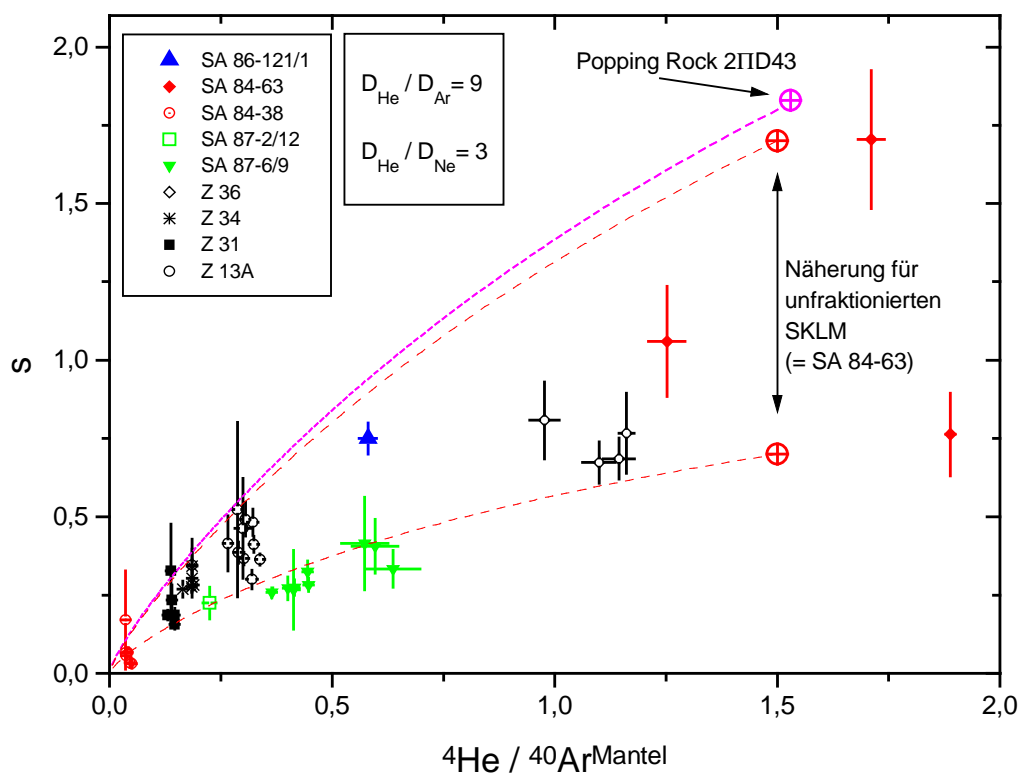


Abbildung 4.22: s -Werte versus auf atmosphärische Beiträge korrigierte $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^{\text{Mantel}}$ -Verhältnisse. Die Proben SA 86-121/1 und SA 87-2/12 werden jeweils durch einen für die Mantel-Komponente als repräsentativ angesehenen Datenpunkt vertreten. Unfraktionierter Mantel wird näherungsweise durch Popping Rock 2IID43 (magenta) und SA 84-63 cpx dargestellt. Fraktionierungskurven entsprechen im Text erläuterten Modellrechnung für verschiedene Ausgangszusammensetzungen He/Ne und He/Ar bei einem Verhältnis der Löslichkeiten für He/Ne=3 bzw. He/Ar=9. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Erniedrigte He/Ne- und He/Ar-Verhältnisse im Vergleich zu unfraktioniertem Mantel wurden auch von anderen Lokalitäten des subkontinentalen lithosphärischen Mantels berichtet (z.B. Eifel, Massif Central, *Dunai und Baur, 1995*) und scheinen typisch für die meisten ultramafischen Gesteine zu sein. Demgegenüber wurden vor allem in MOR-Basalten z.T. bis zu einem Faktor 100 gegenüber unfraktioniertem Mantel erhöhte He/Ne- und He/Ar-Werte festgestellt (eine Kompilation findet sich in *Honda und Patterson, 1999*). Einige Basalte (OIB's) weisen auch Fraktionierung ähnlich den

kristallinen Phasen auf, doch findet sich kein ultramafisches Gestein mit erhöhten He/Ne- oder He/Ar-Werten. Eine Fraktionierung durch diffusive Entgasung von He im lithosphärischen Mantel erscheint nicht wahrscheinlich, da das aus einem Mantelgebiet entweichende He für Überschüsse in einem anderen Bereich des Mantels sorgen müsste. Aus Messungen der Diffusionskonstanten von He in Olivin und Klinopyroxen schätzten *Trull und Kurz, 1993*, die zu erwartende mittlere Weglänge als unbedeutend im Vergleich zur Größenordnung des Mantels ab. Die Dichotomie zwischen basaltischen Schmelzen und ihrem potentiellen Muttergestein läßt sich daher am einfachsten durch eine beim Aufschmelzungsprozess auftretende Element-Fraktionierung erklären.

Gleichgewichts-Fraktionierung: Im allgemeinen wird angenommen, eine freie Fluid-Phase bildet sich erst während des Aufstieges einer Schmelze bei Überschreiten der Sättigungsgrenze für CO₂ (in ca. 15 km Tiefe). In diese erste Fluid-Phase (bestehend vor allem aus CO₂) werden dann auch die Edelgase partitionieren. Aufgrund der höheren Löslichkeit von He gegenüber Ne (Faktor 2-4) und Ar (Faktor 7-10) in basaltischen Schmelzen (*Lux, 1987; Jambon et al., 1985; 1986*) kann eine entsprechende Anreicherung von He gegenüber Ne und Ar in einer mit dieser Fluid-Phase im Gleichgewicht stehenden Schmelze erwartet werden, begleitet von einer entsprechenden Verarmung in der Fluid-Phase. Die aus diesem Modell zu erwartenden Fraktionierungsgrade in der Fluid-Phase sind durch das Verhältnis der Löslichkeiten zwischen He einerseits und Ne bzw. Ar andererseits begrenzt. Es gilt $R_{\text{FLUID}}=D \cdot R_0$, wobei D das Verhältnis der Löslichkeiten, R_0 das unfraktionierte Ausgangsverhältnis der entsprechenden Edelgase und R_{FLUID} das sich im Gleichgewicht einstellende Elementverhältnis der Fluid-Phase darstellt. Einfache Gleichgewichts-Fraktionierung kann die hohen auch in dieser Studie ermittelten Grade von bis zu einem Faktor 30 für die Fraktionierung folglich nicht erzeugen.

Rayleigh-Fraktionierung: Um die hohen He/Ar-Verhältnisse in MOR-Basalten zu erklären, reicht ein einstufiger Fraktionierungsprozess nicht aus. Durch ständigen Entzug der mit der Schmelze in einem lokalen Gleichgewicht stehenden koexistierenden Fluid-Phase kann hingegen eine starke Fraktionierung in der zurückbleibenden Schmelze erzeugt werden. Die absoluten Konzentration an He in den Basalten sollte dann mit zunehmender Fraktionierung abnehmen. *Honda und Patterson, 1999*, fanden indes eher erhöhte Konzentrationen an ⁴He mit zunehmendem ⁴He/⁴⁰Ar-Verhältnis, im Widerspruch zu diesem Modell. Ein weiteres Argument gegen Rayleigh-Fraktionierung sehen *Honda und Patterson, 1999*, in der fehlenden bzw. nur sehr schwachen beobachteten Fraktionierung zwischen Ar und Ne. Die Autoren schlagen deshalb eine Fraktionierung bei der Bildung von kristallinen Phasen vor. Dabei soll He preferentiell ausgeschlossen werden und sich daher im Magma relativ zu Ar und Ne anreichern. Die Signifikanz einer Korrelation zwischen ⁴He/⁴⁰Ar und den ⁴He-Konzentrationen ist umstritten, da die Daten für MORB relativ stark streuen. Mit hohen He-Ausgangskonzentrationen könnten die erhaltenen Ergebnisse für MORB auch durch Rayleigh-Fraktionierung erklärt werden, ohne eine zu starke Fraktionierung zwischen Ne und Ar zu erfordern.

Die in dieser Studie ermittelten hohen Fraktionierungsgrade in den ultramafischen Gesteinen des SKLM können nicht als komplementär zu der eben diskutierten Rayleigh-fraktionierten Schmelze angesehen werden. Hohe Fraktionierungsgrade in der Schmelze müssten mit einer unfraktionierten Edelgas-Zusammensetzung in der entzogenen Fluid-Phase einhergehen. Maximal erreichbare Fraktionierung der Fluid-

Phase würde dem bei der Gleichgewichtstrennung erreichbaren Grad entsprechen. Bei Annahme einer unfraktionierten Ausgangszusammensetzung der Schmelze kann die maximal zu erreichende Fraktionierung nur gleich dem Verhältnis der jeweiligen Löslichkeiten sein. Mehrstufenprozesse können zu einer größeren Fraktionierung führen, doch bedeutet dies für jede Stufe die Einstellung eines neuen Gleichgewichtes zwischen Schmelze und Fluid. Wenn die Schmelze als Träger der Edelgase angesehen wird, müsste nach jedem Schmelzentzug die übrigbleibende Fluid-Phase sich erneut in einer – jetzt leeren – Schmelze lösen und, im neuem Gleichgewicht, neu bilden. Dies hätte eine erneute Fraktionierung zur Folge. Das erfordert zuerst gasreiche (unfraktionierte) Schmelzen und später „leere“ Schmelzen. Dies erscheint nicht plausibel. Im folgenden soll von dem eingangs formulierten Modell einer an CO₂ gesättigten Schmelze, aus der die Edelgase in eine sich bildende Fluid-Phase partitionieren, abgerückt werden. Stattdessen kann eine Fraktionierung in der beobachteten Größenordnung durch kontinuierlichen Entzug kleiner Mengen dn im lokalen Gleichgewicht mit einer Fluid-Phase stehender Schmelzen (d.h. es gilt wieder $R_l = D \cdot R_v$) erklärt werden, wobei von einer unfraktionierten Zusammensetzung der initialen freien Fluid-Phase ausgegangen wird. Dieses Modell kann analog der in einer ausregnenden Wolke auftretenden Fraktionierung im $\delta^{18}\text{O}$ beschrieben werden (Roedel, 1994), wobei dem Regen die Schmelze (l) und dem Wasserdampf die Fluid-Phase (v) entspricht. Allgemein gilt dann für die Elementverhältnisse R bei einem Verhältnis der Verteilungskoeffizienten D zwischen Schmelze und Fluid (*ibid.*)

$$R_v \cdot dn_v + n_v \cdot dR_v + D \cdot R_v \cdot dn_l + D \cdot n_l \cdot dR_v = D \cdot R_v \cdot dn$$

wobei die Edelgas-Menge im Gesamtsystem gerade gleich der Summe der Edelgase in der Schmelze und der Fluid-Phase ist: $n = n_l + n_v$. In umweltphysikalischen Anwendungen wird als Näherung das Verhältnis der Verteilungskoeffizienten D der betreffenden Isotope zwischen flüssiger und gasförmiger Phase zu 1 angenommen. Für die Edelgase ist das nicht mehr richtig, da die Verhältnisse der Löslichkeiten deutlich von eins verschieden sind (bis etwa 10 für He/Ar). Eine weitere umweltphysikalische Näherung ist die Annahme eines konstanten Wasser-Anteils in der regnenden Wolke ($n_l = \text{const}$; $dn_l = 0$). Diese Näherung kann auch im System Schmelze-Fluid übernommen werden und es soll außerdem noch $n_l \ll n_v$ bzw. $n \approx n_v$ gelten, da aufgrund der geringen Löslichkeiten der Edelgase der relative Anteil in der koexistierenden Schmelze vernachlässigt werden kann. Mit dieser Zusatzannahme ergibt sich trotz unterschiedlicher Näherungen für beide Anwendungen (regnende Wolke bzw. Fraktionierung durch Schmelzentzug) die gleiche bekannte Gleichung für die Rayleigh-Fraktionierung:

$$\frac{dR_v}{R_v} = (D-1) \cdot \left(\frac{d\left(\frac{n_v}{n_0}\right)}{\left(\frac{n_v}{n_0}\right)} \right) \text{ bzw. integriert } R_v = R_0 \cdot \left(\frac{n_v}{n_0} \right)^{D-1} .$$

Um diese Gleichung auf die Abnahme der ³He/²²Ne- und ⁴He/⁴⁰Ar-Verhältnisse in der Fluid-Phase (= R_v) anzuwenden, muß sie umformuliert werden. Das soll am Beispiel He und Ne durchgeführt werden und kann durch Ersetzen von Ne durch Ar direkt auf He und Ar übertragen werden. n_v steht für $(\text{He}_v + \text{Ne}_v)$, und entspricht der in der Fluid-Phase noch enthaltenen Menge „Edelgas“. n_0 ist die Ausgangsmenge $(\text{He}_0 + \text{Ne}_0)$. Einsetzen liefert

$$R_v = R_0 \cdot \left(\frac{\text{He}_v + \text{Ne}_v}{\text{He}_0 + \text{Ne}_0} \right)^{D-1} \text{ und mit umformen: } R_v = R_0 \cdot \left(\frac{\text{He}_v}{\text{He}_0} \right)^{D-1} \left(\frac{1+1/R_v}{1+1/R_0} \right)^{D-1} .$$

Der Grad der He-Verarmung $c = \text{He}_v/\text{He}_0$ dient als Vergleichsmaßstab, um die sich ergebende Fraktionierung im $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ mit der Fraktionierung im $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ zu parallelisieren. Die Gleichung ist nicht analytisch lösbar. Stattdessen wurde iterativ die Veränderung dR_v für konstante Änderung der He-Verarmung dc berechnet. Es ergibt sich dafür die Iterationsvorschrift $R_{i+1} = R_i + dR_i$ mit

$$dR_i = \frac{dc}{c} \cdot \frac{(D-1) \cdot R_i^2}{\left(R_i + \frac{(D-1)}{(1+1/R_i)} \right)}$$

Da $dc < 0$ ist, verringert sich das Elementverhältnis R_v der zurückbleibenden Fluid-Phase monoton. D.h. für genügend hohen He-Verlust können He/Ne- und He/Ar-Werte von null erreicht werden. Das Modell kann also hohe Fraktionierungsgrade reproduzieren.

In Abb. 4.22 sind die sich aus dem Modell ergebenden Fraktionierungskurven für Verhältnisse der Verteilungskoeffizienten von 3 für He/Ne und 9 für He/Ar bei verschiedenen unfraktionierten Ausgangszusammensetzungen dargestellt. Als Ausgangszusammensetzungen in s (für $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}=1,5$) wurden gewählt:

Kurve a: $s=1,8$ (Popping Rock 2IID43 (*Moreira et al., 1998*))

Kurve b: $s=1,7$ (Obergrenze Probe SA 84-63cpx)

Kurve c: $s=0,7$ (Untergrenze Probe SA 84-63cpx)

Dabei wurde die Probe SA 84-63cpx am ehesten als repräsentativ für den unfraktionierten lithosphärischen Mantel im Gebiet des Roten Meeres angesehen.

Wie aus Abb.4.22 zu ersehen ist, kann das Modell weitgehend die beobachtete Fraktionierung beschreiben. Es muß allerdings auch eine Variabilität in der Zusammensetzung der unfraktionierten Ausgangskomponente vorausgesetzt werden. Der höchste beobachtete Fraktionierungsgrad (für Probe SA 84-38) entspricht einem He-Verlust von ca. 95%. Für die anderen Proben liegen die Werte für den He-Verlust zwischen 50% und 90%. Es ergeben sich daraus initiale ^4He -Konzentrationen von $7 \cdot 10^{-7}$ - $3 \cdot 10^{-6}$ ccm STP/g. Dies liegt im Rahmen der allgemein für den unfraktionierten Mantel abgeschätzten mittleren Konzentrationen an ^4He (etwa $1 \mu\text{ccm STP/g}$) und entspricht der Konzentration in SA 84-63cpx ($3 \cdot 10^{-6}$ ccm STP/g). Nur die Probe SA 87-2/12 enthielt trotz Fraktionierung noch einen bedeutenden Anteil ^4He . Abschätzung der initialen Werte liefert ca. 10^{-5} ccm STP/g. Diese ungewöhnlich hohe Ausgangskonzentration kann eine lokale Anreicherung widerspiegeln.

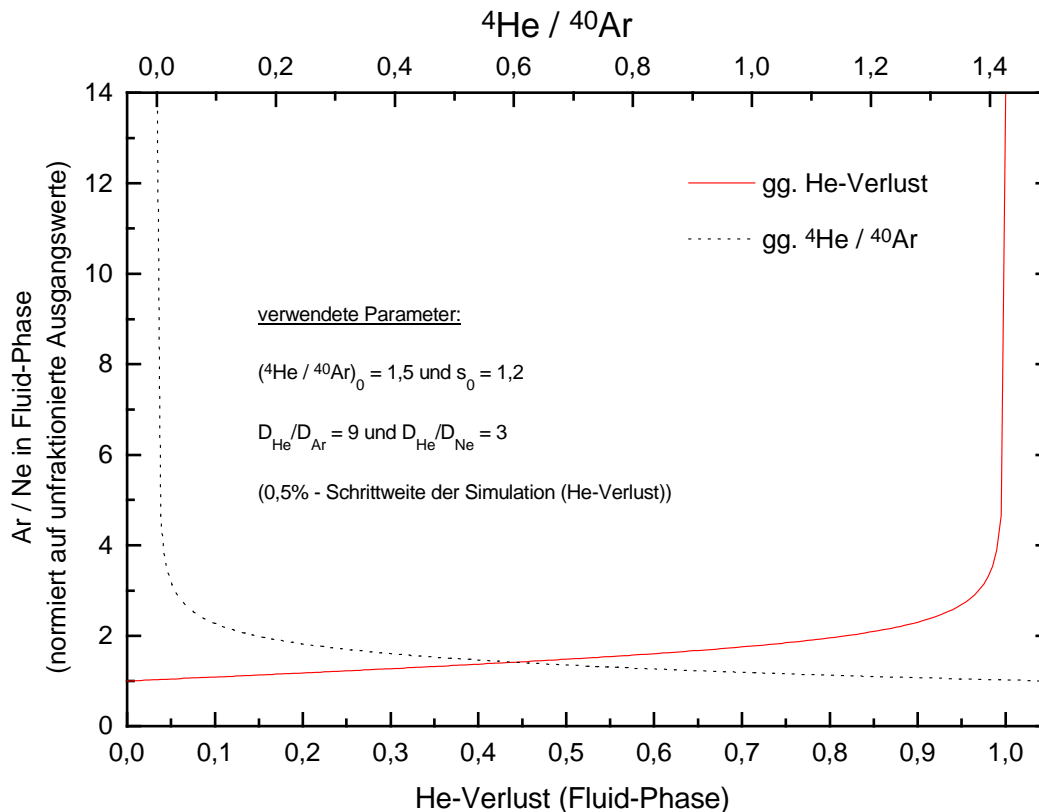


Abbildung 4.23: Berechnete Fraktionierung zwischen Ne und Ar (normiert auf unfraktionierten Ausgangswert ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}=1,5$ und $s=1,2$) bei unterschiedlichem Grad an He-Verlust (rote durchgezogene Kurve) bzw. unterschiedlichem daraus ableitbarem ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}^{\text{Mantel}}$ -Verhältnis (schwarze punktierte Kurve). Die sich ergebenden Fraktionierungsgrade steigen erst bei relativ hohen Verlustraten an He steil an.

In dieser Studie konnte keine Fraktionierung zwischen Ar und Ne nachgewiesen werden, doch ist eine leichte Verarmung an Ne um einen Faktor 2-3 gegenüber Ar nicht für jede Probe auszuschließen. Auch frühere Arbeiten deuten auf eine schwach ausgeprägte oder sogar fehlende Fraktionierung (das gilt sowohl für ultramafische Gesteine als auch für MOR- und OI-Basalte; *Honda und Patterson, 1999*). Dies erscheint angesichts des hohen Fraktionierungsgrades für He überraschend. In Abb.4.23 ist der sich aus dem Modell ergebende Fraktionierungsgrad zwischen Ar und Ne explizit als Funktion des He-Verlustes dargestellt. Eine starke Fraktionierung zwischen Ne und Ar ist demnach nur für sehr hohe Verlustraten an He zu erwarten. Dies gilt ebenso für die Basalte, wenn Rayleigh-Fraktionierung als Ursache für die hohen He/Ar- und He/Ne-Verhältnisse angenommen wird. Die beobachtete Element-Fraktionierung der Edelgase im Erdmantel kann also prinzipiell mit dem Prozess der Rayleigh-Fraktionierung – ständiger Entzug von Gas (Basalte) oder Schmelze (kristalliner Mantel) – einer unfraktionierten Edelgas-Gehalte aufweisenden initialen Mantel-Komponente erklärt werden. Im Detail müssten diese Prozesse jedoch in völlig unterschiedlichen Umgebungen ablaufen. Die dem kristallinen Muttergestein entzogenen Schmelzen sind in ihrem Edelgasgehalt nur schwach fraktioniert und könnten dann in einem Reservoir (Magmenkammer) unterhalb oder in der Kruste akkumulieren. Erst auf ihrem Weg zur Oberfläche werden die in der basaltischen Schmelze enthaltenen Edelgase fraktionieren. Akkumulation in einer Magmenkammer kann außerdem die nötigen hohen Konzentrationen an ${}^4\text{He}$ erklären, wie sie z.B. im Popping Rock gemessen wurden und für die initialen

Konzentrationen einiger MOR-Basalte gefordert werden müssen. Damit in Übereinstimmung steht die Beobachtung durchweg niedriger Vesikularitäten in den meisten MORB-Magmen, im Gegensatz zur hohen gemessenen Vesikularität in Popping Rock (16-18%) (*Sarda und Graham, 1990*). Die Autoren führen die hohe Vesikularität in Popping Rock allerdings auf das Fehlen einer Magmenkammer zurück. Ihrer Meinung nach entwickeln sich während der Lagerzeit in einer Magmenkammer große Vesikel, die schließlich preferentiell verloren gehen und der Situation für die meisten MORB-Proben entsprechen. Die Existenz einer normalen Vesikel-Größenverteilung in Popping Rock dagegen spräche für das Fehlen einer solchen Lagerung, bei der sich die Vesikel nach ihrer Größe sortieren sollten. Stattdessen bildeten sich diese Vesikel erst bei Aufstieg des Magmas. Es bleibt aber Spekulation, ob die von den Autoren geforderte Vesikelbildung in einer Magmenkammer, gefolgt von einem frühzeitigem Verlust an großen Einschlüssen noch vor Extrusion der MORB-Magmen ein realistisches Szenario ist. Offensichtlich ist aber die Aufstiegsgeschwindigkeit der Magmen von Bedeutung für den Verlust von großen Gasblasen, die schneller aufsteigen können als kleinere. Ein schneller Aufstieg kann diese Separation verhindern. Dieses Szenario ist für den Popping Rock wahrscheinlich.

Umgekehrt könnten niedrige $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisse in OI-Basalten auf das Aufschmelzen eines bereits stark an He verarmten Muttergesteins zurückzuführen sein und die generell niedrigeren He-Konzentrationen in OIB im Vergleich zu MORB (z.B. *Honda und Patterson, 1999*) erklären. Ein stark an He verarmtes Muttergestein für OI-Basalte steht allerdings im Widerspruch zu der These einer weniger entgasten OIB-Mantelquelle, wie sie aus den Isotopen-Daten abgeleitet wurde (*Allegre et al., 1983*). *Anderson, 1998a*, bezeichnete diesen Widerspruch als He-Paradox.

5 Interpretation der Ergebnisse der Edelgas-Messungen in Hinblick auf die Entwicklung des subkontinentalen lithosphärischen Mantels im Gebiet des Roten Meeres und dessen Beziehung zu anderen Mantel-Reservoirs

5.1 Prä-Rift-Lithosphäre

Der subkontinentale lithosphärische Mantel des Roten Meeres entstand vor etwa 600-850 Ma. Dieses Alter ist konsistent mit den in dieser Studie erhaltenen K-Ar-Modellaltern an Phlogopit führenden Klinopyroxen-Separaten, obgleich eine echte Altersbestimmung noch aussteht. Es ist der erste Nachweis eines sinnvollen lithosphärischen K-Ar-Alters an Proben, bei denen Phlogopite nur als Verwachsungen auftreten und nicht die Hauptmineralphase darstellen. Dieses Ergebnis unterstreicht die Möglichkeit, in situ radiogenes $^{40}\text{Ar}^*$ in K-haltigen Mineralen zu binden und von der allgemeinen Zirkulation von Mantel-Fluiden abzuschließen.

Die beobachteten Beiträge einer Mantel-Komponente können mit einiger Sicherheit einem späteren Fluid-Eintrag zugeschrieben werden, da sonst das homogene Vorkommen von Plume-Ne und –He in einer Probe nicht erklärt werden könnte.

In Analogie zu anderen Lokationen des SKLM weltweit wird die radiogenste He- und nukleogenste Ne-Isotopen-Zusammensetzung in der Probe SA 86-121/1 als beste Näherung der Zusammensetzung des lithosphärischen Mantels vor der Platznahme des Afar-Plumes an der Oberfläche und dem Beginn der Grabenbildung angesehen. Wenn der lithosphärische Mantel zu Beginn entgast war, stellt sich die Frage, von wo und auf welche Weise der SKLM zu seinen primordialen Edelgasen gekommen ist. Eine Möglichkeit ist die Migration von asthenosphärischen Fluiden in den leeren SKLM im Laufe der letzten etwa 700 Ma. Damit einher ginge die Produktion (und Mobilisierung) radiogener Isotope und ein (eher geringerer) Verlust durch Ausgasung in die Atmosphäre. Es würde sich dann (je nach U- und Th-Gehalt) nach etwa 100 Ma ein Gleichgewicht einstellen. Dies entspricht dem Modell (bezogen auf die He-Zusammensetzung) von *Gautheron und Moreira, 2002*. Voraussetzung ist dann die Existenz einer Prä-Rift-Asthenosphäre mit einer MORB-ähnlichen Zusammensetzung. Wie im Kapitel 4.3 näher erläutert wurde, besteht aber guter Grund zur Annahme, daß die heutige Asthenosphäre im Bereich des Roten Meeres erst vor etwa 30 Ma durch eine Plume-induzierte Konversion von lithosphärischem Mantel entstanden sein könnte. Zumindest ist die Edelgas-Isotopen-Zusammensetzung des lokalen asthenosphärischen Mantels konsistent mit der Annahme einer Zweikomponenten-Mischung zwischen einer lithosphärischen und einer Mantel-Plume-Komponente. Das Modell von *Gautheron und Moreira, 2002*, welches explizit ein Gleichgewicht im He-Fluß zwischen asthenosphärischem und

lithosphärischem Mantel beinhaltet, müsste dann modifiziert bzw. neu interpretiert werden. Anstelle eines MORB-Reservoirs mit festgelegter Zusammensetzung müsste verallgemeinert eine primordiale Komponente aus größerer Tiefe (>150 km) in den SKLM migrieren. Zur Klarstellung: Dabei handelt es sich nicht um eine schnell nach oben transportierte Plume-Komponente, sondern um eine langsam aus der Tiefe aufsteigende Edelgas-Komponente, die sowohl aus tieferen Mantel-Bereichen stammende radiogene Beiträge als auch einen primordialen Anteil einschließt. Sie ist daher in ihrer Zusammensetzung bei Eintreffen im obersten Mantel radiogener im Vergleich zu einer Plume-Komponente. Diese Edelgas-Komponente kann in ihrer Zusammensetzung deshalb auch MORB-ähnlich sein. Wie im ursprünglichen Modell addieren sich zu dieser Edelgas-Komponente im SKLM radiogene bzw. nukleogene Beiträge. Das Modell von *Gautheron und Moreira, 2002*, bleibt daher weiterhin anwendbar. Träger dieser aus größerer Tiefe aufsteigenden Edelgas-Komponente können dann aber keine Schmelzen sein, wenn die Existenz einer Asthenosphäre zu jener Zeit ausgeschlossen wird. Da reine Diffusionsprozesse zu langsam sind, um zu einem erforderlichen großräumigen Eindringen primordialer Gase zu führen (Längenskalen: für eine Diffusionskonstante D von $10^{-8} - 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$ ist die effektive Weglänge $\sqrt{D \cdot t}$ und entspricht für 700 Ma einer Strecke von 150 m – 5 km. Konstanten nach *Trull und Kurz, 1993*). Die einzige verbleibende Möglichkeit wäre dann die Migration von freien Fluiden auch in tieferen Bereichen (d.h. > 150 km Tiefe) des Erdmantels.

5.2 Impact des Afar-Plumes und Beginn der Grabenbildung

Vor 30 Ma intrudierte der Afar-Plume unter Bildung großer Mengen Flutbasalte in die Lithosphäre. Damit einher ging der Transport von volatilen und inkompatiblen Elementen mit einer für einen primitiven Mantel-Plume typischen Zusammensetzung. Die beobachteten Plume-He und Plume-Ne-Beiträge in bis zu (mindestens) 2500 km Entfernung deuten auf eine sehr großräumige Anomalie im Gebiet des Roten Meeres. Diese Ausdehnung übertrifft sogar die Erwartung eines initialen pilzförmigen Plume-Kopfes, welcher im allgemeinen mit einer Größenordnung von 1000-1500 km im Radius abgeschätzt wird (*Griffiths und Campbell, 1990*). Sr- und Nd-Zusammensetzungen an Basalten und Xenolithen des Roten Meeres weisen allerdings nur im Süden in der näheren Umgebung von Afar Beiträge einer EM II – Komponente (siehe Kap.1.3) auf, die dem Plume selbst zugeschrieben werden kann, während im Norden und in der Mitte des Roten Meeres eher eine dem lithosphärischen Mantel zuzuordnende EM I Zusammensetzung beobachtet wird (*Altherr et al., 1990*). Der unter der Lithosphäre akkretierte Plume-Kopf hat demnach also eine geringere Ausdehnung (ca. 1000 km Radius). Volatile Elemente (Edelgase) werden ganz offensichtlich über weitere Strecken transportiert als es der Ausdehnung des Plumes selbst entspricht.

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Proben wiesen eine mehr oder weniger ausgeprägte Element-Fraktionierung auf, die auf eine vorübergehende partielle Aufschmelzung (Schmelzentzug) zurückgeführt wurde. Die Edelgas-Isotope müssen vor diesem Ereignis bereits ihre heutige Isotopen-Zusammensetzung erhalten haben. Bei einer ursprünglich unfraktionierten Fluid-Zusammensetzung im SKLM und bei Gültigkeit des in Kap.4.5 beschriebenen Modells einer Fraktionierung durch Schmelzentzug müssten sich lithosphärische und Plume-Fluide unter weitgehendem

Ausschluß einer Schmelzphase miteinander homogenisiert haben. Anderenfalls wäre eine Fraktionierung während der Zuführung von Plume-Edelgasen zu erwarten. Da eine sehr starke Fraktionierung beobachtet wurde, sollten dann aber auch Proben mit Plume-dominierten He-Zusammensetzungen erwartet werden können. Dies ist nicht der Fall. Ein weiteres Indiz für das Fehlen einer Schmelzphase zum Zeitpunkt der Vermischung von Plume-Edelgasen mit lithosphärischen Edelgasen ist die relativ große lokale Heterogenität der Isotopen-Zusammensetzung der Proben, die bei einer Schmelze so nicht erwartet würde (Zum Vergleich: Die $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse der Asthenosphäre verändern sich monoton entlang dem zentralen Trog des Roten Meeres (*Moreira et al., 1996*) und sind lokal als konstant anzusehen).

Das Auftreten von Fraktionierung läßt sich mit der Ausbildung des asthenosphärischen Mantels im Gebiet des Roten Meeres in Beziehung setzen. Dieser Prozess ist bis heute nicht abgeschlossen. Partielle Aufschmelzung von lithosphärischem Mantel führt auch zu einer Mobilisierung von Teilen der Lithosphäre und deren Aufstieg in weniger große Tiefen (z.B. Zabargad), was schon *Henjes-Kunst et al., 1990*, anhand der Sr-Nd-Systematik von metasomatisch veränderten arabischen Xenolithen vorschlugen.

6 Gasfreisetzung im Schlagrohr

Im Schlagrohr werden die Einschlüsse mit zunehmenden Schlagzahlen in Abhängigkeit ihrer mechanischen Festigkeit sowie ihrer „Verfügbarkeit“, d.h. Lage gegenüber der auftreffenden Kugel, geöffnet. Diese Verfügbarkeit kann als proportional zur Anzahl der Einschlüsse angesehen werden und wird außerdem von der Dämpfung im Rohr abhängen. Sie kann daher auch als Effizienz der Gasfreisetzung bezeichnet werden. Die mechanische Festigkeit ist im wesentlichen vom Zeitpunkt der Inkorporation bestimmt. Einschlüsse, die in größerer Tiefe gebildet wurden (und deshalb einen höheren Innendruck aufweisen), haben auf ihrem Weg zur Oberfläche Scherprozesse, Temperatur- und Dekompressionsbedingte Dekrepitation sowie Ausheilungsphasen überstanden, denen vermutlich ein überwiegender Teil der primären Einschlüsse zum Opfer fiel. Die mechanische Festigkeit dieser Einschlüsse kann deshalb als höher angesehen werden im Vergleich zu spät gebildeten Einschlüssen, die auch eher atmosphärisch geprägt sind. An oder nahe der Oberfläche können aber auch Gasaustauschprozesse die Zusammensetzung älterer Einschlüsse weiter modifizieren (*Ballentine und Barfod, 2000*). Die Element-Zusammensetzung der beobachteten atmosphärischen Edelgase (Abschnitt 4.4.1) deutet in einigen Fällen auch auf eine inkorporierte fraktionierte atmosphärische Komponente hin. Neben möglichen Verwitterungsphasen können auch Wasser-haltige Fluid-Phasen als Träger dieser Komponente fungieren. Der Eintrag von atmosphärischen Edelgasen ist daher recht komplex. Es ist dennoch eine bekannte empirische Tatsache, dass der relative Anteil von Mantel-Edelgasen offenbar mit zunehmender Schlagzahl im Vergleich zu einer atmosphärischen Komponente zunimmt.

Die Freisetzung radiogener und kosmogener Isotope (in einem Schlagrohr mit anderer Geometrie) wurde am Beispiel von ^4He und ^3He von *Scarsi, 2000*, an Olivin- und Klinopyroxen-Phänokristen untersucht. Sowohl die radiogene als auch die kosmogene Gitterkomponente überlagerte bei zunehmenden Schlagzahlen in zunehmender Weise eine vorhandene intrinsische Mantel-Komponente, die in den ersten Knackschritten dominiert. Der Autor bestätigte damit quantitativ die Möglichkeit der Trennung von radiogenem (bzw. kosmogenem) Helium und Mantel-Helium durch mechanische Gasfreisetzung. In dieser Studie kam nur die Probe Z36 als Kandidat für Beiträge von radiogenem ^4He in Frage (siehe Abschnitt 4.1). Innerhalb der Fehler konnte kein Unterschied in den $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnissen festgestellt werden. In der letzten Extraktion wurde aber ein leicht radiogenerer Wert beobachtet, der, wenn er als real betrachtet wird, im Einklang mit den Resultaten von *Scarsi, 2000*, steht. Ebenfalls bei Z36 beobachtet wurde ein höherer Beitrag an nukleogenem ^{21}Ne in den letzten beiden Knackschritten (ebenso, in geringerem Umfang, im letzten Knackschritt von Z34) (Abb.4.4). Aufgrund der niedrigen Zählrate und dem daraus resultierenden relativ hohen statistischen Fehler bleibt die Signifikanz dieses Ergebnisses fraglich. Über die mechanische Freisetzung von einer radiogenen Gitterkomponente ^{40}Ar gibt es bislang keine systematischen Studien. Anhand zweier Phlogopit führender Proben konnte aber ein zum He analoges Verhalten nachgewiesen werden. Die $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse der Probe SA 87-2/12 stieg rasch und stetig auf einen konstanten Maximalwert von etwa 25000 bei hohen Schlagzahlen (kumulativ 9800) an. Diese radiogene Komponente wird noch von einer Mantel-Komponente mit niedrigeren $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnissen überlagert. Eine ähnliche Schlußfolgerung läßt sich für die zweite Probe SA 86-121/1 ableiten, die nur mit 3800 Schlägen (kumulativ) entgast wurde. Die Identifikation von Mantel-Ar und

radiogenem Ar gestaltet sich für diese Probe allerdings schwieriger (siehe Abschnitt 4.4.2).

Fraktionierung: Im Gegensatz zum thermischen Aufschluß, bei dem diffusive Prozesse eine Rolle spielen können, erwartet man bei der mechanischen Gasfreisetzung keine auf den Aufschluß selbst zurückzuführende Fraktionierung der Edelgase, da ein Einschluß entweder offen oder geschlossen ist. Dennoch können im Prinzip diffusive Prozesse bei hohen Schlagzahlen wegen der damit verbundenen Abnahme der Korngröße auftreten. Reibungswärme spielt keine Rolle, die am Rohr herrschenden Temperaturen betragen sicher nicht mehr als 60°C. Isotopen-Fraktionierung, verursacht durch Diffusion aus Proben mit kleinen Korngrößen, sollte sich am stärksten auf das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis auswirken. He ist das mobilste Edelgas und der relative Massenunterschied der He-Isotope ist am höchsten für alle Edelgase. Schon im Abschnitt 4.1 wurde auf die selbst bei hohen Schlagzahlen mit Berücksichtigung des Fehlers beobachtete Konstanz der $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse hingewiesen. Eine Fraktionierung, egal welcher Art, ist für die Isotopenverhältnisse auszuschließen. Schwerer ist die Feststellung einer durch Diffusion verursachten Element-Fraktionierung. Bei einer sehr He-reichen Basaltprobe (1M05) wurde nach 2000 Schlägen ein deutlich erhöhter He-Untergrund festgestellt, der sich nur unwesentlich durch weiteres Klopfen reduzieren ließ. Erst durch Ausheizen über Nacht bei 150°C war das Rest-Helium der Probe praktisch entfernt. Da der He-Anteil der Probe dominierte, war eine mögliche korrelierte Ausgasung von Ar und Ne nicht feststellbar. Eine Element-Fraktionierung bei hohen Schlagzahlen kann also nicht ganz ausgeschlossen werden, sie hängt jedoch auch von den beprobten Mineralphasen mit ihren unterschiedlichen Diffusionskonstanten ab. Bei der sehr gasreichen Probe SA 87-2/12 ergaben die Blankmessungen normale He-Mengen, aber erhöhte Ar- und Ne-Konzentrationen mit einer nahezu atmosphärischen Zusammensetzung, die im Verlauf der Messung bei höherer Schlagzahl sich ebenfalls normalisierten. Sehr wahrscheinlich ist dies auf das selbstständige Öffnen von atmosphärisch dominierten Einschlüssen zurückzuführen und eine Element-Fraktionierung daher auszuschließen.

Blankhöhe bei hohen Schlagzahlen: Mit zunehmender Anzahl der Schläge erhöht sich die Feinkörnigkeit der Probe. Dies führt zu einer immer größeren Ansammlung von Probenmehl auf der Kugeloberfläche und einem damit zusammenhängenden Anstieg der Reibung. Da die Kugel beweglich bleibt und deshalb bei Widerstand eher rollt als gleitet, ist der effektive Reibungswiderstand kleiner im Vergleich zu gängigen Zylinder-Geometrien des „Hammers“. Um auch quantitativ den Aufschluß bedingten Blank-Beitrag abzuschätzen, wurden für die Probe Z13A FR2 nach Abschluß der Gesamtedelgas-Messungen bei 4000 Schlägen anschließend in drei weiteren Extraktionen (5000, 6000, 7000 Schläge kumulativ) reine Ar-Messungen durchgeführt. Selbst in der letzten Extraktion lag das $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis mit 3400 deutlich über einem zu erwartenden atmosphärischen Blankverhältnis. Trotz stetig sinkender Konzentration von ^{36}Ar (Minimal-Konzentration bei $6,5 \cdot 10^{-12}$ ccm STP/g) blieb das $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis über die letzten Extraktionen nahezu konstant. Das widerspricht der Erwartung einer mit zunehmenden Schlägen ansteigenden Blankkonzentration mit atmosphärischer Zusammensetzung. Ähnliches gilt für die Probe SA 87-2/12, die in 9800 Schlägen entgast wurde. Die stetig abnehmende ^{36}Ar -Konzentration mit einem minimalen Wert entsprechend Z13A und das steigende und mit maximal 25000 sehr hohe $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis sprechen gegen einen bedeutenden Blankeinfluß. Eine Abschätzung der Blankhöhe ist auch deshalb

schwer möglich, da sehr wahrscheinlich atmosphärisch dominierte Einschlüsse selbst in den letzten Extraktionen noch beitragen.

Vergleich Gasfreisetzung Ofen gegen Schlagrohr: Um die Effizienz der Gasfreisetzung im Schlagrohr im Vergleich zu den Ofenmessungen zu veranschaulichen, wurden die gemessenen gesamten Konzentrationen an ^{36}Ar , ^{40}Ar und ^4He (letzteres nur für Z13A, Z34 und Z36) zusammen mit den Ergebnissen der thermischen Totalentgasung in Abb.6.1 aufgetragen (nicht abgebildet sind die Proben SA 86-121/1 und SA 87-2/12, in der Vorauswahl wurde nicht die volle Gasmenge zur Messung verwendet). Gefüllte Symbole entsprechen dabei den Ergebnissen der thermischen Gasfreisetzung, offene Symbole stehen für im Schlagrohr entgaste Proben. Die ^4He -Freisetzung im Schlagrohr ist ähnlich (Z13A) bzw. niedriger (Z34, Z36). Das ist im Einklang mit den radiogenen Beiträgen in Z34 und vor allem Z36 (siehe Abschnitt 4.1). D.h. nicht die gesamte Gitterkomponente wurde durch Schlagen freigesetzt.

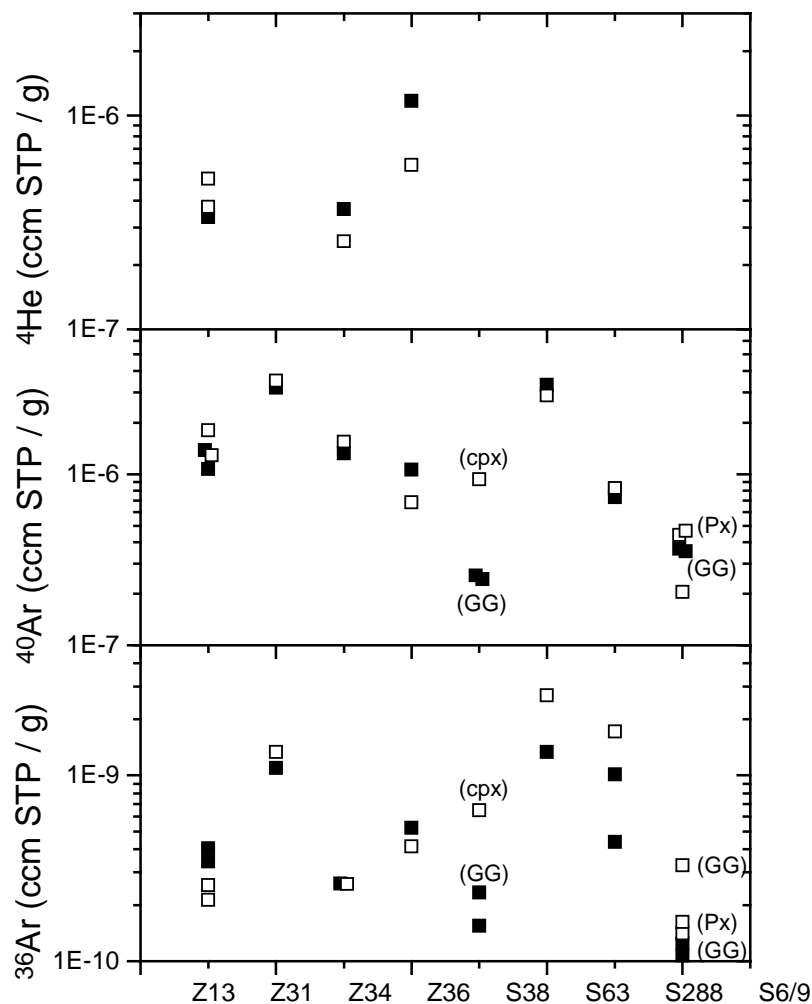


Abbildung 6.1: Vergleich der im Ofen (gefüllte Symbole) und im Schlagrohr (offene Symbole) freigesetzten Gesamtmenge ^4He (oben), ^{40}Ar (mitte) und ^{36}Ar (unten). In einigen Fällen wurden sowohl Ganzgesteine (GG) als auch Mineralseparate (Px, cpx) analysiert. Die entsprechenden Daten sind gekennzeichnet.

Die Konzentrationen an ^{40}Ar entsprechen sich weitgehend, oder es wurde sogar mehr ^{40}Ar mit dem Schlagrohr freigesetzt. Nur SA 87-6/9 FR2 (Ganzgesteinsprobe) ist deutlich ärmer in ^{40}Ar im Vergleich zu den vier anderen Probenfraktionen. Da diese vier Fraktionen sowohl Ganzgesteine (Ofen) als auch Pyroxen-Separate (Schlagrohr) umfassen, ist die Abweichung bei Probe FR2 wahrscheinlich auf eine Probeninhomogenität zurückzuführen.

Ein ganz anderes Bild zeigt sich für die Freisetzung von ^{36}Ar . Nur bei zwei Proben entgast im Ofen mehr ^{36}Ar als im Schlagrohr. Dies ist konsistent mit niedrigeren beobachteten maximalen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnissen in den geknackten Proben im Vergleich zur thermischen Gasfreisetzung.

Relative Entgasungsraten und Beschreibung der Gasfreisetzung: Als Maß für die Effizienz der Schläge soll im Folgenden der prozentuale Anteil einer Extraktion $c_{\text{Extr.}}$ an der gesamten freigesetzten Gasmenge $c_{\text{Tot.}}$ auf die Anzahl der für die jeweilige Extraktion verwendeten Schläge $s_{\text{Extr.}}$ normiert werden:

$$C_{\text{Norm}} = 100 \cdot \left(\frac{C_{\text{Extr.}}}{C_{\text{Total}} \cdot s_{\text{Extr.}}} \right)$$

In Abb.6.2 ist die resultierende normierte Gasfreisetzung c_{Norm} von ^4He und ^{40}Ar gegen $(s - s_{\text{Extr.}}/2)$ in halblogarithmischer Darstellung aufgetragen, wobei s für die kumulative Anzahl der Schläge steht. Die gemessene Gasfreisetzung entspricht genau genommen nur einem Mittelwert in einem Schlagintervall Δs und dieser Tatsache wird mit dem korrigierten Wert für die Schlagzahl Rechnung getragen. Die Entgasung von ^4He und ^{40}Ar wurde ausgewählt, da sie weitgehend äquivalent zur Freisetzung der Mantel-Komponente in den Fluid-Einschlüssen ist. Obwohl die Schlaghärte, die Materialmengen und die Materialbeschaffenheit bei jeder Probenmessung verschieden ist, ergibt sich eine verhältnismäßig gute Korrelation. Vom allgemeinen Trend gibt es nur wenige Abweichungen. Bei einer Probe (SA 82-288f) wurde mit fast 5g in einem Schlagrohr wahrscheinlich zuviel Material verwendet. Dadurch reduzierte sich die Schlageffizienz, weshalb anschließend pro Rohr nicht mehr als ca. 3g eingelagert wurden. In einem weiteren Fall wurden wahrscheinlich für das vorliegende harte Material zu große Teilstücke verwendet (Probe Z 13A FR1), weshalb die Extraktion in den ersten Knackschritten ebenfalls weniger effektiv ausfiel. Der Haupttrend selbst läßt sich in zwei Bereiche unterteilen. Bei hohen Schlagzahlen nimmt die normierte Gasfreisetzung näherungsweise linear in dieser Darstellung ab, gehorcht also einem Exponentialgesetz. Bei den dann vorliegenden kleinen Korngrößen spielt die Einschlußgröße keine wichtige Rolle mehr und kann als konstant betrachtet werden (effektive Einschlußgröße), da einzelne Einschlüsse die Gesamtgasmenge nicht mehr wesentlich beeinflussen. Stattdessen ist die Gasfreisetzung bei jedem Schlag s abhängig von der noch vorhandenen Anzahl N der Einschlüsse. Aus $dN = -k \cdot N \cdot ds$ und einem jedem Einschluß zuordenbaren Einheitsvolumen V_0 gilt dann für die noch verfügbare Konzentration c wegen $c=N \cdot V_0$ analog $dc = -k \cdot c \cdot ds$. Für c erhält man also eine einfache exponentielle Abhängigkeit der Form $c=c_0 \cdot \exp(-k \cdot s)$. c_0 muß daher identisch zur Gesamtkonzentration c_{Total} sein. c_{Norm} ist aber gerade äquivalent zu $-(dc/ds)/c_{\text{Total}}$, wobei im Experiment nur die mittlere Gasfreisetzung über eine Extraktion in $s_{\text{Extr.}}$ – Schlägen bestimmt werden kann. Es ergibt sich als Gleichung für c_{Norm} dann

$$c_{NORM} = - \left(\frac{dc}{ds} \right) \cdot \frac{1}{c_{TOTAL}} = k \cdot e^{-k \cdot s} .$$

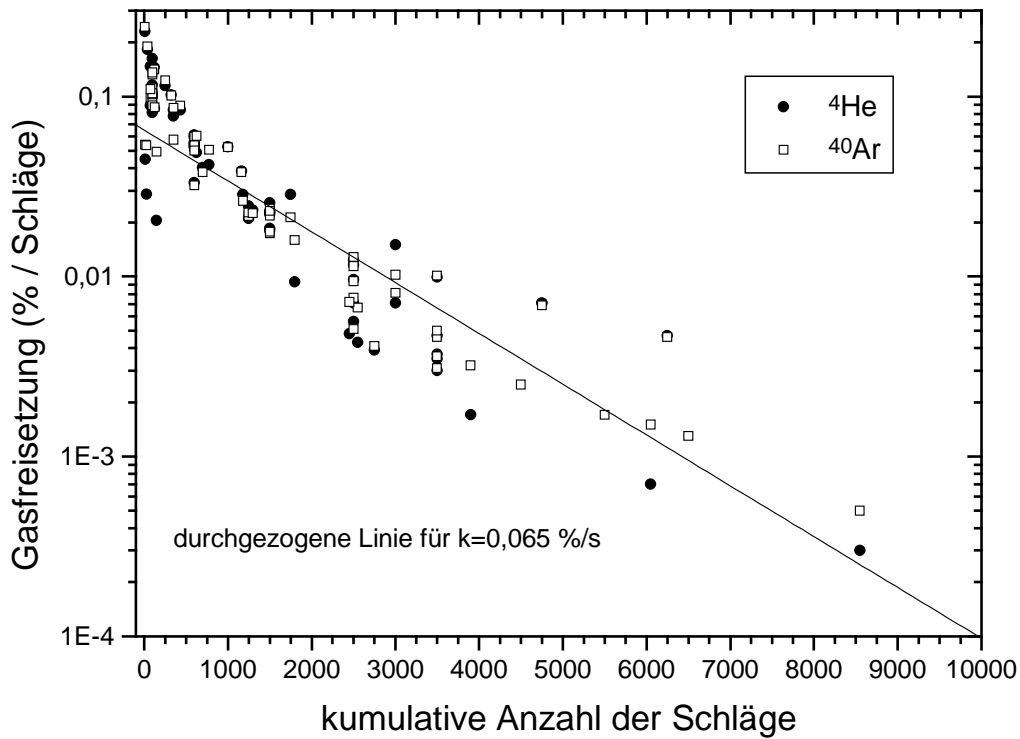


Abbildung 6.2: Normierte Gasfreisetzung von ^4He (gefüllte Kreise) und ^{40}Ar (offene Quadrate) versus kumulative Schlagzahl. Es wurde die korrigierte Schlagzahl ($s-s_{\text{EXTR}}/2$) aufgetragen (siehe Text zur Erläuterung). Linie entspricht Modellkurve mit $k=0,065\%/s$.

In Abb.6.2 ist als Abschätzung die sich ergebende Funktion für eine Effizienz $k=0,065 \%/Schlag$ eingezeichnet. Abweichungen von dieser Modellkurve sind wahrscheinlich vor allem auf ein häufigeres Vorkommen größerer Einschlüsse bei niedrigeren Schlagzahlen zurückzuführen. Das führt gleichzeitig zu einer Erhöhung der Effizienz k . In Abb.6.2 ist diese Überhöhung vor allem bei kleinen Schlagzahlen erkennbar, für die diese Näherung nur lokal gültig sein kann. Aber auch bei hohen Schlagzahlen deutet sich eine Tendenz zu noch niedrigeren k -Werten an, d.h. die Größenverteilung verändert sich hin zu kleineren (effektiven) Einschlußgrößen.

Gasfreisetzung der atmosphärischen Beimengungen und Vergleich mit der Mantel-Komponente (am Beispiel ^{36}Ar):

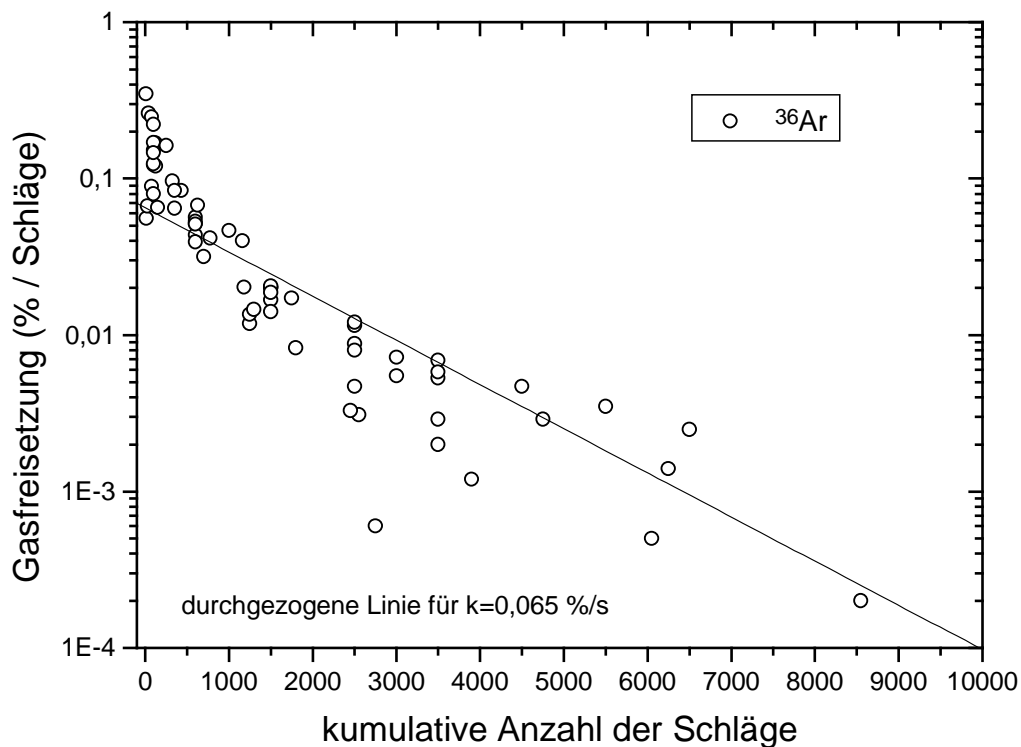


Abbildung 6.3: Analog zu Abb. 6.2, jetzt mit ^{36}Ar . Die Linie repräsentiert gleiche Modellkurve wie in Abb. 6.2.

Trotz einer sicher vorhandenen Mantel-Komponente kann ^{36}Ar am ehesten als Maß für Beiträge atmosphärischer Edelgase herangezogen werden. In Abb.6.3 ist die normalisierte Gasfreisetzung von ^{36}Ar analog zur in Abb.6.2 dargestellten Gasfreisetzung von ^4He und ^{40}Ar gegen die Schlagzahl aufgetragen. Die eingezeichnete Gerade entspricht einer Freisetzungsrates von 0,065 %/Schlag, wie sie für die Mantel-Komponente (^4He , ^{40}Ar) abgeschätzt wurde. Es sind nur leichte Unterschiede in der Gasfreisetzung feststellbar. So scheint ^{36}Ar geringfügig effektiver freigesetzt zu werden im Vergleich zu ^{40}Ar . Dies entspricht der Erwartung, da der Anteil der Mantel-Edelgase mit zunehmenden Schlagzahlen relativ zu einer atmosphärischen Komponente anwächst. Vor allem die hohen, bei niedrigen Schlagzahlen erreichten Werte für die normalisierte Gasfreisetzung (bis ca. 0,4) im Vergleich zur Mantel-Komponente (bis ca. 0,25) zeigen eine preferentielle Gasfreisetzung einer atmosphärischen Komponente in den ersten Extraktionsstufen an.

7 Literaturverzeichnis

- ALBARÈDE F. (1998)
Time-dependent models of U-Th-He and K-Ar evolution and the layering of mantle convection.
Chem. Geol., 145, 413-429.
- ALLÈGRE C.J., STAUDACHER TH., SARDA PH. UND KURZ M.D. (1983)
Constraints on evolution of Earth's mantle from rare gas systematics.
Nature, 303, 762-766.
- ALLÈGRE C.J., STAUDACHER TH. UND SARDA PH. (1987)
Rare gas systematics: formation of the atmosphere, evolution and structure of the earth's mantle.
Earth Plan. Sci. Lett., 81, 127-150.
- ALLÈGRE C.J., HOFMANN A.W. UND O'NIONS R.K. (1996)
The argon constraints on mantle structure.
Geophys. Res. Lett., 23, 3555-3557.
- ALTHAUS T. (1999)
Zur Geochemie der Edelgase ultramafischer Mantelxenolithe und Alkalibasalte der Persani-Berge, Transsilvanien, Rumänien.
Dissertation. Universität Potsdam.
- ALTHAUS T. (2000)
Noble Gas Studies of Fluids and Gas Exhalations in the East Carpathians, Romania.
Chem. Erde, 60, 189-207.
- ALTHERR R., HENJES-KUNST F. UND 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 Plan. Sci. Lett., 96, 269-286.
- ANDERSON D.L. (1998a)
The helium paradoxes.
Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 95, 4822-4827.
- BALLENTINE C.J. UND BARFOD D.N. (2000)
The origin of air-like noble gases in MORB and OIB.
Earth Plan. Sci. Lett., 180, 39-48.
- BARFOD D. N., BALLENTINE C., HALLIDAY A. N. UND FITTON J.G. (1999)
Noble Gases in the Cameroon line and the He, Ne, and Ar isotopic compositions of high μ (HIMU) mantle.
J. Geophys. Res., 104, No. 12, 29509-29527.
- BENKERT J.P., BAUR H., SIGNER P. UND WIELER R. (1993)
He, Ne, and Ar from the solar wind and solar energetic particles in lunar ilmenites and pyroxenes.
J. Geophys. Res., 98, 13147-13162.
- BOHANNON R.G., NAESER C.W., SCHMIDT D.L. UND ZIMMERMANN R.A. (1989)
The Timing of Uplift, Volcanism, and Rifting Peripheral to the Red Sea: A Case for Passive Rifting?
J. Geophys. Res., 94, B2, 1683-1701.

- BOSCH D. UND BRUGUIER O. (1998)
 An early Miocene age for a high-temperature event in gneisses from Zabargad Island (Red Sea, Egypt): mantle diapirism?
Terra Nova, 10, No.5, 274-279.
- BRUECKNER H.K., ELHADDAD M.A., HAMELIN B., HEMMING S., KRÖNER A., REISBERG L. UND SEYLER M. (1995)
 A Pan African origin and uplift for the gneisses and peridotites of Zabargad Island, Red Sea: A Nd, Sr, Pb, and Os isotope study.
J. Geophys. Res., 100, B11, 22283-22297.
- CAMP V.E. UND ROOBOL (1989)
 The Arabian continent alkali basalt province; part I, evolution of Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia.
Geological Society of America Bulletin, 101, 71-95.
- DEBAYLE E., LÉVÊQUE J-J. UND CARA M. (2001)
 Seismic evidence for a deeply rooted low-velocity anomaly in the upper mantle beneath the northeastern Afro/Arabian continent.
Earth Plan. Sci. Lett., 193, 423-436.
- DUNAI T.J. UND BAUR H. (1995)
 Helium, neon, and argon systematics of the European subcontinental mantle: Implications for its geochemical evolution.
Geochim. Cosmochim. Acta, 59, No. 13, 2767-2783.
- DUYVERMAN H.J., HARRIS N.B.W. UND HAWKESWORTH C.J. (1982)
 Crustal accretion in the Pan-African: Nd and Sr isotope evidence from the Arabian Shield.
Earth Plan. Sci. Lett., 59, 315-326.
- EL SHAZLY E.M., SALEEB-ROUFAIEL G.S. UND ZAKI N. (1974)
 Quaternary basalt in Saint John's Island, Red Sea, Egypt.
Egypt. J. Geol., 18, 137-148.
- FARLEY K.A. (2000)
 Helium diffusion from apatite: General behaviour as illustrated by Durango fluorapatite.
J. Geophys. Res., 105, B2, 2903-2914.
- GAUTHERON C. UND MOREIRA M. (2002)
 Helium signature of the subcontinental lithospheric mantle.
Earth Plan. Sci. Lett., 199, 39-47.
- GRIFFITHS R.W. UND CAMPBELL I.H. (1990)
 Stirring and structure in mantle starting plumes.
Earth Plan. Sci. Lett., 99, 66-78.
- HARPER C.L. UND JACOBSEN S.B. (1996)
 Noble Gases and Earth's Accretion.
Science, 273, 1814-1818.
- HELLEBRAND E., SNOW J.E., DICK H.J.B. UND HOFMANN A.W. (2001)
 Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites.
Nature, 410, 677-681.
- HELMBERGER D.V., WEN L. UND DING X. (1998)
 Seismic evidence that the source of the Iceland hotspot lies at the core-mantle boundary.
Nature, 396, 251-255.

- HENJES-KUNST F. (1987)
Multi-stage or single-stage metasomatism within the lithospheric mantle beneath NW Saudi Arabia? Evidences from mantle xenoliths.
Terra Cognita, 7, 396.
- HENJES-KUNST F., ALTHERR R. UND 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.
- HILTON D.R., GRONVOLD K., SVEINBJORNSDOTTIR A.E. UND HAMMERSCHMIDT K. (1998a)
Helium isotope evidence for off-axis degassing of the Icelandic hotspot.
Chem. Geol., 149, 173-187.
- HILTON D.R., MCMURTRY G.M. UND GOFF F. (1998b)
Large variations in vent fluid CO₂/³He ratios signal rapid changes in magma chemistry at Loihi seamount, Hawaii.
Nature, 396, 359-362.
- HOFMANN A.W. UND WHITE W.M. (1980)
The role of subducted oceanic crust in mantle evolution.
Carnegie Inst. Washington Yearb. 79, 477-483.
- HOFMANN A.W. UND WHITE W.M. (1982)
Mantle plumes from ancient oceanic crust.
Earth Plan. Sci. Lett., 57, 421-436.
- HOFMANN A.W. (1997)
Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism.
Nature, 385, 219-229.
- HONDA M., MCDUGALL I., PATTERSON D.B., DOULGERIS A. UND CLAGUE D.A. (1991)
Possible solar noble-gas component in Hawaiian basalts.
Nature, 349, 149-151.
- HONDA M. UND PATTERSON D. (1999)
Systematic elemental fractionation of mantle-derived helium, neon, and argon in mid-ocean ridge glasses.
Geochim. Cosmochim. Acta, 63, No. 18, 2863-2874.
- HOPP J. (1999)
Massenspektrometrische Untersuchung der Argon-Isotopenzusammensetzung neutronenbestrahlter Mantel-Xenolithe von der Insel Réunion.
Diplomarbeit. Universität Heidelberg.
- HUISMANS R.S., PODLADCHIKOV Y.Y. UND CLOETINGH S. (2001)
Transition from passive to active rifting: Relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere.
J. Geophys. Res., 106, B6, 11271-11291.
- JAMBON A., WEBER H.W. UND BEGEMANN F. (1985)
Helium and argon from an Atlantic MORB glass: concentration, distribution and isotopic composition.
Earth Plan. Sci. Lett., 73, 255-267.
- JAMBON A., WEBER H. UND BRAUN O. (1986)
Solubility of He, Ne, Ar, Kr and Xe in a basalt melt in the range 1250-1600°C, Geochemical implications.
Geochim. Cosmochim. Acta, 50, 401-408.

- JOCHUM K.P., HOFMANN A.W., ITO E. SEUFERT H.M. UND WHITE W.M. (1983)
K, U, and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle.
Nature, 306, 431-436.
- KELLEY S.P. UND WARTHO J-A. (2000)
Rapid Kimberlite Ascent and the Significance of Ar-Ar Ages in Xenolith Phlogopites.
Science, 289, 609-611.
- KUNZ J. (1999)
Is there solar argon in the Earth's mantle?
Nature, 399, 649-650.
- KURAT G., PALME H., EMBEY-ISZTIN A., TOURET J., NTAFLS T., SPETTEL B., BRANDSTÄTTER F. PALME C., DREIBUS G. UND PRINZ M. (1993)
Petrology and Geochemistry of Peridotites and Associated Vein Rocks of Zabargad Island, Red Sea, Egypt.
Mineral. Petrol., 48, 309-341.
- KURZ M.D., KENNA T.C., LASSITER J.C. UND DEPAOLO D.J. (1996)
Helium isotope evolution of Mauna Kea volcano: First results from the 1-km drill core.
J. Geophys. Res., 101, B5, 11781-11791.
- LANGMUIR C.H., VOCKE JR. R.D., HANSON G.N. UND HART S.R. (1978)
A General Mixing Equation With Applications To Icelandic Basalts.
Earth Plan. Sci. Lett., 37, 380-392.
- LASSITER J.C. (2002)
The influence of recycled oceanic crust on the potassium and argon budget of the earth.
Geochim. Cosmochim. Acta 66, A433 (abstr.).
- LAY T. (1994)
The fate of descending slabs.
Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 22, 33-61.
- LUX G. (1987)
The behaviour of noble gases in silicate liquids: Solution, diffusion, bubbles and surface effects, with applications to natural samples.
Geochim. Cosmochim. Acta, 51, 1549-1560.
- MARTY B., PIK R. UND GEZAHEGN Y. (1996)
Helium isotopic variations in Ethiopian plume lavas: nature of magmatic sources and limit on lower mantle contribution.
Earth Plan. Sci. Lett., 144, 223-237.
- MATSUMOTO T., HONDA M., MCDUGALL I., YATSEVICH I. UND O'REILLY S. (1997)
Plume-like neon in a metasomatic apatite from the Australian lithospheric mantle.
Nature, 388, 162-164.
- MATSUMOTO T., HONDA M., MCDUGALL I. UND O'REILLY S.Y. (1998)
Noble gases in anhydrous lherzolites from the Newer Volcanics, southeastern Australia: A MORB-like reservoir in the subcontinental mantle.
Geochim. Cosmochim. Acta, 62, No. 14, 2521-2533.
- MATSUMOTO T., HONDA M., MCDUGALL I., O'REILLY S., NORMAN M. UND YAXLEY G. (2000)
Noble gases in pyroxenites and metasomatised peridotites from the Newer Volcanics, southeastern Australia: implications for mantle metasomatism.
Chem. Geol., 168, 49-73.

- MCDUGALL I. UND HARRISON T.M. (1999)
 Geochronology and Thermochemistry by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method.
Oxford University Press New York, Clarendon Press Oxford, 212 S.
- MOON F.W. (1923)
 Preliminary geological report on St. John's Island, Red Sea.
Geol. Surv. Egypt, Cairo, Egypt. 36 pp.
- MOREIRA M., VALBRACHT P.J., STAUDACHER TH. UND ALLÈGRE C.J. (1996)
 Rare gas systematics in Red Sea ridge basalts.
Geophys. Res. Lett., 23, No. 18, 2453-2456.
- MOREIRA M., KUNZ J. UND ALLÈGRE C.J. (1998)
 Rare Gas Systematics in Popping Rock: Isotopic and Elemental Compositions
 in the Upper Mantle.
Science, 279, 1178-1181.
- MOREIRA M., BREDDAM K., CURTICE J. UND KURZ M.D. (2001)
 Solar neon in the Icelandic mantle: new evidence for an undegassed lower
 mantle.
Earth Plan. Sci. Lett., 185, 15-23.
- NICOLAS A. UND BOUDIER F. (1987)
 Structure of Zabargad Island and early Rifting of the Red Sea.
J. Geophys. Res., 92, B1, 461-474.
- NIEDERMANN S., BACH W. UND ERZINGER J. (1997)
 Noble gas evidence for a lower mantle component in MORBs from the
 southern East Pacific Rise: Decoupling of helium and neon isotope
 systematics.
Geochim. Cosmochim. Acta, 61, 2697-2715.
- NIEDERMANN S. UND BACH W. (1998)
 Anomalously nucleogenic neon in North Chile Ridge basalt glasses suggesting
 a previously degassed mantle source.
Earth Plan. Sci. Lett., 160, 447-462.
- NORTON I.O. UND SCLATER J.G. (1979)
 A Model for the Evolution of the Indian Ocean and the Breakup of
 Gondwanaland.
J. Geophys. Res., 84, B12, 6803-6830.
- OBERLI R., NTAFLAS T, MEIER M. UND KURAT G. (1987)
 Emplacement age of the peridotites from Zabargad Island (Red Sea): A zircon
 U-Pb isotope study.
Terra Cognita, 7, 334.
- OZIMA M. UND PODOSEK F.A. (1983, Neuauflage 2001)
 Noble Gas Geochemistry.
Cambridge University Press.
- PICCARDO G.B., MESSIGA B. UND VANNUCCI R. (1988)
 The Zabargad peridotite-pyroxenite association: petrological constraints on its
 evolution.
Tectonophysics, 150, 135-162.
- PLANK T. UND LANGMUIR C.H. (1993)
 Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction
 zones.
Nature, 362, 739-743.
- POREDA R.J. UND FARLEY K.A. (1992)
 Rare gases in Samoan xenoliths.
Earth Plan. Sci. Lett., 113, 129-144.

- RITTER J.R.R., JORDAN M., CHRISTENSEN U.R. UND ACHAUER U. (2001)
A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany.
Earth Plan. Sci. Lett., 186, 7-14.
- ROEDEL W. (1994)
Physik unserer Umwelt – Die Atmosphäre.
Springer Verlag Berlin Heidelberg, 2. Auflage.
- RUSSELL S.A., LAY T. UND GARNERO E.J. (1998)
Seismic evidence for small-scale dynamics in the lowermost mantle at the root of the Hawaiian hotspot.
Nature, 396, 255-258.
- SARDA PH. UND GRAHAM D. (1990)
Midocean ridge popping rocks: implications for degassing at ridge crests.
Earth Plan. Sci. Lett., 97, 268-289.
- SCARSI P. UND CRAIG H. (1996)
Helium isotope ratios in Ethiopian Rift basalts.
Earth Plan. Sci. Lett., 144, 505-516.
- SCARSI P. (2000)
Fractional extraction of Helium by crushing of olivine and clinopyroxene phenocrysts: Effects on the $^3\text{He}/^4\text{He}$ measured ratio.
Geochim. Cosmochim. Acta, 64, No. 21, 3751-3762.
- SCHAEFFER G.A. UND SCHAEFFER O.A. (1977)
 ^{39}Ar - ^{40}Ar -ages of lunar rocks.
Proc. 8th Lunar Sci. Conf., 2253-2300.
- STAUDACHER TH. UND ALLÈGRE C.J. (1988)
Recycling of oceanic crust and sediments: the noble gas subduction barrier.
Earth Plan. Sci. Lett., 89, 173-183.
- STAUDACHER TH., SARDA PH. UND ALLÈGRE C.J. (1990)
Noble gas systematics of Réunion Island, Indian Ocean.
Chem. Geol., 89, 1-17.
- STEIGER R.H. UND JÄGER E. (1977)
Subcommision on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology.
Earth Plan. Sci. Lett., 36, 359-362.
- STEIN M. UND HOFMANN A.W. (1992)
Fossil plume head beneath the Arabian lithosphere?
Earth Plan. Sci. Lett., 114, 193-209.
- STYLES P. UND GERDES K.D. (1983)
St. John's Island (Red Sea): a new geophysical model and its implications for the emplacement of ultramafic rocks in fracture zones and at continental margins.
Earth Plan. Sci. Lett., 65, 353-368.
- THORNBER C.R. (1990)
Geologic map of Harrat Hutaymah, with petrologic classification and distribution of ultramafic inclusions, Saudi Arabia.
U.S. Geol. Surv. Map MF-2129.
- TRIELOFF M., WEBER H.W., KURAT G., JESSBERGER E.K. UND JANICKE J. (1997)
Noble gases, their carrier phases, and argon chronology of upper mantle rocks from Zabargad Island, Red Sea.
Geochim. Cosmochim. Acta, 61, No. 23, 5065-5088.

- TRIELOFF M., KUNZ J., CLAGUE D.A., HARRISON D. UND ALLÈGRE C.J. (2000)
The Nature of Pristine Noble Gases in Mantle Plumes.
Science, 288, 1036-1038.
- TRIELOFF M., KUNZ J. UND ALLÈGRE C.J. (2002)
Noble gas systematics of the Réunion mantle plume source and the origin of primordial noble gases in Earth's mantle.
Earth Plan. Sci. Lett., 200, 297-313.
- TRULL T.W. UND KURZ M.D. (1993)
Experimental measurements of ^3He and ^4He mobility in olivine and clinopyroxene at magmatic temperatures.
Geochim. Cosmochim. Acta, 57, 1313-1324.
- UDIAS A. (1999)
Principles of Seismology.
Cambridge University Press.
- VALBRACHT P.J., HONDA M., MATSUMOTO T., MATTIELLI, MCDOUGALL I., RAGETTLI R. UND WEIS D. (1996)
Helium, neon and argon isotope systematics in Kerguelen ultramafic xenoliths: implications for mantle source signatures.
Earth Plan. Sci. Lett., 138, 29-38.
- VALBRACHT P.J., STAUDACHER TH., MALAHOFF A. UND ALLÈGRE C.J. (1997)
Noble gas systematics of deep rift zone glasses from Loihi Seamount, Hawaii.
Earth Plan. Sci. Lett., 150, 399-411.
- VOLKER F., MCCULLOCH T. UND ALTHERR R. (1993)
Submarine Basalts from the Red Sea: New Pb, Sr, and Nd Isotopic Data.
Geophys. Res. Lett., 20, No. 10, 927-930.
- WEISER R. (1993)
Aufbau einer Ultrahochvakuum-Probenaufschlußapparatur für die massenspektrometrische Analyse von Edelgasen.
Diplomarbeit. Universität Heidelberg.
- ZINDLER A. UND HART S.R. (1986)
Chemical Geodynamics.
Ann. Rev. Earth Plan. Sci. Lett., 14, 493-571.

8 Glossar

Asthenosphäre: In etwa 50-200 km Tiefe liegende, sich gegenüber Druck plastisch verhaltende Zone. Kann unter Mittelozeanischen Rücken bis auf wenige km unter die Oberfläche aufsteigen. Ursache des plastischen Verhaltens ist das Vorhandensein partieller Schmelzen (Aufschmelzungsgrad maximal 20 % unter den ozeanischen Rücken).

Grabensysteme (Riftsysteme): Die Ausbildung eines Grabensystems kann lokale vulkanische und großräumige tektonische Ursachen haben. In dieser Arbeit von Interesse sind nur tektonische Grabensysteme. Prinzipiell gibt es drei extreme Bildungsmodelle für tektonische Gräben. Kollisionsbedingte Riftstrukturen entstehen durch die in der Lithosphäre bei Kollision zweier kontinentaler Platten entstehenden Spannungen (z.B. Rheingraben, Baikalfurt). Ein passiver Graben bildet sich, wenn durch divergierende Zugspannungen in der Lithosphäre diese gedehnt und dadurch ausgedünnt wird. Dabei steigt die Asthenosphäre auf und verstärkt so die Ausdünnung, bis sich aus einem kontinentalen Graben ein neuer Ozean bilden kann. Bei einem aktiven Riftprozess steigt eine heißere Wärmeanomalie (d.h. ein Mantel Plume) aus größerer Tiefe unter die Lithosphäre und wölbt aufgrund des Auftriebes diese hoch. Da die Lithosphäre auch aufgeheizt wird, verhält sich die Lithosphäre mit zunehmender Zeit plastisch und bricht schließlich auseinander. Die letzten beiden Szenarien (aktive und passive Grabenbildung) sind theoretische Extremmodelle, deren Überprüfung im Einzelfall schwierig ist, zumal beide zugrundeliegende Prozesse sich überlagern können.

Lithosphäre: Starre, sich gegenüber Druck spröde verhaltene äußere Schicht der Erde. Der Begriff Lithosphäre umfasst kontinentale und ozeanische Kruste ebenso wie den obersten Teil des Mantels. Kontinentale Lithosphäre kann bis etwa 200 km mächtig sein, ozeanische Lithosphäre ist mit bis zu 20 km Mächtigkeit wesentlich dünner und kann in der Nähe Mittelozeanischer Rücken auch völlig fehlen. Die Lithosphäre ist keine einheitliche erdumspannende Zone sondern besteht aus vielen einzelnen Platten, die sich gegeneinander verschieben und miteinander kollidieren. Im Gegensatz zu kontinentaler Lithosphäre, die sehr alt sein kann (einige Ga), taucht die sich in der Nähe der Mittelozeanischen Rücken neu bildende ozeanische Lithosphäre nach etwa 100-200 Ma in Subduktionszonen in den Erdmantel ab.

Peridotit: Hauptgestein des oberen Erdmantels (bis in eine Tiefe von etwa 400 km). Es besteht aus den Hauptmineralen Olivin ($(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$, >40 %), Klinopyroxen ($(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$) und Orthopyroxen ($(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$). Je nach Mineralzusammensetzung unterscheidet man weiter zwischen Dunit (>90% Olivin), Lherzolit (>10% Klinopyroxen, >10% Orthopyroxen), Wehrlit (<10% Orthopyroxen) und Harzburgit (<10% Klinopyroxen).

Xenolith: Allgemeine Bezeichnung für ein in einem Magma mitgeführtes, aus größerer Tiefe stammendes Fremdgestein. Wenn es sich um ein aus dem Mantel stammendes Fremdgestein handelt, wird es als Mantel-Xenolith bezeichnet. Es finden sich aber oft auch krustale Xenolithe in Magmen.

ANHANG A

Volumen-Eichmessungen

Nach Freisetzung des Probengases und des Ne-Lufteichgases wird Ar an einem Kohlefinger (K1) für 15 min ausgefroren und der Kohlefinger anschließend mit einem Ventil abgetrennt. Erst dann wird Ne und He an den Kryostat transferiert. Dabei geht das sich noch im Kohlefinger befindende He und Ne für die Messung verloren. Um diesen Verlust zu quantifizieren wurden Volumen-Eichmessungen durchgeführt.

Volumen-Eichung Kohlefinger 1 gegen Fallrohre:

Für die Messungen mit einem Schlagrohr (bis Ende 2000) wurde keine Volumenkorrektur bestimmt. Die bis dahin sich ergebenden Probandaten wurden in gleicher Weise wie die Ergebnisse der späteren Messungen ausgewertet (also mit einem zu hohen Korrekturfaktor). Bei Proben, die sowohl in einem als auch in drei Schlagrohren aufgeschlossen wurden (Z13A und SA 87-6/9), gab es keine Evidenz für signifikante Unterschiede.

Vorgehen: Es wurde eine Ar-Pipette an K1 ausgefroren (15 min). Anschließend Auftauen (bei geschlossenem K1) für 5 min. Equilibrieren 10 min in gleichem Volumen wie bei Probenmessung (Fallrohre) üblich. Dann K1 erneut schließen, überfrieren (15 min) des Hauptvolumens an K3 und Messung Teil a). Danach überfrieren (15 min) Fraktion in K1 nach K3 und Messung Teil b).

Ergebnis:

Messung Nr.:	Ar 36 (E-12)	Messung Nr.:	Ar 36 (E-12)	(a+b)/a
1a	118,65 +- 3,07	1b	4,21 +- 0,11	1,0355
2a	116,91 +- 3,03	2b	4,26 +- 0,11	1,0364
3a	115,55 +- 3,00	3b	4,28 +- 0,11	1,0370
4a	115,48 +- 2,99	4b	4,18 +- 0,11	1,0362
Mittelwert :	116,63		4,23	1,0363

Volumen-Eichung Kohlefinger 1 gegen 1.Induktionsofen:

Probe Z36 wurde im wiederverwendeten Induktionsofen 1 aufgeschlossen. Änderung des Volumens könnte sich durch Glasarbeiten eingestellt haben, wird aber als vernachlässigbar eingestuft. Deshalb wurden die Ergebnisse für Z36 analog zu den anderen Ofenproben ausgewertet.

Vorgehen: Wie oben beschrieben, nur jetzt mit Ofenvolumen 1.

Ergebnis:

Messung Nr.:	Ar 36 (E-12)	Messung Nr.:	Ar 36 (E-12)	Ratio (a+b)/a
1a	117,78 +- 3,05	1b	6,32 +- 0,16	1,0537
2a	118,25 +- 3,06	2b	abgepumpt	
3a	118,64 +- 3,07	3b	6,31 +- 0,16	1,0534
4a	118,91 +- 3,08	4b	6,35 +- 0,17	1,0534
Mittelwert :	118,39		6,33	1,0535

Volumen-Eichung Kohlefinger 1 gegen „Luftpipette“:

Vorgehen: Wie oben beschrieben, nur jetzt mit Leitung der Luftpipette bis zum Kohlefinger 1.

Ergebnis:

Messung Nr.:	Ar 36 (E-12)	Messung Nr.:	Ar 36 (E-12)	(a+b)/a
1a	120,81	1b	7,44	1,0616
2a	120,78	2b	7,32	1,0606
3a	120,58	3b	7,37	1,0611
4a	120,44	4b	7,27	1,0604
Mittelwert :				1,0609

Triggertest für kleine Zählraten (Volumenteilungen mit Luft- und Ne-Pipetten) – Vergleich mit Ergebnis vor Trigger-Einbau:

Bis Ende des Jahres 2000 wurden die Zählmessungen ohne einen vorgeschalteten Trigger-Puls durchgeführt. Da der Counter die Datenaufnahme (= nomineller Startpunkt der Integrationszeit) erst nach einem Startsignal beginnt, führt dies bei kleinen Zählraten aufgrund der Wartezeit bis zum ersten Signal zu einer Überhöhung der effektiven Integrationszeit. Diese Wartezeit ist begrenzt durch eine vorgegebene maximale Messzeit des Counters, nach der neu initialisiert wird und alle eventuell noch eingelaufenen Signale gelöscht werden (Zählrate = 0). Optimale Einstellung für die Messungen war deshalb für eine vorgegebene Integrationszeit von 1 s eine maximale Messzeit des Counters von 2 s. Ein später als 1 s einlaufendes Signal wird dann wegen der abgelaufenen Messzeit vor Ablauf der Integrationszeit nicht als Signal gewertet. Da in der ersten Sekunde dann kein Count erzeugt wurde ist eine Zählrate 0 cps korrekt. Für jede andere kleine Zählrate ergibt sich jedoch ein statistischer Fehler. Bei einer realen Zählrate von z.B. 3 cps ergibt sich im Mittel eine Wartezeit von 0,25 s und deshalb eine effektive Integrationszeit von 1,25 s. Statt 3 C/s entspricht die gemessene Zählrate dann gerade 4 cps, da nach 1 s Wartezeit schon das nächste Count zu erwarten sein sollte. Ganz allgemein läßt sich dies auf alle Zählraten >1 cps anwenden und man erhält näherungsweise

$$\text{Reale Zählrate} = \text{gemessene Zählrate} - 1.$$

Bei einer statistischen Betrachtung sehr kleiner Zählraten werden Abweichungen von der mittleren erwarteten Wartezeit für eine bestimmte Zählrate zu erwarten sein. Indem nicht nur einzelne Datenpunkte für sich betrachtet werden, sondern eine Gruppe an Datenpunkten einen gemittelten Datenpunkt ergeben, kann diese Unsicherheit reduziert werden. Anschließend werden mehrere gemittelte Datenpunkte auf den Gaseinlaßzeitpunkt zurück extrapoliert und das eigentliche Signal bestimmt. Die dabei ablaufenden statistischen Prozesse können nicht mehr theoretisch abgeleitet werden, weshalb empirisch die Güte der oben angegebenen Korrekturvorschrift überprüft wurde. Dazu wurden anhand von Ne-Eichgasen mit einer Isotopen-Zusammensetzung entsprechend Luft (Luft-Pipette und Ne-Pipette) für unterschiedliche und kleine Zählraten ^{21}Ne die $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse bestimmt. Da ^{20}Ne etwa 338 mal häufiger ist (Luftverhältnis) und der Fehler der Zählrate etwa ihrem Kehrwert entspricht (also bei 1000 cps etwa 0,1%) kann dieser Zählfehler für ^{20}Ne vernachlässigt werden (Zählraten der Eichmessungen lagen für ^{20}Ne bei >1000

cps). In Abb.A.1 sind die Ergebnisse und die Modellkurve (durchgezogene Linie) aufgetragen. Punktiert dargestellt sind (1σ -) Fehlerkurven, die sich für einen absoluten Fehler des Countabzuges von 0,5 cps ergeben. Die Daten liegen etwa innerhalb des Fehlerbandes, d.h. die Korrektur stellt eine gute Näherung dar.

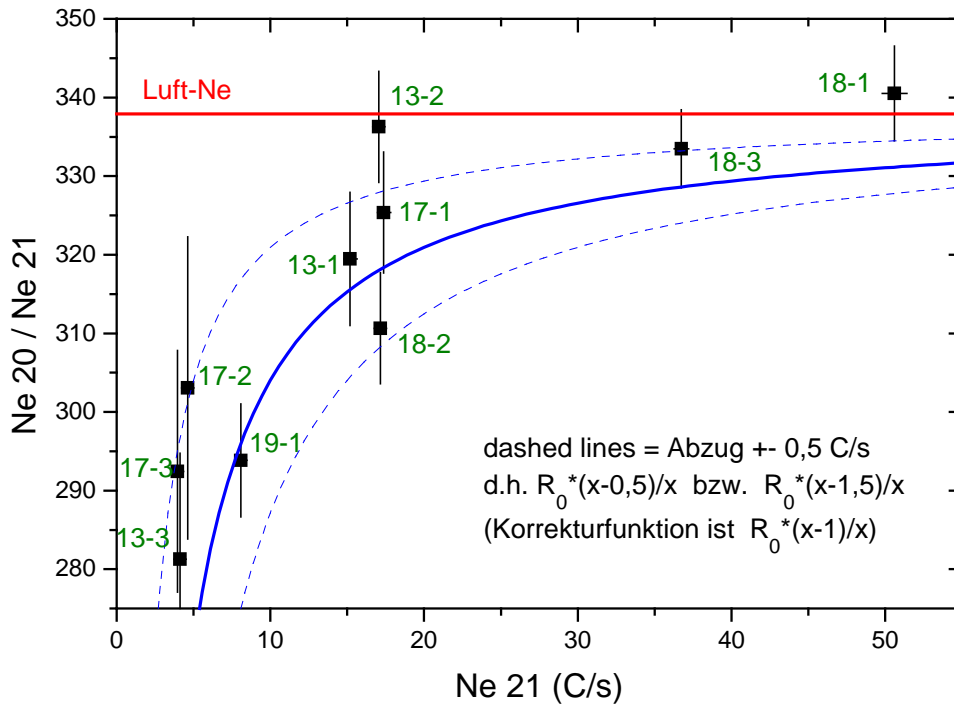


Abbildung A.1: Messung des $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ von Eichgas mit atmosphärischer Zusammensetzung vs. ^{21}Ne -Zählraten. Rote Linie = Atmosphäre. Ohne Trigger führen kleine Zählraten zu deutlichen Abweichungen von Atmosphäre und können durch blaue durchgezogene Modellkurve (Fehlerkurven punktiert) beschrieben werden. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Zu Beginn des Jahres 2001 wurde ein Triggersystem installiert, dessen Aufgabe es ist bei Start der Messung (und dem Beginn der Integrationszeit) ein Signal der Zählrate 1 cps zum freischalten des Counters zu liefern. Dieses mit dem Messprogramm synchronisierte Signal wird über den Zählverstärker parallel zum eigentlich Signallauf eingespeist. Analog zu den vorherigen Eichmessungen wurden auch hier die Ne-Eichgase mit unterschiedlichen Zählraten an ^{21}Ne analysiert. Die Ergebnisse sind in Abb.A.2 dargestellt und demonstrieren die Wirkung des Triggers. Nur für sehr kleine Zählraten weichen die Datenpunkte von der Erwartung ab, sind aber innerhalb ihres sehr hohen statistischen Fehlers noch konsistent. Der messtechnische statistische Fehler begrenzt ohnehin die zuverlässig bestimmbaren Zählraten.

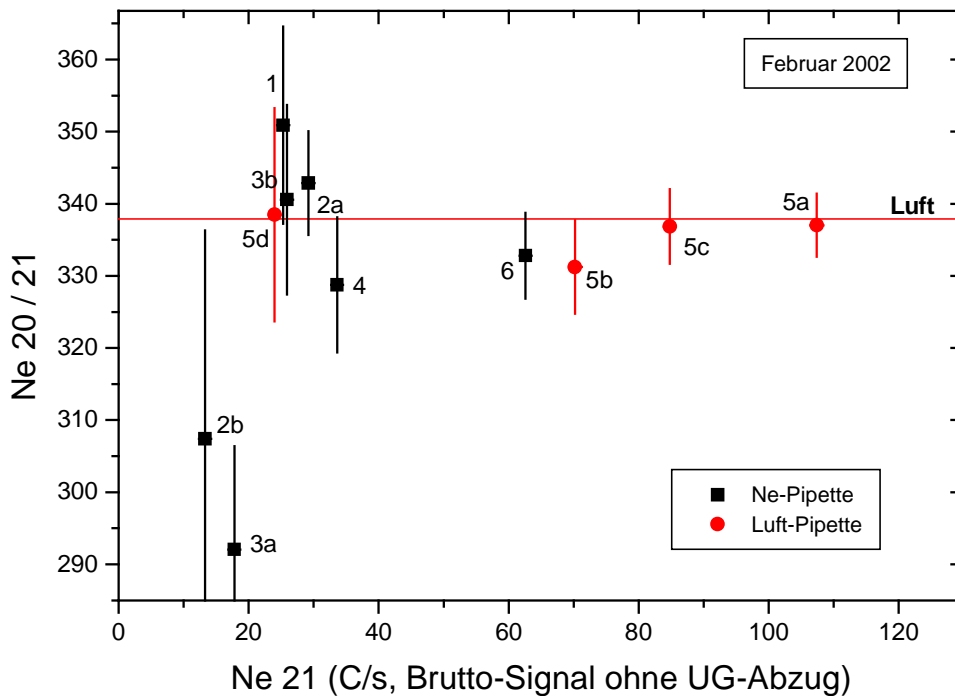


Abbildung A.2: Gleiche Darstellung wie in Abb. A.1, aber jetzt Ergebnisse nach Einbau eines Trigger. Atmosphäre kann weitgehend, bis auf sehr kleine (Netto-)Zählraten reproduziert werden, d.h. Trigger arbeitet korrekt. Dargestellte Zählraten sind Brutto-Zählraten ohne Untergrund-Abzug (beläuft sich auf etwa 8-10 cps). Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Bestimmung der Absolut-Menge He 4 der He-Pipette durch Quereichung mit Potsdamer Pipette:

Nach Installation eines He-Eichgas mit genügend hoher Konzentration an ^3He (Potsdamer Pipette) wurde eine Quereichung der Absolutmengen an ^4He durchgeführt. Es hatte sich schon davor gezeigt, daß das alte He-Eichgas (He-Pipette) nicht die angegebenen Pipetteninhalte repräsentiert, weshalb diese Quereichung auch zu einer Neuberechnung der He-Konzentrationen in den entsprechenden mit dem alten Eichgas ausgewerteten Proben führte.

Dazu wurden (an zwei Tagen) pro Tag jeweils 4 He-Pipetten mit abschließender Potsdamer Pipette gemessen, insgesamt 8 He-Pipetten und zur Quereichung 3 Potsdamer Pipetten (eine davon schon eine Woche zurückliegend). Dabei wurde nur He 4 (mit Faraday-Auffänger, auch beim Untergrund) bestimmt um Zeit zu sparen. Die He-Pipette wurde für 1 min (Zeit zwischen Öffnen und Schließen des Kryostat) an den Kryostat (bei 11-12 K) überfrozen und das Helium anschließend bei 30 K freigesetzt. Einziger Unterschied bei Potsdamer Pipette ist längere Überfrierzeit von 2 min an Kryostat.

Die Intensitäten am Faraday-Auffänger betragen 0,45 pA für He-Pipette und 91 pA für Potsdamer Pipette.

Ermittelte Gasmengen (in E-9 ccmSTP) für He-Pipette (statt alt 1,366 E-7 ccmSTP):
72,68 ; 71,85 ; 72,12 ; 72,60 ; 72,29 ; 71,78 ; 72,36 ; 72,25.

Fehler der Einzelmessung 0,45.

⇒ Mittelwert = (72,24 ± 0,64) E-9 ccmSTP,

das entspricht einem Verhältnis (alter Wert) / (neuer Wert) = 1,89.

Für neue Auswertung benutzte Pipettenmenge der He-Pipette : 7,22 E-8 ccmSTP.

Masseninterferenzen bei Ne-Messungen

Interferenz auf Masse 20 durch Doppelionisation von ^{40}Ar :

Regelmäßige Messungen von Doppelionisation ergeben recht konstant einen Doppelionisations-Beitrag auf Masse 20 von 6,5-6,7 % der Zählrate ^{40}Ar . Da ^{40}Ar sowohl im Verlauf einer Messung als auch im Verlauf von mehreren Messungen von Proben-Fraktionen (einschließlich Messungen mit hohen ^{40}Ar -Konzentrationen und einem damit verbundenen Anstieg des Memory- ^{40}Ar in darauffolgenden Ne-Messungen) meist stark ansteigt, ist diese Korrektur die kritischste. Insbesondere bei kleinen ^{20}Ne -Mengen kann der Anstieg des Doppelionisationsanteils auf Masse 20 zu schlechten Extrapolationen führen. Im allgemeinen ist aber das Verhältnis Signal- ^{40}Ar / Untergrund- ^{40}Ar recht konstant und beträgt etwa 90 bis 100%; eine Korrektur bleibt deshalb eher klein. Der in der Regel unterhalb 100% liegende Wert läßt sich auf den Gaseinlaß zurückführen, bei dem ein kleiner mobiler Teil des Ar in das Einlaß-Volumen expandiert und bei nachfolgendem Abtrennen des Spektrometer-Volumens verloren geht.

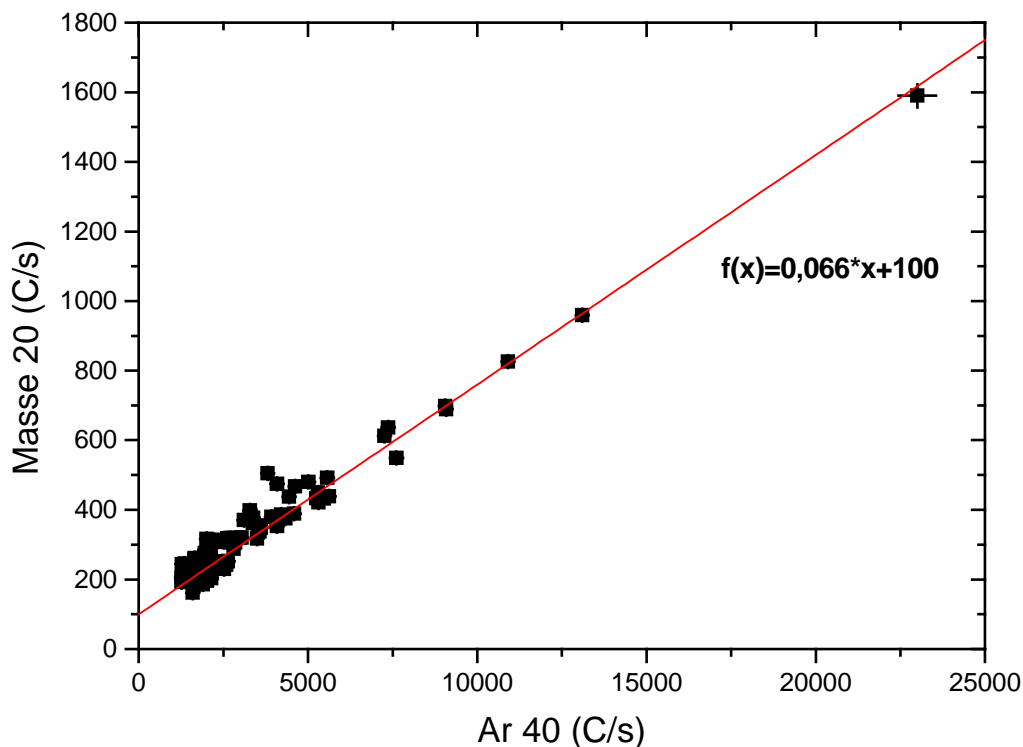


Abbildung A.3: Untergrund-Zählrate ^{20}Ne vs. ^{40}Ar . Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Um die Abhängigkeit der Untergrundrate der Masse 20 vom Anteil ^{40}Ar zu demonstrieren, sind in Abb.A.3 die jeweiligen Zählraten gegeneinander aufgetragen.

Es ergibt sich eine lineare Korrelation, die für niedrige Zählraten eine größere Streuung aufweist. Dem Anteil an doppelionisiertem ^{40}Ar vom gesamten ^{40}Ar entspricht gerade die Steigung von 6,6%. Das ist konsistent mit den zuvor erwähnten direkten Messungen. Der konstante Term von ca. 100 cps bei fehlendem ^{40}Ar kann als mittlerer, aber etwas variabler Beitrag von ^{20}Ne und H_2^{18}O angesehen werden.

Interferenz auf Masse 20 durch Beiträge von H_2^{18}O :

Diese Beiträge werden erst seit Februar 2002 kontrolliert. Die Zählrate von H_2^{16}O ist etwa 20.000 cps, d.h. bei einem Anteil von 0,2 % ^{18}O würde sich ein Beitrag von ca. 40 cps auf Masse 20 ergeben. Dieser Wert ist eine grobe Abschätzung der Größenordnung, der durch Massenfraktionierungseffekte auch variieren kann. Vor und nach Gaseinlaß ist das Signal auf Wasser in aller Regel konstant und eine Korrektur deshalb nicht nötig (d.h. die Interferenz bleibt gleich und ist im Untergrund-Abzug integriert). Es wird angenommen, dass dies auch für die vor dem Februar 2002 untersuchten Proben gültig ist. Eine eventuelle Abweichung von der Konstanz ist schwer zu korrigieren, da neben den Ar-Beiträgen auch „echtes“ ^{20}Ne auf Masse 20 gemessen wird. Aus obiger Abschätzung für die gesamten Wasser-Beiträge auf Masse 20 würde sich bei 10% Variation eine Änderung von 4 cps ergeben und sollte bei Zählraten ^{20}Ne von >4000 cps also weniger als 0,1% beitragen. Bei größeren Variationen werden dagegen Ne-Messungen zunehmend fehlerbehaftet und sollten entsprechend bewertet werden.

Interferenz auf Masse 21 durch Doppelionisation von Masse 42:

Vor dem Heizfadenwechsel und dem damit verbundenen Öffnen des Spektrometersystems Ende 2000 war ein Signal auf Masse 42 nicht vorhanden. Die Problematik von Interferenzen auf Masse 21 durch doppelionisierte Masse 42 betrifft daher nur Probenmessungen ab dem Jahre 2001. Was genau zur Masse 42 beiträgt ist nicht klar (vielleicht CNO oder C_3H_6), doch handelt es sich auf jeden Fall um unedle Bestandteile (z.B. Kohlenwasserstoff-Bruchstücke). Mit der Zeit wird diese Untergrund-Zählrate besser und liegt in der Größenordnung von etwa 1000 cps. Die Zählrate auf Masse 21 bei der Untergrund-Messung ist alleine auf Doppelionisation von Masse 42 zurückzuführen (Untergrund-Beiträge an ^{21}Ne sind vernachlässigbar). Dies wird durch die in Abb.A.4 erkennbare Korrelation zwischen den Zählraten für Masse 42 und 21 verdeutlicht. Die Doppelionisation beträgt etwa 1 % der Zählrate der Masse 42 (entspricht Steigung der Geraden in Abb.A.4). Im Gegensatz zu ^{40}Ar (aber ähnlich zu Masse 44) ist die Zählrate der Masse 42 weitgehend konstant, entsprechende Korrekturen fallen daher normalerweise gering aus. Das Verhältnis vom Signal 42 / Untergrund 42 liegt um (100 +- 5) %.

Vor dem 28.1.02 war Masse 42 mit 41,988 definiert. Diese Definition entsprach aber nicht der wahren Peak-Lage, weshalb eine Änderung auf 42,035 durchgeführt wurde. Es konnte gezeigt werden, dass Veränderungen in Masse 42 nach Gaseinlaß bei alter Definition mit der durch die Kalibration verursachten Feldänderung korreliert sind, während diese Korrelation bei neuer Definition verschwindet (d.h. 42 ist konstant) (Abb.A.5). Die bei alten Auswertungen auf der Basis dieser „Scheinschwankungen“ vorgenommenen Korrekturen auf der Untergrund-Zählrate 21 wurden durch einen (100+-5) % Untergrundabzug ersetzt. Keine Änderung im Untergrundabzug wurde bei Messungen durchgeführt, bei denen keine Kalibration nach Gaseinlaß stattfand

(bei niedriger Zählrate). Dies bedeutet jedoch nicht unbedingt eine konstante Peak-Lage (das lässt sich allerdings schwer nachweisen). Der Vergleich zeigt aber, dass im Allgemeinen solche Fraktionen ebenfalls einen 100% Untergrundabzug auf Masse 21 ergeben.

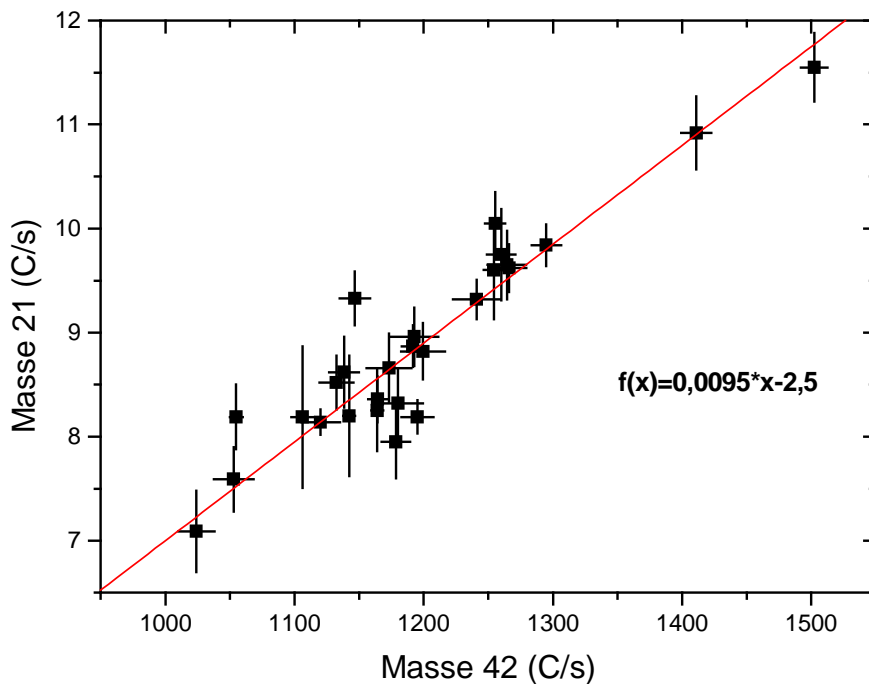


Abbildung A.4: Untergrund-Zählrate ^{21}Ne vs. Masse 42. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

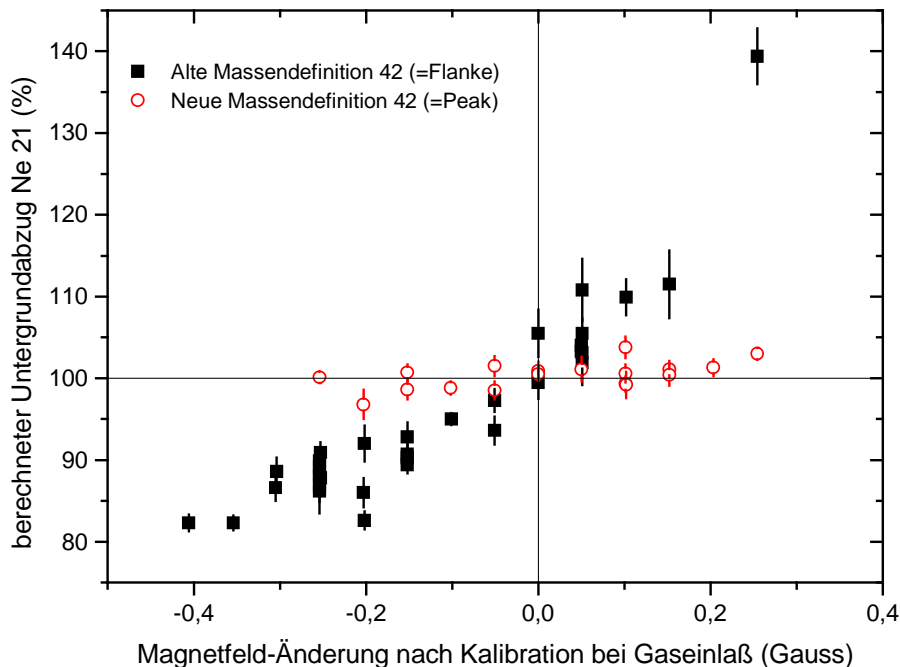


Abbildung A.5: Relative Änderung der Zählrate der Masse 42, aus der sich Untergrundabzug auf ^{21}Ne berechnet, in Abhängigkeit von kalibrationsbedingter Änderung des Magnetfeldes. Scheinbare Änderungen der Zählrate Masse 42 bei alter Massendefinition (schwarze gefüllte Symbole) waren nicht real und die Korrektur auf 42^{++} daher zu hoch oder zu niedrig. Nach neuer Massendefinition (rote offene Symbole) keine Änderung in Zählrate der Masse 42 nach Gaseinlaß. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Interferenz auf Masse 22 durch Doppelionisation von Masse 44:

Kohlendioxid ist in einem Spektrometer omnipräsent und führt zu einem Doppelionisations-Beitrag in der Größenordnung von 100-200 cps auf Masse 22 (Abb.A.6), das entspricht etwa 0,6 % der Zählrate 44. Seit Beginn der Messungen nahm die Zählrate auf Masse 44 (von > 30.000 cps beginnend) langsam ab. Wie bei Masse 42 bleibt Kohlendioxid vor und nach dem Gaseinlaß konstant, mit einem Verhältnis des Signal 44 / Untergrund 44 von (100 ± 5) %. Die Korrektur fällt in der Regel gering aus.

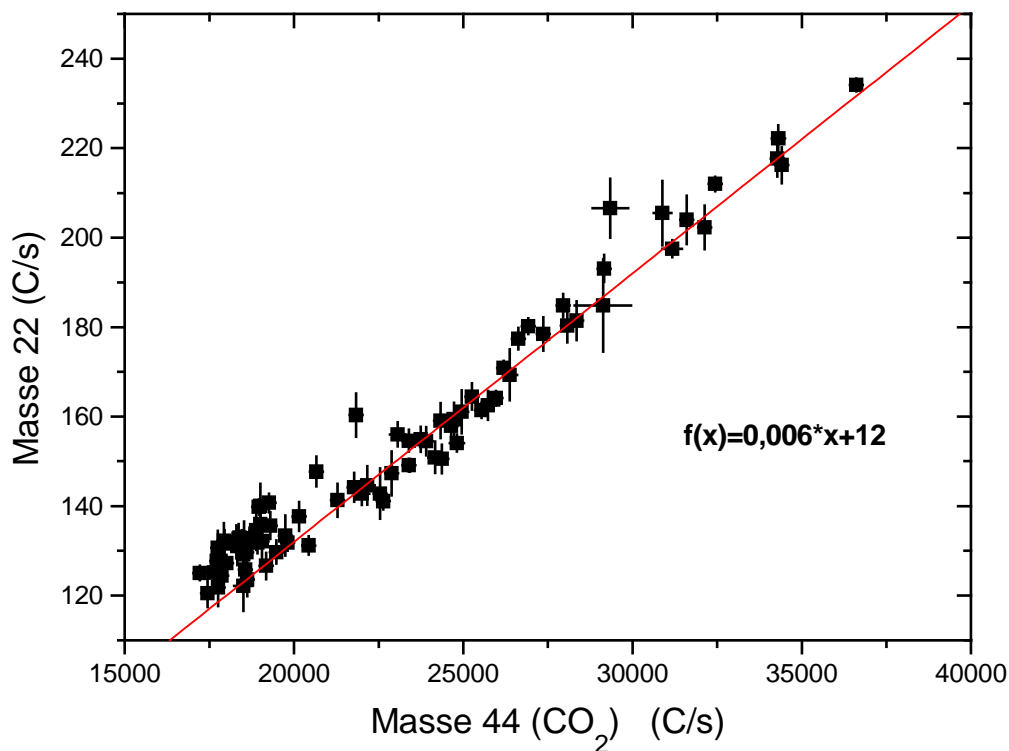


Abbildung A.6: Untergrund-Zählrate ²²Ne vs. CO₂. Fehlerbalken entsprechen 1σ.

Konstanz der Massendiskriminierung von ²¹Ne und ²²Ne

In Abb.A.7 dargestellt ist der Verlauf der Korrekturfaktoren auf Fraktionierung von ²¹Ne und ²²Ne (=Massendiskriminierung) über einen größeren Messzeitraum. Die Massendiskriminierung berechnet sich aus der relativen Abweichung der ²¹Ne/²⁰Ne- und ²²Ne/²⁰Ne-Verhältnisse gegenüber dem Soll-Wert (=Luft) und wird auf den Unterschied der Atommassen normiert. ²⁰Ne dient als Referenz-Isotop.

Paris und den Messungen in Heidelberg geschlossen werden, doch sind signifikante Abweichungen nicht zu erkennen. Es ist angedacht, weitere MORB-Proben zu analysieren, um die Datenbasis zu verbessern.

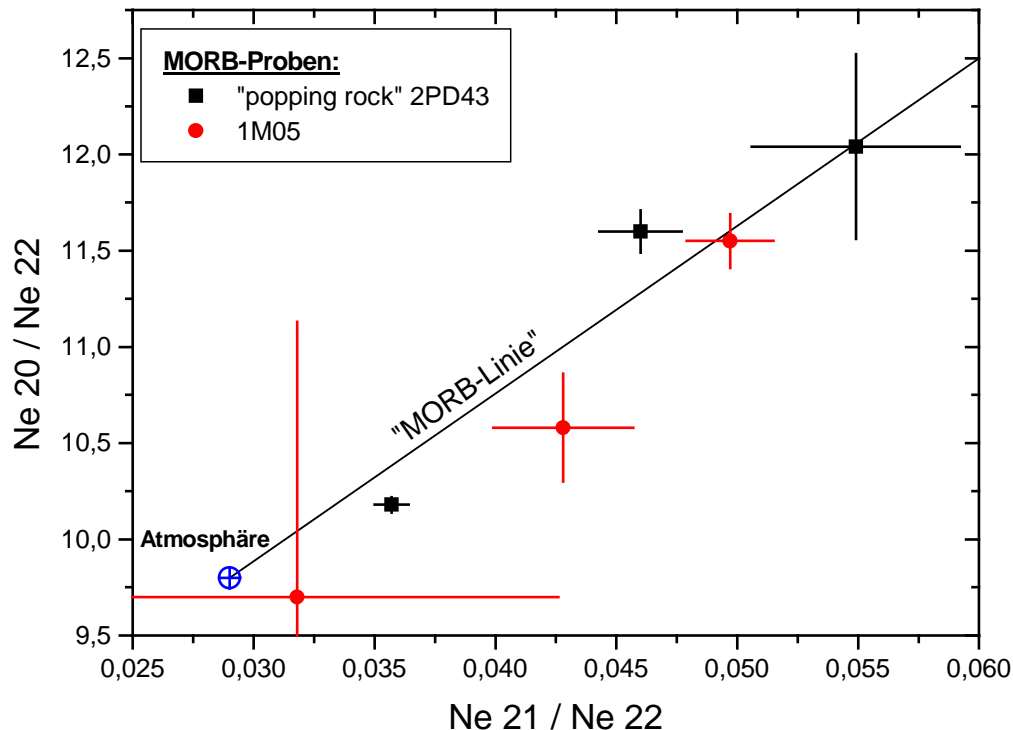


Abbildung A.8: Ne-Dreieisotopendiagramm für MORB-Proben 1M05 FR1 (schwarz) und 2PD43 cr1 (rot). Theoretisch sollten die Probandaten der MORB-Linie folgen. Dies ist innerhalb der Fehlerbalken (1σ) weitgehend erfüllt.

Bestimmung der Massendiskriminierung von ^3He mittels Eichproben

Bis zur Installation des neuen He-Eichgases aus Potsdam Ende 2001 konnte keine ständige Kontrolle der Massenfraktionierung von ^3He als Folge des Messprozesses (als Massendiskriminierung bezeichnet) durchgeführt werden. Stattdessen wurden Vergleichsproben mit bekanntem $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis analysiert und aus der Differenz zum erwarteten Verhältnis ein Wert für die Massendiskriminierung errechnet. Im Laufe des Jahres 2000 wurden CO_2 -Gase aus Island und Loihi als Standardproben verwendet, deren He-Zusammensetzung bekannt ist (Hilton et al., 1998a, b). (Verwendete Gasproben: Horgshlid, Krossnes, Reykholar, (Island); Lohiau 311-3, South Rift (Pohaku) 315-2, South Rift (Naha) 313-1, (Loihi)) Die sich daraus ergebenden Massendiskriminierungen lagen im Mittel bei $(10 \pm 2)\%$. In Abb.A.9 ist dies grafisch dargestellt: Die Literatur-Werte wurden gegen die in Heidelberg gemessenen $^4\text{He}/^3\text{He}$ -Verhältnisse (korrigiert mit einer Massendiskriminierung von 9,3 %) aufgetragen. Bei einer idealen Übereinstimmung sollten die Daten einer in der Abbildung eingezeichneten Ursprungsgeraden mit Steigung 1 folgen. Bis auf eine Probenmessung, die stark kontaminiert mit Luft war, liegen 5 von 6 Probenmessungen entlang dieser Geraden. Eine Massendiskriminierung von $(10 \pm 2)\%$ wurde für die Auswertung der im Jahre 2000 untersuchten Proben benutzt.

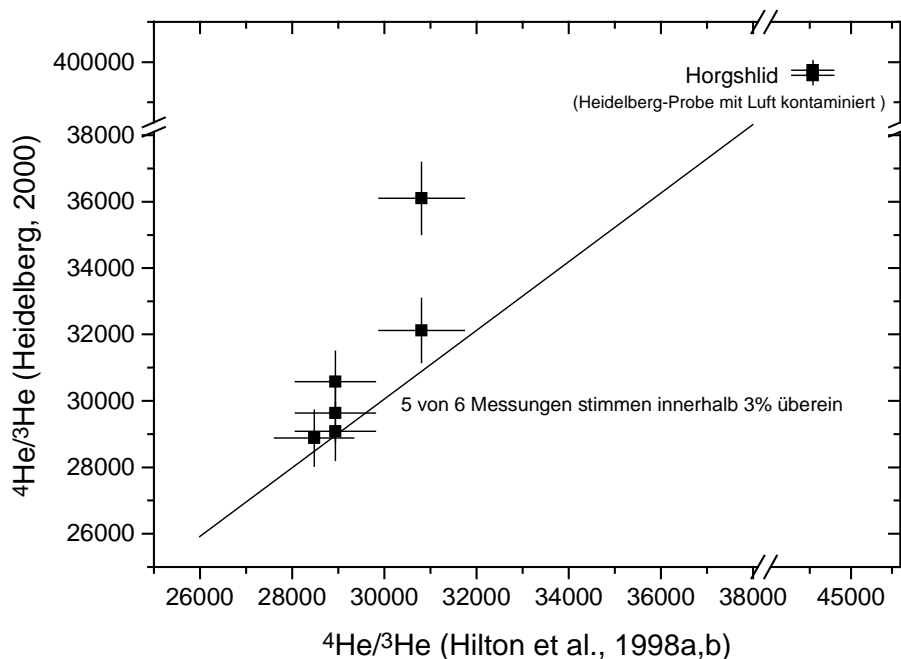


Abbildung A.9: Vergleich der Heidelberger Daten für CO_2 -Gase von Loihi und Island mit Literaturwerten (Hilton et al., 1998a;b). Für Auswertung angenommene Massendiskriminierung = 9,3 %. Fehlerbalken entsprechen 1σ . Bis auf zwei Proben liegen alle Proben innerhalb der Fehlertoleranz auf der zu erwartenden Ursprungsgeraden mit der Steigung 1.

Für das Jahr 2001 dienten zwei Basaltproben als Standard. Die $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse von 2IID43 sind in *Moreira et al., 1998*, dokumentiert. Für die Probe 1M05 wurden dem Autor freundlicherweise die Labordaten des GFZ Potsdam zur Verfügung gestellt. Die beiden Proben wurden im September (2IID43) und Dezember (1M05) 2001 untersucht, wobei letztere schon mit dem neuen Eichgas verglichen werden konnte und nur zur Kontrolle der Stabilität diente. Beide Proben sowie die daran anschließenden Messungen mit dem Potsdamer Eichgas (Abb.A.10) ergaben hohe Massendiskriminierungen im Bereich von 25%. Diese Massendiskriminierung stagnierte auch 2002 über Monate hinweg auf einem ähnlich hohen Niveau mit leicht fallender Tendenz. Das Vertrauen in die auch ohne ständige Kontrolle der Massendiskriminierung durchgeführte Korrektur ist deshalb gerechtfertigt. Für die Auswertung im Jahre 2001 wurde eine Massendiskriminierung von $(27\pm 5)\%$ benutzt.

Das neue Eichgas aus Potsdam hat ein gegenüber Luft erhöhtes $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis von $14,7 R_A$ und liegt in der Größenordnung typischer Werte von Mantel-Proben .

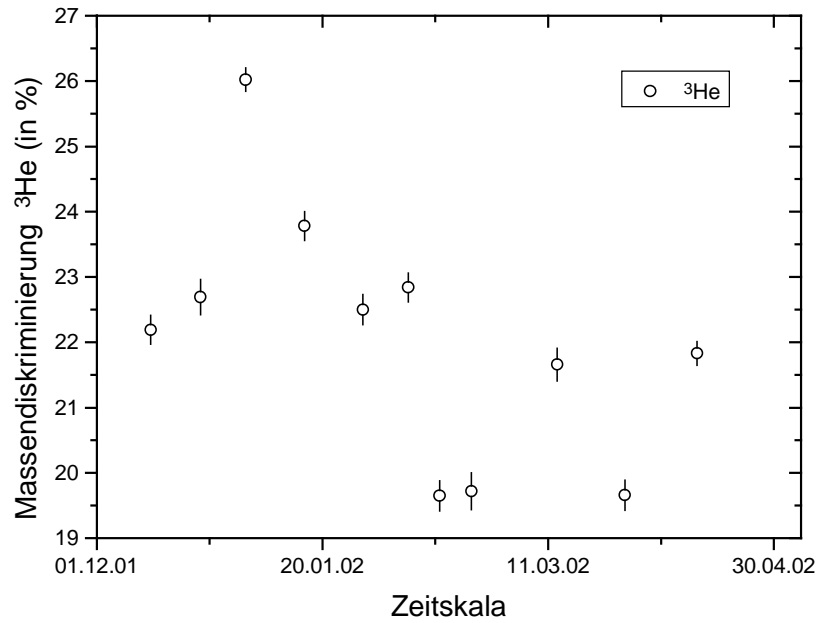


Abbildung A.10: Massendiskriminierung von ³He nach Installation des neuen He-Eichgases aus Potsdam Ende 2001. Fehlerbalken entsprechen 1σ.

Ergebnis-Tabellen MORB-Proben:

1M05 FR1

Schlagzahl (kumulativ)	⁴ He 10 ⁻⁷ ccmSTP/g	³ He/ ⁴ He [R _A] ^a	²² Ne 10 ⁻¹³ ccmSTP/g	²⁰ Ne/ ²² Ne	²¹ Ne/ ²² Ne
# 10	1,9 ± 0,2	8,21 ± 0,20	3,0 ± 0,4	9,65 ± 1,37	0,0316±0,0104
# 60	13,2 ± 1,3	8,17 ± 0,17	13,2 ± 0,3	10,58 ± 0,27	0,0429±0,0029
# 2000	80,5 ± 7,8	8,29 ± 0,18	30,7 ± 0,4	11,57 ± 0,13	0,0498±0,0018
<i>Total</i>	95,7 ± 7,9	8,28 ± 0,98	46,9 ± 0,7	11,17 ± 0,28	0,0467±0,0016

Schlagzahl (kumulativ)	³⁶ Ar 10 ⁻¹² ccmSTP/g	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
# 10	7,9 ± 0,2	878 ± 21
# 60	28,6 ± 0,6	1477 ± 34
# 2000	36,8 ± 0,7	4857 ± 83 ^b
<i>Total</i>	73,3 ± 0,9	3108 ± 76

Popping Rock 2ΠD43 cr1

Knackschritt	⁴ He 10 ⁻⁸ ccmSTP/g	³ He/ ⁴ He [R _A]	²² Ne 10 ⁻¹² ccmSTP/g	²⁰ Ne/ ²² Ne	²¹ Ne/ ²² Ne
# 1	2772,6 ± 1,1	7,93 ± 0,31	320,1 ± 1,3	10,18 ± 0,04	0,0357±0,0007
# 2	2555,4 ± 1,5	8,00 ± 0,32	95,1 ± 0,9	11,60 ± 0,11	0,0460±0,0017
# 3	678,6 ± 0,4	8,10 ± 0,33	15,6 ± 0,6	12,03 ± 0,48	0,0548±0,0043
<i>Total</i>	<i>6006,5 ± 1,9</i>	<i>7,98 ± 0,20</i>	<i>430,8 ± 1,7</i>	<i>10,56 ± 0,15</i>	<i>0,0387±0,0007</i>

Knackschritt	³⁶ Ar 10 ⁻¹¹ ccmSTP/g	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
# 1a	133,6 ± 3,3	2352 ± 54
# 1b	515,9 ± 12,7	2316 ± 39 ^b
# 1c	92,1 ± 2,3	2355 ± 54
<i>Total 1</i>	<i>741,6 ± 13,3</i>	<i>2327 ± 66</i>
# 2a	24,7 ± 0,8	10492 ± 240
# 2b	91,8 ± 2,8	10555 ± 202 ^b
# 2c	17,7 ± 0,6	9915 ± 227
<i>Total 2</i>	<i>134,2 ± 2,9</i>	<i>10459 ± 356</i>
# 3	15,5 ± 1,0	25708 ± 591
<i>Total</i>	<i>891,2 ± 13,6</i>	<i>3958 ± 90</i>

^a Auswertung der ³He/⁴He-Verhältnisse mit einer Massendiskriminierung von (27±5) %

^b Bestimmung der ⁴⁰Ar/³⁶Ar-Verhältnisse mit Faraday-Auffänger für beide Isotope

ANHANG B

$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ – Abbildungen für nicht im Hauptteil behandelte Proben

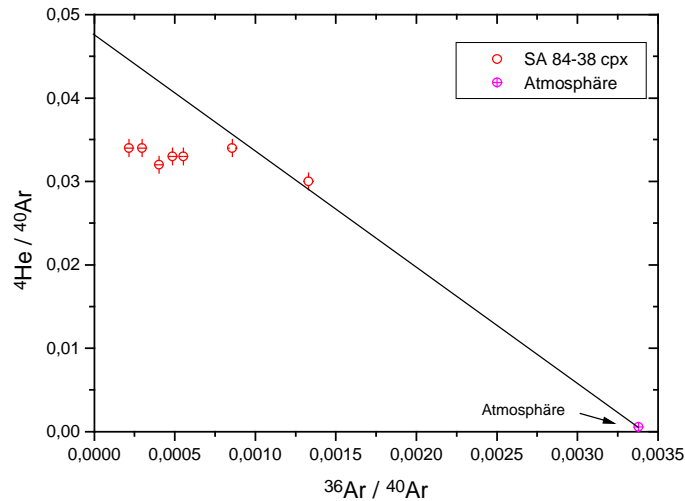


Abbildung B.1: $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ für Probe SA 84-38 cpx. Linie entspricht abgeschätzter Mischungslinie zwischen einer Mantel-Komponente und Atmosphäre. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

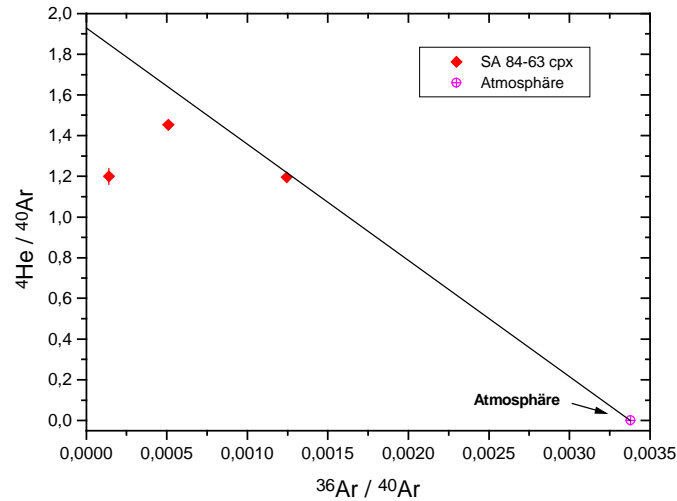


Abbildung B.2: $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ für Probe SA 84-63 cpx. Linie entspricht abgeschätzter Mischungslinie zwischen einer Mantel-Komponente und Atmosphäre. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

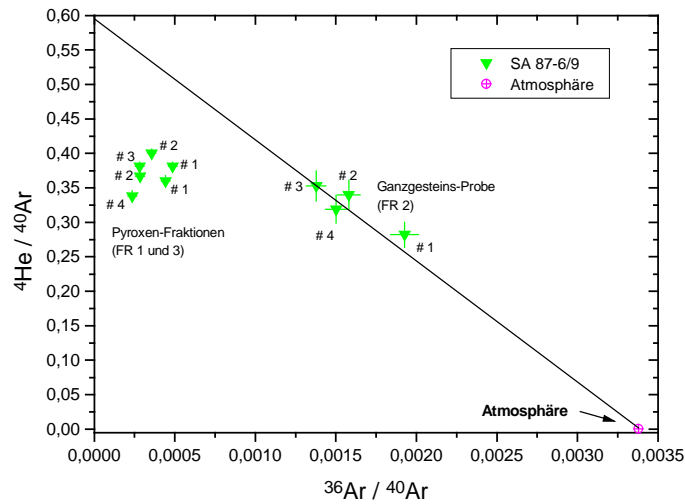


Abbildung B.3: ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ vs. ${}^{36}\text{Ar}/{}^{40}\text{Ar}$ für Probe SA 87-6/9. Linie entspricht abgeschätzter Mischungslinie zwischen einer Mantel-Komponente und Atmosphäre. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

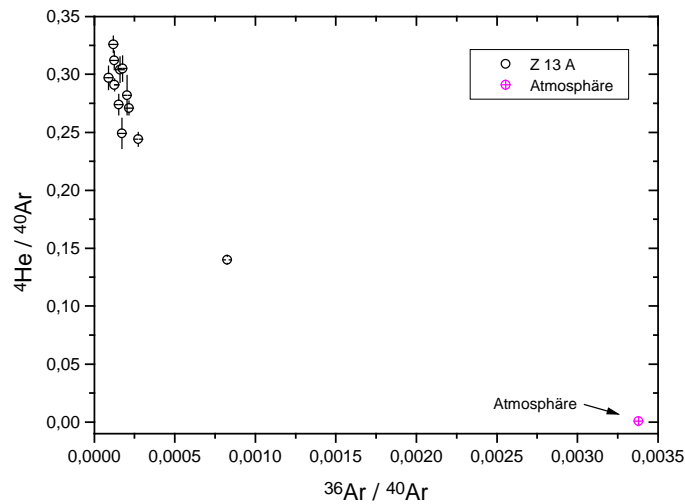


Abbildung B.4: ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ vs. ${}^{36}\text{Ar}/{}^{40}\text{Ar}$ für Probe Z 13 A. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

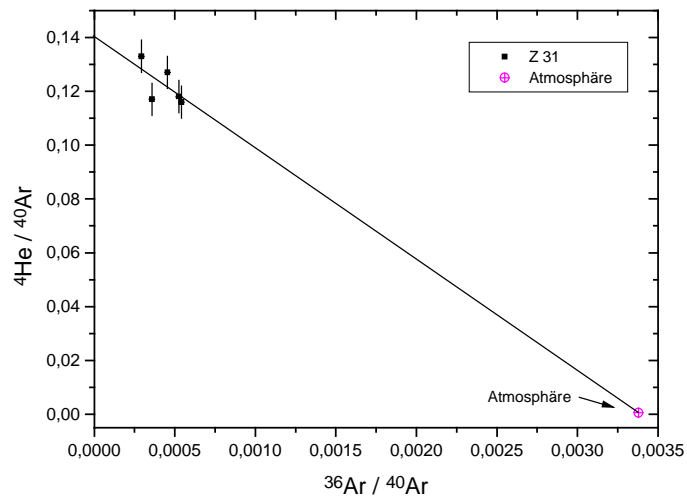


Abbildung B.5: ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ vs. ${}^{36}\text{Ar}/{}^{40}\text{Ar}$ für Probe Z 31. Linie entspricht abgeschätzter Mischungslinie zwischen einer Mantel-Komponente und Atmosphäre. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

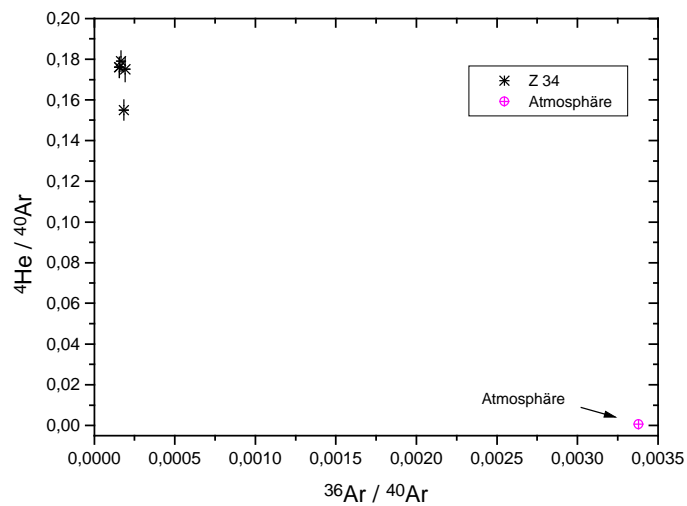


Abbildung B.6: ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ vs. ${}^{36}\text{Ar}/{}^{40}\text{Ar}$ für Probe Z 34. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

$^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ – Abbildungen für nicht im Hauptteil behandelte Proben

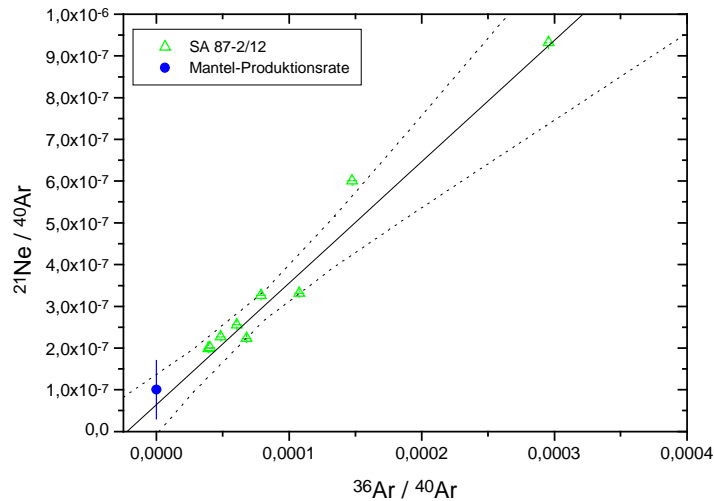


Abbildung B.7: $^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ für Probe SA 87-2/12. Linie entspricht berechneter Mischungslinie zwischen einer Mantel-Komponente und Atmosphäre. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

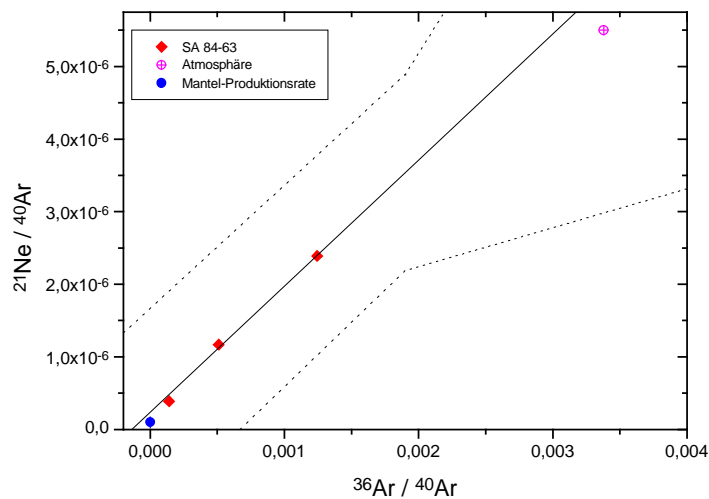


Abbildung B.8: $^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ für Probe SA 84-63. Linie entspricht berechneter Mischungslinie zwischen einer Mantel-Komponente und Atmosphäre. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

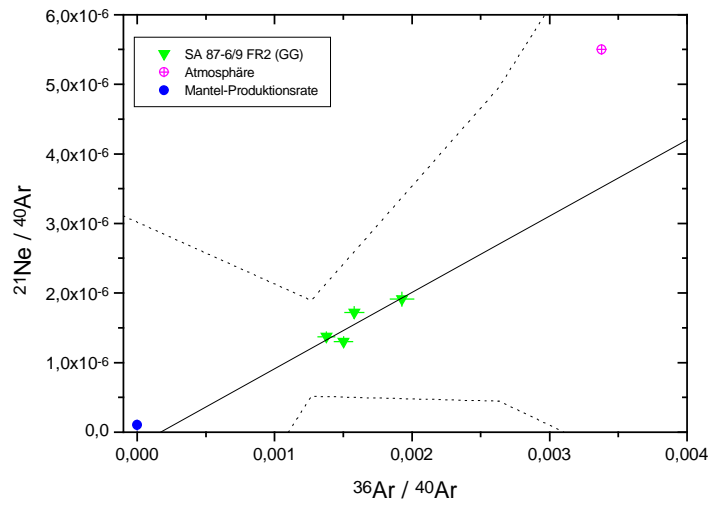


Abbildung B.9: $^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ für Probe SA 87-6/9 FR2 (Ganzgesteinsprobe). Linie entspricht berechneter Mischungslinie zwischen einer Mantel-Komponente und Atmosphäre. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

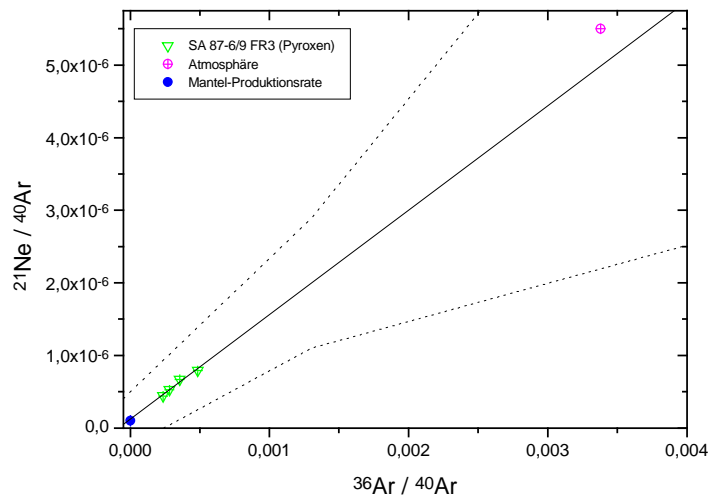


Abbildung B.10: $^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ für Probe SA 87-6/9 FR3 (Pyroxen-Separat). Linie entspricht berechneter Mischungslinie zwischen einer Mantel-Komponente und Atmosphäre. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

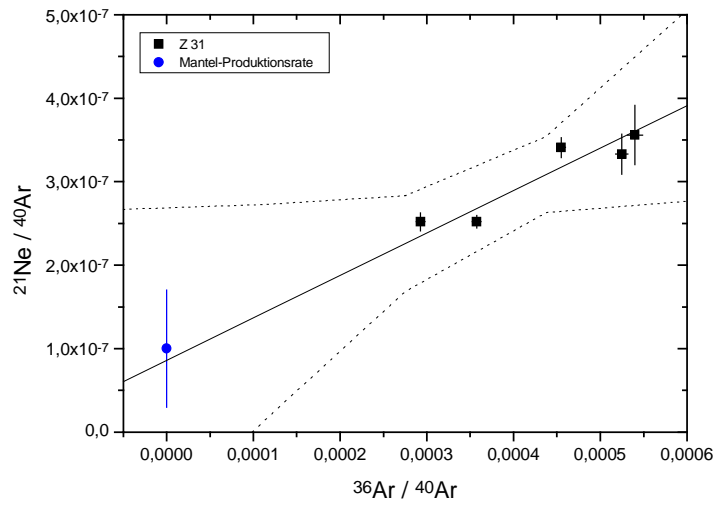


Abbildung B.11: $^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ für Probe Z 31. Linie entspricht berechneter Mischungslinie zwischen einer Mantel-Komponente und Atmosphäre. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

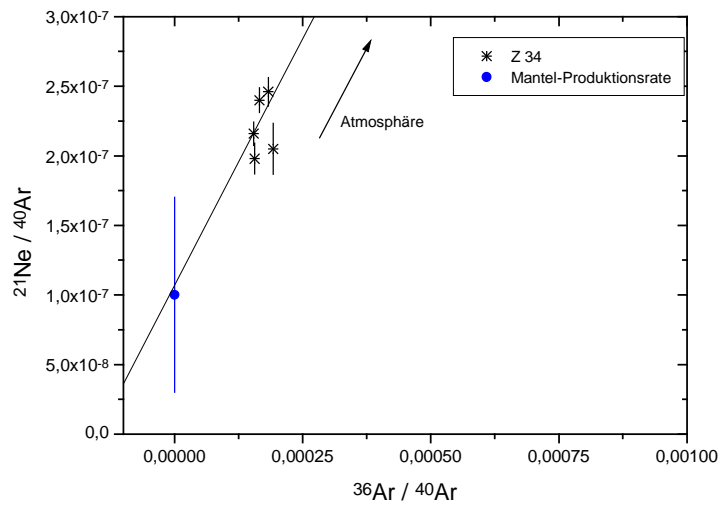


Abbildung B.12: $^{21}\text{Ne}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ für Probe Z 34. Linie entspricht berechneter Mischungslinie zwischen einer Mantel-Komponente und Atmosphäre. Fehlerbalken entsprechen 1σ .

ANHANG C

Regressionsgeraden für Mischungslinien im Ne-Dreisisotopendiagramm – restliche Proben

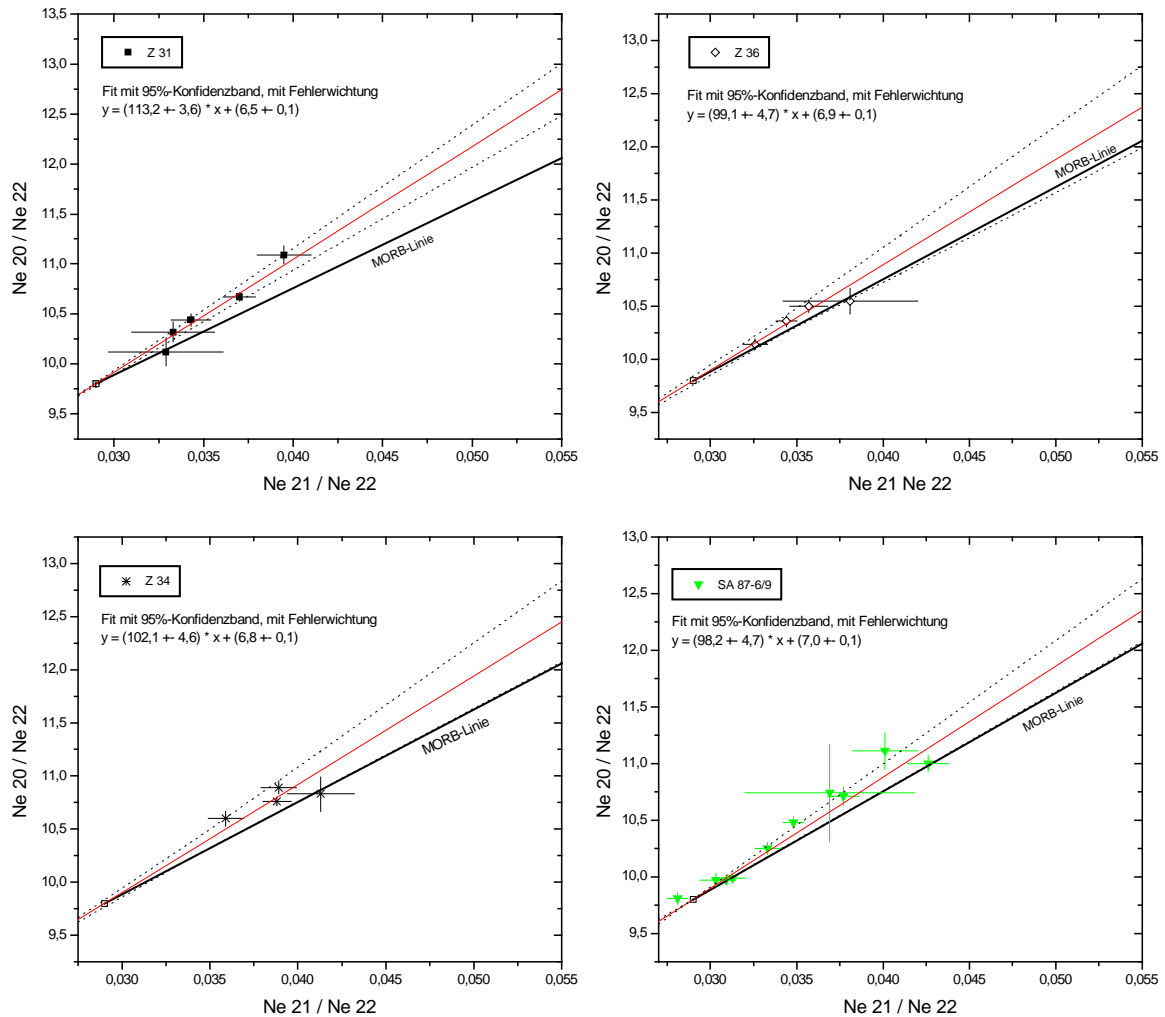


Abbildung C.1: Regressionsgeraden für die Proben Z 31, Z 34, Z 36 und SA 87-6/9. Geradengleichung ist angegeben. Fehlerangaben entsprechen 1σ.

Danksagungen

Im Laufe der letzten Jahre habe ich viel Unterstützung bei der Durchführung der Messungen und der Interpretation der erhaltenen Ergebnisse erfahren. Insbesondere danke ich dem Initiator und Betreuer dieser Studie, Mario Trieloff, für seine Geduld bei endlosen Diskussionen. Herrn Till Kirsten danke ich für den großen Rückhalt, den er mir über die Jahre am MPI für Kernphysik trotz schwieriger Umstände leistete und ohne den die Messungen für diese Studie nicht möglich gewesen wären. An dieser Stelle sei auch Herrn Konrad Mauersberger für seine Geduld gedankt.

Als Unterstützung bei einzelnen Messungen und als Diskussionspartner standen mir T. Althaus und W. Schwarz zur Verfügung. Ebenfalls danken möchte ich K. Korochantseva und A. Bouikine, die mir viele Vorauswahl-Messungen abnahmen und eine große Hilfe waren.

Ohne technische Hilfe beim Betrieb der Geräte wären Messungen nicht möglich. Eine große Hilfe waren mir dabei die Werkstatt mit Herrn Runk, Herrn Eller und Herrn Dörflinger u.a.; die Glasbläserei mit Herrn P. Mögel und vor allem E. Borger, die einige Glasbrüche zu beheben hatten; sowie E. Burkert, der neben elektronischen Problemen auch diverse Schwierigkeiten bei Verwenden des Druckers und anderer Geräte hartnäckig zu beheben trachtet. Dem „Mädchen für alles“, H. Richter danke ich für seine vielen Tips, basierend auf seiner langer Erfahrung, und wünsche ihm eine schöne Zeit als Rentner.

Herrn J. Kiko danke ich für seine vielen Ratschläge zur Massenspektrometrie.

Zu einem angenehmen Arbeitsklima trugen wesentlich meine Kollegen bei, die immer für ein Schwätzchen zu haben waren.

Für die Informationen über mineralogische Fragen möchte ich mich besonders bei M. Kaliwoda und R. Altherr vom Mineralogischen Institut Heidelberg bedanken.

Zum Schluß möchte ich besonders meinen Eltern für ihre Unterstützung danken und bin traurig, das mein Vater die Beendigung dieser Arbeit nicht mehr erleben durfte.

ERKLÄRUNG:

Ich erkläre hiermit, daß ich die vorgelegte Dissertation selbst verfaßt und mich dabei keiner anderen als der von mir ausdrücklich bezeichneten Quellen und Hilfen bedient habe.