

Geologische Abhandlungen Hessen
Band 97

**Geochemie tholeiitischer und alkaliolivinbasaltischer Gesteine
des Vogelsberges**

VON

MICHAEL WITTENBECHER

Mit 12 Abbildungen und 9 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1992

Geol. Abh. Hessen	97	52 S.	12 Abb.	9 Tab.	Wiesbaden 1992
-------------------	----	-------	---------	--------	----------------

ISSN 0341-4043

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Die Titel und Preise der Hefte 3—40 (Heft 1 u. 2 vergriffen) sind aus dem jeweils neuesten "Verzeichnis verkäuflicher Veröffentlichungen geowissenschaftlicher Karten und Schriften" zu entnehmen (zu beziehen durch: Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Vertriebsstelle, Hasengartenstr. 26, 6200 Wiesbaden, Tel. 0611/701034).

- | | |
|--|--|
| Heft 41: WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. 1964. 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf. | DM 12,— |
| Heft 42: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 5. Folge, Hefte 1—20, erschienen 1916—1939. 1963. 58 S., 1 Taf. | DM 7,60 |
| Heft 43: EINSELE, G.: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). 1963. 60 S., 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf. | DM 7,60 |
| Heft 44: JACOBSSHAGEN, E., et al.: Eine Faunenfolge aus dem jungpleistozänen Löß bei Bad Wildungen. 1963. 105 S., 9 Abb., 2 Tab., 14 Taf. | DM 12,— |
| Heft 45: KÜMMERLE, E.: Die Foraminiferenfauna des Kasseler Meeressandes (Oberligozän) im Ahnetal bei Kassel (Bl. Nr. 4622 Kassel West). 1963. 72 S., 1 Abb., 2 Tab., 11 Taf. | DM 9,40 |
| Heft 46: SCHENK, E.: Die geologischen Erscheinungen der Subfusion des Basaltes. 1964. 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf. | DM 7,60 |
| Heft 47: HÖLTING, B., & STENDEL-RUTKOWSKI, W.: Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. 1964. 37 S., 2 Taf. | DM 5,60 |
| Heft 48: DIEDERICH, G., et al.: Das obere Biebertal im Nordspessart. Neugliederung des Unteren Buntsandstein, Exkursionsführer und geologische Karte. 1964. 34 S., 2 Abb., 5 Tab., 4 Taf., 1 Kt. | DM 7,20 |
| Heft 49: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 4. Folge, Hefte 1—35, erschienen 1880—1914. 1965. 56 S., 1 Taf. | DM 6,60 |
| Heft 50: ZAKOSEK, H., et al.: Die Standortkartierung der hessischen Weinbaugebiete. 1967. 82 S., 1 Abb., 17 Tab., 1 Atlas. | Textteil
vergriffen
Atlas DM 8,— |
| Heft 51: MATTHESS, G.: Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. 1966. 87 S., 11 Abb., 10 Tab. | DM 10,— |
| Heft 52: BERG, D. E.: Die Krokodile, insbesondere <i>Asiatosuchus</i> und aff. <i>Sebecus?</i> , aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt/Hessen. 1966. 105 S., 11 Abb., 6 Taf. | DM 11,20 |
| Heft 53: HÖLTING, B.: Die Mineralquellen in Bad Wildungen und Kleinern (Landkreis Waldeck, Hessen). 1966. 59 S., 7 Abb., 9 Tab. | DM 7,— |
| Heft 54: SOLLE, G.: Hederelloidea (Cyclostomata) und einige ctenostome Bryozoen aus dem Rheinischen Devon. 1968. 40 S., 1 Tab., 5 Taf. | DM 5,— |
| Heft 55: SCHNEIDER, J.: Das Ober-Devon des nördlichen Kellerwaldes (Rheinisches Schiefergebirge). 1969. 124 S., 24 Abb., 1 Taf. | DM 15,— |
| Heft 56: Festschrift zum 60. Geburtstag von HORST FALKE. 1970. 228 S., 71 Abb., 10 Tab., 23 Taf., 1 Bild | DM 14,— |
| Heft 57: MEISL, S.: Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese-Metamorphose. 1970. 93 S., 70 Abb., 2 Tab. | DM 11,— |
| Heft 58: MATTHESS, G.: Beziehungen zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung in Festgesteinen. 1970. 105 S., 20 Abb., 18 Tab., 4 Taf. | vergriffen |
| Heft 59: SOLLE, G.: <i>Brachyspirifer</i> und <i>Paraspirifer</i> im Rheinischen Devon. 1971. 163 S., 1 Diagr., 20 Taf. | DM 30,— |
| Heft 60: Festschrift zum 60. Geburtstag von HEINZ TOBIEN. 1971. 308 S., 58 Abb., 12 Tab., 32 Taf., 1 Bild | DM 24,— |
| Heft 61: WIRTZ, R.: Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg. 1972. 159 S., 2 Abb., 21 Tab. | DM 19,— |
| Heft 62: BUGGISCH, W.: Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). 1972. 68 S., 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf. | DM 16,— |

Geologische Abhandlungen Hessen
Band 97

**Geochemie tholeiitischer und alkaliolivinbasaltischer Gesteine
des Vogelsberges**

VON

MICHAEL WITTENBECHER

Mit 12 Abbildungen und 9 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

Wiesbaden 1992

Geol. Abh. Hessen	97	52 S.	12 Abb.	9 Tab.	Wiesbaden 1992
-------------------	----	-------	---------	--------	----------------

ISSN 0341-4043

Schriftleitung

Dr. JOE-DIETRICH THEWS, HARTMUT POSCHWITZ
Hessisches Landesamt für Bodenforschung
Leberberg 9, 6200 Wiesbaden

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1992

Printed in Germany

Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt. Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen – auch auszugsweise – nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted, in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, or otherwise, without written permission from the publisher.

Herstellung: Dinges & Frick GmbH, 6200 Wiesbaden

Kurzfassung: Aus dem Vogelsberg wurden Alkaliolivinbasalte und Quarztholeiite des miozänen Vulkanismus auf ihre Zusammensetzung an Haupt- und Spurenelementen und auf ihre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenverhältnisse untersucht. Die Alkaliolivinbasalte können in zwei Gruppen eingeteilt werden: eine Gruppe primärer, xenolithführender, basanitischer Alkaliolivinbasalte sowie eine Gruppe differenzierter, im allgemeinen Hypersthen-normativer Alkaliolivinbasalte. Haupt- und Spurenelementverteilungen zeigen, daß letztere während der Differentiation im Mittel 2 Gew.% Olivin und 8 Gew.% Klinopyroxen verloren haben. Chemische Unterschiede zwischen den beiden Gruppen können nicht allein auf fraktionierte Kristallisation zurückgeführt werden, sondern müssen einer unterschiedlichen Zusammensetzung des Mantels zugeschrieben werden. Die Quarztholeiite haben sich aus primären olivintholeiitischen Schmelzen durch Kristallisationsdifferentiation von Olivin entwickelt. Ihre SEE-Verteilung weist eine deutliche negative Ce-Anomalie ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.71$) auf, welche auf metasomatische Reaktionen im Mantel zurückgeführt wird. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - und ϵ_{Nd} -Werte der Quarztholeiite liegen unterhalb des sogenannten „mantle array“. Es wird angenommen, daß diese anomale Isotopenzusammensetzung sowie die hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte Mantelwerte widerspiegeln, die durch eine Rückführung von Unterkrustenmaterial in den Mantel erzeugt wurden.

Abstract: Alkali olivine basalts and quartz tholeiites of the miocene volcanism from the Vogelsberg have been investigated with respect to their composition in major and trace elements and their isotopic compositions $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. The alkali olivine basalts can be subdivided into two groups. The first group consists of primary, xenolith-bearing, nepheline-normative, basanitic alkali olivine basalts. The second group may be represented by differentiated generally hypersthene-normative alkali olivine basalts. Major and compatible trace element (i.e. Ni, Cr) variations suggest that these rocks have undergone fractional crystallisation with an average loss of about 2 wt.% olivine and 8 wt.% clinopyroxene. Differences in chemical compositions between the two types of alkali olivine basalts can not solely be explained by fractional crystallisation and must therefore be attributed to chemical and mineralogical variations of the source. The quartz tholeiites have been evolved from primary olivine tholeiitic melts by fractional crystallisation of olivine. Their chondrite-normalized REE spectra show a significant negative Ce-Anomalie which may have been generated by metasomatic reactions in the mantle. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - and ϵ_{Nd} -values of the quartz tholeiites plot below the so called "mantle array". It is concluded that these anomalous isotopic features together with the high $\delta^{18}\text{O}$ -values reflect mantle values, which may have been produced by the introduction of lower crustal rocks into the mantle.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	4
2. Geologische Übersicht	5
3. Probenahme und Probenaufbereitung	6
4. Untersuchungsmethoden und Analyseverfahren	7
5. Probenbeschreibung	7
6. Haupt- und Spurenelemente	8
7. Isotopie und Spurenelementverteilung	15
8. Modellbetrachtungen	22
8.1. Berechnung primärer Mantelschmelzen	22
8.2. Aufschmelzungsgrad der Alkaliolivinbasalte und metasomatische Überprägung des Mantels	26
8.3. Der Stoffbestand des oberen Mantels	30
9. Schlußfolgerungen	32
10. Schriftenverzeichnis	34

1. Einleitung

Durch zahlreiche petrologische Arbeiten ist bekannt, daß Basalte Partialschmelzen des oberen Erdmantels darstellen (YODER & TILLEY, 1962; GREEN & RINGWOOD, 1967; ITO & KENNEDY, 1967; KUSHIRO et al., 1968; GREEN, 1970, 1973; JAQUES & GREEN, 1980; TAKAHASHI & KUSHIRO, 1983).

Direkte Proben des Mantels sind nur selten in Form von Xenolithen oder Aufschlüssen vorhanden. Basalte stellen somit die Hauptmasse des Probenmaterials dar, welches Aussagen über die chemische Zusammensetzung des oberen Erdmantels zuläßt. Durch Anwendung der Verteilungsgleichgewichte für Spurenelemente (GAST, 1968; SHAW, 1970) kann der Stoffbestand der Mantelquelle extrapoliert werden, wodurch Zuordnungen der Basalte zu verschiedenen Manteltypen sowie ein Vergleich mit direkt aufgeschlossenen Mantelgesteinen möglich wird.

Untersuchungen an Peridotiten haben gezeigt, daß diese durch Abgabe von Partialschmelze an Al, Ca, Na und K sowie zahlreichen inkompatiblen Spurenelementen verarmen. Ein typisches Partialschmelzprodukt von verarmtem Mantel ist (N-type) MORB. Die Verarmung des Mantels wird in Zusammenhang mit der Bildung kontinentaler Kruste diskutiert. (O'NIONS & MCKENZIE, 1988; HOFMANN, 1988.)

Teilweise ist dieser verarmte Mantel an inkompatiblen Elementen wieder angereichert worden und hat entsprechend angereicherte alkalibasaltische Schmelzen produziert. Wenn auch über den genauen „Mechanismus“ dieses Prozesses noch Unklarheit herrscht, so werden Fluide oder silikatische Schmelzen dafür verantwortlich gemacht (LLOYD & BAILEY, 1975; BOETTCHER & O'NEILL, 1980; MENZIES & MURPHY, 1980; BAILEY, 1982; DAWSON, 1984; MENZIES & HAWKESWORTH, 1987). OH-haltige Minerale in Peridotiten, wie Phlogopit oder Amphibol, weisen auf die Möglichkeit einer durch Fluide kontrollierten „Mantelmetasomose“ hin, wobei das Wasser möglicherweise durch Rückführung von Krustenmaterial in den Stoffkreislauf des oberen Mantels gelangte.

Kontinentale Tholeiite unterscheiden sich in ihrer chemischen Zusammensetzung und Variabilität von ozeanischen Tholeiiten. Eine differentiative Entwicklung olivintholeiitischer Schmelzen zu Quarztholeiiten ist dabei typisch für kontinentale Tholeiite, insbesondere für die

Magmen der kontinentalen Plateaubasalte (z. B. BVSP, 1981; FODOR et al., 1985; LIGHTFOOT et al., 1990; MANTOVANI et al., 1985), während ozeanische Tholeiite weitgehend primäre Schmelzen darstellen.

Aufgrund von Spurenelement- wie Isotopenuntersuchungen wird oftmals eine Kontamination kontinentaler Tholeiite durch krustale Partialschmelzen angenommen (vgl. THOMPSON et al., 1983), die während der Stagnation in Magmenkammern erfolgen kann (s. a. COX & HAWKESWORTH, 1985; HUGHES et al., 1986). Bei der fraktionierten Kristallisation wird Wärme frei, die zur Assimilation von Krustenmaterial beitragen kann. (AFC-Modell nach DEPAOLO, 1981.)

Die in dieser Arbeit an Quarztholeiiten und Alkaliolivinbasalten durchgeführten geochemischen und isotopengeochemischen Untersuchungen sowie deren Interpretation sollen einen weiteren Diskussionsbeitrag zu diesem Themenkomplex darstellen. Teile dieses Beitrages wurden von den Naturwissenschaftlichen Fachbereichen der Georg-August-Universität zu Göttingen als Dissertation angenommen.

2. Geologische Übersicht

Der Vogelsberg ist mit einer vulkanitbedeckten Fläche von ca. 2500 km² (EHRENBERG et al., 1982; EHRENBERG, 1986) neben dem Cantal eines der größten Vulkangebiete Mitteleuropas. Im südlichen Teil der Hessischen Senke gelegen, reicht er im Süden bis fast an den Oberrheingraben und ist damit Teil dieses tertiären Riftsystems, dessen Tektonik im Zusammenhang mit der alpinen Orogenese gesehen werden muß (ILLIES et al., 1981; NEUGEBAUER, 1981). Der tertiäre Vulkanismus hat in Mitteleuropa eine Reihe von Vulkanprovinzen – Rhön, Westerwald, Siebengebirge, Eifel, Cantal und Mt. Dore (Franz. Zentralmassiv) – hervorgebracht, zu denen auch der Vogelsberg gehört.

Als typische Förderprodukte eines kontinentalen Rift-Vulkanismus kommen neben tholeiitischen vor allem alkalibasaltische Laven vor, die zusammen mit wenigen Trachyten und Pyroklastika in unregelmäßiger Wechselfolge gefördert wurden (EHRENBERG, 1986). Eingehende petrographische Beschreibungen der Vulkanite finden sich in: BLASCHE (1965), KOUGOULIS (1974), SCHORRER (1970) und POHL (1985).

Neben „petrographisch“ ermittelten Altersabfolgen (ERNST, 1977) liegen radiometrische Altersbestimmungen (K/Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar) vor, die übereinstimmend miozäne Alter von ca. 10–18 M.a. ergeben (KREUZER et al., 1973; EHRENBERG et al., 1977; LIPPOLT, 1982; FUHRMANN & LIPPOLT, 1987).

Die Vulkanite überdecken einen Untergrund aus tertiären, mesozoischen und paläozoischen Gesteinen, deren intensive Bruchtektonik durch zahlreiche Bohrungen bis unter die Basaltbasis belegt ist und einen deutlichen Schollenbau erkennen läßt (EHRENBERG & HICKETHIER, 1985):

Ausgehend von einer erzgebirgisch (Südwest–Nordost) streichenden Tiefscholle (Hungen–Schotten-Tiefscholle) läßt sich ein staffelförmiger Anstieg der Basaltbasis in nördlicher und südöstlicher Richtung beobachten. Die tiefste erbohrte Basaltbasis liegt bei NN – 98 m.

Nach EHRENBERG & HICKETHIER (1985) resultiert die morphologische Höhe des Vogelsberges (höchste Erhebung: Taufstein, 774 m) allein aus der Menge des geförderten Materials. Im Bereich des im zentralen Vogelsberg gelegenen Oberwaldes ergibt sich die heute noch vorhandene maximale Gesamtmächtigkeit des vulkanischen Deckgebirges von 700–800 m.

3. Probenahme und Probenaufbereitung

Im Untersuchungsgebiet wurden 9 Quarztholeiite sowie 30 Gesteine alkaliolivinbasaltischen Charakters beprobt. Abb. 1 zeigt eine Übersichtsskizze mit Probenfundpunkten. Ein Probenverzeichnis mit genauer Lokalitätsangabe findet sich im Anhang. Die Auswahl der Proben erfolgte unter Verwendung bereits publizierter petrographischer und analytischer Daten – vorwiegend Hauptelemente – des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. Hierbei wurde darauf geachtet, einen möglichst großen Variationsbereich des Chemismus, sowie eine weite regionale Verteilung zu erfassen. Leider ist dies durch die Aufschlußverhältnisse im Vogelsberg nur begrenzt möglich. Bei den entnommenen Proben wurde auf bestmögliche Frische des Materials geachtet. Die Aufbereitung der Proben erfolgte nach HERRMANN (1975). Eine Separierung von Feldspäten aus den Quarztholeiiten erfolgte durch Magnetscheidung von Fraktionen im Bereich $< 90 \mu\text{m}$.

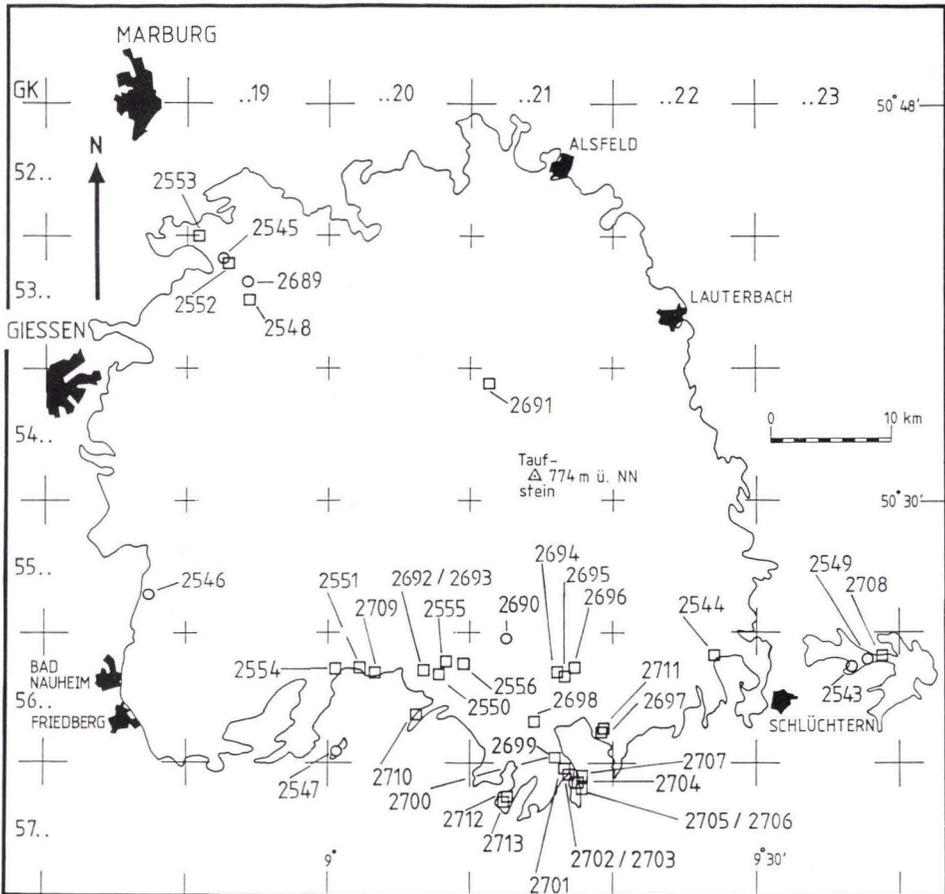


Abb. 1. Übersichtsskizze des Vogelsberges mit Probenfundpunkten.

4. Untersuchungsmethoden und Analyseverfahren

Die Modalbestände wurden an Dünnschliffen nach dem Punktzählverfahren von CHAYES (1949) ermittelt. Die für die jeweiligen Elemente angewandten Analyseverfahren sind in Tabellenform im Anhang aufgeführt. Sämtliche Röntgenfluoreszenzanalysen (RFA) wurden an einem automatischen Röntgenfluoreszenzquantometer des Typs ARL 72000 durchgeführt. Die Aktivierung der Proben für die Instrumentelle Neutronen Aktivierungs Analyse (INAA) erfolgte im Forschungsreaktor TRIGA 1 der Medizinischen Hochschule Hannover. Zur Registrierung der Spektren dienten zwei Ge(Li)-Detektoren. Die Weiterverarbeitung nach der Digitalisierung der Signale ermöglichte die Rechenanlage der Universität. Alle atomemissions- und atomabsorptionsspektroskopischen Messungen, z. T. unter Verwendung einer Graphitrohrküvette, wurden an einem Perkin Elmer AAS 4000 vorgenommen.

Für atomemissionsspektroskopische Bestimmungen mit induktiv gekoppeltem Plasma diente ein ARL 35000 C ICP. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenbestimmungen wurden an einem Finnigan MAT-251 Massenspektrometer durchgeführt. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - sowie $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Bestimmungen erfolgten an einem Feststoffmassenspektrometer (Finnigan MAT-261) der Universität Gießen nach chemischer Präparation im Reinluftlabor des Geochemischen Instituts der Universität Göttingen.

Um die Richtigkeit der Analysenverfahren zu kontrollieren, wurden bei allen naßchemischen Bestimmungen institutsinterne Referenzproben mitanalysiert. Die Gehalte an den durch INAA bestimmten Elementen wurden gegen die institutsinternen Standards sowie gegen die internationalen Referenzproben BHVO und W-2 des U.S.G.S. gemessen.

Die im Anhang dargestellten Reproduzierbarkeiten wurden als einfache relative Standardabweichung σ_{rel} aus Doppelbestimmungen nach der Formel von KAISER u. SPECKER (1954) berechnet.

σ_{rel} beträgt für alle Haupt- und Nebenelemente, mit Ausnahme von P_2O_5 (3,3%), $< 2\%$. Für Spurenelemente ergeben sich Werte von 2% bis 9% (s. Anhang).

Da die INAA ein relatives Meßverfahren darstellt – es wird gegen Referenzproben gemessen – können systematische Fehler auftreten, die die z. T. recht hohen Reproduzierbarkeiten übersteigen mögen. Um diese Fehlermöglichkeit soweit wie möglich auszuschalten bzw. einzugrenzen, wurde gegen mehrere Referenzproben gemessen (s. o.).

Als problematisch erweisen sich Elemente, deren Nuklide γ -Energien besitzen, die von denen anderer Nuklide überlagert werden und wo keine weiteren interferenzfreien γ -Energien zur Verfügung stehen (z. B. Ce). Ein Korrekturverfahren unter Verwendung einer interferenzfreien γ -Energie des störenden Nuklids beschreibt MUECKE (1980).

Bedingt durch unterschiedlich hohe Einfangsquerschnitte einzelner Nuklide für Neutronen können Matrixeffekte entstehen. Aus diesem Grund wurden alle Tholeiite, insbesondere bei „Problem-Nukliden“ wie 140 Ce, gegen tholeiitische Referenzproben gerechnet, wobei die Wahl des Untergrundes sehr sorgfältig vorgenommen wurde. Weiterhin wurde an tholeiitischen Proben Ce nach Voranreicherung durch Ionenaustauschersäulen mit der ICP-AES bestimmt (Arbeitsvorschrift siehe: SCHNETGER, 1988). Die Ergebnisse stimmen mit den durch INAA ermittelten Daten sehr gut überein (Mittelwert $\pm 5\%$).

5. Probenbeschreibung

Die **Quarztholeiite** weisen eine feinkörnige bis dichte Grundmasse aus Plagioklas, Klinopyroxen und Erz auf. In dieser befinden sich i. d. Regel hypidiomorphe Orthopyroxen-Einsprenglinge, die eine Länge von bis zu 2 mm erreichen und teilweise zusammengeballt in Nestern auftreten. Gelegentlich sind Umwachsungen von Ortho- und Klinopyroxen zu beobachten. Das Vorhandensein von erzpigmentiertem Glas beschränkt sich auf Zwickelfüllungen im Plagioklasgerüst. Der vereinzelt vorhandene Olivin ist z. T. randlich und auf Sprüngen zerlegt. Akzessorisch tritt Apatit auf.

In den **Alkaliolivinbasalten** tritt der Olivin sowohl als – teilweise korrodierter – Einsprengling als auch zusammen mit Plagioklas, Klinopyroxen und Erz in der feinkörnigen Grund-

masse auf. Klinopyroxen kommt vereinzelt als Einsprenglingsphase, jedoch überwiegend in der Grundmasse vor. Diese Gesteine führen oft Einschlüsse von Peridotit, deren gestreifte Olivine undulös auslöschten. In Hohlräumen treten vereinzelt Zeolithe als Reaktionsprodukte von Gläsern auf. Als Akzessorien sind Glas und Apatit vertreten.

Die nach dem Punktzählverfahren von CHAYES (1949) ermittelten durchschnittlichen **Modalbestände** sind in Tab. 1 aufgeführt. Ergebnisse einzelner Proben finden sich im Anhang. Die Einteilung in basanitische und differenzierte Alkaliolivinbasalte erfolgte nach geochemischen Kriterien und wird im folgenden Kapitel beschrieben. Erstere führen in der Regel Peridotitxenolithe und zeigen im Vergleich mit der differenzierten Gruppe einen höheren Anteil an Klinopyroxen bei geringerem Plagioklasgehalt. Die Quarztholeiite weisen einen deutlich höheren Plagioklasanteil auf. Sie führen neben Klino- auch Orthopyroxen und haben deutlich weniger Olivin. SCHORRER (1970) hat die Pyroxene mit der Mikrosonde analysiert und konnte für die tholeiitischen Gesteine neben Orthopyroxen, Augit und Pigeonit nachweisen, während in den Alkaliolivinbasalten nur Augite auftreten.

Tab. 1. Modalbestände (Vol.%) der Quarztholeiite sowie der basanitischen und differenzierten Alkaliolivinbasalte (bAOB, dAOB). Korrektur der Erzgehalte nach SCHMUCKER (1957)

	QTH		bAOB		dAOB	
	\bar{x}_9	$\pm \sigma$	\bar{x}_{11}	$\pm \sigma$	\bar{x}_{19}	$\pm \sigma$
Plagioklas	58	3	46	4	57	5
Klinopyroxen	28	5	35	5	27	6
Orthopyroxen	8	5	—	—	—	—
Olivin	2	1	15	2	13	3
Erz	3.5	0.6	3.7	0.5	3.0	0.5
Glas	+					

6. Haupt- und Spurenelemente

Innerhalb der Alkaliolivinbasalte (AOB) ist mit abnehmenden MgO-Gehalten ein Trend zu höheren SiO₂, Al₂O₃- und Na₂O-Gehalten sowie geringeren Σ Fe-, MnO-, CaO- und P₂O₅-Werten festzustellen (vgl. Abb. 2). Während die Konzentrationen an TiO₂ relativ konstant sind, streuen die K₂O-Werte relativ stark. Anhand der Mg-Zahlen sowie des MgO und Ni-Gehaltes kann eine Gruppe primärer Alkaliolivinbasalte (Mg #: 63–72; MgO > 9 Gew.%, Ni: 200–290 µg/g; bAOB) von einer Gruppe differenzierter AOB (dAOB) unterschieden werden. Der hohe MgO-Gehalt von Probe 2712 mit 12 Gew.% ist möglicherweise auf aufgelöste Peridotitxenolithe zurückzuführen. Mittelwerte und Standardabweichungen (der Einzelwerte) der einzelnen Gruppen sind in Tab. 2 dargestellt.

Die i. d. R. xenolithführenden Alkaliolivinbasalte der Gruppe 1 stellen mit mittleren Ni-Gehalten von 250 µg/g, sowie Mg-Zahlen von 63–72 weitgehend primäre Mantelmagmen dar (MgO: 9–12 %). Demgegenüber ist der Gehalt an Ni in den Alkaliolivinbasalten der Gruppe 2 mit durchschnittlich 160 µg/g deutlich geringer. Dies, die geringere Mg-Zahl von im Mittel 61, sowie das geringere Ni/Co-Verhältnis (3.9 gegenüber 5.1) weist auf eine Differentiation von

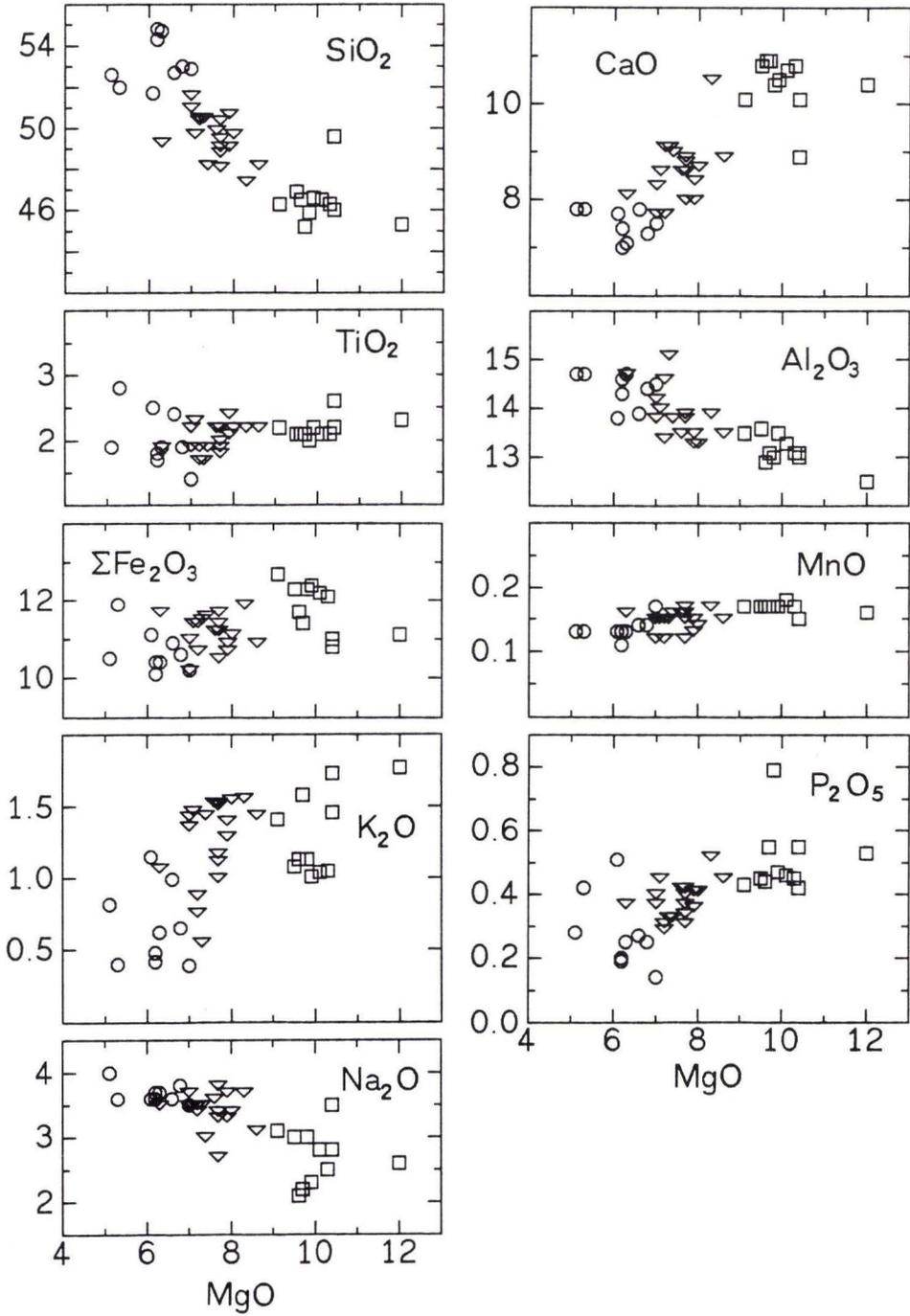


Abb. 2. Variationsdiagramm der Hauptelemente (Kreise: QTH, Quadrate: bAOB, Dreiecke: dAOB, alle Angaben in Gew.%).

Tab. 2. Mittelwerte und Standardabweichungen der Probengruppen

	Quarzholeiite		Alkaliolivinbasalte			
	QTH		Gruppe 2 dAOB		Gruppe 1 bAOB	
	$\bar{x}_9 \pm 1\sigma$		$\bar{x}_{19} \pm 1\sigma$		$\bar{x}_{11} \pm 1\sigma$	
	Gew. %:					
SiO ₂	53.2	1.1	49.6	1.1	46.5	1.2
TiO ₂	2.03	0.44	2.05	0.21	2.18	0.16
Al ₂ O ₃	14.40	0.34	13.89	0.48	13.15	0.32
Fe ₂ O ₃	2.99	0.82	3.44	0.98	3.35	1.25
FeO	6.91	0.96	6.96	0.94	7.63	1.13
MnO	0.13	0.02	0.15	0.02	0.17	0.01
MgO	6.18	0.63	7.54	0.52	10.07	0.76
CaO	7.49	0.31	8.61	0.63	10.41	0.58
Na ₂ O	3.68	0.15	3.42	0.27	2.72	0.43
K ₂ O	0.66	0.28	1.27	0.30	1.31	0.29
P ₂ O ₅	0.28	0.12	0.38	0.06	0.50	0.11
H ₂ O ⁺	0.6	0.3	1.3	0.8	1.3	0.6
Fe als Σ Fe ₂ O ₃	10.68	0.56	11.18	0.45	11.82	0.65
Mg # ¹	57.44	3.50	61.21	1.93	66.45	2.58
	$\mu\text{g/g}$:					
Li	8.7	1.1	8.8	1.3	9.2	1.3
S	<70		<70		n.b.	
Sc	17.3	1.1	20.1	1.2	23.9	1.4
V	156	16	195	16	239	12
Cr	256	58	309	35	414	65
Co	36.0	2.4	40.9	2.3	48.1	1.5
Ni	137	38	159	21	245	25
Cu	28.1	5.3	35.2	6.7	46.9	5.3
Zn	138	15	119	8	115	12
Rb	13.7	6.7	28.9	7.7	33.4	6.5
Sr	504	112	542	83	706	88
Y	22.3	2.4	23.2	2.6	22.5	1.0
Zr	120	31	146	21	147	13
Ba	248	81	483	151	609	154
La	13.5	4.4	27.8	5.9	38.1	8.3
Ce	24.8	7.1	49.4	9.0	68.9	14.2
Nd	22.6	6.7	n.b.		n.b.	
Sm	5.87	1.5	6.44	0.97	6.75	0.54
Eu	1.86	0.41	2.04	0.28	2.15	0.15
Tb	0.88	0.14	0.97	0.13	0.94	0.15
Yb	1.56	0.24	1.70	0.16	1.63	0.25
Lu	0.25	0.04	0.26	0.03	0.25	0.03
Hf	3.04	0.75	3.67	0.39	3.43	0.38
Ta	1.08	0.39	2.41	0.50	3.17	0.37
Th	1.33	0.55	3.19	0.67	4.40	0.89
U	0.40	n=6	0.7	n=6	1.17	0.34

Fortsetzung Tab. 2. CIPW-Norm (Gew.%)

	QTH		dAOB		bAOB	
Qz	4.8	(3.2)	—	—	—	—
Or	3.9	(4.0)	7.7	(7.7)	7.9	(7.9)
Ab	31.8	(31.8)	29.8	(29.8)	20.1	(18.3)
An	21.3	(21.3)	19.3	(19.4)	20.2	(20.2)
Ne	—	—	—	—	1.9	(2.8)
Di	12.0	(12.1)	17.7	(18.0)	23.4	(23.6)
Hy	17.2	(20.6)	9.3	(6.1)	—	—
Ol	—	—	6.1	(11.7)	16.20	(19.0)
Mt	4.4	(2.4)	5.1	(2.5)	5.0	(2.6)
Il	3.9	(3.9)	4.0	(4.0)	4.2	(4.2)
Ap	0.7	(0.7)	0.9	(0.9)	1.20	(1.2)

\bar{x} = Mittelwert aus n Proben

σ = Standardabweichung

¹ = 100 Mg/(Mg+0.85 Fe) atom. (vgl. FREY et al. 1978)

² = aus den Mittelwerten, H₂O und CO₂ frei auf 100 Gew.% umgerechnet

n.b.: nicht bestimmt

() : Fe⁺⁺/Fe⁺⁺⁺ = 0.85

Olivin hin. Auffallend ist nicht nur das Fehlen von normativem Nephelin, sondern der hohe normative Hypersthen-Gehalt dieser Gruppe. Die CIPW-Norm läßt eine Einordnung dieses Gesteinstyps als Olivintholeiit zu (YODER & TILLEY, 1962). Der Gehalt an Alkalien ist jedoch für diesen Basalttyp zu hoch. Das Diagramm Σ Alkalien-SiO₂ mit der Grenzlinie für tholeiitische/alkaliolivinbasaltische Gesteine auf Hawaii nach MACDONALD & KATSURA (1964) zeigt die meisten Gesteine beider Gruppen von AOB im Feld der Alkaliolivinbasalte (Abb. 3). Lediglich zwei Proben mit niedrigen K₂O-Gehalten (2703/2706 mit 0.55/0.76

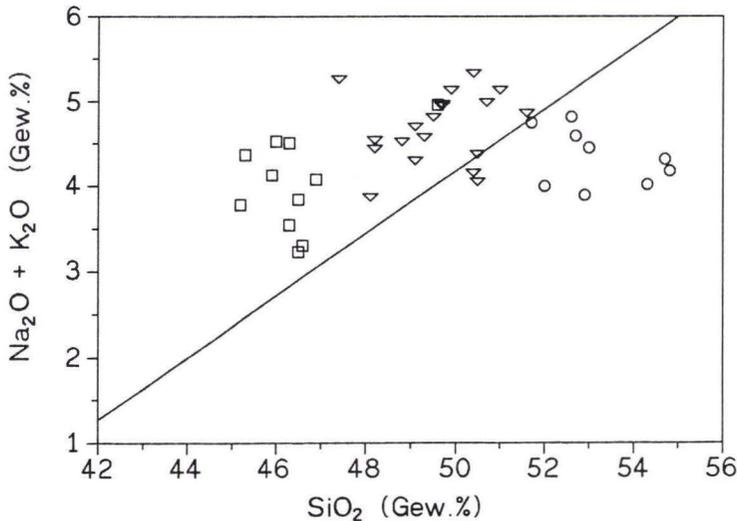


Abb. 3. Alkalien-SiO₂-Diagramm mit der Grenzlinie für tholeiitische Gesteine auf Hawaii (MACDONALD & KATSURA, 1964); Zeichenerklärung s. Abb. 2.

Gew.% K_2O) fallen heraus. Die Verteilung der SEE zeigt jedoch den alkalibasaltischen Charakter dieser Gesteine (vgl. Abb. 4).

Es werden daher die Bezeichnungen „basanitische Alkaliolivinbasalte“ (bAOB) für Gesteine der Gruppe 1 sowie „differenzierte Alkaliolivinbasalte“ (dAOB) für die der Gruppe 2 benutzt.

Die Quarztholeiite (QTH) zeigen bei MgO-Gehalten von 5.1–7.0 Gew.% eine hohe Variationsbreite der Elemente Ti, K und P. Es bestehen keine eindeutigen Korrelationen zwischen MgO und den anderen Hauptelementen. Tab. 2 zeigt die Mittelwerte und Standardabweichungen der einzelnen Probengruppen.

Ein Vergleich der dargestellten Spurenelementdaten zeigt, daß die Alkaliolivinbasalte der Gruppe 1 höhere Gehalte an kompatiblen Elementen wie V, Cr, Co, Ni und Cu als die Alkaliolivinbasalte der Gruppe 2 besitzen. Dies ist ebenso bei inkompatiblen Elementen wie Rb, Sr, Ba, Ta und den LSEE der Fall, während die Gehalte an SSEE relativ konstant sind. Zr, Y und Hf stimmen in den 2 Gruppen von Alkaliolivinbasalten innerhalb einer Standardabweichung überein.

Ni-Gehalte von 71–180 $\mu\text{g/g}$ in den Quarztholeiiten (QTH), sowie Mg-Zahlen von 51–62 bei MgO-Gehalten von 5.1–7.0 Gew.% zeigen eine Fraktionierung von Olivin an (vgl. FREY et al., 1978; HART & DAVIS, 1978). Die deutliche Variationsbreite der Werte spiegelt unterschiedliche Grade der Fraktionierung von Olivin wieder.

Um Spurenelementdaten interpretieren zu können, müssen deren Gehalte auf fraktionierte Kristallisation korrigiert werden. Eine entsprechende Modellrechnung wird in einem folgenden Kapitel durchgeführt.

Die in Abb. 4 dargestellten Chondrit-normierten Lanthanidenverteilungen zeigen relativ konstante Konzentrationen aller Basalttypen für Yb und Lu.

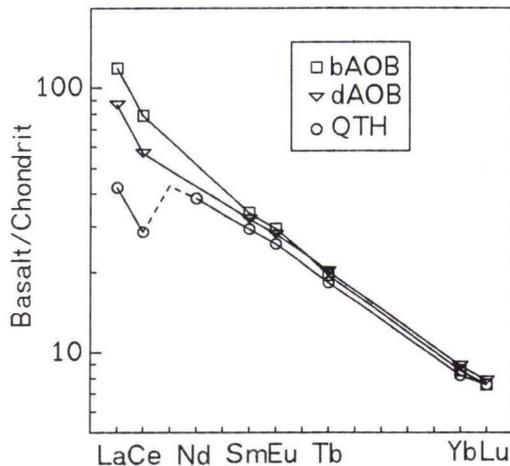


Abb. 4. Chondrit-normierte (MASON, 1979) SEE-Verteilung (Mittelwerte).

Auffallend ist die negative **Ce-Anomalie** der QTH. Negative Ce-Anomalien sind aus Meerwasseranalysen bekannt (ELDERFIELD & GREAVES, 1982). Das in 3-wertiger Form lösliche Ce kann unter oxidierenden Bedingungen in die 4-wertige, schwerer lösliche Verbindungen bildende Form überführt und in MnO₂-Phasen eingebaut werden. Während Mangankonkretionen eine positive Ce-Anomalie aufweisen (ELDERFIELD et al., 1981) zeigt das beteiligte Meerwasser eine negative Anomalie. Durch Reaktionen mit Meerwasser können pelagische Sedimente negative Ce-Anomalien aufweisen (LUDDEN & THOMPSEN, 1979; HOLE et al., 1984; WANG et al., 1986). Dieser Prozeß könnte die gelegentlich in Inselbogenbasalten auftretenden negativen Ce-Anomalien erklären (DIXON & BATIZA, 1979; JAKES & GILL, 1970; HEMING & RANKIN, 1979; RAMSAY et al., 1984; WHITE & PATCHETT, 1984).

NEAL & TAYLOR (1989) weisen auf eine negative Ce-Anomalie in einem Peridotit von Malaitia (Südwest-Pazifik) hin, die sie durch eine Zufuhr von subduzierten pelagischen Sedimenten in den oberen Mantel erklären. Ce-Anomalien wurden auch in Lherzolithen aus Victoria (Australien) beobachtet (FREY & GREEN, 1974).

Obwohl es aus der regionalen Geologie des Arbeitsgebietes keine Hinweise auf eine Subduktion im Post-Paläozoikum gibt, soll dennoch anhand einer Modellrechnung geprüft werden, ob die Ce-Anomalie in den QTH durch subduzierte pelagische Sedimente erklärt werden kann:

Aus den gemessenen, chondritnormierten Gehalten an La und Nd (La_n, Nd_n) läßt sich ein Wert für Ce_n^{*} als lineare Interpolation in dem üblichen halblogarithmischen SEE-Diagramm wie folgt formulieren:

$$\log \text{Ce}_n^* = \frac{2}{3} \log \text{La}_n + \frac{1}{3} \log \text{Nd}_n \text{ oder: } \text{Ce}^* = \text{La}_n^{(2/3)} * \text{Nd}_n^{(1/3)}$$

Für die QTH ergibt sich so ein relativ konstanter Wert für Ce/Ce^{*} von 0.71 ± 0.04 (1σ).

HOLE et al. (1984) erklären die negative Ce-Anomalie in Mariana Basalten durch eine Mischung von 99.6 Gew.% verarmtem Mantel mit 0.4 Gew.% Sediment. Die Sedimentzusammensetzung wurde aus DSDP-Bohrkerndaten berechnet und als PAWMS bezeichnet (**P**acific **A**uthigenic **W**eighted **M**ean **S**ediment).

Übertragen auf die QTH müßten jedoch ca. 3.4 Gew.% an PAWMS (Ce/Ce^{*} = 0.19, Ce = 9,6 µg/g) in den Mantel (F = 0.15; D ≪ F; SHAW, 1970) subduziert werden, um die beobachtete Ce-Anomalie zu erzeugen.

Die Ergebnisse dieser Rechnung sind in Tab. 3 dargestellt. Für ein solches Modell ist der Ba-Gehalt im Sediment zu hoch. Die Lanthanidenverteilung zeigt deutlich geringere La-Gehalte sowie La_n/Nd_n < 1, während kontinentale Tholeiite i. d. R. eine deutliche Anreicherung der jeweils leichteren gegenüber den schwereren Lanthaniden zeigen. Ob die in den QTH beobachtete SEE-Verteilung auch im primären Olivintholeiit angenommen werden muß oder auf Krustenkontamination zurückzuführen ist, wird in einem folgenden Kapitel diskutiert. Für einen MORB-Mantel (F = 0.15; MORB s. WEDEPOHL, 1981) errechnet sich ein Betrag von ca. 2.2 Gew.% PAWMS, um die negative Ce-Anomalie zu erzeugen.

Die relative SEE-Verteilung im Modell ändert sich auch für Modellsubstanzen mit höheren Gehalten an SEE nicht wesentlich, da zuzumischender Anteil an Sediment und SEE-Gehalte einander entgegenwirken.

TOYODA et al. (1990) zeigen anhand von Analysen von 42 Bohrprofilen des Pazifik, daß alle CaO-reichen Sedimente (CaO > 8 Gew.%) negative Ce-Anomalien aufweisen. Negative Anomalien sprechen also für die Ausfällung von SEE aus dem Meerwasser durch Einbau in Scha-

Tab. 3. Ca. 3.4 Gew.‰ Sediment (B) müssen zu 100 Gew.‰ eines anomaliefreien Mantels (C) gemischt werden um die beobachtete Ce-Anomalie im Mantel (A) zu erzeugen. Näheres siehe Text

	Mantel A	PAWMS B	Modell-Mantel C	C/A
Ce/Ce*	0.71	0.19	1.00	
Rb ($\mu\text{g/g}$)	2.055	3.6	2.00	0.97
Sr ($\mu\text{g/g}$)	75.6	1144	38.8	0.51
Zr ($\mu\text{g/g}$)	18	21.6	17.9	0.99
Ba ($\mu\text{g/g}$)	37.2	1338	-7.61	-0.20
La _n	6.33	80.63	3.77	0.60
Ce _n	4.33	11.16	4.09	0.95
Nd _n	5.75	32.71	4.82	0.84
Sm _n	4.40	22.00	3.80	0.86
Eu _n	3.87	15.69	3.47	0.89

len von Mikrofossilien. Die Masse an biogenem, CaO-reichem Sediment bestimmt die hohe Sr-Konzentration dieser Sedimente (PAWMS = 0.95 nanofossil ooze + 0.05 ferruginous clay).

Sr-Gehalt und -Isotopie begrenzen den zumischbaren Anteil. Für das berechnete Modell führt eine Bilanzierung über Isotopenverhältnisse zum Widerspruch:

Das Isotopenverhältnis des unkontaminierten Mantels wird mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7028$ (MORB, ITO et al., 1987) angenommen. Aufgrund des hohen CaO- und Sr-Gehaltes muß eine Sr-Isotopenzusammensetzung angenommen werden, die dem Meerwasser entspricht. Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis für Meerwasser schwankte im gesamten Phanerozoikum zwischen ca. 0.707 und 0.709 (BURKE et al., 1982). Nimmt man einen Aufschmelzungsgrad von ca. 10% für die QTH an, so läßt sich ein Sr-Gehalt von 50 $\mu\text{g/g}$ im Mantel abschätzen. Der Gehalt an Sr im PAWMS ist damit um Faktor 20 höher, so daß schon eine geringe Kontamination zu einer relativ hohen Anreicherung im $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ führt. Eine Mischung mit 1% PAWMS führt zu folgendem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis im kontaminierten Tholeiit:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \frac{0.7028 \times 99\% \times 50 \mu\text{g/g} + 0.707 \times 1\% \times 1000 \mu\text{g/g}}{99\% \times 50 \mu\text{g/g} + 1\% \times 1000 \mu\text{g/g}} = 0.7035$$

Dieses Ergebnis entspricht bereits Werten für die QTH. Der Anteil an PAWMS muß also auf etwa 1 Gew.‰ beschränkt bleiben. Für den MORB-Mantel mit 20 $\mu\text{g/g}$ Sr ($F = 0.15$) wird das zitierte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis bereits bei 0.4 Gew.‰ erreicht. OTHMAN et al. (1989) kommen aufgrund von Sr-, Nd- und Pb-Isotopenuntersuchungen an marinen Sedimenten zum gleichen Ergebnis für Inselbogenvulkanite. Die negative Ce-Anomalie in den QTH ist damit selbst durch Subduktion von pelagischen Sedimenten mit extrem hoher Ce-Anomalie (PAWMS) und hohen SEE-Gehalten nicht zu erklären.

Geht man davon aus, daß das subduzierte Sediment aufgrund geringerer biogener Produktion einen geringeren Ca- und Sr-Gehalt aufweist, so läßt sich zwar aufgrund der Sr-Isotopie ein höherer Anteil zumischen, gleichzeitig weisen aber diese Sedimente einen geringeren Anteil an SEE sowie eine geringere negative Ce-Anomalie auf (TOYODA et al., 1990), die wiederum einen deutlich höheren zuzumischenden Anteil erforderlich machen.

Als Kontaminanden kommen nur SEE-reiche Sedimente in Betracht, die ihre Ce-Anomalie nicht der biogenen Produktion verdanken. TOYODA et al. (1990) weisen auf eine negative Korrelation zwischen Mn-Gehalt und Ce-Anomalie in roten Tiefseetonen hin, die sie in Anlehnung an die Arbeiten von MATSUMOTO et al. (1985) und RUHLIN & OWEN (1986) auf eine hydrothermale Herkunft der Ce-Anomalie und des Mn-Gehaltes zurückführen. Hydrothermal gebildete Hydroxide weisen keinen bevorzugten Einbau von Ce^{4+} auf. Die oben genannten roten Tiefseetonproben weisen sowohl negative als auch positive Ce-Anomalien bei geringen Ca- und Sr-Gehalten auf. Diese Sedimente stehen jedoch mengenmäßig stark hinter den typischen Sedimenten roter Tiefseeton und Kalkschlamm (WEDEPOHL, 1960) zurück.

Alle genannten Sedimente zeigen eine hohe (chondritnormierte) LSEE/SSEE Fraktionierung. Rechnet man mit diesen Analysen die SEE-Verteilung im Mantel der QTH anomaliefrei (d. h. $Ce/Ce^* = 1$), so führt dies zu einem chondritnormierten La/Nd-Verhältnis < 1 , wie im Beispiel der PAWMS. Eine solche SEE-Verteilung ist, wie bereits erwähnt, für kontinentale Tholeiite untypisch.

Als eine alternative Erklärung bietet sich partielles Schmelzen eines metasomatisch überprägten Mantels an, der als akzessorisches Mineral ein seltenes Cr-Titanat enthält, welches sich im Schmelzrückstand anreichert.

ERLANK et al. (1987) konnten in Xenolithen aus Kimberlit-Pipes ein Cr-Titanat nachweisen, das bis zu 3.1 Gew.% Ce_2O_3 enthält. Ein Einbau in dieses Mineral ist, so die Autoren, durch Ce in seiner vierwertigen Form vorstellbar. Bleibt Ce als Ce^{4+} bei einer Partialschmelzbildung in residualen Mineralen zurück, so erzeugt dies in der Schmelze eine Verarmung an Ce in bezug auf die anderen 3-wertigen SEE und führt damit zu einer negativen Ce-Anomalie. Eine negative Ce-Anomalie in Mantelgesteinen wäre demnach ein Hinweis auf eine metasomatische Überprägung.

Eine abschließende Erklärung der Anomalie kann nicht gegeben werden. Es erscheint jedoch plausibler, die Ce-Anomalie auf partielles Schmelzen eines metasomatisch überprägten Mantels zurückzuführen, als sie durch den Eintrag von relativ hohen Anteilen von Sedimenten einer ganz spezifischen chemischen Zusammensetzung zu begründen.

7. Isotopie und Spurelementverteilung

An sieben ausgewählten QTH sowie drei AOB wurden $^{87}Sr/^{86}Sr$ - und $^{143}Nd/^{144}Nd$ -Isotopenbestimmungen vorgenommen. Zwei weitere $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Bestimmungen wurden von Herrn GOHN (Geochemisches Institut) zur Verfügung gestellt. Die Ergebnisse sind zusammen mit $\delta^{18}O$ -Bestimmungen am Gesamtgestein sowie an vier separierten Feldspatproben der QTH in Tab. 4 dargestellt (detailliertere Angaben finden sich im Anhang).

Die an den AOB ermittelten $^{87}Sr/^{86}Sr$ - und $^{143}Nd/^{144}Nd$ -Verhältnisse liegen im Bereich des durch den Mittelwert von MORB und dem Wert für die „primitive Gesamterde“ definierten „mantle array“ (vgl. Abb. 5).

Die $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnisse stimmen mit den von MENGEL et al. (1984) für die Hessische Senke ermittelten Ergebnissen überein, die von diesen Autoren im Vergleich mit $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Ergebnissen an Klinopyroxenen aus Peridotitxenolithen als eine Mischung von verarmtem Mantel mit Mantelfluiden gewertet werden, für die $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnisse von 0.7034 bis 0.7040 wahrscheinlich sind.

Tab. 4. Isotopenzusammensetzung der Proben sowie Ergebnisse von Isotopenverdünnungsanalysen

Probe	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vor 15 Ma	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^*$	$\delta^{18}\text{O}$		Rb	Sr ($\mu\text{g}/\text{g}$)	Rb/Sr
			Ges (‰ SMOW)	Fsp			
QTH:							
2544	0.70332	0.512734	8.3	7.3	11.0	344	0.032
2549	0.70349	0.512703	6.9	7.5	6.06	427	0.014
2690	0.70370	0.512609	7.5	—	21.5	695	0.031
2689	0.70378	0.512605	8.1	6.9	8.05	518	0.016
2545	0.70382	0.512596	7.5	6.7	10.7	500	0.021
2547	0.70392	0.512599	8.0	—	4.26	562	0.0076
2546	0.70403	0.512680	7.0	—	19.7	411	0.048
AOB:							
2553	0.70395	0.512742	—	—	37.0	687	0.054
2555	0.70343	0.512895	—	—	27.5	640	0.043
2710	0.70341	0.512830	—	—	29.4	893	0.033
2712	0.70341	—	—	—	43.5	868	0.050
2713	0.70347	—	—	—	44.6	864	0.052

Fehler: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: $2\sigma_M < 2 \cdot 10^{-5}$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: $2\sigma_M < 6 \cdot 10^{-6}$; $\delta^{18}\text{O}$: 0.2 ‰

NBS No. 987: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710243 \pm 13 \cdot 10^{-6}$ ($2\sigma_M$)

La Jolla Standard: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511846 \pm 4 \cdot 10^{-6}$ ($2\sigma_M$)

1) NBS-28: $\delta^{18}\text{O} = 9.6 \text{‰}$ SMOW (Aufschlußmittel: BrF_5)

2) NBS-28: $\delta^{18}\text{O} = 9.0 \text{‰}$ SMOW (Aufschlußmittel: ClF_3); Werte auf 9.6 ‰ normalisiert

Alterskorrektur für 15 Ma; Zerfallskonstante: $\lambda_{\text{Rb-Sr}} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{a}^{-1}$

* normalisiert auf $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$; Mittelwert aus 2 Aufschlüssen

Demgegenüber sind 6 von 7 QTH gegenüber dem „mantle array“ zu deutlich niedrigeren $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Werten verschoben. Innerhalb dieser Proben besteht, von einer deutlich abweichenden Probe abgesehen, eine eindeutige, negative Korrelation der beiden Isotopenverhältnisse.

Weiterhin zeigen sich Trends zwischen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ und $1/\text{Sr}$ ($r = -0.81$, vgl. Abb. 6.) sowie $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ und $1/\text{Nd}$ ($r = 0.90$, nicht abgebildet), die als Mischungslinien interpretiert werden können.

Es existieren gute Korrelationen zwischen Sr und Nd mit anderen inkompatiblen Elementen, die wie die in Abb. 7 und Tab. 5 dargestellten Korrelationen zwischen Elementverhältnissen nicht durch Variationen des Aufschmelzungsgrades erklärt werden können (es wurden nur Proben verwendet, für die auch Isotopendaten vorliegen).

Die angeführten Korrelationen zwischen Elementkonzentrationen, -verhältnissen und Isotopie innerhalb der sechs QTH können durch ein einfaches Mischungsmodell zweier Endglieder erklärt werden. Ob hierbei Mantelmaterial oder Magmen gemischt wurden, kann nicht entschieden werden. Geht man davon aus, daß die zwei Endglieder vor ihrer Mischung im Bereich des „mantle array“ existiert haben, bevor sie durch einen anderen Prozeß zu niedrigeren $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen verschoben wurden, so kann man eine Mischung von verarmtem Mantel (N-MORB) und angereichertem Mantel annehmen. Dies impliziert, daß der Prozeß,

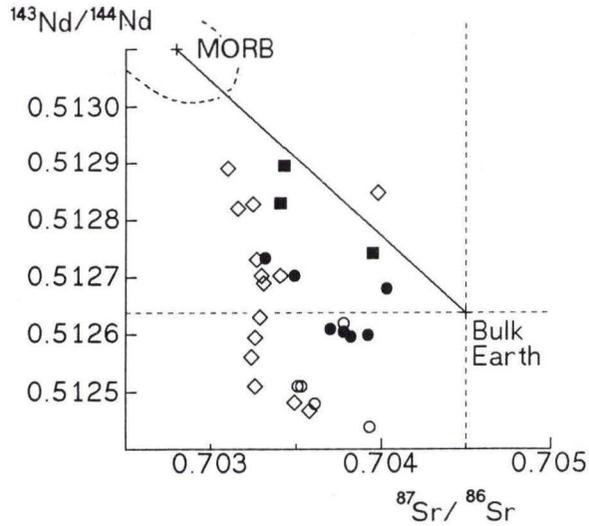


Abb. 5. Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse der QTH (geschl. Kreise) und AOB (geschlossene Quadrate) des Vogelsberges im Vergleich mit Proben anderer Herkunft. Ergebnisse von Klinopyroxenanalysen aus Peridotiten des Ultramafitkomplexes von Ronda (REISBERG & ZINDLER, 1986/87) sind als Rauten dargestellt. Für Tholeiite der Isle of Skye (CARTER et al., 1978) wurden offene Kreise verwendet. Die Gerade zwischen dem Mittelwert von MORB (ITO et al. 1987) und dem Wert für die Gesamterde stellt den „mantle array“ dar.

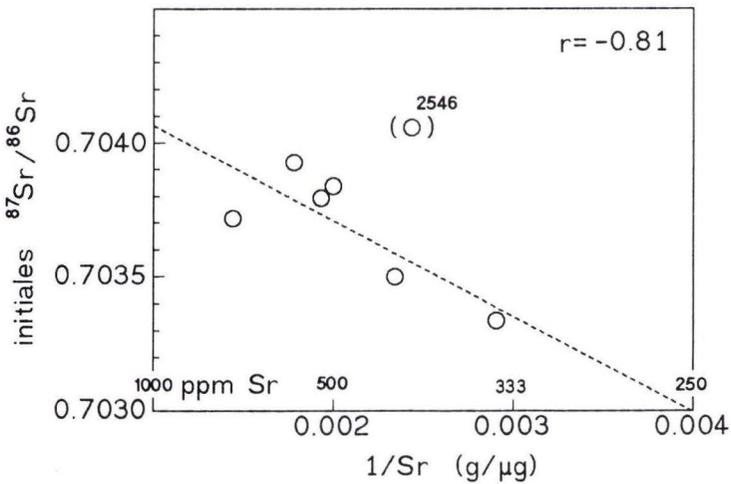


Abb. 6. Korrelation des initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mit $1/\text{Sr}$ innerhalb der QTH.

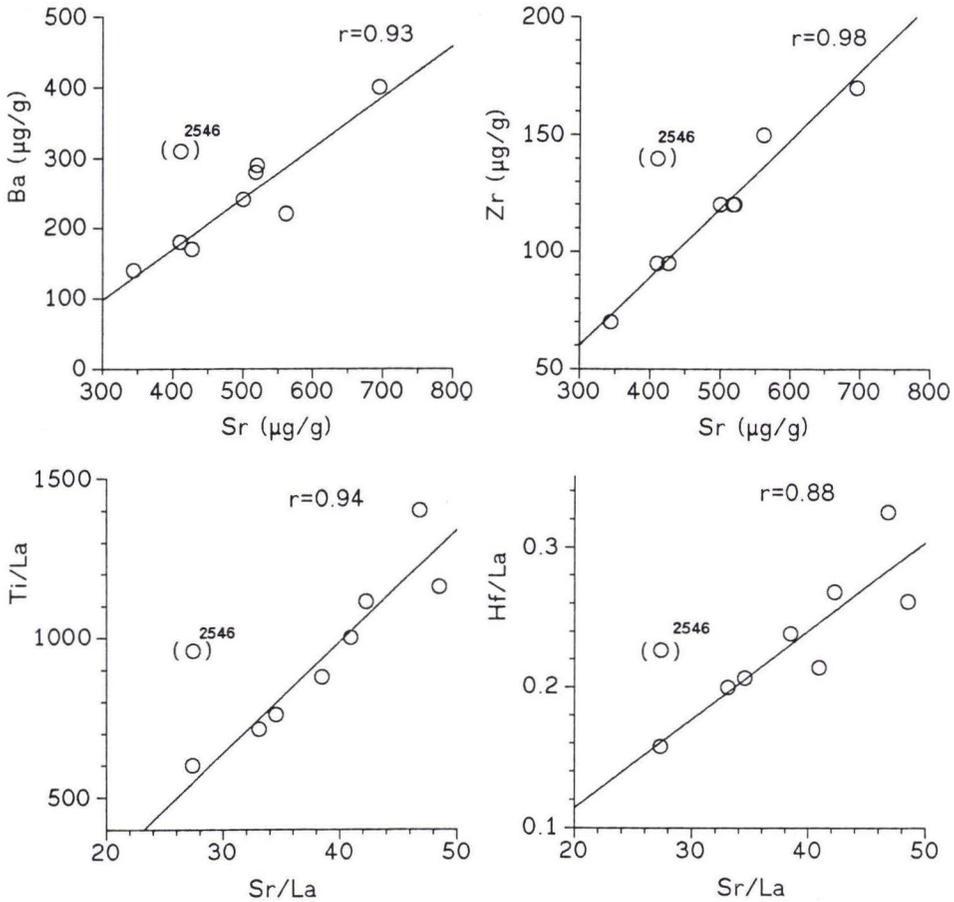


Abb. 7. Korrelationen inkompatibler Elemente und Elementverhältnisse der QTH.

welcher zu den niedrigen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen führte, die Sr-Isotopie relativ unbeeinflusst ließ.

In der Literatur finden sich für die Sr- und Nd-Isotopie der QTH zwei mögliche Erklärungen:

— Ähnliche Sr-Nd-Isotopensignaturen von Tholeiiten der Isle of Skye (vgl. Abb. 5) werden von CARTER et al. (1978) durch eine Kontamination mit Granuliten des Lewisian-Komplex erklärt. Diese Granulite mit niedrigen Sm/Nd-Verhältnissen sind durch eine frühe (archaische) Partialschmelzbildung an Rb verarmt und konnten so eine Isotopensignatur mit niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - und extrem niedrigen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen entwickeln (HAMILTON et al., 1979).

— Klinopyroxene aus Plagioklas-Peridotiten des Ultramafit-Komplexes von Ronda (Spanien) weisen ebenfalls deutlich niedrigere $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse als der „mantle array“ auf (vgl.

Tab. 5. Korrelationsmatrix von Elementen und Elementverhältnissen der QTH (N = 8, ausgenommen Probe 2546). Alle aufgeführten Verhältnisse zeigen eine deutliche Streubreite (Variationskoeffizient > 20%, Maximum/Minimum ≥ 2). Alle fettgedruckten Daten sind zu 99% signifikant

	P	Sr	Zr	Ba	La	Nd			
Sr	0.95								
Zr	0.97	0.98							
Ba	0.80	0.93	0.84						
La	0.85	0.85	0.76	0.96					
Nd	0.98	0.96	0.97	0.84	0.76				
Yb	0.98	0.95	0.97	0.81	0.74	0.99			

	K	Rb	Ba				Zr	Hf	Ti
Rb	0.82						0.99		
Ba	0.95	0.64					0.91	0.93	
Th	0.77	0.81	0.72				0.85	0.81	0.65

	K/Ti	Sr/Ti	Zr/Ti	Ba/Ti	La/Ti	Ta/Ti			
Sr/Ti	0.91								
Zr/Ti	0.80	0.79							
Ba/Ti	0.95	0.91	0.90						
La/Ti	0.93	0.85	0.78	0.94					
Ta/Ti	0.85	0.76	0.76	0.89	0.97				
Th/Ti	0.77	0.69	0.58	0.74	0.90	0.90			

	P/K	Sr/K	Zr/K				Ba/P	La/P	Ta/P
Sr/K	0.86						0.93		
Zr/K	0.95	0.97					0.87	0.97	
Ta/K	0.91	0.86	0.91				0.77	0.90	0.91

	Ba/Sr	La/Sr	Ta/Sr			
La/Sr	0.89					
Ta/Sr	0.76	0.91				
Th/Sr	0.65	0.88	0.81			

Abb. 5). REISBERG & ZINDLER (1986/87) führen diese auf einen Austausch mit Fluiden (Diffusionsmodell) zurück, deren Herkunft jedoch unbekannt bleibt (s. a. REISBERG et al., 1989).

Isotopendaten für tonalitische Granulitxenolithe der Hessischen Senke ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7086\text{--}0.7195$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51213\text{--}0.51230$; MENGEL, 1990) können die beobachteten Werte nicht erklären. Eine Mischungshyperbel zwischen MORB (ITO et al., 1987; HOFMANN, 1988), den QTH und diesen Gesteinen erfordert höhere Konzentrationen an Nd als Sr im Tonalit. Das Nd/Sr-Verhältnis im Tonalit müßte ca. fünfzehnmal höher sein als der Wert für MORB.

Tab. 6. Mischungsmodell MORB-Tonalit. MORB (WEDEPOHL, 1981), Tonalit (WEAVER & TARNEY, 1981), OTH: primärer Olivintholeiit = QTH + 10 Gew.% Olivin, vgl. Kap. 8

	Tonalit	MORB	OTH	0.2 x Tonalit + 0.8 x MORB	D-C	
	A	B	C	D		
	Gew. %:					
SiO ₂	61.20	49.14	51.70	51.55	-0.15	
TiO ₂	0.54	1.17	1.80	1.04	-0.76	
Al ₂ O ₃	15.60	15.64	12.90	15.63	2.73	
Σ Fe (Fe ₂ O ₃)	5.90	10.04	11.59	9.21	-2.38	
MnO	0.08	0.16	0.22	0.14	-0.08	
MgO	3.40	8.22	10.00	7.26	-2.74	
CaO	5.60	11.84	6.70	10.59	3.89	
Na ₂ O	4.40	2.40	3.30	2.80	-0.50	
K ₂ O	1.00	0.20	0.60	0.36	-0.24	
P ₂ O ₅	0.18	0.12	0.25	0.13	-0.13	
	μg/g:					
		\bar{x}	σ			D/C
Rb	11	4.9	5.1	12	6.1	0.51
Sr	569	134	66	444	221	0.50
Y	9	29	11	20	25	1.25
Zr	202	85	42	106	108	1.02
Ba	757	48	51	218	190	0.87
La	22	5.5	5.3	12	8.8	0.73
Ce	44	15.5	13.1	22	21	0.96
Nd	18.5	11.8	12	22.6	13.1	0.58
Sm	3.3	3.05	2.0	5.2	3.1	0.60
Eu	1.18	1.11	0.6	1.64	1.12	0.69
Tb	0.43	0.61	0.22	0.77	0.57	0.75
Yb	1.2	3.29	2.0	1.4	2.87	2.05
Hf	3.6	2.0	1.2	2.4	2.32	0.97
Ta	0.56	3.0	6.3	1.0	2.51	2.51
Th	0.42	0.75	1.1	1.2	0.68	0.57

Eine Kontamination mit Tonaliten ähnlicher Isotopie wie den Granuliten des „Lewisian Complex“ erfordert bei gleichem Nd-Gehalt im Kontaminanden wie im Olivintholeiit eine Beimengung von etwa 10–20 Gew.% Tonalit. Ein Mischungsmodell zwischen MORB (WEDEPOHL, 1981) und den tonalitischen Granuliten des Lewisian-Komplex (WEAVER & TARNEY, 1981) ist in Tab. 6 dargestellt. Ein Vergleich des Modells mit den hier diskutierten primären Olivintholeiiten (= Quarztholeiite + 10 Gew.% Olivin; vgl. Tab. 7) führt zu folgendem Ergebnis: Die Diskrepanzen im Ca- und Al-Gehalt ergeben sich möglicherweise durch die Beteiligung von Plagioklas an der partiellen Schmelzbildung von MORB (WEDEPOHL, mündl. Mitteilung). Dieses Modell kann insbesondere die **relative** Verteilung der leichten und mittleren SEE in den OTH gut erklären. Die Unterschiede im Gehalt an Yb können auf residualen Klinopyroxen zurückgeführt werden. Nicht erklären kann dieses Modell die Gehalte an Ti und

K im OTH. Die Gehalte an Rb, Ta und Th im MORB weisen Variationskoeffizienten von über 100% (Ta = 200%) auf, so daß Unterschiede im Vergleich Modell-OTH bereits auf Variationen im MORB zurückgeführt werden können. Sr-Gehalte variieren in Tonaliten extrem. MENDEL (1990) gibt für tonalitische Granulite bis zu 1840 $\mu\text{g/g}$ Sr an. Zusammen mit den gegenüber MORB leicht erhöhten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen der QTH – die sich durch eine Kontamination mit diesen Granuliten nur unwesentlich ändern – lassen sich die Gehalte an K, Ti und korrelierten Elementen durch eine Anreicherung im Mantel im Vergleich zu MORB erklären.

Eine hohe Beimengung von Tonalit (20 Gew.%) kann zwar die hohen SiO_2 -Gehalte der QTH erklären, widerspricht jedoch dem AFC-Modell (DEPAOLO, 1981). Nach diesem Modell ermöglicht die durch fraktionierte Kristallisation freigesetzte Wärme eine Assimilation von Nebengestein. Der assimilierte Anteil ist dabei deutlich geringer als der Massenverlust durch fraktionierte Kristallisation (ca. 1 : 5). Die QTH haben etwa 10 Gew.% Olivin verloren (vgl. Tab. 7). Dieser Betrag reicht nicht aus, um genügend Material zu assimilieren. Eine Kontamination durch wenige Prozent einer Partialschmelze kann zwar die Gehalte an inkompatiblen Spurenelementen, jedoch nicht die hohen SiO_2 -Gehalte erklären. Nach Experimenten von FUJII & SCARFE (1985) weisen mit Spinellperidotit equilibrierte Magmen keine SiO_2 -Gehalte über 50 Gew.% auf. Die hohen SiO_2 -Gehalte von bis zu 55 Gew.% der QTH lassen sich nicht allein durch Kristallisationsdifferentiation begründen (vgl. Kap. 8).

Aus den O-Isotopenverhältnissen ergeben sich folgende Hinweise:

Bei der Bewertung von $\delta^{18}\text{O}$ -Bestimmungen an Mineralseparaten im Vergleich zum Gesamtgestein muß berücksichtigt werden, daß verschiedene Minerale die O-Isotopen unterschiedlich stark fraktionieren. Der Plagioklas weist dabei von den in Basalten vorkommenden Haupt- und Nebenbestandteilen die höchsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf (Plagioklas > Pyroxen > Olivin > Erz; BOTTINGA & JAVOY, 1975). Zwischen Plagioklas und Klinopyroxen beträgt die Fraktionierung ca. 0.7‰ bei ca. 1000° C (ANDERSON et al., 1971 in: JAMES, 1981) während die Differenz zwischen Schmelze und Plagioklas ($\Delta^{18}\text{O}$) –0.2 bis –0.6 ‰ ausmacht (TAYLOR & SHEPPARD, 1986; vgl. KYSER et al. 1981, 1982). Von BOTTINGA & JAVOY (1975) kompilierte $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen an Mineralseparaten zeigen, daß für die modale Zusammensetzung der QTH $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Feldspäten um ca. 0.3 ‰ über den Werten vom Gesamtgestein liegen müssen ($\Delta^{18}\text{O}$: Fspt-Px = 0.6 ‰, Fspt-Ol = 1 ‰, Fspt-Erz = 2 ‰).

Die im Vergleich zu den Feldspatdaten höheren $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Gesamtgesteins dreier Proben müssen auf Kontamination des Glasanteils durch Verwitterungslösungen zurückgeführt werden und repräsentieren damit nicht mehr den ursprünglichen Wert des Magmas (vgl. HOEFS, 1987). Probe 2549 zeigt entsprechend dem diskutierten Fraktionierungsverhalten einen niedrigeren $\delta^{18}\text{O}$ -Wert für das Gesamtgestein im Vergleich zum Feldspat, womit der Wert von 6.9 ‰ SMOW als von sekundärer Alteration weitgehend unbeeinflusst gelten darf.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Feldspäte von 6.7–7.5 ‰ SMOW stimmen weitgehend mit von HARMON et al. (1987) an QTH der Hessischen Senke bestimmten, z. T. auf ihren H_2O -Gehalt (vacuum fusion) korrigierten, Gesamtgesteinswerten (6.1–7.3 ‰ SMOW) überein.

Diese Autoren führen die gegenüber MORB ($\delta^{18}\text{O} = 5.7$ ‰ SMOW; KYSER et al. 1982) höheren Werte auf eine geringe krustale Kontamination olivintholeiitischer Schmelzen während ihrer Differentiation zurück. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und SiO_2 -Gehalte der QTH können nicht durch einen AFC-Prozeß erklärt werden. Sie fordern eine höhere Beteiligung der kontaminierenden Schmelze, die z. B. durch eine Mischung von Magmen erklärt werden kann. Die gute Korrelation von Spurenelementen und Isotopen innerhalb der QTH läßt sich dann auf ein

binäres Mischen zweier durch Tonalite kontaminierter Magmen zurückführen. Eine hohe Beimengung von ca. 20 % Tonalit ist nach der MASH-Hypothese vorstellbar (**M**elting, **A**ssimilation, **S**torage, **H**omogenization), durch die HILDRETH & MOORBATH (1988) eine Kontamination von Inselbogenvulkaniten durch Krustenmaterial erklären.

Alternativ zu diesem Modell kann man eine Mantelzusammensetzung mit entsprechend niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen fordern, wie sie im Ultramafitkomplex von Ronda auftreten. Die niedrigsten $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse weisen die Plagioklas-Peridotite auf (REISBERG et al. 1989). Spinell- und Granatperidotite zeigen höhere $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse. Niedrige $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse sind also mit abnehmender Tiefe korreliert. Man kann diese Korrelation möglicherweise auf die Rückführung von Krustenmaterial in den oberen Mantel erklären. Dies wäre eine Alternative zu den Vorstellungen von HAWKESWORTH et al. (1990), die in kontinentalen Tholeiiten auftretende niedrige $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Werte auf Fraktionierungsprozesse im Mantel zurückführen, deren Beschränkung auf geringe Manteltiefen sie durch die Stabilitätsbereiche von Phlogopit und Amphibol begründen. Phlogopit kann dabei das Rb/Sr-Verhältnis fraktionieren, während eine Fraktionierung von Amphibol zu geringeren Sm/Nd-Verhältnissen führt. Niedrigere Rb/Sr- und Sm/Nd-Verhältnisse als die Gesamterde sind eine Voraussetzung zur Entwicklung der beobachteten Sr- und Nd-Isotopensignaturen über große Zeiträume. Eine direkte Kontamination des Mantels durch alte, an Rb verarmte, Unterkruste kann im Gegensatz zu den Vorstellungen von HAWKESWORTH et al. (1990) auch die erhöhten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, jedoch nur schwer die beobachteten SiO_2 -Gehalte der QTH erklären.

8. Modellbetrachtungen

8.1. Berechnung primärer Mantelschmelzen

Aus Kap. 6 geht hervor, daß ein Teil der Magmen differenziert ist. FREY et al. (1978) geben für primäre Mantelschmelzen Mg-Zahlen von 68–72 an. WEDEPOHL (1985) geht von einem Ni-Gehalt von 290 $\mu\text{g/g}$ im primären Olivintholeiit aus.

Addiert man zu den QTH Olivin, um auf MgO-Gehalte von 10 Gew.% zu kommen, so entsprechen die Mg-Zahlen und Ni-Gehalte primären Mantelmagmen. Die berechnete Zusammensetzung des primären Olivintholeiits unter Verwendung von Mikrosondenanalysen an Olivinen (GRAMSE, 1970) zeigt Tab. 7.

Für die dAOB kann eine Fraktionierung von Olivin und Klinopyroxen angenommen werden (vgl. Abb. 8). Etwa 2% Olivin und ca. 8% Klinopyroxen müssen addiert werden, damit die Gehalte an kompatiblen Elementen in den beiden Gruppen von AOB übereinstimmen. Das Ergebnis, unter Verwendung von Klinopyroxenanalysen aus AOB des Vogelsberges (SCHORRER, 1970), ist in Tab. 7 dargestellt.

Für die kompatiblen Elemente mit Ausnahme von Cr wurden die Gehalte nach der Gleichung von NEUMANN et al. (1954) berechnet:

$$C_L/C_O = F^{(D-1)} \text{ oder: } C_O = C_L \times F^{(1-D)}$$

F = Fraktionierungsfaktor (Massenverhältnis: Restschmelze/Ausgangsschmelze)

C_O = Konzentration des Spurenelementes in der Ausgangsschmelze

C_L = Konzentration des Spurenelementes in der Restschmelze

D = Gesamtverteilungskoeffizient der kristallisierenden Phasen

Tab. 7. Errechnete primäre Mantelmagmen (HS: Hessische Senke; WEDEPOHL, 1985); Olivin (GRAMSE, 1970), Klinopyroxen (SCHORRER, 1970). Verteilungskoeffizienten s. Anhang

Olivin Klinopyroxen			QTH + 10.2%	dAOB + 2.0%	bAOB —	Olivintholeiit HS
	Olivin	Klinopyroxen	— Olivintholeiit	+ 8.0% Alkaliolivinbasalte	—	
Gew. %:						
SiO ₂ :	38.6	47.8	51.7	49.2	46.5	53.3
TiO ₂ :	—	2.28	1.8	2.0	2.2	1.78
Al ₂ O ₃ :	—	6.2	12.9	13.0	13.1	12.7
Fe ₂ O ₃ :	—	6.5	2.7	3.6	3.3	1.9
FeO:	17.40	—	8.0	6.6	7.6	7.9
MnO:	0.22	—	0.14	0.14	0.17	0.14
MgO:	43.80	13.4	10.0	8.7	10.1	10.9
CaO:	—	22.7	6.7	9.6	10.4	6.0
Na ₂ O:	—	—	3.3	3.1	2.7	3.2
K ₂ O:	—	—	0.6	1.1	1.3	0.5
P ₂ O ₅ :	—	—	0.25	0.34	0.50	0.16
Cr ₂ O ₃ :		0.25				
Summe:	100.02	98.9	98.2	97.5	97.9	98.5
∑ Fe ₂ O ₃			11.6	11.0	11.8	10.7
100 Mg/(Mg + 0.85 Fe)			67	65	67	70
100 Mg/(Mg + 0.7 Fe)			71	69	71	74
µg/g:						
	Korrektur					bAOB dAOB
Sc	D		16	23	24	1.0
Cr	linear ¹⁾		229	415	414	1.0
Co	D		47	44	48	1.1
Ni	D ²⁾		301	250	245	1.0
Zn	D		138	114	115	1.0
Rb	F		12	26	33	1.4
Sr	F		453	487	706	1.4
Y	F		20	21	23	1.1
Zr	D		108	134	147	1.1
Ba	F		223	435	609	1.4
La	F		12	25	38	1.5
Ce	F		22	44	69	1.6
Sm	D		5.3	6.0	6.8	1.1
Eu	D		1.67	1.9	2.2	1.2
Tb	D		0.79	0.93	0.94	1.0
Yb	D		1.4	1.6	1.6	1.0
Lu	D		0.23	0.25	0.25	1.0
Hf	F		2.5	3.3	3.4	1.0
Ta	F		1.0	2.2	3.2	1.5
Th	F		1.2	2.9	4.4	1.5

1) über den Cr-Gehalt im Klinopyroxen (1700 µg/g, SCHORRER, 1970) berechnet

2) nach HART & DAVIS (1978)

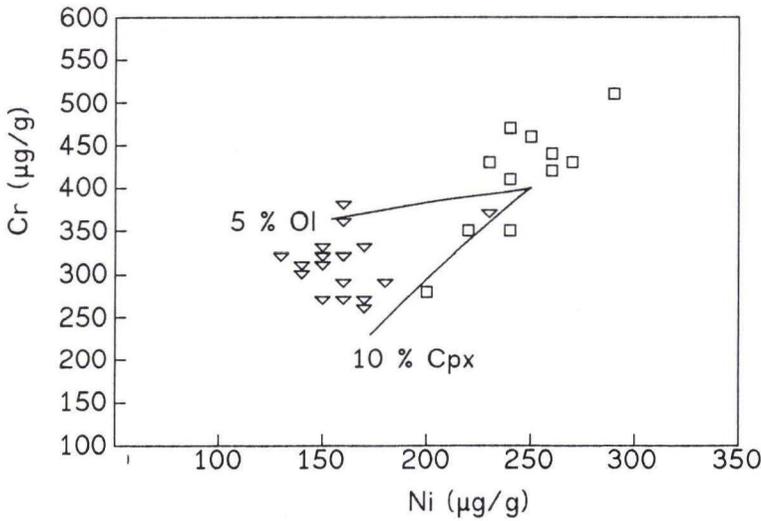


Abb. 8. Cr-Ni-Diagramm der bAOB (Quadrate) sowie der dAOB (Dreiecke) mit eingezeichneten Fraktionierungskurven für Olivin (Ol) und Klinopyroxen (Cpx). Berechnungsgrundlagen siehe Text.

Der Gehalt an Cr wurde anteilmäßig über den Cr-Gehalt des Klinopyroxens berechnet. Für $D \rightarrow 0$ gilt die Näherung: $C_O = C_L \times F$, so daß für inkompatible Elemente mit D-Werten nahe 0 nur eine Korrektur um den Schmelzanteil F vorgenommen wurde. Elemente mit D nahe 1 wurden nicht korrigiert, da $C_O = C_L$ ist (Näherung).

Es stellt sich die Frage, worauf die Neigung der dAOB zur Differentiation zurückzuführen ist. FREERK-PARPATT (1990) weist in diesem Zusammenhang auf die „oft dominierende Rolle von Amphibol (und Klinopyroxen) bei differentiativen Prozessen“ hin.

In Tab. 8 ist ein auf der Basis von Hauptkomponenten errechnetes hypothetisches Mischungsmodell dargestellt. Ausgehend vom errechneten „primären Magma“ der dAOB wurde unter Verwendung von Kaersutit (FREERK-PARPATT, 1990) versucht, die Zusammensetzung der bAOB zu modellieren. Das Ergebnis erfordert eine Fraktionierung von 30 Gew.% Kaersutit und zeigt bis auf Ti eine gute Übereinstimmung der Hauptkomponenten.

Die Gehalte an Spurenelementen wurden entsprechend dem Modell in Tab. 7 errechnet. Es ergeben sich deutlich höhere Gehalte an Sc und Co im Modell gegenüber den Gehalten der bAOB. Da die Verteilungskoeffizienten der Elemente Rb, Ba, Sr, Ta und Zr für Amphibol zwischen ca. 0.4 und 1.2 liegen, variieren die Gehalte in der Schmelze selbst bei hohen Fraktionierungsbeträgen von Amphibol nur wenig. Man kann an diesen Spurenelementen nur schwer das an das Hauptkomponenten errechnete Modell verifizieren. Allein auf der Grundlage von Hauptkomponenten eine Fraktionierung von Amphibol zu begründen, ist problematisch, da die Unterschiede in den Zusammensetzungen der zwei Typen von AOB klein und die Variationsbreite der Mineralzusammensetzung hoch ist.

Tab. 8. Hypothetisches Mischungsmodell: (dAOB + cpx + ol) + Kaer \rightarrow bAOB. Verteilungskoeffizienten und Mineralanalysen s. FREERK-PARPATT (1990)

	dAOB + cpx + ol A	Kaer B	0.30 x B + 0.70 x A C	pAOB D	C-D
			Gew. %:		
SiO ₂ :	49.22	40.32	46.55	46.46	0.09
TiO ₂ :	2.03	4.52	2.77	2.18	0.59
Al ₂ O ₃ :	13.00	13.82	13.24	13.15	0.10
Σ Fe als Fe ₂ O ₃	10.95	12.37	11.38	11.81	-0.43
MnO:	0.14	0.11	0.13	0.17	-0.04
MgO:	8.74	13.36	10.12	10.07	0.05
CaO:	9.57	11.78	10.22	10.41	-0.18
Na ₂ O:	3.07	2.29	2.84	2.72	0.12
K ₂ O:	1.14	1.79	1.33	1.31	0.02

Summe der Fehlerquadrate: $\Sigma (C-D)^2 = 0.68$

	k _{kaer}	C ——— $\mu\text{g/g}$ ——— D		C/D
Sc	2.2	36	24	1.5
Co	2.1	64	48	1.3
Rb	0.41	21	33	0.6
Ba	0.61	380	609	0.6
Sr	0.61	425	706	0.6
Zr	1.2	144	147	1.0
Ta	0.59	1.9	3.2	0.6
La	0.14	19	38	0.5
Ce	0.25	34	69	0.5
Sm	0.8	5.6	6.8	0.8
Tb	0.8	1.8	2.2	0.8
Yb	0.57	1.39	1.63	0.9
Lu	0.47	0.21	0.25	0.8

8.2. Aufschmelzungsgrad der Alkaliolivinbasalte und metasomatische Überprägung des Mantels

Mit wachsendem Aufschmelzungsgrad von Peridotit nehmen die Konzentrationen inkompatibler Elemente in der basaltischen Schmelze ab. Die bAOB zeigen gegenüber den dAOB höhere Gehalte an den inkompatiblen Elementen P, K, Ti, Rb, Sr, Ba, Th und den LSEE, nicht jedoch an den im Peridotit ebenfalls inkompatiblen Elementen Zr und Hf.

Diese Verteilung inkompatibler Spurenelemente läßt sich nicht allein durch eine Variation des Aufschmelzungsgrades eines homogenen Mantels erklären. Anzunehmen ist eher eine bereits im Mantel vorliegende Inhomogenität.

Mehrere Autoren führen Anreicherungen inkompatibler Spurenelemente auf die Überprägung des Mantels durch eine fluide Phase oder Schmelze – Mantelmetasomatose – zurück (LLOYD & BAILEY, 1975; BOETTCHE & O'NEILL, 1980; MENZIES & MURPHY, 1980; BAILEY, 1982; DAWSON, 1984; MENZIES & HAWKESWORTH, 1987 u. a.). Phlogopit und Amphibol sind aufgrund des Einbaus von OH-Gruppen in das Kristallgitter Indikatorminerale für diesen Vorgang. Demgegenüber sind Anreicherungen an SEE abgesehen von Akzessorien wie Apatit, vorwiegend im Gitter des Klinopyroxens zu suchen (HARTMANN, 1986 u. a. siehe dort).

Die für die zwei Gruppen von AOB verschiedenen La/Yb-Verhältnisse können sowohl durch eine Variation des Aufschmelzungsgrades als auch durch eine sekundäre Anreicherung – Mantelmetasomatose – der LSEE gegenüber den SSEE erklärt werden.

In Abb. 9 ist La gegen das La/Yb-Verhältnis chondritnormiert aufgetragen. Für die dAOB zeigt sich eine positive Korrelation zwischen La_{cn} und $(La/Yb)_{cn}$. Während einige bAOB dieser Korrelation folgen, zeigt sich innerhalb dieser Gruppe ein Trend abnehmender $(La/Yb)_{cn}$ -Verhältnisse bei nahezu konstanten La_{cn} -Gehalten. Gesteine dieser Gruppe können also nicht allein durch Variationen des Aufschmelzungsgrades aus dem gleichen chemisch und mineralogisch homogenen Peridotit entstanden sein.

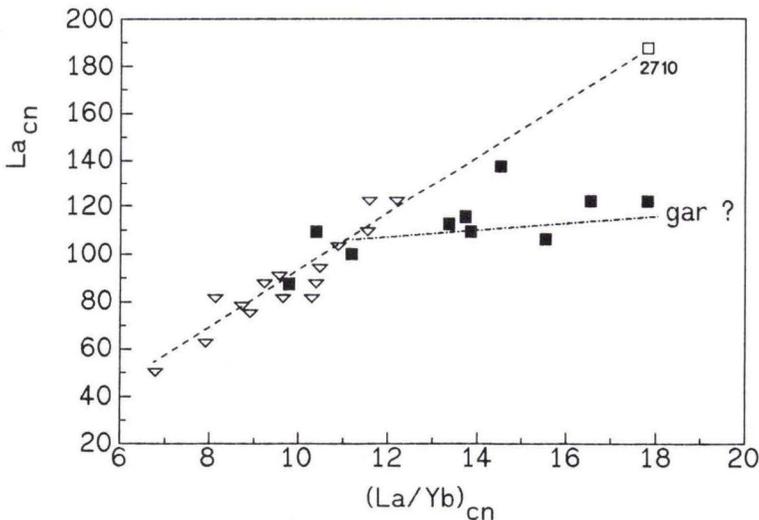


Abb. 9. Chondritnormierte (MASON, 1979) La-, La/Yb-Verhältnisse (Dreiecke: dAOB, Quadrate: bAOB).

Die unterschiedlichen Gehalte an SSEE der bAOB können durch folgende Modelle erklärt werden:

— Sie spiegeln möglicherweise verschieden stark verarmte Mantelgesteine wider, die in einer späteren Phase deutlich an LSEE und evt. untergeordnet an SSEE wieder angereichert wurden. Hierbei ist aufgrund der nur schwach variierenden Gehalte an LSEE eine annähernd gleichmäßige Anreicherung anzunehmen, die die ursprünglichen Gehalte überprägt.

— Für die bAOB wird ein Granatperidotit als Ausgangsgestein angenommen. Unterschiedliche Gehalte an SSEE könnten durch eine unterschiedliche Beteiligung von Granat an der Schmelzbildung verursacht werden.

Für die dAOB ist aufgrund der positiven Korrelation zwischen La_{cn} und $(La/Yb)_{cn}$ mit einer unterschiedlichen Genese zu rechnen. Geht man von einem homogenen Modellperidotit aus, so nehmen mit wachsendem Aufschmelzungsgrad die Konzentrationen an La und Yb in der Schmelze ab. Gleichzeitig sinkt aufgrund der höheren Kompatibilität von Yb das $(La/Yb)_{cn}$ -Verhältnis. Im $(La/Yb)_{cn}$ -La Diagramm ergibt sich eine lineare Abhängigkeit (vgl. MINSTER & ALLÈGRE, 1978). Für den Achsenabschnitt B (= La/Yb) der Geraden gilt:

$$B = \frac{C_0^{La}}{C_0^{Yb}} * \frac{1-P^{Yb}}{1-P^{La}} \quad C_0^{La}; C_0^{Yb} = La, \text{ bzw. } Yb\text{-Gehalt im Peridotit}$$

$P^{La}; P^{Yb} = \text{Gesamtverteilungskoeffizient der schmelzenden Phasen}$

Für die Steigung A der Geraden gilt:

$$A = \frac{D^{Yb} - D^{La} * \frac{1-P^{Yb}}{1-P^{La}}}{C_0^{Yb}} \quad D^{La}; D^{Yb} = \text{Gesamtverteilungskoeffizient des Peridotits}$$

Für kleine Aufschmelzungsgrade gilt näherungsweise: $P^{La} = D^{La};$
 $P^{Yb} = D^{Yb}.$

Aus den in Abb. 10 dargestellten, chondritnormierten La- und La/Yb-Werten wurde folgende Regressionsgerade errechnet:

$$(La/Yb)_{cn} = 0.0703 La_{cn} + 3.53, r = 0.93$$

Diese soll als Modellkurve für partielles Schmelzen dienen. Aus Achsenabschnitt und Steigung wurden nach den oben angegebenen Formeln die Konzentrationen an La und Yb im Mantel berechnet. Die Rechnung wurde sowohl für einen Spinellperidotit als auch für einen Granatperidotit durchgeführt. Aus den so ermittelten Gehalten im Peridotit wurde für verschiedene Aufschmelzungsgrade die Zusammensetzung der Schmelze nach der Gleichung von SHAW (1970) berechnet und in Abb. 10 dargestellt.

Die deutlich verschiedenen Aufschmelzungsgrade für die zwei Mantelquellen: Spinell- und Granatperidotit (Verteilungskoeffizienten s. Anhang) ergeben sich durch die Kompatibilität von Yb im Granat. Dennoch zeigt sich, daß die dAOB als Schmelzprodukt eines homogenen Mantels nur unter Annahme einer hohen Variation im Aufschmelzungsgrad von ca. 2–7 % für Spinellperidotit erklärt werden können. Für den Granatperidotit ermittelte Werte sind entscheidend abhängig vom Granatgehalt des Peridotits und dem Verteilungskoeffizienten für Yb im Granat. Dennoch erscheinen die ermittelten Aufschmelzungsgrade von bis zu 20 % für einen Granatperidotit als Mantelquelle zu hoch. Für Aufschmelzungsgrade > 10 % ist die

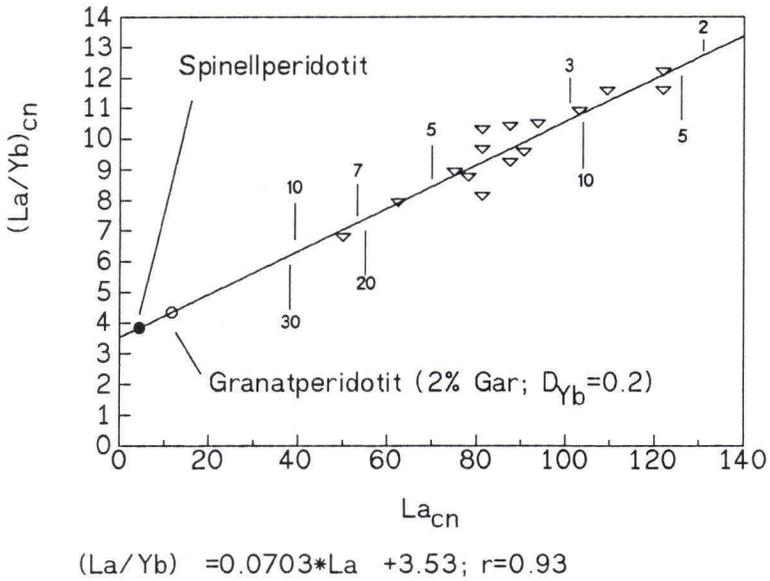


Abb. 10. Schmelzmodell für die dAOB (Dreiecke). Aufschmelzungsgrade für Spinell- bzw. Granatperidotit.

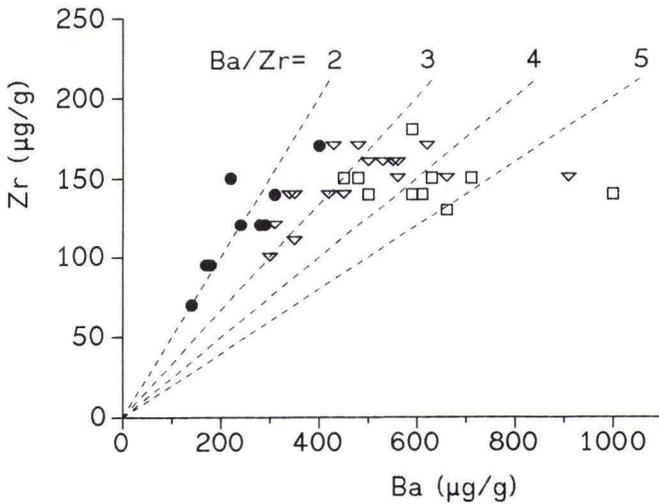


Abb. 11. Ba- und Zr-Gehalte sowie deren Verhältnisse in den QTH (Kreise), bAOB (Quadrate) und dAOB (Dreiecke).

hohe Anreicherung inkompatibler Spurenelemente in AOB gegenüber Mantelquellen nicht mehr erklärbar.

In Abb. 11 sind stellvertretend für andere LIL-Elemente die Ba-Gehalte der untersuchten Proben gegen deren Zr-Werte aufgetragen. Für die QTH ergeben sich bei unterschiedlichen Gehalten an Ba relativ konstante Ba/Zr-Werte. Die Gesamtverteilungskoeffizienten für Ba und Zr in Spinellperidotiten sind annähernd gleich (vgl. Anhang), so daß die konstanten Ba/Zr-Verhältnisse der QTH auf eine annähernd gleiche Inkompatibilität zurückgeführt werden können.

Für beide Gruppen von AOB zeigt sich eine deutliche Variationsbreite der Ba/Zr-Verhältnisse, wie im Gehalt an Ba. Die Gehalte an Zr sind relativ konstant und korrelieren nicht mit dem Ba-Gehalt wie innerhalb der QTH. Zr weist für Granat ein deutlich kompatibleres Verhalten auf, so daß für einen Granatperidotit das Ba/Zr-Verhältnis mit dem Aufschmelzungsgrad variiert; dieses um so deutlicher, je höher der Granatgehalt ist.

Für einen granatfreien Peridotit (Ol, Cpx, Opx) errechnet sich $D_{Zr} = 0.03$ (Verteilungskoeffizienten s. Anhang). Für einen Granatgehalt von < 10 Gew. % gilt $D_{Zr} < 0.06$. D_{Ba} ist für einen Phlogopit- bzw. Amphibolfreien Peridotit mit ca. ≤ 0.01 deutlich geringer.

Ausgehend von 10 % als maximalem Aufschmelzungsgrad sind nach der Gleichung von SHAW (1970) Werte von < 2 % anzunehmen, um die beobachtete Variationsbreite der Ba/Zr-Verhältnisse zu erklären. Variationen im Aufschmelzungsgrad von 2–10 % führen für $D_{Zr} = 0.06$ zu Variationen im Zr-Gehalt um Faktor > 2 .

Konstante Zr-Gehalte in Verbindung mit hohen Variationen im Ba/Zr-Verhältnis sind also selbst durch einen Granatperidotit nicht zu erklären (Ausnahme: $F \ll D \rightarrow C_O/C_L = D$).

Ähnliche Verhältnisse zeigen sich für die inkompatiblen Spuren Rb, Sr, Ba, LSEE, Ta und Th sowohl gegenüber Zr als auch gegenüber Hf (Zr/Hf ca. 40).

Unterschiede in diesen Elementverhältnissen werden damit im wesentlichen auf Heterogenitäten im Mantel zurückgeführt. PEARCE & NORRY (1979) weisen auf die schlechte Löslichkeit von HFS-Elementen in Fluiden hin (s. a. EGLER, 1987).

Die Anreicherung der genannten Elemente gegenüber Zr und Hf mag von daher auf eine metasomatische Überprägung zurückzuführen sein. Zusammenfassend lassen sich für die zwei verschiedenen Gruppen von Alkaliolivinbasalten folgende genetische Überlegungen formulieren:

bAOB:

Relativ konstante Gehalte an LSEE lassen eine Abstammung von einem an diesen Elementen homogen zusammengesetzten Mantel zu, wobei Variationen des Aufschmelzungsgrades keine große Bedeutung beigemessen wird. Unterschiedliche Gehalte an Tb, Yb und Lu werden auf eine unterschiedliche Beteiligung von Granat an der Schmelzbildung zurückgeführt.

dAOB:

Hohe Variationen im Aufschmelzungsgrad, die die beobachteten unterschiedlichen Gehalte einiger inkompatibler Spurenelemente (z. B. Rb, Ba, Sr, LSEE) erklären könnten, sind unvereinbar mit annähernd konstanten Gehalten an Zr und Hf. Dies führt zu der Annahme, daß das Verteilungsmuster inkompatibler Spurenelemente eher chemische und mineralogische Heterogenitäten im Mantel widerspiegelt als Variationen im Aufschmelzungsgrad.

8.3. Der Stoffbestand des oberen Mantels

Ausgehend von den ermittelten Daten an QTH und bAOB wurde der Gehalt an inkompatiblen Elementen des Ausgangsperidotits berechnet. Zur Berechnung wurden die in Tab. 2 dargestellten arithmetischen Mittel der einzelnen Probengruppen verwendet. Eine Korrektur für fraktionierte Kristallisation wurde nicht durchgeführt, da die Fehler für inkompatible Spurenelemente vernachlässigbar klein sind. Es wurden nur Elemente verwendet, für die gesicherte Verteilungskoeffizienten vorliegen, die im Anhang aufgeführt sind.

Zur Berechnung müssen Annahmen über den Aufschmelzungsgrad gemacht werden. WEDEPOHL (1985) berechnete aus Stoffumsatzgleichungen maximale Aufschmelzungsgrade von 6% für die AOB und 13% für die QTH der Hessischen Senke. Möglicherweise ist bei QTH von geringeren Aufschmelzungsgraden auszugehen (WEDEPOHL, mündl. Mitteilung).

Hier wurden, um auf der sicheren Seite zu liegen, Grenzzannahmen gemacht. Für die bAOB wurden Aufschmelzungsgrade von 3% bis 7%, für die OTH (Olivintholeiite als primäre Magmen der Quarztholeiite) von 7% bis 15% angenommen.

Aus den Analysendaten nach der Gleichung von SHAW (1970) berechnete Gehalte im Peridotit sind in Tab. 9 dargestellt. Die errechneten Gehalte an SEE zeigt Abb. 12.

Für beide berechneten Modellperidotite zeigt sich eine deutliche Anreicherung der Elemente Rb, Sr, Ba, La, Ce, Sm und Zr gegenüber dem primitiven Mantel. Demgegenüber sind diese an Yb geringfügig verarmt.

Tab. 9. Für verschiedene Aufschmelzungsgrade berechnete Zusammensetzung des Peridotits im Vergleich mit 36 Peridotitxenolithen der Hessischen Senke (HS; HARTMANN & WEDEPOHL, 1990) sowie primitivem Mantel (PM, HOFMANN, 1988). Ergebnisse in $\mu\text{g/g}$

	D	Mantel für				HS		PM
		QTH		bAOB		\bar{x}	(σ)	
		F=0.07	F=0.15	F=0.03	F=0.07			
Rb	0.056	1.7	2.7	2.8	4.0	2.7	(2.4)	0.54
Sr	0.009	39	79	27	55	32	(29)	18
Zr	0.052	14	23	12	17	7.9	(6.7)	9.7
Ba	0.06	31	50	54	77	20	(28)	6.0
La	0.014	1.1	2.2	1.7	3.2	2.1	(1.6)	0.61
Ce	0.017	2.1	4.1	3.2	5.9	4.5	(3.6)	1.6
Nd	0.026	2.1	3.9	—	—	2.3	(2.0)	1.2
Sm	0.045	0.66	1.1	0.5	0.75	0.51	(0.44)	0.39
Eu	0.047	0.21	0.35	0.16	0.24	0.14	(0.12)	0.15
Tb	0.064	0.11	0.18	0.086	0.12			0.094
Yb	0.094	0.25	0.36	0.19	0.25	0.17	(0.09)	0.41
Lu	0.10	0.041	0.059	0.032	0.041	0.026	(0.013)	0.064
Mn	1.1		1100		1400	1020	(180)	—
Co ¹	3.2		120		150	118	(6)	104
Ni ¹	8.8		(2400) ²		(2400) ²	2260	(128)	2080
Zn	1.0		140		120	58	(19)	—

¹ korrigiert für Olivinfraktionierung (vgl. Kap. 8.1)

² berechnet unter Annahme eines primären Ni-Gehaltes von 270 $\mu\text{g/g}$ in der Schmelze (vgl. Kap. 8.1)

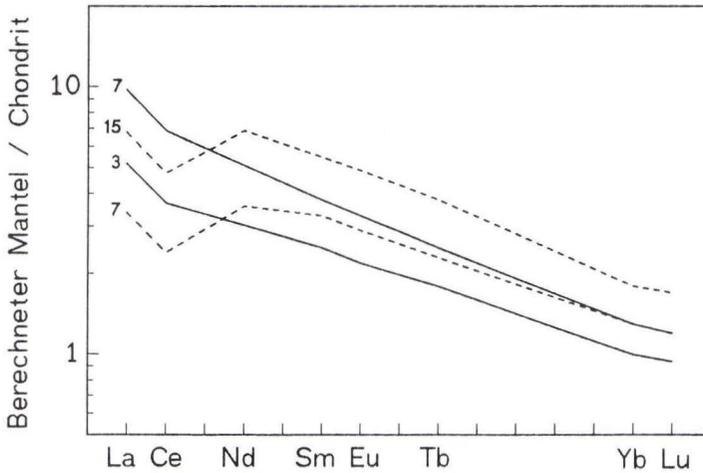


Abb. 12. Chondritnormierte SEE-Verteilung im Modellperidotit der QTH (gestrichelt) und bAOB (durchgezogen). Indizes an den Kurven geben den Aufschmelzungsgrad in % an. Erläuterung siehe Text.

Aus dieser Verteilung wird deutlich, daß der primitive Mantel als Quelle zur Bildung alkaliolivinbasaltischer wie tholeiitischer Magmen nicht in Frage kommt. Es muß von einem gegenüber dem primitiven Mantel an Rb, Ba, LSEE, Sr und (Zr) angereicherten Mantel ausgegangen werden.

Vergleicht man den Modellperidotit der bAOB mit dem der OTH, so zeigen sich relativ gleichmäßig erhöhte Gehalte für Sr, Sm, Zr und Yb bei sich überlappenden Variationsbereichen für den Peridotit der bAOB. Eine solche „Parallelverschiebung der Kurven“ läßt sich z. B. durch die Variation des Aufschmelzungsgrades erklären. Ist der Gesamtverteilungskoeffizient (D) klein gegenüber dem Aufschmelzungsgrad (z. B.: Sr), so ist das Verhältnis: Konzentration im Peridotit/Konzentration im Basalt annähernd gleich dem Aufschmelzungsgrad (F), was zu einer gleichmäßigen Konzentrationsänderung für Elemente mit $D < F$ führt.

Die Konzentrationen an Sr, Sm und Zr in beiden Modellen sind bei Beachtung des Fehlerbereiches (Verteilungskoeffizienten!) nicht sehr verschieden.

Demgegenüber zeigen sich deutliche Anreicherungen an Rb, Ba und den LSEE: La und Ce im Mantelmodell der bAOB gegenüber dem Modell der OTH sowie ein höherer Grad an LSEE/SSEE-Fraktionierung.

Einen solchen Zusammenhang zwischen LSEE/SSEE-Fraktionierung – als La/Yb-Verhältnis – und metasomatischer Überprägung (K-Gehalt) konnte HARTMANN (1986) für Peridotite der Hessischen Senke nachweisen. Die Anreicherung an Rb und Ba kann dabei auf die Mineralphase Phlogopit als einem Indikator mineral für Mantelmetasomatose zurückgeführt werden. HARTMANN (1986) erklärt die höheren La/Yb-Verhältnisse der K-reichen Peridotite durch eine „sekundäre Überprägung“, die „besonders die LSEE wieder anreichert.“ Diese Vorstellung deckt sich mit den in dieser Arbeit ermittelten Ergebnissen (s. a. Kap. 8).

Harzburgite, das sind Peridotite, deren Gehalt an Klinopyroxen durch Abgabe von Partialschmelze verarmt ist, zeigen geringere Yb-Gehalte als Klinopyroxen-reichere Peridotite.

Die deutliche Verarmung an Yb für beide Modelle gegenüber dem primitiven Mantel, insbesondere unter Annahme eines Spinellperidotits, läßt sich dahingehend erklären, daß vom Mantel schon vor der jetzigen Schmelzbildung Partialschmelze extrahiert wurde, was zur Verarmung an SEE (und LIL-Elementen) geführt hat. Diese Elemente könnten sekundär durch Mantelmetasomatose angereichert worden sein, wobei der Grad der Anreicherung an SSEE gegenüber den LSEE untergeordnet war, was zum jetzigen Verteilungsmuster führte.

Für das Mantelmodell der bAOB zeigt sich eine relativ gute Übereinstimmung aller Elemente bis auf Ba und Zr mit den Daten von etwa 36 Peridotitxenolithen der Hessischen Senke (HARTMANN & WEDEPOHL, 1990). Die Gehalte an den im Phlogopit kompatiblen Elementen Rb und Ba sind abhängig vom Phlogopitgehalt des Modellperidotits sowie den verwendeten Verteilungskoeffizienten. Diese wiederum sind von einer Vielzahl von Parametern, wie z. B. Druck und Temperatur abhängig (vgl. FREY et al. 1978). Vergleicht man die bAOB mit Xenolithen des Vogelsberges (EHRENBERG, 1986), von denen bis auf K keine Spurenelementdaten vorliegen, so könnten die K-reichen Spinell-Peridotite mit 1200–1700 $\mu\text{g/g}$ K potentielle Lieferanten der bAOB darstellen.

Das Mantelmodell für die OTH zeigt ebenfalls deutlich höhere Ba- und Zr-Werte als die Xenolithe der Hessischen Senke. Im Vergleich mit dieser Gruppe weist das Mantelmodell der OTH deutlich höhere Werte für Sr, niedrigere Gehalte an LSEE sowie eine deutliche Ce-Anomalie auf. Die Gehalte der anderen SEE stimmen recht gut überein.

Aufgrund dieser SEE-Verteilung erscheint das Mantelmodell für die OTH nicht vergleichbar mit dem Stoffbestand der Xenolithe der Hessischen Senke.

Der obere Mantel zur Bildung der bAOB scheint dagegen eine ähnliche Zusammensetzung an inkompatiblen Elementen wie die Mehrzahl der Peridotitxenolithe der Hessischen Senke aufzuweisen.

9. Schlußfolgerungen

Neben primären i. d. R. xenolithführenden, basanitischen Alkaliolivinbasalten kommen differenzierte, Hypersthen-normative Alkaliolivinbasalte vor, die während der Differentiation im Mittel 2 Gew. % Olivin und 8 Gew.% Klinopyroxen verloren haben. Ob neben diesen Phasen noch Amphibol fraktioniert wurde, kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Eine Fraktionierung hoher Mengen (ca. 30 Gew. %) Amphibol könnte den Hypersthen-normativen Charakter dieser Gesteine und die Tendenz zur Differentiation (wasserreiche Schmelze) erklären.

Spurenelementverteilung, Elementverhältnisse und Isotopensignaturen zeigen, daß alle Basalte von einem an inkompatiblen Spurenelementen und radiogenem Sr gegenüber (N-type) MORB-Mantel angereicherten Mantel abstammen. Von den Alkaliolivinbasalten weisen die basanitischen Alkaliolivinbasalte höhere LILE/Zr- bzw. LILE/Hf- und La/Yb-Verhältnisse auf, die als Mantelcharakteristikum gewertet werden. Variationen dieser Elementverhältnisse lassen sich durch eine unterschiedliche metasomatische Überprägung des Mantels erklären. Chemische Unterschiede zwischen den beiden Typen von Alkaliolivinbasalten können nicht allein auf fraktionierte Kristallisation zurückgeführt werden, sondern müssen einer unterschiedlichen Zusammensetzung des Mantels zugeschrieben werden. Eine Fraktionierung der

schweren gegenüber den leichten SEE innerhalb der basanitischen Spezies deutet möglicherweise auf die Anwesenheit von Granat im Mantel hin.

Die Quarztholeiite lassen sich durch Kristallisationsdifferentiation von im Mittel 10 Gew. % Olivin aus einer olivintholeiitischen Schmelze ableiten. Ihre SEE-Verteilung weist eine deutliche negative Ce-Anomalie ($Ce/Ce^* = 0.71$) auf, welche auf partielles Schmelzen eines metasomatisch überprägten Mantels zurückgeführt wird. Für die im $^{87}Sr/^{86}Sr$ - ϵ_{Nd} -Diagramm gegenüber dem „mantle array“ niedrigeren ϵ_{Nd} -Werte wird eine Kontamination durch eine an Leichten Seltenen Erden angereicherte, aber an Rb verarmte Komponente angenommen, die, über längere Zeit isoliert, eine Isotopie mit niedrigeren ϵ_{Nd} - und $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Werten als die Gesamterde entwickeln konnte. Für eine solche Kontamination kommen Tonalite mit extrem niedrigen ϵ_{Nd} - und niedrigen $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Werten in Frage, wie sie im Lewisian-Komplex in Schottland auftreten. Eine Kontamination der primären Olivintholeiite durch tonalitische Schmelzen kann während ihrer Differentiation zu Quarztholeiiten in den Magmenkammern erfolgt sein. Ein Mischungsmodell MORB-Tonalit zeigt, daß vor einer möglichen Kontamination mit tonalitischen Schmelzen eine Anreicherung an inkompatiblen Spurenelementen angenommen werden kann. Alternativ zum Modell der Kontamination olivintholeiitischer Schmelzen kann von einem Mantel mit „anomaler“ Sr- und Nd-Isotopie ausgegangen werden, wie er in Peridotiten des Ultramafitkomplexes von Ronda dokumentiert ist. Eine Rückführung von Unterkrustenmaterial in den Mantel kann eine solche Isotopie erzeugen und ebenso wie eine Kontamination olivintholeiitischer Magmen durch tonalitische Schmelzen, die gegenüber MORB deutlich höheren $\delta^{18}O$ -Werte der QTH (6.7–7.5 ‰ SMOW, Feldspäte) erklären.

Danksagungen: Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. K. H. WEDEPOHL (Univ. Göttingen), dem ich für sein stetes Interesse an diesem Thema ganz besonders zu Dank verpflichtet bin. Herr Dr. K.-H. EHRENBERG (HLB Wiesbaden) begleitete mich einige Tage bei der Probenahme. Ihm sei an dieser Stelle recht herzlich gedankt. Bei der Lösung analytischer Probleme halfen: Dr. H. HEINRICHS, Dr. U. WIECHERT, Dr. H. HARTMANN und Dr. K. MENGEL (alle Univ. Göttingen). Herrn Prof. Dr. J. HOEFS (Göttingen) und seinen Mitarbeitern bin ich für die Präparation der O-Isotopenbestimmungen zu Dank verpflichtet. Herr Dipl.-Geophys. E. GOHN überließ mir die Ergebnisse der natürlichen γ -Spektrometrie und führte mich in die Geheimnisse der Massenspektrometrie ein. Herr Prof. Dr. U. HAACK ermöglichte freundlicherweise die massenspektrometrischen Aufnahmen während meines Aufenthaltes an der Universität Gießen. Allen nicht genannten Mitarbeitern, die mir mit Rat und Tat zur Seite standen, sei an dieser Stelle recht herzlich gedankt. Die Finanzierung dieser Arbeit erfolgte durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft.

10. Schriftenverzeichnis

- BAILEY, D. K. (1982): Mantle metasomatism – continuing chemical change within the Earth. – *Nature*, **296**: 525–530; London.
- BLASCHKE, R. (1965): Zur Petrologie der Basalte von Ortenberg. – Dissertation Universität Gießen; Gießen.
- BOETTCHER, A. L., & O'NEILL, J. R. (1980): Stable isotope, chemical, and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas: evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites. – *Am. J. Sci.*, **280-A**: 594–621; New Haven.
- BONESS, M. (1987): Die radiometrische Altersbestimmung der Pb-Zn -Lagerstätte Grund (Harz) mit der Rb/Sr-Methode. – Dissertation Universität Göttingen; Göttingen.
- BOTTINGA, Y., & JAVOY, M. (1975): Oxygen isotope partitioning among minerals in igneous and metamorphic rocks. – *Rev. Geophys. Space Phys.*, **13**: 401–418; Washington.
- BURKE, W. H., DENISON, R. E., HETHERINGTON, E. A., KOEPNICK, R. B., NELSON, N. F., OTTO, J. B. (1982): Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. – *Geology*, **10**: 516–519; Boulder.
- BVSP (1981): Basaltic Volcanism Study Group: Basaltic volcanism on the terrestrial planets; New York (Vgl. Pergamon Press).
- CARTER, S. R., EVENSEN, N. M., HAMILTON, P. J., O'NIONS, R. K. (1978): Neodymium and strontium isotope evidence for crustal contamination of continental volcanics. – *Science*, **202**: 743–747; Washington.
- CHAYES (1949): A simple point counter for thin-section analysis. – *Am. Min.*, **34**: 1–12; Lawrence, Kansas, U. S. A.
- CLAYTON, R. N., & MAYEDA, T. K. (1963): The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**: 43–52; London.
- COX, K. G., & HAWKESWORTH, C. J. (1985): Geochemical stratigraphy of the deccan traps at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. – *J. Petrol.*, **26**: 355–377; Oxford.
- DAWSON, J. B. (1984): Contrasting types of upper mantle metasomatism? – In: KORNPROBST, J. (Hrsg.): *Kimberlites II, The mantle and crust-mantle relationship*; Amsterdam (Vlg. Elsevier).
- DEPAOLO, D. J. (1981): Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**: 189–202; Amsterdam.
- DIXON, T. H., & BATIZA, R. (1979): Petrology and chemistry of recent lavas in the northern Marianas: Implications for the origin of island arc basalts. – *Contr. Miner. Petrol.*, **70**: 167–181; Berlin.
- EGGLER, D. H. (1987): Solubility of major and trace elements in mantle metasomatic fluids: Experimental constraints. – In: MENZIES, M. A., & HAWKESWORTH, C. J. (Hrsg.): *Mantle metasomatism*, 221–361; London (Vlg. Academic Press).
- EHRENBERG, K. H. (1986): Vulkanische Bildungen im Vogelsberg. – *Fortschr. Miner.*, **64** (2): 1–34; Stuttgart.
- HARRE, W., & KREUZER, H. (1977): Datierungen nach der K-Ar-Methode. – In: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5721 Gelnhausen*, 107–110, 1 Tab.; Wiesbaden.
- HENTSCHEL, G., SCHRICKE, W., STRECKER, G. (1982): Vogelsberg-Vulkanismus. – *Fortschr. Miner. Bd.*, **60** (2): 17–42; Stuttgart.
- & HICKETHIER, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg, Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. – *Geol. Jb. Hessen*, **113**: 97–135; Wiesbaden.
- ELDERFIELD, H., & GREAVES, M. J. (1982): The rare earth elements in seawater. – *Nature*, **296**: 214–219; London.
- HAWKESWORTH, C. J., GREAVES, M. J., & CALVERT, S. E. (1981): Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**: 513–528; New York.
- ERLANK, A. J., WATERS, F. G., HAWKESWORTH, C. J., HAGGERTY, S. E., ALLSOPP, H. L., RICKARD, R. S., & MENZIES, M. A. (1987): Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley Pipes, South Africa. – In: MENZIES, M. A., & HAWKESWORTH, C. J. (Hrsg.): *Mantle metasomatism*; London (Vlg. Academic Press).

- ERNST, T. H. (1977): Petrographisch ermittelte Altersabfolge der Basaltergüsse von Rainrod I (Vogelsberg) im Gegensatz zur radioaktiven Altersbestimmung. – N. Jb. Miner., Abh., **129** (1): 75–99; Stuttgart.
- FODOR, R. V., CORWIN, C., ROISENBERG, A. (1985): Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, southern Brasil: crustal contamination, source material, and South Atlantic magmatism. – Contr. Miner. Petrol., **91**: 54–65; Berlin.
- FREERK-PARPATT, M. (1990): Geochemie Amphibol-führender Nephelinbasanite und Alkaliolivinbasalte aus der Rhön. – Dissertation Universität Göttingen; Göttingen.
- FREY, F. A., & GREEN, D. H. (1974): The mineralogy, geochemistry, and origin of Iherzolite inclusions in Victorian Basanites. – Geochim. Cosmochim. Acta, **38**: 1023–1059; London.
- ROY, S. D. (1978): Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilithes from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. – J. Petrol., **19**: 463–513; Oxford.
- FUHRMANN, U., & LIPPOLT, H. J. (1987): K-Ar-Datierungen an Maintrapp-Basalten aus Bohrungen in Frankfurt a. M. nach der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenentgasungstechnik. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 245–257; Wiesbaden.
- FUJII, T., & SCARFE, C. M. (1985): Composition of liquids coexisting with spinel Iherzolite at 10 kbar and the genesis of MORBS. – Geochim. Cosmochim. Acta, **90**: 18–28; New York.
- FUJIMAKI, H., TATSUMOTO, M., AOKI, K. (1984): Partition coefficients of Hf, Zr und REE between phenocrysts and groundmasses. – Proc. 14th Lunar Planet. Sci. Conf., Part 2, J. Geophys. Res., **89**: B662–B672; Washington.
- GAST, P. W. (1968): Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. – Geochim. Cosmochim. Acta, **32**: 1057–1086; London.
- GIBSON, I. L., & JAGAM, P. J. (1980): Instrumental neutron activation analysis of rocks and minerals. – In: MÜCKE, G. K. (Hrsg.): A short course in neutron activation analysis in the geosciences, Min. Ass. Canada, Short Course Handbook, **5**; Halifax.
- GRAMSE (1970): Quantitative Untersuchungen mit der Elektronenmikrosonde an Pyroxenen aus Basalten und Peridotiteinschlüssen. – Contrib. Mineral. Petrol., **29**: 43–73; Berlin.
- GREEN, D. H. (1970): A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas. – Phys. Earth Planet. Interiors, **3**: 221–235; Amsterdam.
- (1973): Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressures under water-saturated and water-undersaturated conditions. – Earth Planet. Sci. Lett., **19**: 37–53; Amsterdam.
- RINGWOOD, A. E. (1967): The genesis of basaltic magmas. – Contr. Miner. Petrol., **15**: 103–190; Berlin.
- HAACK, U., GOHN, E., BECKER, K.-H., HOFMANN, A., & FRIESE, K. (1986): Bericht über den Fortgang der Arbeiten an dem Projekt: „Voruntersuchungen für das Kontinentale Tiefbohrprogramm: Messung der Wärmeproduktion“. – unveröff. DFG-Arbeitsbericht; Göttingen.
- HAMILTON, P. J., EVENSEN, N. M., O'NIIONS, R. K. (1979): Sm-Nd systematics of Lewisian gneisses: implications for the origin of granulites. – Nature, **277**: 25–28; London.
- HARMON, R. S., HOEFS, J., & WEDEPOHL, K. H. (1987): Stable isotope (O, H, S) relationships in Tertiary basalts and their mantle xenoliths from the Northern Hessian Depression, W.-Germany. – Contrib. Mineral. Petrol., **95**: 350–369; Berlin.
- HART, S. R., & DAVIS, K. E. (1978): Nickel partitioning between olivine and silicate melt. – Earth Planet. Sci. Lett., **40**: 203–219; Amsterdam.
- HARTMANN, G. (1986): Chemische Zusammensetzung und Mineralbestand von Peridotit-Xenolithen mit unterschiedlicher metasomatischer Überprägung aus Basalten der Hessischen Senke. – Dissertation Universität Göttingen; Göttingen.
- & WEDEPOHL, K. H. (1990): Metasomatically altered peridotite xenoliths from the Hessian Depression (Northwest Germany). – Geochim. Cosmochim. Acta, **54**: 71–86; New York.
- HAWKESWORTH, C. J., KEMPTON, P. D., ROGERS, N. W., ELLAM, R. W., VAN CALSTEREN, P. W. (1990): Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. – Earth Planet. Sci. Lett., **96**: 256–268; Amsterdam.
- HEINRICH, H., KÖNIG, N., SCHULTZ, R. (1985): Atom-Absorptions- und Emissionsspektroskopische Bestimmungsmethoden für Haupt- und Spurenelemente in Probelösungen aus Waldökosystem-Untersuchungen. Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme/Waldsterben, **8**: 1–92; Göttingen.

- HEMING, R. F., & RANKIN, P. C. (1979): Ce-Anomalous lavas from Rabul caldera, Papua New Guinea. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**: 1351–1355; London.
- HERRMANN, A. G. (1975): *Praktikum der Gesteinsanalyse*. – Berlin–Heidelberg–New York (Vlg. Springer).
- & KNAKE, D. (1973): Coulometrisches Verfahren zur Bestimmung von Gesamt-, Karbonat- und Nicht-karbonat-Kohlenstoff in magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen. – *Z. Anal. Chem.*, **266**: 196–201; Berlin.
- HILDRETH, W., & MOORBATH, S. (1988): Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. – *Contr. Miner. Petrol.*, **98**: 455–489; Berlin.
- HOEFS, J. (1987): *Stable Isotope Geochemistry*. – 3rd. ed.; Berlin–Heidelberg–New York (Vlg. Springer).
- HOFMANN, A. W. (1988): Chemical differentiation of the earth: the relation between mantle, continental crust, and oceanic crust. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**: 297–324; Amsterdam.
- HOLE, M. J., SAUNDERS, A. D., MARRINER, G. F., & TARNEY, J. (1984): Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from Mariana Islands. – *J. geol. Soc. London*, **141**: 453–472; London.
- HUGHES, S. S., SCHMITT, R. A., WANG, Y. L., & WASSERBURG, G. J. (1986): Trace element and Sr-Nd isotopic constraints on the compositions of lithospheric primary sources of Serra Geral continental flood basalts, southern Brasil. – *Geochemical Journal*, **20**: 173–189; Tokyo.
- ILLIES, J. H., BAUMANN, H., HOFFERS, B. (1981): Stress pattern and strain release in the Alpine foreland. – *Tectonophysics*, **71**: 157–172; Amsterdam.
- IRVING, A. J., & FREY, F. A. (1984): Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: Constraints on partition coefficients and megacryst genesis. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**: 1201–1221; New York.
- & PRICE, R. C. (1981): Geochemistry and evolution of lherzolite-bearing phonolitic lavas from Nigeria, Australia, East Germany and New Zealand. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**: 1309–1320; New York.
- ITO, E., WHITE, W. M., & GÖPEL, C. (1987): The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. – *Chem. Geol.*, **62**: 157–176; Amsterdam.
- ITO, K., & KENNEDY, G. C. (1967): Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. – *Am. J. Sci.*, **265**: 519–538; New Haven.
- JACOBS, J., KOROTEV, R. L., BLANCHARD, D. P., HASKIN, L. A. (1977): A well tested procedure for instrumental neutron activation of silicate rocks and minerals. – *J. Radionanal. Chem.*, **40**: 93–114; Lausanne.
- JAKES, P., & GILL, J. (1970): Rare earth element and the island arc tholeiite series. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **9**: 17–28; Amsterdam.
- JAMES, D. E. (1981): The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination. – *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* **9**: 311–344; Carlo Alto, U. S. A.
- JAQUES, A. L., & GREEN, D. H. (1980): Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. – *Contr. Miner. Petrol.*, **73**: 287–310; Berlin.
- KAISER, H., & SPECKER, H. (1954): Bewertung und Vergleich von Analyseverfahren. – *Z. Anal. Chem.*, **149**: 46–66; Berlin.
- KOUGOULIS (1974): Über die vulkanischen Gesteine von Londorf und Kesselbach im nordwestlichen Vogelsberg. – Dissertation Universität Gießen; Gießen.
- KREUZER, H., BESANG, C., HARRE, W., MÜLLER, P., ULLRICH, H. J., & VINKEN, R. (1973): K-Ar-Datierungen an jungtertiären Basalten aus dem Vogelsberg und aus dem Raum zwischen Kassel und Göttingen. – *Fortschr. Miner.*, **50** (3): 10–11; Stuttgart.
- KUSHIRO, I., SYONO, Y., AKIMOTO, S.-I. (1968): Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures. – *J. Geophys. Res.*, **73**: 6023–6029; Washington.
- KYSER, T. K., O'NEILL, J. R., & CARMICHAEL, S. E. (1981): Oxygen isotope thermometry of basic lavas and mantle nodules. – *Contr. Miner. Petrol.*, **77**: 11–23; Berlin.
- (1982): Genetic relations among basic lavas and ultramafic nodules: Evidence from oxygen isotope compositions. – *Contr. Miner. Petrol.*, **81**: 88–102; Berlin.
- LIGHTFOOT, P. C., NALDRETT, A. J., GORBACHEV, N. S., DOHERTY, W., & FEDORENKO, V. A. (1990): Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism. – *Contr. Miner. Petrol.*, **104**: 631–644; Berlin.

- LIPPOLT, H. J. (1982): K/Ar Age Determinations and the Correlation of Tertiary Volcanic Activity in Central Europe. – *Geol. Jb.*, **D 52**: 113–135; Hannover.
- LLOYD, F. E., & BAILEY, D. K. (1975): Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences. – *Phys. Chem. Earth*, **9**: 389–416; Oxford–New York–Toronto.
- LUDDEN, J. M., & THOMPSON, G. (1979): An evaluation of the behavior of the rare earth elements during the weathering of seafloor basalt. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**: 85–92; Amsterdam.
- MACDONALD, G. A., & KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. – *J. Petrol.*, **5**: 82–133; Oxford.
- MANTOVANI, M. S. M., MARQUES, L. S., DE SOUSA, M. A., CIVETTA, L., ATALLA, L., & INNOCENTI, F. (1985): Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State. – *J. Petrol.*, **26**: 187–209; Oxford.
- MASON, B. (1979): *Cosmochemistry. Part I. Meteorites.* – US Geol. Surv. Prof. Pap. **440-B**: 1–132; Washington.
- MATSUMOTO, R., MINAI, Y., & IJIMA, A. (1985): Manganese content, cerium anomaly, and rate of sedimentation as clues to characterize and classify deep-sea sediments. – In: NASU, N. (ed.): *Formation of active margins*, 913–939; Terrapub.
- MENDEL, K. (1990): *Der Beitrag von Xenolithen der nördlichen Hessischen Senke zu Problemen des Stoffbestandes und der Entwicklung kontinentaler Unterkruste.* – Habilitationsschrift Universität Göttingen; Göttingen.
- KRAMM, U., WEDEPOHL, K. H., & GOHN, E. (1984): Sr isotopes in peridotite xenoliths and their basaltic host rocks from the northern Hessian Depression (NW Germany). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **87**: 369–375; Berlin.
- MENZIES, M. A., & HAWKESWORTH, C. J. (1987): *Mantle metasomatism*; London (Vlg. Academic Press).
- & MURPHY, V. R. (1980): Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas – an isotopic evidence. – *Am. J. Sci.*, **280A**: 622–638; New Haven.
- MINSTER, J. F., & ALLEGRE, C. J. (1978): Systematic use of trace elements in igneous processes, Part III: Inverse problems of batch partial melting in volcanic suites. – *Contr. Miner. Petrol.*, **68**: 37–52; Berlin.
- MÜCKE, G. K. (1980): *A short course in neutron activation analysis in the geosciences.* – Min. Ass. Canada, *Shourt Course Handbook*, **5**; Halifax.
- NEAL, C. R., & TAYLOR, L. A. (1989): A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: Evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**: 1035–1040; New York.
- NEUGEBAUER, H. J. (1981): Zur Entstehung und Entwicklung von kontinentalen Riftsystemen. – *Geol. Rdsch.*, **70**: 231–243; Stuttgart.
- NEUMANN, H., MEAD, J., VITALIANO, C. J. (1954): Trace element variations during fractional crystallization as calculated from the distribution law. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **6**: 90–99; London.
- O'NIONS, R. K., & MCKENZIE, D. P. (1988): Melting and continent generation. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**: 449–456; Amsterdam.
- OTHMAN, D. B., WHITE, W. M., PATCHETT, J. (1989): The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **94**: 1–21; Amsterdam.
- PEARCE, J. A., & NORRY, M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. – *Contr. Miner. Petrol.*, **69**: 33–47; Berlin.
- POHL, J. (1985): *Geochemie und Petrologie tertiärer Vulkanite des Vogelsberges.* – unveröff. Dipl.-Arb. Universität Gießen; Gießen.
- RAMSAY, W. R. H., CRAWFORD, A. J., & FODEN, J. D. (1984): Field setting, mineralogy, chemistry, and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Islands. – *Contr. Miner. Petrol.*, **88**: 386–402; Berlin.
- REISBERG, L., & ZINDLER, A. (1986/87): Extreme isotopic variations in the upper mantle: evidence from Ronda. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **81**: 29–45; Amsterdam.
- JAGOUTZ, E. (1989): Further Sr and Nd isotopic results from peridotites of the Ronda Ultramafic Complex. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **96**: 161–180; Amsterdam.
- RUHLIN, D. E., & OWEN, R. M. (1986): The rare earth element geochemistry of hydrothermal sediments from the East Pacific Rise: examination of seawater scavenging mechanism. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**: 393–400; New York.

- SCHMUCKER, U. (1957): Gesteinsmagnetische Messungen und Experimente am Basalt des Steinbergs bei Barlissen. – Abh. Akademie der Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Klasse, **26**; Göttingen.
- SCHNEIDER, A., & SCHULZ-DOBRICK, B. (1976): Automatisierte RFA geologischer Proben mit dem Vierkanal-Simultangerät (ARL 72000). – Fortschr. Min., **54** (1): 150–151; Stuttgart.
- SCHNETZER, B. (1988): Geochemische Untersuchungen an den Kinzigiten und Stronaliten der Ivrea-Zone, Norditalien. – Dissertation Universität Göttingen; Göttingen.
- SCHORRER, G. (1970): Die Pyroxene tertiärer Vulkanite des Vogelsberges. – Chem. Erde, **29**: 69–138; Jena.
- SHAW, D. M. (1970): Trace element fractionation during anatexis. – Geochim. Cosmochim. Acta, **34**: 237–243; London.
- TAKAHASHI, E., & KUSHIRO, I. (1983): Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. – Am. Mineral., **68**: 859–879; Menasha.
- TAYLOR, H. P., & SHEPPARD, S. M. F. (1986): Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics. – In: VALLEY, J. W., TAYLOR, H. P., O'NEIL, J. R. (Hrsg.): Stable isotopes in high temperature geological processes. – Reviews in Mineralogy, Vol. **16**; Washington.
- THOMPSON, R. N., MORRISON, M. A., DICKIN, A. P., & HENDRY, G. L. (1983): Continental flood basalts . . . arachnids rule ok?. – In: HAWKESWORTH, C. J., & NORRY (Hrsg.): Continental basalts and mantle xenoliths. – Shiva Geology Series; Cheshire (Vlg. Shiva Publishing Ltd.).
- TOYODA, K., NAKAMURA, Y., & MASUDA, A. (1990): Rare earth elements of Pacific pelagic sediments. – Geochim. Cosmochim. Acta, **54**: 1093–1103; New York.
- WALSH, J. N., BUCKLEY, F., BARKER, J. (1981): The simultaneous determination of rare-earth elements in rocks using inductively coupled plasma source spectrometry. – Chem. Geol., **33**: 141–153; Amsterdam.
- WANG, Y. L., LIU, Y.-G., & SCHMITT, R. A. (1986): Rare earth element geochemistry of South Atlantic deep sea sediments: Ce anomaly change at 54 My. – Geochim. Cosmochim. Acta, **50**: 1337–1355; New York.
- WEAVER, B. L., & TARNEY, J. (1981): Lewisian gneiss geochemistry and Archean crustal development models. – Earth Planet. Sci. Lett., **55**: 171–180; Amsterdam.
- WEDEPOHL, K. H. (1960): Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik. Ein Beitrag zur Deutung der geochemischen Sonderstellung von pelagischen Tonen. – Geochim. Cosmochim. Acta, **18**: 200–231; London.
- (1981): Tholeiitic Basalts from Spreading Ocean Ridges – The Growth of the Oceanic Crust. – Naturwissenschaften, **68**: 110–119; Berlin.
- (1985): Origin of the Tertiary basaltic volcanism in the northern Hessian Depression. – Contrib. Mineral. Petrol., **89**: 122–143; Berlin.
- WHITE, W. M., & PATCHETT, J. (1984): Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: Implications for magma origins and crust-mantle relationships. – Earth Planet. Sci. Lett. **67**: 167–185; Amsterdam.
- YODER, H. S., & TILLEY, C. E. (1962): Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. – J. Petrol., **3**: 342–532; Oxford.

Anhang

Tab. A1. Probenliste

Tab. A2. Analyseverfahren und Reproduzierbarkeiten

Tab. A3. Analysenergebnisse einzelner Proben

Tab. A4. Isotopenverhältnisse

Tab. A5. U, Th, K – natürliche Gamma-Spektrometrie

Tab. A6. Verwendete Verteilungskoeffizienten

Tab. A1. Probenliste

Probe	Koordinaten	GK 1:25 000
Quarzholeite:		
2543	R 35 43 64, H 55 81 95	5623 Schlüchtern
2544	R 35 32 35, H 55 82 00	5622 Steinau
2689	R 34 93 00, H 55 14 05	5319 Londorf
2545	R 34 91 28, H 56 15 79	5319 Londorf
2546	R 34 83 69, H 55 88 38	5518 Butzbach
2547	R 35 00 56, H 55 74 59	5620 Ortenberg
2549	R 35 44 93, H 55 82 69	5623 Schlüchtern
2690	R 35 14 94, H 55 84 63	5621 Wenings
2691	R 35 13 70, H 56 05 83	5421 Ulrichsstein
Alkaliolivinbasalte:		
2709	R 35 03 80, H 55 80 60	5620 Ortenberg
2710	R 35 07 20, H 55 78 60	5620 Ortenberg
2711	R 35 23 11, H 55 75 94	5621 Wenings
2712	R 35 14 75, H 55 70 63	5721 Gelnhausen
2713	R 35 14 63, H 55 70 50	5721 Gelnhausen
2550	R 35 09 20, H 55 81 15	5620 Ortenberg
2551	R 35 02 50, H 55 80 71	5620 Ortenberg
2553	R 34 89 25, H 56 17 70	5319 Londorf
2554	R 35 00 25, H 55 79 60	5620 Ortenberg
2555	R 35 10 00, H 55 82 54	5620 Ortenberg
2556	R 35 11 30, H 55 82 20	5620 Ortenberg
2552	R 34 91 28, H 56 15 79	5319 Londorf
2548	R 34 92 84, H 56 12 43	5319 Londorf
2692	R 35 08 18, H 55 81 59	5620 Ortenberg
2693	R 35 08 18, H 55 81 59	5620 Ortenberg
2694	R 35 19 49, H 55 81 12	5621 Wenings
2695	R 35 19 71, H 55 81 06	5621 Wenings
2696	R 35 20 03, H 55 81 21	5621 Wenings
2697	R 35 23 08, H 55 75 95	5621 Wenings
2698	R 35 17 54, H 55 77 19	5621 Wenings
2699	R 35 19 31, H 55 74 06	5621 Wenings
2700	R 35 19 31, H 55 74 06	5621 Wenings
2701	R 35 19 59, H 55 73 23	5721 Gelnhausen
2702	R 35 20 27, H 55 72 26	5721 Gelnhausen
2703	R 35 20 19, H 55 72 15	5721 Gelnhausen
2704	R 35 20 41, H 55 71 58	5721 Gelnhausen
2705	R 35 20 50, H 55 71 40	5721 Gelnhausen
2706	R 35 20 50, H 55 71 35	5721 Gelnhausen
2707	R 35 20 55, H 55 71 76	5721 Gelnhausen
2708	R 35 46 00, H 55 83 05	5623 Schlüchtern

Tab. A2. Analyseverfahren und Reproduzierbarkeiten

Element	Methode	Literatur
Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, P	RFA	SCHNEIDER & SCHULZ-DOBRICK (1976)
FeO	Titration	HERRMANN (1975)
CO ₂	coulometrisch	HERMANN & KNAKE (1973)
H ₂ O	Titration (Karl-Fischer)	
H ₂ O ⁻	gravimetrisch	HERMANN (1975)
Na, K	FES	HEINRICHS et al. (1985)
Li	FES	HEINRICHS et al. (1985)
Rb	AAS-F	HEINRICHS et al. (1985)
Zn	AAS-F	HEINRICHS et al. (1985)
Ni, Cu	AAS-G	HEINRICHS et al. (1985)
V, Sr, Y, Zr, Ba	ICP-AES	HEINRICHS et al. (1985)
Sc, Cr, Co, La,	INAA	GIBSON & JAGAM (1980),
Ce, Sm, Eu, Tb,		JACOBS et al. (1977),
Yb, Lu, Hf, Ta,		MUECKE (1980)
Th		
La, Ce, Nd	ICP-AES	SCHNETGER (1988), WALSH et al. (1981)
Th, U	Spektrometrie der natürlichen γ -Aktivität	HAACK et al. (1986)
$\delta^{18}\text{O}$	Massenspektrometrie	CLAYTON & MAYEDA (1963)
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Massenspektrometrie	BONESS (1987)
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Massenspektrometrie	vgl. Anhang

FES: Atomemissionsspektroskopie (Flamme)

AAS-F: Atomabsorptionsspektroskopie mit Flamme

AAS-G: Atomabsorptionsspektroskopie mit Graphitrohr

ICP-AES: Atomemissionsspektroskopie mit induktiv gekoppeltem Plasma

Reproduzierbarkeiten aus Doppelbestimmungen nach KAISER & SPECKER (1954).

Methode		Variationsbereich ($\mu\text{g/g}$)	N/2	$1 \sigma_{\text{rel.}}$ (%)	Methode		Variationsbereich ($\mu\text{g/g}$)	N/2	$1 \sigma_{\text{rel.}}$ (%)
Li	FES	7– 12	40	3.5	La	INAA	8 – 60	10	1.9
Sc	INAA	16– 25	10	1.8	La	ICP-AES	8 – 21	9	8.1
V	ICP-AES	130– 250	40	3.7	Ce	INAA	15 –105	10	3.9
Cr	INAA	130– 510	40	1.8	Ce	ICP-AES	15 – 37	9	5.1
Co	INAA	32– 50	40	2.1	Nd	ICP-AES	14 – 35	9	7.1
Ni	AAS-G	71– 290	40	4.7	Sm	INAA	3.7 – 8.7	10	2.2
Cu	AAS-G	21– 53	40	4.1	Eu	INAA	1.3 – 2.7	10	2.3
Zn	AAS-F	100– 160	40	4.1	Tb	INAA	0.7 – 1.3	10	4.1
Rb	AAS-F	4– 46	40	4.3	Yb	INAA	1.3 – 2.0	10	6.5
Sr	ICP-AES	360– 890	40	4.5	Lu	INAA	0.19– 0.33	10	8.6
Y	ICP-AES	19– 31	40	3.2	Hf	INAA	0.30– 4.2	10	3.9
Zr	ICP-AES	70– 180	40	5.4	Ta	INAA	0.6 – 3.8	10	2.4
Ba	ICP-AES	140–1000	40	4.5	Th	INAA	0.7 – 6.5	10	8.5

Fortsetzung Tab. A3.

Probe:	2543	2544	2689	2545	2546	2547	2549	2690	2691
	$\mu\text{g/g:}$								
Li	9	7	8	7	9	10	9	9	10
Sc	18	18	16	16	19	18	16	18	17
V	150	160	130	140	180	170	150	170	150
Cr	240	280	310	270	330	220	260	260	130
Co	35	39	36	35	40	36	34	37	32
Ni	140	170	160	160	180	100	150	98	71
Cu	33	36	25	28	33	28	28	21	21
Zn	140	120	130	140	160	160	130	140	120
Rb	13	12	10	10	21	5	7	23	22
Rb (IDMS)		11.0	8.05	10.7	19.7	4.26	6.06	21.5	
Sr	410	360	560	520	430	580	430	730	520
Sr (IDMS)		344	518	500	411	562	427	695	
Y	22	19	21	21	26	25	21	25	21
Zr	95	70	120	120	140	150	95	170	120
Ba	180	140	280	240	310	220	170	400	290
La	9.7	8.4	15	13	15	12	8.8	21	19
Ce	18	15	26	26	27	26	17	37	31
Nd	19	14	23	21	23	30	15	35	23
Sm	5.6	3.7	5.4	5.6	6.3	8.1	4.4	8.3	5.4
Eu	1.7	1.3	1.7	1.8	2.0	2.5	1.5	2.5	1.7
Tb	0.9	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	0.7	1.0	0.8
Yb	1.4	1.3	1.5	1.5	2.0	1.7	1.3	1.8	1.5
Lu	0.26	0.23	0.23	0.28	0.33	0.27	0.21	0.25	0.23
Hf	2.6	1.8	3.1	3.1	3.4	3.9	2.3	4.2	3.0
Ta	0.7	0.6	1.1	0.9	1.7	1.1	0.7	1.5	1.4
Th	1.0	0.7	1.3	1.3	1.8	0.9	0.9	1.7	2.4

Fortsetzung Tab. A3.

Probe:	2709	2710	2711	2712	2713	2550	2551	2553	2554	2555
	<i>µg/g:</i>									
Li	7	9	9	8	9	10	10	12	9	9
Sc	23	22	25	25	24	25	23	21	25	25
V	250	220	230	240	230	250	250	220	250	240
Cr	280	350	350	460	410	430	440	510	470	430
Co	49	48	47	49	45	48	47	47	50	49
Ni	200	240	220	250	240	270	260	290	240	230
Cu	39	48	47	53	48	45	50	36	53	47
Zn	120	110	100	100	100	120	110	130	130	120
Rb	33	30	46	41	40	25	30	35	30	28
Rb (IDMS)		29.4		43.5	44.6			37.0		27.5
Sr	620	890	740	760	790	640	740	680	600	620
Sr (IDMS)		893		868	864			687		640
Y	23	24	23	21	21	24	22	22	22	23
Zr	150	140	150	130	150	140	140	180	150	140
Ba	450	610	630	660	710	590	1000	590	480	500
La	28	60	44	39	39	37	34	32	36	35
Ce	57	107	77	74	72	64	59	63	61	61
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	6.2	8.1	7.4	6.6	6.6	6.7	6.3	6.8	6.6	6.4
Eu	2.0	2.5	2.3	2.1	2.2	2.2	2.1	2.2	2.1	2.0
Tb	0.9	1.1	1.0	0.7	0.7	0.9	0.9	1.2	1.0	1.0
Yb	1.7	2.0	1.8	1.4	1.3	1.6	1.3	1.7	1.6	1.5
Lu	0.23	0.26	0.26	0.19	0.21	0.29	0.26	0.23	0.29	0.27
Hf	3.9	3.9	3.5	2.8	2.8	3.3	3.4	3.8	3.5	3.3
Ta	2.5	3.2	3.8	3.5	3.4	3.0	2.9	3.6	3.1	2.9
Th	3.2	6.5	5.5	4.1	4.3	4.2	3.9	3.9	4.0	4.2

Fortsetzung Tab. A3.

Probe:	2556	2552	2548	2692	2693	2694	2695	2696	2697	2698
	Gew. %:									
SiO ₂	46.3	50.7	51.6	50.4	49.9	49.1	47.4	49.3	48.2	51.0
TiO ₂	2.1	2.4	1.9	2.2	2.2	1.9	2.2	1.9	1.9	2.2
Al ₂ O ₃	13.1	13.5	14.2	13.8	13.5	13.9	13.9	14.7	13.8	13.8
Fe ₂ O ₃	2.9	2.7	3.9	3.0	3.5	4.0	2.8	6.9	2.8	3.4
FeO	8.3	7.4	5.7	7.4	6.9	6.7	8.2	4.3	7.9	6.8
MnO	0.17	0.15	0.12	0.15	0.16	0.17	0.17	0.16	0.16	0.15
MgO	10.3	7.9	7.0	7.7	7.6	7.7	8.3	6.3	7.4	7.0
CaO	10.8	8.4	7.7	8.8	8.6	8.6	10.5	8.1	9.0	8.3
Na ₂ O	2.5	3.7	3.5	3.8	3.6	3.3	3.7	3.5	3.0	3.7
K ₂ O	1.05	1.29	1.36	1.53	1.53	1.00	1.56	1.07	1.44	1.43
H ₂ O ⁺	1.0	0.6	0.8	0.3	0.4	1.4	0.5	1.1	2.0	0.6
H ₂ O ⁻	1.1	0.4	2.0	0.6	0.7	1.3	0.3	1.4	1.3	0.7
P ₂ O ₅	0.45	0.36	0.37	0.40	0.42	0.34	0.52	0.37	0.33	0.40
CO ₂	0.06	0.03	0.10	0.06	0.04	0.06	0.03	0.09	0.05	0.02
Σ	100.1	99.5	100.3	100.1	99.0	99.5	100.1	99.2	99.3	99.5
Σ Fe als Fe ₂ O ₃	12.1	10.9	10.2	11.2	11.2	11.4	11.9	11.7	11.6	11.0
(Fe ²⁺ / Σ Fe) _{atom.}	0.76	0.75	0.62	0.73	0.68	0.65	0.77	0.41	0.76	0.69
Mg # ¹	66	63	62	62	61	61	62	56	60	60
	CIPW-Norm ² :									
Qz	-	-	1.8	-	-	-	-	2.8	-	-
Or	6.3	7.7	8.3	9.1	9.2	6.1	9.3	6.6	8.9	8.6
Ab	19.7	31.8	30.5	32.2	31.1	28.9	18.3	30.6	26.5	31.9
An	21.9	16.7	19.5	16.2	16.5	20.9	16.9	22.0	20.8	17.1
Ne	1.0	-	-	0.1	-	-	7.2	-	-	-
Di	24.0	18.7	13.7	20.3	19.4	16.8	26.0	13.3	19.1	17.8
Hy	-	7.6	15.8	-	4.7	13.5	-	10.1	6.3	11.0
Ol	17.7	8.1	-	12.5	8.5	3.4	12.8	-	9.8	3.4
Mt	4.3	4.0	5.8	4.4	5.2	6.0	4.1	9.2	4.2	5.0
Il	4.1	4.6	3.7	4.2	4.3	3.7	4.2	3.7	3.8	4.3
Ap	1.1	0.9	0.9	0.9	1.0	0.8	1.2	0.9	0.8	1.0
Hm	-	-	-	-	-	-	-	0.8	-	-

Fortsetzung Tab. A3.

Probe:	2556	2552	2548	2692	2693	2694	2695	2696	2697	2698
	$\mu\text{g/g}$:									
Li	9	11	9	11	11	7	10	8	8	9
Sc	25	19	18	20	20	19	22	20	21	19
V	250	200	170	210	210	190	230	180	190	200
Cr	420	370	300	320	330	270	320	310	270	310
Co	50	41	37	41	42	39	44	43	42	38
Ni	260	230	140	160	150	150	150	150	150	150
Cu	50	21	30	41	36	35	49	37	40	24
Zn	130	130	120	130	120	110	120	120	110	130
Rb	29	32	38	35	34	23	41	28	22	33
Sr	690	550	510	610	630	470	740	570	530	580
Y	23	22	24	23	23	22	22	25	22	31
Zr	150	170	170	160	160	140	170	140	140	160
Ba	480	480	430	530	550	340	620	450	350	550
La	35	26	26	28	29	25	39	33	26	35
Ce	63	50	50	52	52	44	71	50	48	54
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	6.6	6.6	6.6	6.5	6.5	5.3	7.3	6.0	5.7	8.0
Eu	2.0	2.0	2.0	2.1	2.1	1.7	2.3	2.0	1.8	2.5
Tb	0.9	1.1	1.0	1.0	1.0	0.8	1.0	1.0	0.9	1.2
Yb	2.0	1.6	1.9	1.8	1.8	1.7	1.9	1.8	1.5	1.8
Lu	0.27	0.25	0.27	0.26	0.26	0.22	0.29	0.32	0.27	0.31
Hf	3.5	4.0	4.0	4.0	3.9	3.4	4.1	3.2	3.5	3.9
Ta	3.0	3.0	2.2	2.4	2.4	2.1	3.8	2.3	2.3	2.2
Th	4.6	3.3	3.6	3.8	3.6	2.9	5.1	3.4	3.3	2.7

Fortsetzung Tab. A3.

Probe:	2699	2700	2701	2702	2703	2704	2705	2706	2707	2708
	$\mu\text{g/g}$:									
Li	9	10	8	8	8	9	8	8	8	7
Sc	21	22	19	20	21	21	21	21	20	18
V	220	200	200	190	190	190	200	180	180	170
Cr	360	380	310	320	270	270	330	260	290	290
Co	40	42	38	39	45	43	40	43	43	38
Ni	160	160	140	130	170	160	170	170	180	160
Cu	36	39	32	30	39	42	39	38	33	27
Zn	130	120	110	110	120	110	110	120	120	130
Rb	31	39	29	32	10	28	29	18	23	24
Sr	620	610	480	550	460	490	590	410	440	450
Y	28	24	22	23	21	23	23	22	21	20
Zr	150	150	160	150	110	140	160	100	120	120
Ba	660	910	500	560	350	420	560	300	310	310
La	30	39	26	29	20	29	28	20	24	16
Ce	54	56	49	56	35	53	54	36	43	31
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	7.2	8.7	6.4	7.2	5.1	6.2	6.8	5.1	5.5	5.6
Eu	2.3	2.7	2.1	2.2	1.7	1.9	2.1	1.7	1.8	1.8
Tb	1.1	1.3	0.9	1.0	0.8	1.0	1.0	0.8	0.8	0.9
Yb	1.7	2.0	1.6	1.8	1.5	1.8	1.6	1.5	1.6	1.4
Lu	0.23	0.30	0.22	0.28	0.27	0.30	0.24	0.25	0.25	0.24
Hf	3.9	4.1	3.9	4.1	2.9	3.7	3.4	3.0	3.5	3.3
Ta	2.6	2.7	2.4	2.8	1.8	2.5	2.9	1.7	2.0	1.7
Th	2.2	3.3	3.0	3.3	2.8	3.4	3.6	2.5	2.9	2.0

¹ Mg #: $100 \text{ Mg}/(\text{Mg}+0.85 \text{ Fe})_{\text{atom}}$.

² Analysen CO_2 - und H_2O - frei gerechnet und auf $\Sigma = 100 \text{ Gew.}\%$ normiert

Tab. A4. Isotopenverhältnisse

Probe	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma_{\text{M}}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma_{\text{M}}$
Quarzholeiite					
2544	0.703344	0.000013	0.09248	0.512738 0.512730	0.000006 0.000005
2689	0.703793	0.000010	0.04503	0.512608 0.512602	0.000007 0.000005
2545	0.703838	0.000010	0.06194	0.512602 0.512591	0.000004 0.000005
2546	0.704057	0.000013	0.13907	0.512677 0.512684	0.000005 0.000005
2547	0.703925	0.000009	0.02195	0.512594 0.512604	0.000005 0.000005
2549	0.703501	0.000012	0.04112	0.512696 0.512710	0.000005 0.000004
2690	0.703717	0.000010	0.08969	0.512603 0.512616	0.000004 0.000004
Alkaliolivinbasalte					
2553	0.703984	0.000010	0.15524	0.512745 0.512740	0.000005 0.000005
2555	0.703455	0.000010	0.12433	0.512891 0.512900	0.000005 0.000006
2710	0.703434	0.000010	0.09551	0.512826 0.512834	0.000004 0.000005
2712	0.70344	0.000013	0.14517		
2713	0.70350	0.000013	0.14953		

NBS No. 987: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710243 \pm 0.000013 (2\sigma_{\text{M}})$

La Jolla: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511846 \pm 0.000004 (2\sigma_{\text{M}})$

¹ normalisiert auf $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$

Tab. A5. U, Th, K – natürliche Gamma-Spektrometrie

Probe	U $\mu\text{g/g}$	Th $\mu\text{g/g}$	K Gew.‰	K ₂ O Gew.‰
Quarztholeiite:				
2543	0.5	1.5	0.38	0.46
2544	0.2	1.1	0.34	0.41
2545	0.3	1.5	0.50	0.60
2546	0.5	1.9	0.82	0.99
2547	0.3	1.1	0.33	0.40
2549	0.3	1.0	0.33	0.40
Alkaliolivinbasalte:				
2709	0.7	3.1	1.08	1.30
2710	1.9	7.2	0.91	1.10
2711	1.2	5.7	1.19	1.43
2712	1.4	5.6	1.40	1.69
2713	1.5	5.4	1.43	1.72
2550	0.9	4.5	0.87	1.05
2551	0.8	4.3	0.97	1.17
2553	1.1	4.0	1.23	1.48
2554	1.0	4.3	0.89	1.07
2555	1.1	3.9	0.86	1.04
2556	1.3	4.2	0.84	1.01
2552	0.5	3.6	1.08	1.30
2548	0.9	3.9	1.15	1.39
2695	1.2	5.3	1.13	1.36
2703	0.4	2.6	0.40	0.48
2706	0.6	2.3	0.57	0.69
2708	0.6	1.8	0.66	0.80

Tab. A6. Verwendete Verteilungskoeffizienten. D für 72% Olivin (ol), 18% Orthopyroxen (opx), 7% Klinopyroxen (cpx), 1.3% Phlogopit (ph) und 1.1% Spinell (sp); Granat (gar); aus: WEDEPOHL, 1985

	k_{ol}	k_{opx}	k_{cpx}	k_{sp}	k_{gar}	k_{ph}	D
Sc	0.34	1.2	3.0	2.0	>1	8.0	0.85
Cr	2.8	2.8	34	24	13	5.4	5.3
Mn	1.0	1.4	1.0	1.4	>1	ca. 1	1.1
Co	3.5	2.7	1.1	7	1.9	>1	3.2
Ni	10	7	4.5	9	0.8	1.3	8.8
Zn	1	ca. 1	0.4	2.8	ca. 1	>1	0.97
Rb	0.0002	0.003	0.002	<0.001	<0.009	2.5	0.056
Sr	0.0004	0.009	0.07	<0.001	0.001	0.12	0.009
Zr	0.01	0.03	0.25	<1	0.3	0.6	0.052
Ba	0.0001	0.003	0.0015	<0.001	<0.01	3.0	0.06
U	0.003	0.006	0.04	<0.1	<0.01	0.02	0.007

D für 18% Orthopyroxen, 7% Klinopyroxen und 75% Olivin. Einzelverteilungskoeffizienten aus IRVING & FREY (1984) (cpx, opx), IRVING & PRICE (1981) (ol) sowie FUJIMAKI et al. (1984) (gar)

	k_{ol}	k_{opx}	k_{cpx}	k_{gar}	D
La	0.011	0.0067	0.058	(0.0001)	0.014
Ce	0.011	0.0078	0.10	0.005	0.017
Nd	0.012	0.011	0.22	0.025	0.026
Sm	0.013	0.019	0.45	0.088	0.045
Eu	0.013	0.022	0.48	0.13	0.047
Tb	0.018	0.05	0.59	-	0.064
Yb	0.037	0.14	0.58	5.2	0.094
Lu	0.045	0.18	0.53	6.0	0.10

Anschrift des Verfassers:

Dr. MICHAEL WITTENBECHER
 Staatl. Forschungsinstitut
 für Geochemie
 Concordia
 8600 Bamberg

- Heft 63: THEWS, J.-D.: Zur Typologie der Grundwasserbeschaffenheit im Taunus und Taunusvorland. 1972. 42 S., 27 Abb., 7 Tab., 2 Taf. DM 12,—
- Heft 64: STEPHAN-HARTL, R.: Die altmiozäne Säugetierfauna des Nordbassin und der Niederländer Schleusenkammer (Frankfurt/M., Hessen) und ihre stratigraphische Stellung. 1972. 97 S., 16 Abb., 11 Tab., 24 Taf. DM 21,—
- Heft 65: BOY, J. A.: Die Branchiosaurier (Amphibia) des saarpfälzischen Rotliegenden (Perm, SW-Deutschland). 1972. 137 S., 70 Abb., 2 Tab., 2 Taf. DM 17,—
- Heft 66: BARTH, H.: Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug (Bergsträßer Odenwald). 1972. 85 S., 16 Abb., 11 Tab., 8 Taf. DM 12,—
- Heft 67: KUSTER-WENDENBURG, E.: Die Gastropoden aus dem Meeressand (Rupelium) des Mainzer Tertiärbeckens. 1973. 170 S., 8 Taf. DM 21,—
- Heft 68: NEUFFER, F. O.: Die Bivalven des Unteren Meeressandes (Rupelium). 1973. 113 S., 13 Taf. DM 25,—
- Heft 69: WALTER, H.: Hydrogeologie und Wasserhaushalt im oberen Horlofftal (westlicher Vogelsberg). 1974. 104 S., 13 Abb., 17 Tab., 2 Taf. DM 25,—
- Heft 70: AZIMI, M. A., et al.: Beiträge zur Hydrogeologie von Hessen. 1974. 198 S., 60 Abb., 37 Tab., 2 Taf. DM 35,—
- Heft 71: BAHLO, E.: Die Nagetierfauna von Heimersheim bei Alzey (Rheinessen, Westdeutschland) aus dem Grenzbereich Mittel-/Oberoligozän und ihre stratigraphische Stellung. 1975. 182 S., 43 Abb., 11 Tab. DM 25,—
- Heft 72: MATHEIS, J.: Kartographische Bearbeitung geologischer und bodenkundlicher Karten. Von der Manuskriptkarte zur Druckvorlage. 1975. 68 S., 22 Abb., 3 Taf., 5 Beil. DM 24,—
- Heft 73: GOLWER, A., et al.: Belastung und Verunreinigung des Grundwassers durch feste Abfallstoffe. 1976. 131 S., 23 Abb., 34 Tab., 2 Taf. DM 25,— vergriffen

Geologische Abhandlungen Hessen

- Band 74: SOLLE, G.: Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynklinal-Folge im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die Olkenbacher Mulde. 1976. 264 S., 11 Abb., 2 Taf., 1 Kt. DM 45,—
- Band 75: BOENIGK, W., et al.: Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/ Vogelsberg. 1977. 80 S., 17 Abb., 6 Tab., 8 Taf. DM 16,—
- Band 76: MOAYEDPOUR, E.: Geologie und Paläontologie des tertiären "Braunkohlenlagers" von Theobaldshof/Rhön (Miozän, Hessen). 1977. 135 S., 7 Abb., 5 Tab., 21 Taf. DM 32,—
- Band 77: SOBOTH, E.: Lang- und kurzperiodische Änderungen der Grundwasserbeschaffenheit und der Quellschüttung während 20jähriger Beobachtungen in der Frankenberger Bucht (Hessen). 1978. 39 S., 17 Abb., 5 Tab., 6 Taf. DM 9,—
- Band 78: JANSSEN, R.: Revision der Bivalvia des Oberoligozäns (Chattium, Kasseler Meeressand). 1979. 181 S., 1 Abb., 4 Taf. DM 33,—
- Band 79: HOMRIGHAUSEN, R.: Petrographische Untersuchungen an sandigen Gesteinen der Hörre-Zone (Rheinisches Schiefergebirge, Oberdevon—Unterkarbon). 1979. 84 S., 16 Abb., 5 Tab., 13 Taf. DM 27,—
- Band 80: WITTEN, W.: Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II γ/δ bis III α des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. 1979. 132 S., 26 Abb., 12 Tab., 4 Taf. DM 23,—
- Band 81: EHRENBERG, K.-H., et al.: Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen), Bohrung 1 (Flösser-Schneise), Bohrung 2/2A (Hasselborn). 1981. 166 S., 89 Abb., 17 Tab., 9 Taf. DM 40,—
- Band 82: BOTTKE, H., & POLYSOS, N.: Die Altenbürener Störungszone und der nördliche Teil der Briloner Scholle im tektonischen Photolineationsmuster des nördlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). 1982. 50 S., 21 Abb., 2 Tab. DM 10,—

- Band 83: WEBER, J., & HOFMANN, U.: Kernbohrungen in der eozänen Fossilagerstätte Grube Messel bei Darmstadt. 1982. 58 S., 3 Taf. DM 12,—
- Band 84: KOWALCZYK, G.: Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. 1983. 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf. DM 24,—
- Band 85: SCHRAFT, A.: Quantitative Wasserhaushaltsbetrachtungen im Einzugsgebiet der Elz (SE-Odenwald/Bauland). 1984. 60 S., 13 Abb., 13 Tab. DM 9,—
- Band 86: REITZ, E.: Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen. 1985. 36 S., 11 Abb., 11 Taf. DM 13,—
- Band 87: DIEDERICH, G. et al.: Erläuterungen zu den Übersichtskarten 1: 300000 der Grundwasserergiebigkeit, der Grundwasserbeschaffenheit und der Verschmutzungsempfindlichkeit des Grundwassers von Hessen. 1985. 51 S., 2 Abb., 3 Tab., 3 Kt. vergriffen
Neuauf. als
Geol. Abh.
Band 95
- Band 88: AMLER, M.R.W.: Fauna, Paläogeographie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Dinantium). 1987. 339 S., 37 Abb., 16 Tab., 10 Taf. DM 50,—
- Band 89: MARELL, D.: Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. 1989. 128 S., 57 Abb., 2 Tab. DM 17,—
- Band 90: QUADFLIEG, A.: Zur Geohydrochemie der Kluftgrundwasserleiter des nord- und osthessischen Buntsandsteingebietes und deren Beeinflussung durch saure Depositionen. 1990. 110 S., 26 Abb., 24 Tab., 8 Beil. DM 13,—
- Band 91: DÖRR, W.: Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies der Gießener Grauwacke (östliches Rheinisches Schiefergebirge). 1990. 94 S., 22 Abb., 5 Tab., 5 Kt. DM 20,—
- Band 92: KIRNBAUER, T.: Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/Unter-Devon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. 1991. 228 S., 52 Abb., 4 Tab., 5 Taf., 2 Kt. DM 50,—
- Band 93: BECKER, G., KRAUSE, C., SCHWARZ, J.: Beiträge zur Biostratigraphie von Hessen. 1991. 81 S., 15 Abb., 5 Tab., 11 Taf. DM 25,—
- Band 94: SCHMIDT, B.: Stratigraphie und Tektonik der Umgebung von Hessisch Lichtenau-Hirschhagen (Nordhessen) Blatt Nr. 4724 Großalmerode. 1991. 61 S., 6 Abb., 1 Taf., 1 Karte. DM 26,—
- Band 95: DIEDERICH, G. et al.: Hydrogeologisches Kartenwerk Hessen 1: 300000. 1991. 83 S., 3 Abb., 4 Tab., 5 Karten. DM 43,—