

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <http://www.researchgate.net/publication/258308255>

Die Vulkanite der Tyros-Schichten Kretas und des Peloponnes--orogene Andesite oder anorogene Trapp-Basalte?

ARTICLE *in* ZEITSCHRIFT DER DEUTSCHEN GESELLSCHAFT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN · JANUARY 1996

Impact Factor: 0.57

CITATIONS

2

READS

13

2 AUTHORS, INCLUDING:



[Emmanouil Manoutsoglou](#)

Technical University of Crete

94 PUBLICATIONS 171 CITATIONS

SEE PROFILE

Die Vulkanite der Tyros-Schichten Kretas und des Peloponnes – orogene Andesite oder anorogene Trapp-Basalte?

ULRICH FRIEDRICH DORNSIEPEN & EMMANUIL MANUTSOGLU*

DORNSIEPEN, U.F. & MANUTSOGLU, E. (1996): Die Vulkanite der Tyros-Schichten Kretas und des Peloponnes – orogene Andesite oder anorogene Trapp-Basalte? [The volcanic rocks of the Tyros beds from Crete and Peloponnesus – orogenic andesites or anorogenic trap-basalts?] – Z. dt. geol. Ges., **147**: 101–123; Stuttgart.

Kurzfassung: Triassische Vulkanite sind ein wesentlicher Bestandteil der Tyros-Schichten Kretas und des Peloponnes. Nach den bisher publizierten Ergebnissen handelt es sich dabei um Kalkalkaligesteine, die als typisch für aktive Kontinentalränder gelten. Subduktionsvorgänge in den Externen Helleniden während der Trias sind unseres Erachtens jedoch nicht mit geologischen Beobachtungen in Einklang zu bringen. Neuere Untersuchungen an mesozoischen Trapp-Basalten von Gondwana und Sibirien haben gezeigt, daß dort Niedrig-Ti-Trapp-Basalte vorkommen, die Kalkalkaligesteinen ähneln. Eine Neuinterpretation von bisher unveröffentlichten geochemischen Daten von Vulkaniten der Tyros-Schichten des Peloponnes erbrachte, daß diese Niedrig-Ti-Trapp-Basalten ähneln und wahrscheinlich keine Kalkalkali-Gesteine darstellen. Ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal zwischen beiden Vulkanittypen ist das Sr/Nb-Verhältnis mit Werten über 100 bei Kalkalkaligesteinen und unter 50 bei Niedrig-Ti-Trapp-Basalten. Diese Ergebnisse werden als Hinweis gegen Subduktionsprozesse in den Externen Helleniden während der Trias gewertet.

Abstract: Triassic volcanic rocks are an essential rock type of the Tyros beds of Crete and the Peloponnesus. Previous investigations interpreted them as rocks of a calcalkaline character, typical for active continental margin settings. Processes of subduction in the External Hellenides during the Triassic are

however not consistent with geological observations. Studies concerning Mesozoic trap-basalts of Gondwana and Siberia revealed the occurrence of Low-Ti-Trapp-Basalts, resembling rocks of calcalkaline character. A new evaluation of so far unpublished geochemical data concerning volcanic rocks of the Tyros beds of the Peloponnesus shows a comparable low-Ti signature, but they do not at all represent calcalkaline rocks. The Sr/Nb-relation is significantly different regarding both rock types. It is above 100 in calcalkaline rocks and only less than 50 in Low-Ti-Trapp-Basalts. These results do not favour the possibility of subduction processes in the External Hellenides during the Triassic.

Keywords: Critical review, Triassic (Tyros beds), volcanic rocks, chemical analyses, Ti, Sr/Nb relation, mafic composition, intermediate composition, low-Ti-trapp-basalts, extension tectonics, correlation, calcalkaline rocks, subduction zone.

Crete, Peloponnesus, Greece.

Einleitung

Vulkanische Gesteine sind wichtige endogene Zeugen von geotektonischen Prozessen. Die triassischen Vulkanite der Tyros-Schichten Kretas und des Peloponnes stellen in diesem Zusammenhang ein hochaktuelles Problem dar, da sie in bezug auf ihre geotektonische Bedeutung bisher sehr kontrovers, Subduktion oder initiale Riftphase, diskutiert wurden. Ähnliche Probleme treten zu diesem Komplex auch mit den triassischen Vulkaniten in den Dinariden und Südalpen auf, so daß eine Lösung der Problematik der Vulkanite der Tyros-Schichten von großem Interesse für die Geodynamik des mediterranen Raumes während der Trias ist.

Die Tyros-Schichten sind der obere Teil des oligozänen/miozänen Hochdruck/Niedrigtem-

* Anschrift der Autoren: Priv.-Doz. Dr. U.F. DORNSIEPEN, Dr. E. MANUTSOGLU, Institut für Geologie, Geophysik und Geoinformatik der Freien Universität Berlin, Malteserstr. 74–100, D-12249 Berlin.

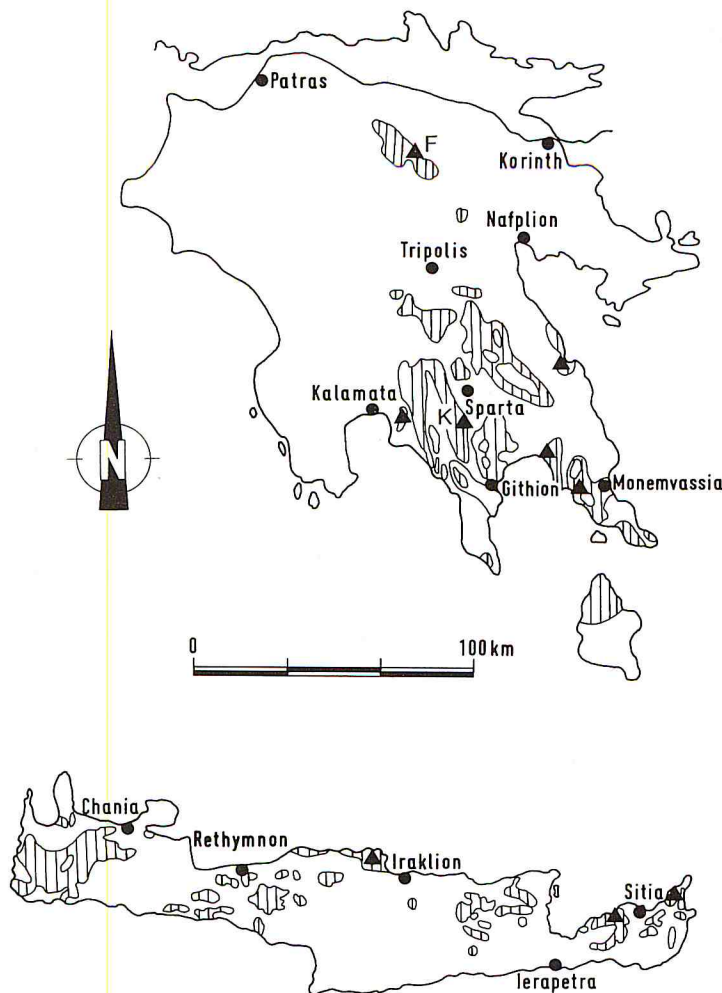


Abb. 1: Verbreitung der Vulkanite (Dreiecke) der Tyros-Schichten auf dem Peloponnes und auf Kreta innerhalb der Phyllit-Decke (schraffiert). F – Feneos, K – Krokee.

Fig. 1: Distribution of volcanic rocks (triangles) of the Tyros beds on Peloponnes and Crete in the Phyllit Nappe (hatched). F – Feneos, K – Krokee.

peraturgürtels der Externen Helleniden (SEIDEL et al. 1982). Dieser Gürtel zieht sich über eine Entfernung von ca. 600 km vom Nordpeloponnes über den Südpeloponnes, Kythira und Westkreta bis nach Ostkreta hin. Der Begriff „Tyros-Schichten“ wurde von KTENAS (1924) mit Bezug auf das Gebiet nahe der Ortschaft Tyros an der Ostküste des Peloponnes geprägt. Er definierte damit eine präjurassische Abfolge von Tonschiefern, Kalken und Sandsteinen, in die als charakteristisches Merkmal Vulkanite eingeschaltet sind. Die Tyros-Schichten bildeten ursprünglich das stratigraphisch Liegende der von Flachwasserkarbonaten und Flyschsedimenten aufgebauten Tripolitza-Serie.

Die Vulkanite sind im gesamten Verbreitungsgebiet der Tyros-Schichten vom Nordpeloponnes bis Ostkreta anzutreffen (Abb. 1). Zur geochemischen Kennzeichnung dieser Gesteine liegen bereits einige Arbeiten vor (u.a. SEIDEL 1978; PE-PIPER 1982; SKARPELIS 1982; KALOGEROPOULOS et al. 1986). SEIDEL (1978) kam zu dem Ergebnis, daß es sich um subalkalische Kalkalkali-Vulkanite eines Inselbogens bzw. Kontinentalrandes handelt, die mit der Subduktion eines Ozeans am Ausgang der varistischen Orogenese in Zusammenhang gestanden haben könnten. PE-PIPER (1982) schloß auf eine NEgerichtete Subduktion eines triassischen Ozeans unter die Tripolitza-Plattform. Im Zusammenhang mit dieser Subduktion interpretierte sie

die Vulkanite der Tyros-Schichten als Back-Arc-Förderungen, die während der Öffnung eines zwischen der Gavrovo-Tripolitza-Zone und der Pelagonischen Zone entstehenden „Pindos“-Ozeans aufstiegen. Zu ähnlichen Interpretationen kamen auch SKARPELIS (1982) und KALOGEROPOULOS et al. (1986). Diese Schlußfolgerungen stehen im Gegensatz zu den bisherigen geologischen Ergebnissen. Untersuchungen zur Stratigraphie der Tyros-Schichten (u.a. KTENAS 1924; THIEBAULT 1982; MANUTSOGLU et al. 1993; GEROLYMATOS 1994) ergaben, daß die Vulkanite sowie die vulkano-sedimentäre Abfolge mit flachmarinen Klastika und Karbonat-Gesteinen assoziiert sind. Die flach-marine Sedimentation umfaßt die gesamten Tyros-Schichten und die überlagernden Tripolitza Kalke. Eindeutige Beweise für ozeanische Kruste in den Externen Helleniden konnten noch nicht erbracht werden.

Schon früher wurde der basische Vulkanismus, der nicht nur in den Externen Helleniden, sondern ebenfalls in anderen alpidischen Bereichen weit verbreitet ist (BERNOULLI & JENKYN 1974), als Vorläufer der jurassischen Rifting-Phase interpretiert. Diese eher großräumige Dehnungsphase zur Perm-Trias-Zeit (JACOB SHAGEN 1994) steht im Einklang mit dem Beginn des Auseinanderbrechens von Pangäa (u.a. ZIEGLER 1990; DERCOURT et al. 1992). Es fehlten nur entsprechende geochemische Daten, die diese Auffassung unterstützen konnten. Neue geochemische Ergebnisse von mesozoischen Trapp-Basalten der Gondwana-Provinz (HERGT et al. 1991), der Deccan-Provinz (LIGHTFOOT & HAWKESWORTH 1988) und der Sibirischen Provinz (LIGHTFOOT et al. 1990) haben gezeigt, daß in diesen Vulkanit-Serien, die eindeutig mit großräumigen Dehnungsstrukturen zusammenhängen, Niedrig-Ti-Basalte auftreten, die bestimmten Niedrig-K-Kalkalkali-Gesteinen ähneln.

Innerhalb der Helleniden-Arbeitsgruppe unter der Leitung von Prof. Dr. V. Jacobshagen an der Freien Universität Berlin wurden im Rahmen von Diplomarbeiten unter anderem die Tyros-Schichten-Vulkanite im Nordpeloponnes (DÖBEL 1984; TÜFFERS 1984; GENTH 1985) und Zentralpeloponnes (HUCK 1989) geochemisch untersucht. Diese bisher unveröffentlichten Daten wurden mit Daten aus der Literatur kompiliert und erneut bearbeitet, um zu unter-

suchen, ob es sich bei den Vulkaniten der Tyros-Schichten um Niedrig-Ti-Trapp-Basalte (NTTB) handeln könnte.

Stratigraphie der Tyros-Schichten

Das permo-triassische Alter der Tyros-Schichten war schon früh durch KTENAS (1924, 1926) bekannt; es ist durch zahlreiche neuere Untersuchungen präzisiert worden (für einen zusammenfassenden Überblick siehe DORNSIEPEN & MANUTSOGLU 1994; GEROLYMATOS 1994).

Die Tyros-Schichten lagern einem metamorphen, amphibolitfaziellen variszischen Grundgebirge auf oder sind auf tiefere tektonische Einheiten (Phyllit-Quarzit-Serie, Plattenkalk-Serie) überschoben. Die ältesten Sedimente sind oberpermische Schiefer und Kalke. Die Untertrias ist durch eine grobklastische Sedimentation (Sandsteine, Konglomerate), die wahrscheinlich bis ins untere Anis reicht, charakterisiert. In diese Schichten sind Vulkanite und Kalke eingeschaltet. Teile der Mitteltrias (Oberanis bis Unterladin) konnten bisher nicht nachgewiesen werden, es liegt vermutlich eine Schichtlücke vor.

Die Obertrias umfaßt zwei Faziesbereiche: Der eine ist durch Schiefer, Sandsteine und Kalke mit einigen Konglomeratlagen charakterisiert, der andere zeigt eine durchgehende Kalk- und Dolomitsedimentation vom Karn bis an die Grenze Rhätolias, mit einigen Gips-Einschaltungen im Nor. In Südostlakedonien (Südpeloponnes) im Raum Molaoi verzahnen sich die typischen Tyros-Schichten-Vulkanite mit norischen Kalken (BRAUER et al. 1980). Neben einigen Linsen von Vulkaniten in skythischen Schichten ist dieses eines der wenigen Vorkommen, deren Alter durch Verzahnung mit fossil-datierten Sedimenten belegt ist. Die übrigen größeren Vorkommen können nur indirekt altersmäßig eingestuft werden.

Im Raum Krokee (Südpeloponnes) findet man die Vulkanite mit tektonischem Kontakt zu karnischen Schichten im Liegenden und rhätischen Ablagerungen im Hangenden (DOERT et al. 1985). Trotz der tektonischen Kontakte kann man im Vergleich mit den Vorkommen südlich Molaoi auch für diese Vulkanite ein Obertrias-Alter annehmen.

In Ostkreta werden die Vulkanite von ober-skythischen Kalken und Sandsteinen überlagert (KRAHL et al. 1986). In ähnlicher Position findet man sie in Mittelkreta (KRAHL et al. 1988). Die Verbandsverhältnisse sprechen für ein skythisches Alter der Vulkanite in diesen Gebieten. Es liegen offensichtlich zwei Förderphasen vor: Eine in der unteren und eine in der oberen Trias.

Petrographie der Vulkanite

Die Vulkanite treten in Linsen auf, die bis zu 200 m mächtig und bis zu mehreren Quadratkilometern groß sind. Sie liegen meist parallel zu den makroskopischen S-Flächen und sind, soweit ersichtlich, mit Flachwasserablagerungen verknüpft. Es ist sogar möglich, daß es subaerische Vorkommen gibt. Pillowlaven sind bisher nicht gefunden worden. Eine berühmte Varietät dieser Erguß-Gesteine ist der „Porfido verde antico“ von Krokee (Krokeit), der bei den Römern und vom Mittelalter bis zur Renaissance ein beliebter Dekorationsstein war. Feinkörnige Partien, die höher metamorph sind, besitzen eine deutliche Schieferung. Die Gesteine sind häufig porphyrisch. Ihre Matrix ist dann fast vollständig in ein Gemenge aus Chlorit, Epidot und Pumpellyit umgewandelt und enthält große Plagioklaseinsprenglinge. Nach PARASKEVOPOULOS (1964) und eigenen Beobachtungen handelt es sich um Oligoklase. Neben den Vulkaniten kommen sehr häufig Tuffe und Tuffite vor, die ebenfalls eine grünliche Farbe haben, aber auch rot bis rotbraun sein können. Diese Pyroklastite sind oft so intensiv tektonometamorph geprägt, daß sie schwer als solche zu erkennen sind und erst mikroskopische Untersuchungen Klarheit bringen.

Reliktminerale sind fast überall in den Vulkaniten zu finden. Am häufigsten sind Plagioklase, die aber mehr oder weniger – je nach Metamorphosegrad – zu Albit, Serizit, Lawsonit, Pumpellyit, Aktinolith und Epidot umgewandelt sind. Seltener, aber auch in allen Gebieten zu finden, sind reliktsche Pyroxene, bei denen es sich um eisenhaltige Diopside handelt (SEIDEL 1978; DÖBEL 1984).

Die Vulkanite sind während des miozänen neohellenischen Zyklus der Externen Helleniden metamorphisiert worden. Es treten folgenden Paragenesen auf:

1. Pumpellyit + Chlorit + Epidot

Sie wurde von THIEBAULT (1982) aus dem Gebiet von Krokee und von BALTATZIS & KATAGAS (1984) sowie von DORNSIEPEN et al. (1986) aus dem Nordpeloponnes beschrieben. Ferner ist sie in den Meta-Andesiten von Ostkreta zu finden (DORNSIEPEN 1988).

2. Pumpellyit + Chlorit + Aktinolith + Epidot ± Lawsonit

Diese Paragenese ist besonders häufig und gut in den ostkretischen Vorkommen zu beobachten (SEIDEL 1978; MÖLLER 1985). In Süd-Lakonien tritt sie häufig ohne Lawsonit auf (BRAUER 1983; GEROLYMATOS 1994).

3. Aktinolith + Eidot + Klinozoisit + Chlorit

Klinozoisit und Aktinolith sind in Meta-Andesiten des Nordpeloponnes (BALTATZIS & KATAGAS 1984; DORNSIEPEN et al. 1986), im Taygetos (THIEBAULT 1982) und in Ostkreta zu finden. Im Fenster von Feneos (Nordpeloponnes) tritt dazu ein Na-haltiger Aktinolith auf.

4. Aktinolith + Relikte von Glaukophan ± grüner Biotit.

Die letzte Paragenese wurde von SEIDEL (1978) aus Mittelkreta beschrieben.

Anhand dieser Mineralparagenesen wurde für die Vulkanite der Tyros-Schichten eine prograde Metamorphose ermittelt, die von ca. 2 kbar und 250–300 °C bis zu 4–7 kbar und 350–400 °C reicht (SEIDEL 1978; BALTATZIS & KATAGAS 1984; DORNSIEPEN 1988).

Geochemie der Vulkanite

Die hier vorgestellten Vulkanite stammen aus dem Fenster von Feneos im Nordpeloponnes (DÖBEL 1984; TÜFFERS; GENTH 1985). Die Probenentnahmepunkte sind der geologischen Karte (Abb. 2) zu entnehmen. Ferner wurden einige Vergleichsproben aus der Gegend östlich Krokee im Zentralpeloponnes (HUCK 1989) genommen. Für die Gesamtgesteinsanalysen wurden Proben ausgewählt, die nach mikroskopischen Untersuchungen eine schwache Metamorphose sowie keine sekundären Alterationserscheinungen aufwiesen. Die chemischen Analysen sind von den zitierten Autoren am Mineralogischen Institut der Freien Universität

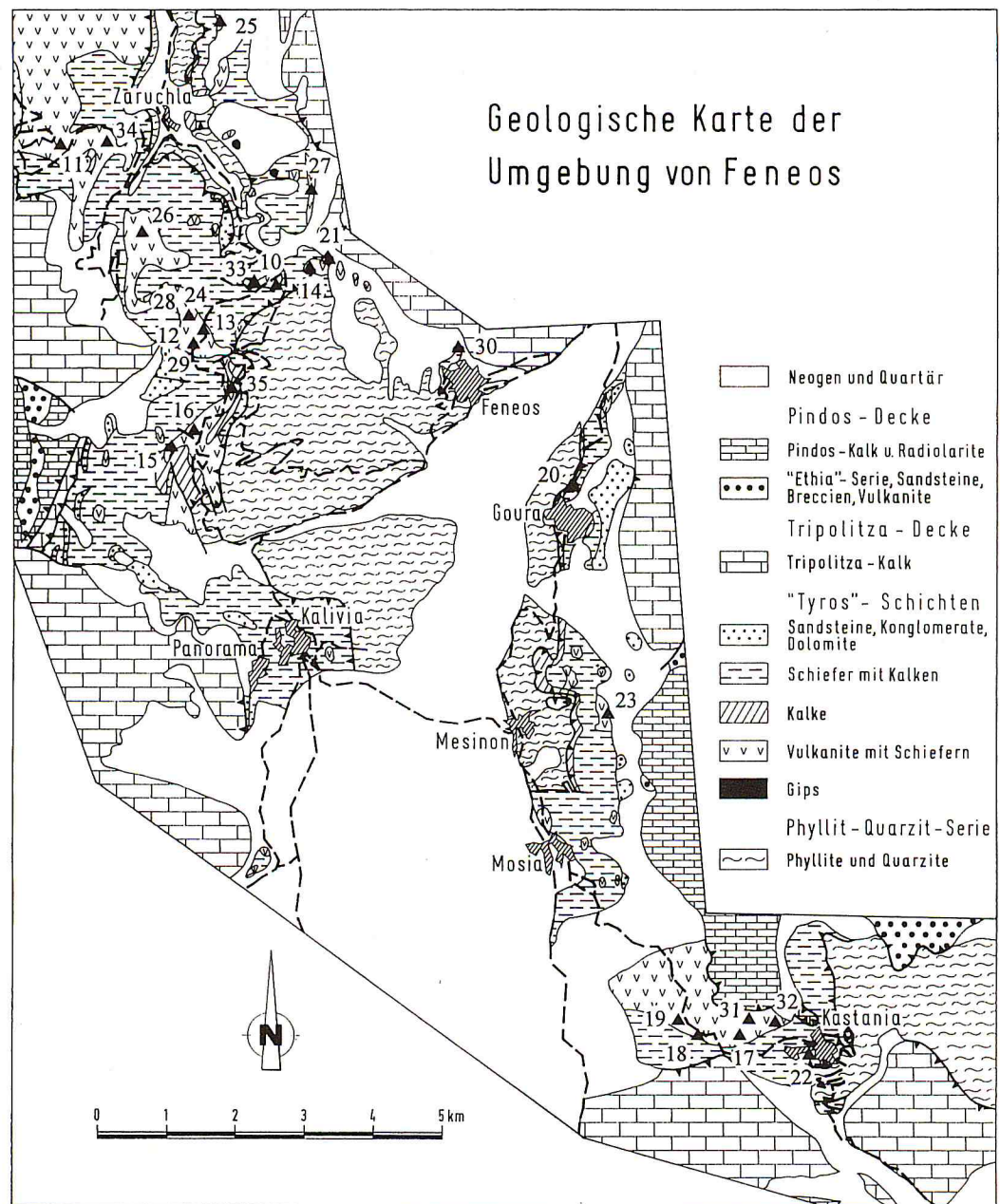


Abb. 2: Lage der Probeentnahmepunkte (Dreiecke) in der Umgebung von Feneos (Nordpeloponnes).

Fig. 2: Sample localities (triangles) in the surrounding of Feneos (northern Peloponnesus).

Tab. 2: Geochemie der Vulkanite der Tyros-Schichten (Hauptelemente).

Tab. 2: Geochemistry of volcanic rocks of the Tyros beds (main elements).

„Basalte“:

- A: K-reiche Vulkanite: Zentralpeloponnes, 14 Werte
 B: K-arme Vulkanite, Zentralpeloponnes, 17 Werte
 C: K-arme Vulkanite, Nordpeloponnes, 10 Werte

„Andesite“:

- D: K-arme Vulkanite, Mittelkreta, 8 Werte
 E: K-reiche Vulkanite, Zentralpeloponnes, 17 Werte
 F: K-arme Vulkanite, Zentralpeloponnes, 23 Werte
 G: K-arme Vulkanite, Nordpeloponnes, 13 Werte

„Dacite/Rhyolithe“:

- H: Westkreta, 5 Werte
 I: Zentralpeloponnes, 5 Werte
 J: Nordpeloponnes, 3 Werte

Daten von:

Kreta: SEIDEL (1978, Tab. 5: 39, Tab. 7: 43)

Zentralpeloponnes: PE-PIPER et al. (1982, Tab. 1: 81–82), SKARPELIS (1982, Tab. 3, 4: 31–33), THIEBAULT (1982, Tab. 12: 260)

Nordpeloponnes: GENTH (1985, Abb. 25: 62), DÖBEL (1984, Tab. 3: 74), TÜFFERS (1984, Tab. 1: 67)

Nummer	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
SiO ₂	50,1	50,4	50,3	55,8	55,6	55,3	56	62	63,9	69,1
TiO ₂	1,1	0,9	0,6	0,7	0,9	0,9	0,7	0,7	0,9	0,4
Al ₂ O ₃	14,3	18,7	17,4	14,4	16,2	16,8	17,2	15,6	15,1	15,1
Fe _{tot}	9,8	8,2	10,1	8,1	6,2	7,9	7,32	5,8	5,6	4
MnO	0,1	0,16	0,17	0,13	0,09	0,13	0,12	0,07	0,07	0,03
MgO	3,5	4,3	6,2	4,4	3,5	3,7	4,1	2,9	1,6	1,7
CaO	3,4	7,4	6,5	7,1	5,1	6,2	4,1	3,6	2,9	0,4
Na ₂ O	1,8	4	3,4	3,9	2	4	4,7	2,5	3,6	4,6
K ₂ O	4,6	0,7	0,2	0,7	4,3	1,2	0,6	3,9	2,5	1,6
P ₂ O ₅	0,2	1,12	0,17	0,1	0,2	0,18	0,1	0,18	0,2	0,5
H ₂ O	5,8	4,4	4,9	4,7	5,3	3,8	3,5	2,4	3,5	2,1

Berlin mittels RFA an Schmelzlingen bzw. Pulverpreßlingen ausgeführt worden. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 (im Anhang) wiedergegeben.

Bisherige Ergebnisse

Die Geochemie der Vulkanite ist durch zahlreiche Analysen (u.a. SEIDEL 1978; SKARPELIS 1982; THIEBAULT 1982; PE-PIPER 1982) bekannt (Tab. 2). Die Aussagekraft der bisher vorliegenden Werte ist allerdings begrenzt, da nur Hauptelemente und einige, wenige Spurenelemente bestimmt wurden. Lediglich PE-PIPER (1982) hat ein größeres Spurenelementspek-

trum analysiert. Leider sind die Analysenwerte nicht in Tabellen publiziert, so daß eine Reinterpretation dieser Daten nur bedingt möglich ist. Zur Veranschaulichung sind zwei Hauptelement-Diagramme mit bisher von den angeführten Autoren publizierten Daten dargestellt.

Im AFM-Diagramm zeigen die Werte von Mittelkreta (SEIDEL 1978) und dem Südpeloponnes (SKARPELIS 1982) einen deutlichen Kalkalkali-Trend (Abb. 3a).

Auch in dem TiO₂-FeO/MgO-Diagramm (MIYASHIRO 1975) liegen alle Vulkanite der Tyros-Schichten im Bereich der Kalkalkali-Serien (Abb. 3b).

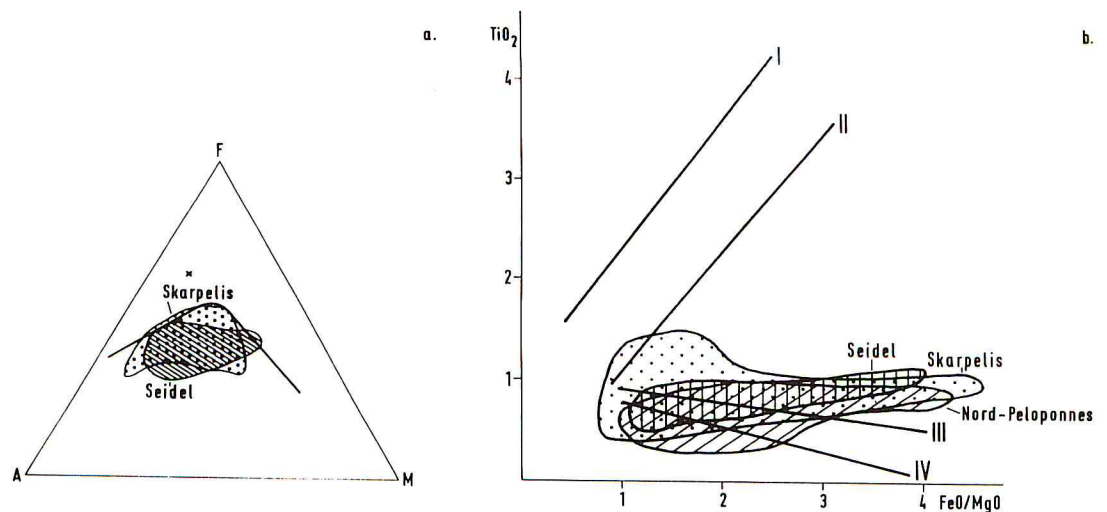


Abb. 3: Die Vulkanite der Tyros-Schichten von Kreta (SEIDEL 1978) und Peloponnes (SKARPELIS 1982), a) im AFM-Diagramm, b) im TiO₂-FeO/MgO-Diagramm (MIYASHIRO 1975, I: Alkali-Serien, II: Tholeiit-Serien, III und IV: Kalkalkali-Serien).

Fig. 3: The volcanics of the Tyros beds of Crete (SEIDEL 1978) and Peloponnesus (SKARPELIS 1982), a) in the AFM-diagram, b) in the TiO₂-FeO/MgO-diagram (MIYASHIRO 1975, I: alkaline series, II: tholeiitic series, III and IV: calcalkaline series).

Kalkalkali-Gesteine treten normalerweise über Subduktions- bzw. Kollisionszonen auf. An solchen Benioff-Zonen können als häufigste magmatische Serien auftreten (GILL 1970; JAKES & WHITE 1971, 1972; ARAMAKI & KUSHIRO 1983; WILSON 1991):

- Inselbogen-Tholeiit-Serie
- Kalkalkali-Serie
- Shoshonit-Serie.

Diese drei Typen kommen mit basaltischen, andesitischen und dazitischen bis rhyolithischen Gliedern vor. Sie unterscheiden sich durch ein unterschiedliches K/Na-Verhältnis, das von den Tholeiiten zu den Shoshoniten zunimmt. Bei letzteren liegt es über 1. Weiterhin zeichnen sich die Shoshonite durch höhere Gehalte an inkompatiblen, lithophilen Elementen, angereicherten Leichteren Seltenen Erden sowie durch eine Verarmung an kompatiblen Elementen aus. HAWKESWORTH et al. (1991) unterschieden innerhalb der Vulkanbogen-Vulkanite zwischen niedrig-Ce/Yb- und hoch-Ce/Yb-Serien, wobei die erste etwa den niedrig-K-Vulkaniten der In-

selbogen-Tholeiit-Serie entspricht und die zweite den K-reichen Kalkalkali- und Shoshonit-Serien. Da die Large Ion Lithophile (LIL)-Elemente bei metamorphen Prozessen z.T. sehr mobil sind, ist es sehr schwierig, mit den vorhandenen Analysen die Metavulkanite der Tyros-Schichten einer dieser Serien eindeutig zuzuordnen.

Dennoch meinte PE-PIPER (1982), daß in SE-Lakonien Inselbogen-Tholeiite vorkommen. Zum gleichen Ergebnis kommt man mit unseren Daten (DÖBEL 1985; GENTH 1985; TÜFFERS 1984) für die Vorkommen im Fenster von Feneos, wenn man die „klassischen“ Diskriminanzdiagramme benutzt (Abb. 4a, b).

THIEBAULT (1982) dagegen vermutete, daß die Vulkanite Shoshonite seien und brachte sie mit einer Riftphase in Verbindung. Zur Erläuterung benutzte er ein TiO₂-Al₂O₃-Diagramm, weil diese beiden Elemente immobil in bezug auf Metamorphose sind und verglich seine Daten mit shoshonitischen Vulkaniten aus Riftzonen. Titan und Aluminium als immobile Elemente sind aber in keiner Weise geeignet, um

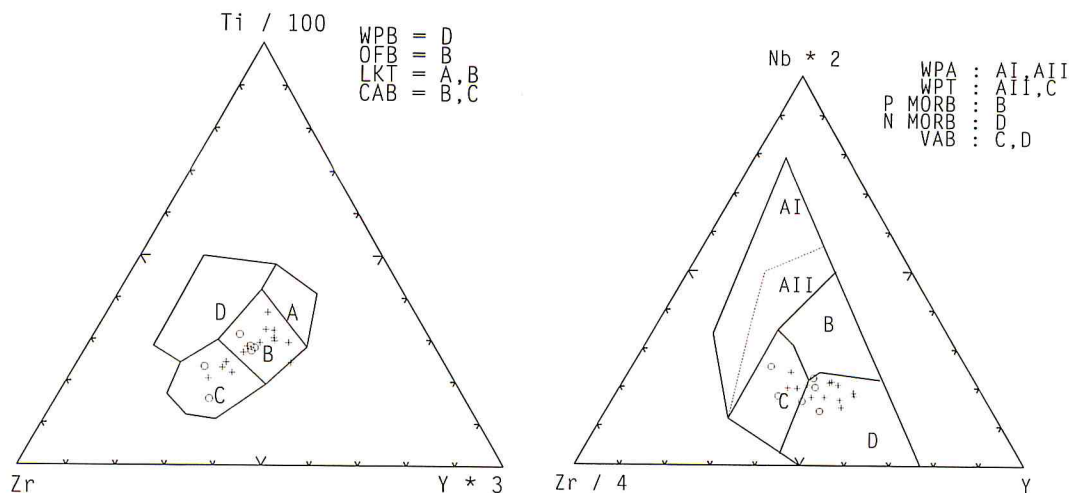


Abb. 4: Die basischen Vulkanite der Tyros-Schichten des Nordpeloponnes (Kreuze) und Durchschnittswerte von Niedrig-Ti-Trapp-Basalten (Kreise), a) im Ti-Zr-Y-Diagramm (PEARCE & CANN 1973), b) im Nb-Zr-Y-Diagramm (MESCHÉDE 1986).

Fig. 4: Basic volcanic rocks of the Tyros beds of the northern Peloponnesus (crosses) and averages of Low-Ti-Trapp Basalts (circles) plotted, a) in the Ti-Zr-Y-diagram of PEARCE & CANN (1973), b) in the Nb-Zr-Y-diagram of MESCHÉDE (1986).

Inselbogen-Tholeiite, andesitische Basalte und basische Shoshonite zu diskriminieren, da alle drei fast gleiche Ti- und Al-Gehalte aufweisen (JAKES & WHITE 1971).

Es gibt aber möglicherweise dennoch shoshonitische Gesteine unter den Vulkaniten der Tyros-Schichten. In den Daten von SKARPELIS (1982) und THIEBAULT (1982) tauchen Proben mit hohen K-Gehalten (überwiegend aus der Gegend um Molaoi) auf. Faßt man diese Werte zusammen, so zeigen sie Ähnlichkeiten mit Shoshoniten. Betrachtet man sie allerdings näher, müssen Zweifel aufkommen. Die K-Werte sind im Vergleich zum Na-Gehalt und Si-Gehalt hoch. Dies könnte auf eine sekundäre Veränderung dieser Vulkanite hindeuten. Hohe K-Gehalte bei niedrigen Na- und Si-Werten sind typisch für Tuffe und Tuffite (DORNSIEPEN 1980, 1985). Vergleichsanalysen von Tuffen aus der Gegend von Krokee zeigen eine ähnliche Zusammensetzung (Proben Nr. 36, 37, 38, HUCK 1989), so daß es sich bei diesen, von THIEBAULT (1982) und SKARPELIS (1982) analysierten Gesteinen mit sehr großer Wahrscheinlichkeit auch um Tuffe und Tuffite handelt.

So bleibt festzuhalten, daß man nach den vorliegenden Ergebnissen nicht eindeutig sagen kann, ob in den Tyros-Schichten Inselbogen-Tholeiite, -Andesite oder -Shoshonite vorliegen. Sie zeigen jedoch den petrochemischen Charakter von Kalkalkali-Vulkaniten, die normalerweise an konvergierenden, aktiven Plattenrändern vorkommen, mit deutlichem Trend zu Inselbogen-Tholeiiten.

Neu-Interpretation

Wie bereits oben erwähnt, kann man sowohl obertriassische als auch untertriassische Alter für die Vulkanite nachweisen. Entsprechend ihrem Chemismus müßten sie nach bisheriger Meinung an einem aktiven Kontinentalrand entstanden sein und auf Subduktionsprozesse in den Externen Helleniden während der Trias hinweisen. Eine solche Interpretation ist aber nicht mit geologischen Fakten in Einklang zu bringen. Man findet außer den Vulkaniten keine Phänomene, die normalerweise mit einer Subduktion verbunden sind. Es gibt keine Hinweise für die Bildung eines Akkretionskeils, für Ophi-

Tab. 3: Durchschnittswerte in ppm für Niedrig-Ti-Trapp-Basalte (LTTB) und Vulkanbogen-Basalte (VAB) (Quellen siehe Text).

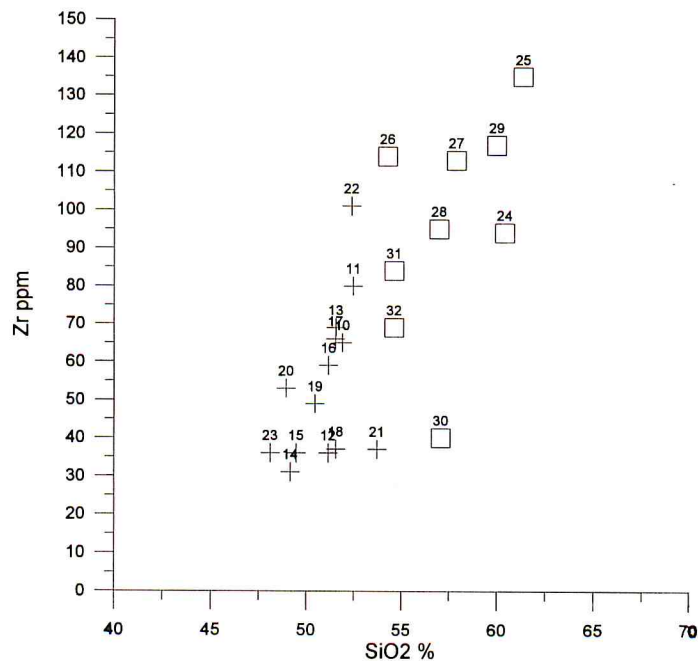
Tab. 3: Average in ppm of Low-Ti-Trapp-Basalts (LTTB) and Volcanic-Arc-Basalts (VAB) (sources see text).

	Rb	Ba	K	Sr	Nb	P	Zr	Ti	Y
LTTB	17,9	198	5513	181	5,7	470	101	5718	23,6
VAB	9,7	183	3819	407	1,4	454	46	3117	18

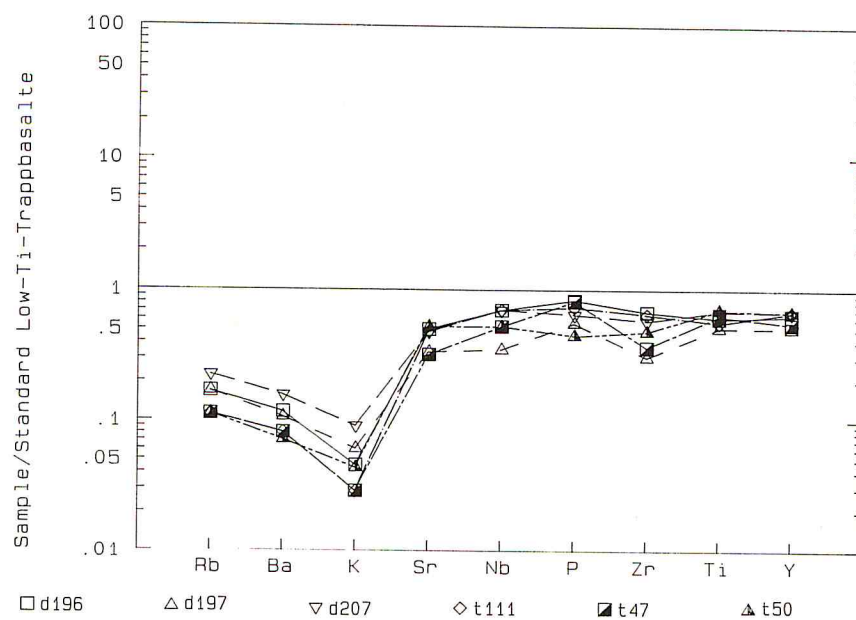
olith-Obduktion oder für eine großräumige Kompressionstektonik während der Trias in diesem Gebiet. Die Trias ist vielmehr die Zeit des beginnenden Auseinanderdriftens des Gondwana-Kontinents (ZIEGLER 1990; DER-COURT et al. 1992).

Es ist bekannt, daß es anorogene Andesite gibt, die sich durch höhere Ti-Gehalte von orogenen Andesiten unterscheiden (GILL 1981). Neuere Untersuchungen haben gezeigt, daß auch anorogene Niedrig-Ti-Trapp-Basalte (NTTB) in Gebieten vorkommen, die durch

großräumige Dehnungsstrukturen gekennzeichnet sind. Die üblichen ternären Diskriminanzdiagramme (Abb. 4a, b) zeigen keine deutlichen Unterschiede zwischen anorogenen und orogenen Kalkalkali-Gesteinen, da sie meist von unterschiedlichen Ti- bzw. Y-Gehalten zwischen diesen Serien ausgehen. HOLM (1982) bemerkte, daß die Werte von kontinentalen Basalten im Ti-Y-Zr-Diagramm über alle Felder streuen, wie auch die Daten im $MnO/TiO_2/P_2O_5$ -Diagramm (MULLEN 1983) in alle ozeanischen Felder fallen. Wir haben deshalb aus bekannten geoche-

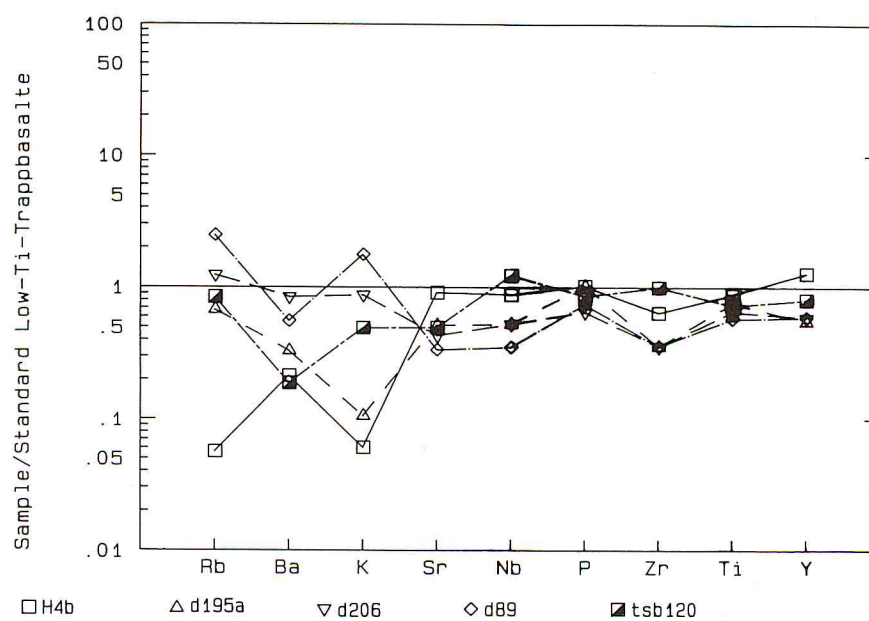
Abb. 5: Die basischen (Kreuze) und intermediären (Vierecke) Vulkanite der Tyros-Schichten des Nordpeloponnes im Zr-SiO₂-Diagramm.Fig. 5: Basic (crosses) and intermediate (quadrangles) volcanic rocks of the Tyros beds of northern Peloponnes plotted in the Zr-SiO₂-diagram.

File: ROS\BASINT



6a

File: ROS\TYROSBAS



6b

File: ROS\TYROSINT

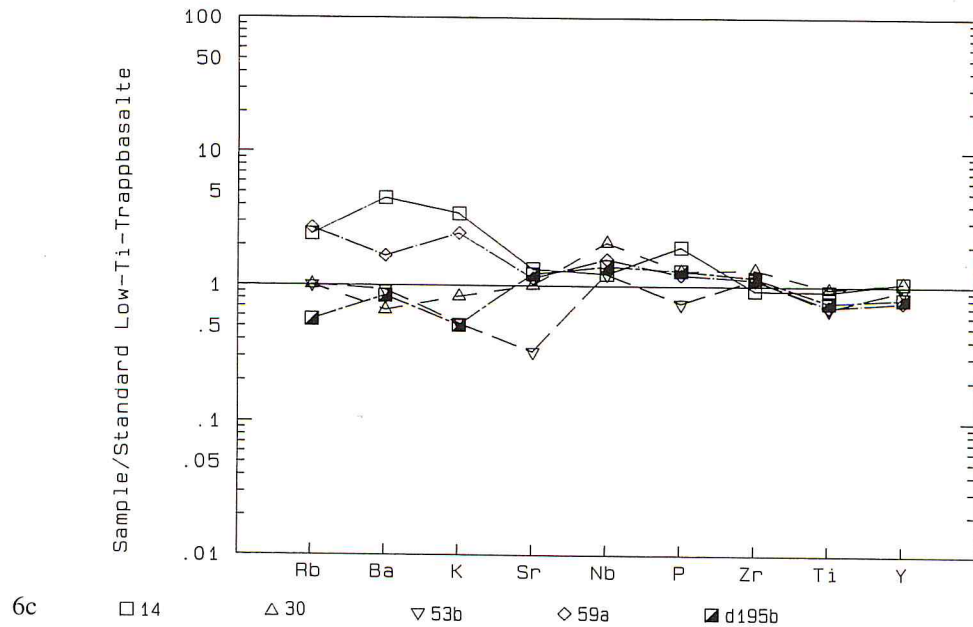


Abb. 6: Multiementdiagramme von ausgesuchten Vulkaniten der Tyros-Schichten des Peloponnes gegen einen Niedrig-Ti-Trapp-Basalt-Standard (Tab. 3); a) und b) basische Vulkanite, c) intermediäre Vulkanite.

Fig. 6: Spiderdiagram of selected samples of the volcanic rocks of the Tyros beds of northern Peloponnesus plotted against a Low-Ti-Trapp-Basalt-standard (Tab. 3); a) and b) basic volcanic rocks, c) intermediate volcanic rocks.

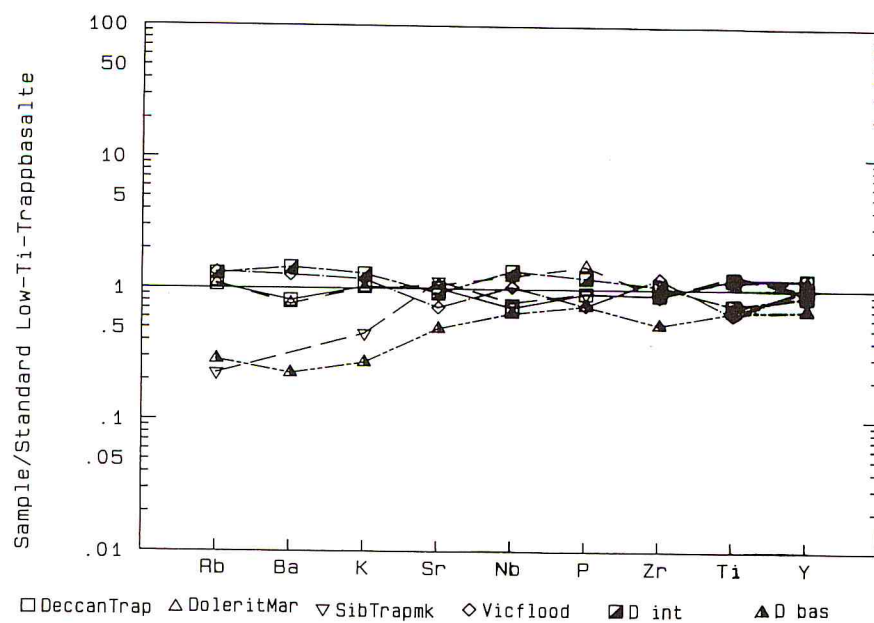
mischen Daten von mesozoischen NTTB (Marokko, BERTRAND et al. 1982, Tab. 1: 227–229; Südgondwana, HERGT et al. 1991, Tab. 1: 136; Dekkan, LIGHTFOOT & HAWKESWORTH 1988, Tab. 1: 92–93; Sibirien, LIGHTFOOT et al. 1990, Tab. 1: 637) einen Standard für NTTB entwickelt. Dazu haben wir einen Standard aus den Durchschnittswerten für K-arme Vulkanbogen-Basalte (Low Ce/Yb suite) von HAWKESWORTH et al. (1991), ergänzt durch Werte von GILL (1981) für K, P und Ti, genommen. Die Durchschnittswerte sind in Tab. 3 wiedergegeben.

Die Vulkanite sind aber metamorphisiert worden. Es kann daher nicht ausgeschlossen werden, daß die Gehalte von mobilen Elementen dabei verändert worden sind. Zr gilt als relativ stabiles Element in bezug auf metamorphe Veränderungen. Da es normalerweise gut mit den SiO_2 -Gehalten korreliert, kann man das Zr- SiO_2 -Diagramm benutzen, um Veränderungen

festzustellen. In diesem Diagramm (Abb. 5) ergeben sich zwei Gruppen, in denen Zr und SiO_2 relativ gut miteinander korrelieren: eine basische mit 49–54% SiO_2 und 30–80 ppm Zr und eine intermediäre mit 55–64% SiO_2 und 90–130 ppm Zr. Proben, die sich einer dieser Gruppen nicht eindeutig zuordnen lassen, werden bei den folgenden Multi-Element-Diagrammen sowie bei der Ermittlung des Durchschnittswertes für die intermediären Vulkanite nicht berücksichtigt.

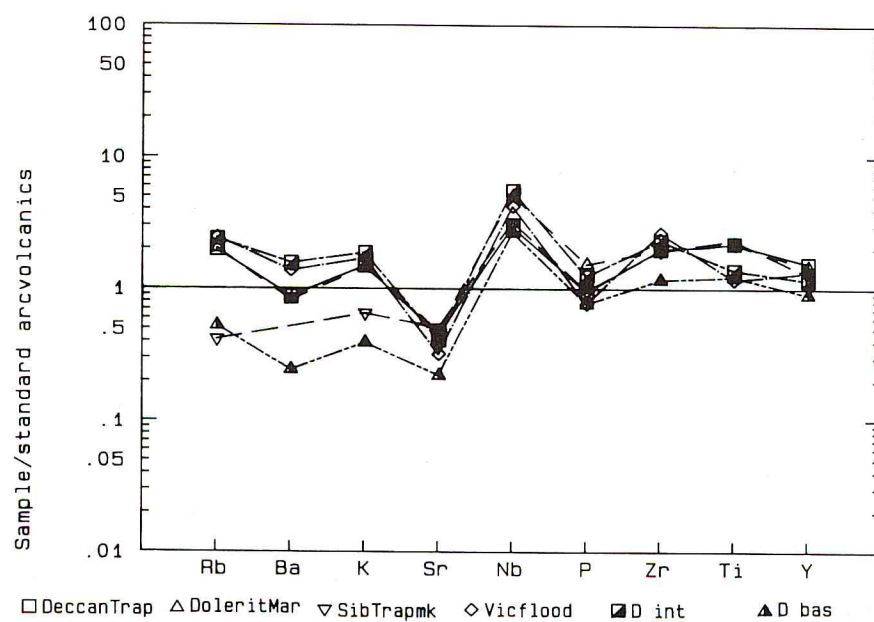
Vergleicht man die Vulkanite der Tyros-Schichten mit dem Standard der NTTB, so zeigen sie unterschiedliches Verhalten. Es lassen sich drei wesentliche Gruppen unterscheiden. Eine Gruppe der basischen Vulkanite verhält sich sehr einheitlich (Abb. 6a). Die Elemente Sr, P, Nb, Zr, Ti und Y sind schwach abgereichert gegenüber dem Standard, während die Elemente Rb, Ba und besonders K durch eine stärkere Abreicherung herausfallen. Die zweite

File: ROS\ALLE



7a

File: ROS\ALLE



7b

File: ROS\ALLE

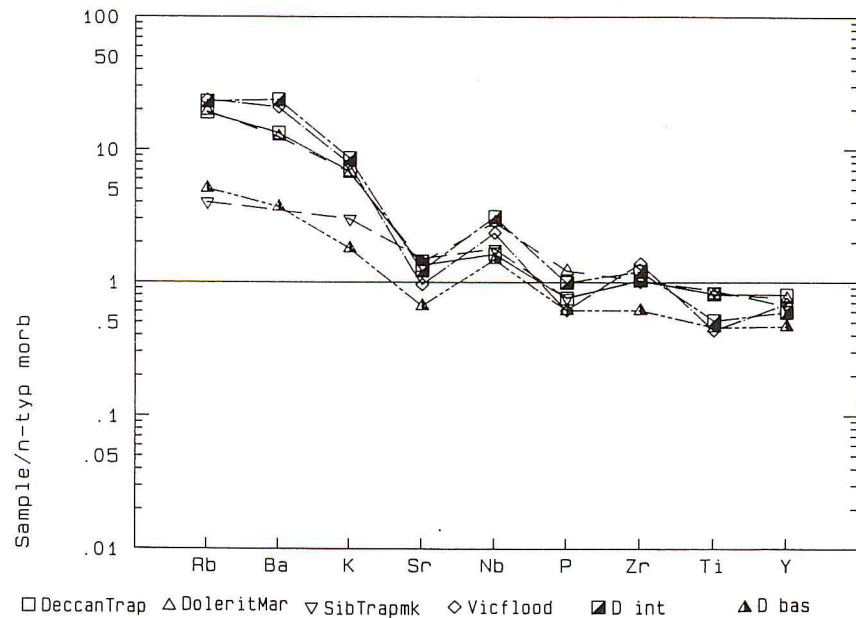


Abb. 7: Multielement-Diagramm von Durchschnittswerten von Niedrig-Ti-Trapp-Basalten von Indien (DeccanTrap), Marokko (DoleritMar), Sibirien (SibTrapmk), Australien (Vicflood) (Quellen siehe Text) und Nordpeloponnes, intermediär (D int), basisch (D bas), a) gegen einen Niedrig-Ti-Trapp-Basalt-Standard (Tab. 3), b) gegen einen Vulkanbogenbasalt-Standard (Tab. 3), c) gegen einen n-typ-Morb-Standard (SUN & McDONOUGH 1989).

Fig. 7: Spiderdiagram of averages of Low-Ti-Trapp-Basalts from India (DeccanTrap), Marocco (DoleritMar), Siberia (SibTrapmk), Australia (Vicflood) (for sources see text) and northern Peloponnesus, intermediate (D int), basic (D bas) plotted, a) against a Low-Ti-Trapp-Basalt-standard (Tab. 3), b) against a Volcanic-Arc-Basalt-standard (Tab. 3), c) against a n-typ-Morb-standard (SUN & McDONOUGH 1989).

Gruppe der basischen Vulkanite gruppiert sich mit den Kurven für die Elemente Sr, P, Nb, Zr, Ti und Y eng mit leichter An- und Abreicherung um den Standard, wohingegen die Elemente Rb, Ba und K eine große Streuung zeigen und sowohl leicht angereichert als auch abgereichert erscheinen (Abb. 6b). Als dritte Gruppe zeigen die intermediären Vulkanite für alle hier dargestellten Elemente einen ähnlichen Verlauf der Kurven und eine gute Übereinstimmung der stabilen Elemente Nb, P, Zr, Ti und Y mit dem Standard, während die Elemente Rb, Ba, K leichte Schwankungen aufweisen (Abb. 6c).

Insgesamt zeigen alle Vulkanite eine gute Angleichung an den Standard für NTTB, so daß es sich bei den Vulkaniten der Tyros-Schichten um NTTB handeln kann. Diese Interpretation

wird noch wahrscheinlicher, wenn man die Durchschnittswerte der intermediären Vulkanite (es wurden nur 6 Proben genommen; die 3 Proben, die sich in Abb. 5 nicht eindeutig zuordnen lassen, wurden ausgeschlossen) und der basischen Vulkanite mit Durchschnittswerten von mesozoischen NTTB aus Marokko (Anti-Atlas) aus Indien (Deccan-Trapp), aus Australien (Victoria-Land) sowie aus Sibirien korreliert. In Abb. 7a ist zu sehen, daß die Durchschnittswerte der intermediären Vulkanite der Tyros-Schichten sehr gut mit den Durchschnittswerten der mesozoischen Trapp-Basalte aus Marokko, Indien und Australien übereinstimmen und sich alle eng an den Standard anlehnen. Die basischen Vulkanite weichen etwas ab durch die Abreicherung der Elemente Rb, Ba und K, die

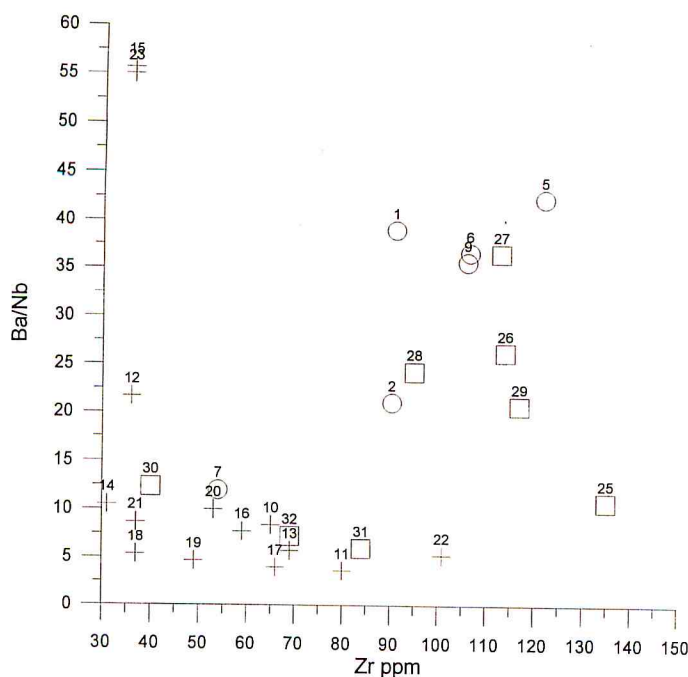


Abb. 8: Die basischen (Kreuze) und intermediären (Vierecke) Vulkanite der Tyros-Schichten des Nordpeloponnes und Durchschnittswerte von Niedrig-Ti-Trapp-Basalten (Kreise) im Ba/Nb-Zr-Diagramm.

Fig. 8: Basic (crosses) and intermediate (quadrangles) volcanic rocks of the Tyros beds of northern Peloponnesus and averages of Low-Ti-Trapp-Basalts plotted in the Ba/Nb-Zr-diagram.

aber eine ähnliche Abreicherung gegenüber dem Standard zeigen wie die sog. Moku-laevsky-Formation der sibirischen Trapp-Basalte.

Die Genese der NTTB ist noch nicht eindeutig geklärt. Einigermassen gesichert ist, daß die niedrigen Ti-Gehalte durch einen sehr hohen Aufschmelzungsgrad des Mantels bedingt sind (FRAM & LESHER 1993). Der hohe SiO_2 -Gehalt der Trapp-Basalte sowie die höheren Anteile an inkompatiblen Elementen werden durch eine Kontamination mit Krustenmaterial erklärt. Es bestehen aber unterschiedliche Auffassungen über den Mechanismus dieser Kontamination. HERGT et al. (1991) nehmen an, daß die NTTB im subkontinentalen Lithosphärenmantel entstehen und daß die Krustenkomponenten aus subduzierten Sedimenten im Lithosphärenmantel stammen. ARNDT et al. (1993) erklären ihre Herkunft durch einen hohen Aufschmelzungsgrad in einem verarmten Asthenosphärenman-

tel. Die dabei entstandenen Magmen mischen sich beim Aufstieg mit Material der unteren Kruste. Wir können mit unseren Daten wegen der Unsicherheiten durch die metamorphe Prägnung keine eindeutigen Aussagen zur Genese der Vulkanite in den Tyros-Schichten machen. Es sei aber festgestellt, daß sie durchaus in die oben skizzierten Modelle passen. Die Rb/Nb-, Ba/Nb- und K/Nb-Verhältnisse sind deutlich verschieden in Mantel- und Krustengesteinen (WILSON 1993). Aus den Werten der Tabelle 1c (im Anhang) und Abbildung 8 ergeben sich zwei Gruppen:

a) mit hohen Ba/Nb-Werten, zu denen die intermediären Tyros-Schichten-Vulkanite und fast alle NTTB gehören, und

b) mit niedrigen Verhältnissen dieser Elemente, welche die basischen Tyros-Schichten-Vulkanite und die sibirische Moku-laevsky-Formation kennzeichnen. Wegen der hohen Mobilität von inkompatiblen Alkalien und Erdalkalien bei ei-

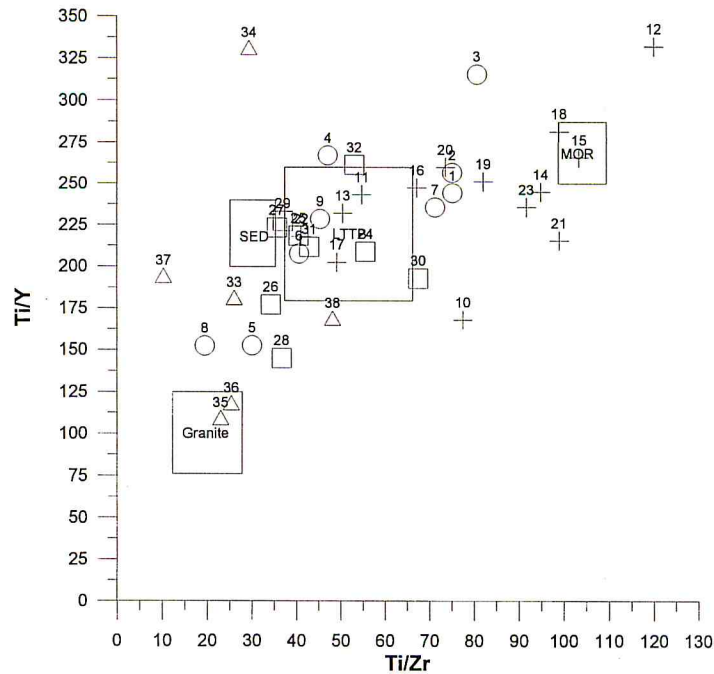


Abb. 9: Die Vulkanite der Tyros-Schichten des Peloponnes, basisch (Kreuze), intermediär (Vierecke), sauer (Dreiecke Nr. 33, 34, 35) und Tuffe (Dreiecke Nr. 36, 37, 38) und Durchschnittswerte von Niedrig-Ti-Trapp-Basalten (Kreise) im Ti/Y-Ti/Zr-Diagramm (nach HERGT et al. 1991); SED = Sedimente, LTTB = Niedrig-Ti-Trapp-Basalte, MOR = Mantel unter Mittelozeanischem Rücken.

Fig. 9: The volcanic rocks of the Tyros beds of Peloponnesus, basic (crosses), intermediate (quadrangles), acidic (triangles nr. 33, 34, 35) and tuffs (triangles nr. 36, 37, 38), and averages of Low-Ti-Trapp-Basalts (circles) in the Ti/Y-Ti/Zr-diagram (after HERGT et al. 1991); SED = Sediments, LTTB = Low-Ti-Trapp-Basalts, MOR = Mid-Ocean-Ridge-type-mantle.

ner Metamorphose kann man diese Werte nur mit großer Vorsicht für die Interpretation der Tyros-Schichten-Vulkanite benutzen. Aber auch in einem Diagramm mit stabilen High Field Strength (HFS)-Elementen zeigt sich dieser Trend. HERGT et al. (1991) benutzten ein Ti/Y-Ti/Zr-Diagramm, um die Krustenanteile in den NTTB zu zeigen. In Abb. 9 ist zu sehen, daß die basischen Vulkanite einen großen Streubereich von Mantelverhältnissen bis zu Sedimentverhältnissen einnehmen und die intermediären fast ausschließlich zusammen mit den meisten Durchschnittswerten ins Feld der NTTB fallen. Bemerkenswert ist, daß die Basalte der Mokulaevsky-Formation der sibirischen Trapp-Basalte (Durchschnittswert Nr. 3) in den Bereich fallen, der nach HERGT et al. (1991, Abb. 5: 140) durch Aufschmelzung eines verarmten

Mantels entsteht. LIGHTFOOT et al. (1990) nehmen an, daß die Vulkanite der Mokulaevsky-Formation einen Magmentyp darstellen, der den ursprünglichen, nicht kontaminierten Magmen der NTTB sehr nahe kommt. Die basischen Vulkanite der Tyros-Schichten ähneln denen der Mokulaevsky-Formation, so daß zumindest einige eine vergleichbare Herkunft haben könnten. Auch mit diesen genetischen Überlegungen läßt sich eine Verwandtschaft der Tyros-Schichten-Vulkanite zu NTTB wahrscheinlich machen.

Noch deutlicher wird die Ähnlichkeit der Tyros-Schichten-Vulkanite mit Trapp-Basalten, wenn man ihre Durchschnittswerte und die der NTTB mit dem Standard für Niedrig-K- entsprechend Niedrig-Ce/Yb-Inselbogenvulkanite vergleicht. In Abb. 7b liegen die Elemente Rb,

Ba und K der Trapp-Basalte aus Marokko, Indien, Australien und der intermediären Tyros-Schichten-Vulkanite leicht über oder fast auf dem Standard, während sie für die sibirische Mokulaevsky-Formation und die basischen Tyros-Schichten-Vulkanite darunter liegen. Die relativ stabilen Elemente P, Zr, Ti und Y lehnen sich eng an den Standard an. Diese Elemente verhalten sich ähnlich wie im Trapp-Basalt-Standard, so daß kein wesentlicher Unterschied zu Inselbogen-Vulkaniten ersichtlich ist. Die Gehalte an Sr und Nb dagegen unterscheiden sich von diesen. Diese Unterschiede werden noch deutlicher, wenn man das Sr/Nb-Verhältnis der beiden Vulkanitgruppen betrachtet. Bei den Inselbogensvulkaniten erreicht es durchschnittlich 200 bis 300, während es bei den Trapp-Basalten bei 30 bis 40 liegt. Auch HAWKESWORTH et al. (1991) benutzen das Sr/Nb Verhältnis, um die Unterschiede zwischen Vulkanbogen-Basalten und MORB zu verdeutlichen. Da MORB ähnliche Sr- und Nb-Gehalte haben wie die NTTB (Abb. 7c) lassen sie sich damit von Inselbogen-Tholeiiten diskriminieren.

Schlußfolgerungen

Aufgrund der hier angeführten Beispiele sollte man die triassischen Vulkanite der Tyros-Schichten in den Externen Helleniden nicht, wie bisher angenommen, als Kalkalkali-Vulkanite deuten, die in einer Subduktionszone entstanden sind. Sie können trotz der Kalkalkali-Signaturen mit hoher Wahrscheinlichkeit den NTTB zugeordnet werden, die mit einer großräumigen Dehnungsphase zusammenhängen. Die von PE-PIPER & PIPER (1991) veröffentlichten Daten von Vulkaniten aus der Trias der Pindos-Zone mit niedrigen Ti- und K-Gehalten sowie niedrigen Sr/Nb-Verhältnissen gleichen ebenfalls mehr einer Trapp-Basalt-Abfolge als subduktionsbedingten Back-Arc-Vulkaniten, wie dieses von ihnen interpretiert wird. Alle geotektonischen Modelle, die eine Subduktion in den Externen Helleniden zur Trias-Zeit annehmen, sind damit fragwürdig geworden. Auch die Kalkalkali-Vulkanite in der Trias der Dinariden (BEBIEN et al. 1978) und der Südalpen (CASTELLARIN et al. 1980; PISA et al. 1980) sind mit großer Wahrscheinlichkeit NTTB und belegen keine Subduktionsprozesse

in diesen Gebieten, sondern eine Ausdehnungstektonik.

Danksagung

Für die kritische Durchsicht der Arbeit danken wir Prof. Dr. V. JACOBHAGEN und Dr. N. BLUM (beide FU Berlin), Dr. W. KRAMER (GFZ Potsdam) sowie Prof. Dr. J. LOESCHKE (Tübingen). Die Hilfe bei der graphischen Darstellung der Daten mittels EDV durch Dipl.Geol. A. SOUJON (FU Berlin) wird dankend anerkannt. Arbeitsgenehmigungen und Karten, die das Institut of Geology and Mining Exploration (IGME) in Athen dankenswerterweise zur Verfügung stellte, förderten diese Arbeit.

Schriftenverzeichnis

- ARAMAKI, S. & KUSHIRO, I. (1983): Arc volcanism. – 653 S.; Amsterdam (Elsevier).
- ARNDT, N.T., CZAMANSKE, G.K. WOODEN, J.L. & FEDORENKO, V.A. (1993): Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. – *Tectonophysics*, **223**: 39–52; Amsterdam.
- BALTATZIS, E.G. & KATAGAS, C.G. (1984): The pumpellyite-actinolite and contiguous facies in part of the Phyllite-Quartzite-Series, central Northern Peloponnesus, Greece. – *J. metamorphic Geol.*, **2**: 349–363; Oxford.
- BEBIEN, J., BLANCHET, R., CADET, J.P., CHARVET, J., CHOROWICZ, J., LAPIERRE, H. & RAMPNOUX, J.P. (1978): Le volcanisme triassique des Dinarides en Yougoslavie. Sa Place dans l'évolution géotectonique periméditerranéenne. – *Tectonophysics*, **47**: 159–176; Amsterdam.
- BERNOULLI, D. & JENKINS, H.C. (1974): Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic Facies in Relation to the Early Evolution of the Tethys. – In: DOTT, R.H. Jr. & SHAVER, R.H. (eds.): *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. – Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **19**: 129–160; Tulsa (USA).
- BERTRAND, H., DOSTAL, J. & DUPUY, C. (1982): Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **58**: 225–239; Amsterdam.
- BRAUER, R. (1983): Das Präneogen im Raum Molai-Talanta (SE-Lakonien, Peloponnes, Griechenland). – *Frankfurter geowiss. Arb.*, A, **3**: 284 S.; Frankfurt.
- , ITTNER, R. & KOWALCZYK, G. (1980): Ergebnisse aus der „Phyllit-Serie“ SE-Lakoniens (Pelopon-

- nes, Griechenland). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1980**: 129–144; Stuttgart.
- CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SIMBOLI, G., BOSELINI, A. & SOMMAVILLA, E. (1980): Middle Triassic magmatism in Southern Alps II: a geodynamic model. – Riv. Ital. Paleont., **85**: 111–1124; Milano.
- DERCOURT, J., RICO, L.E. & VRIELYNCK, B. (eds.) (1992): Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. – 307 S., Paris (Gauthier-Villars).
- DÖBEL, R. (1984): Zur Metamorphose und Tektonik der Phyllit-Quarzit-Serie und der Tyros-Schichten bei Feneos (Nord-Peloponnes). – Diplomarbeit FU Berlin, 98 S.; Berlin. – [Unveröff.]
- DOERT, U., KOWALCZYK, G., KAUFFMANN, G. & KRAHL, J. (1985): Zur stratigraphischen Einstufung der „Phyllit-Serie“ von Krokee und der Halbinsel Xyli (Lakonien, Peloponnes). – Erlanger geol. Abh., **112**: 1–10; Erlangen.
- DORNSIEPEN, U.F. (1980): Zur Geochemie der Pyroklastika im Bereich des Meggener Lagers. – In: DORNSIEPEN, U.F. & HAAK, V. (eds.): Internat. Alfred Wegener Symp., Kurzfassungen der Beitr. – Berliner geowiss. Abh., A, **19**: 38–41; Berlin.
- (1985): Lithology and geochemistry of the rocks overlying the Meggen orebody. – Geol. Jb., D, **70**: 53–74; Hannover.
- (1988): Zur Geologie der Phyllit-Decke Kretas und des Peloponnes. – Habil.-Schrift FU Berlin, 149 S.; Berlin. – [Unveröff.]
- , GEROLYMATOS, E. & JACOBSHAGEN, V. (1986): Die Phyllit-Quarzit-Serie im Fenster von Feneos (Nord-Peloponnes). – Geol. Geoph. Res., Spec. Iss. (IGME): 99–105; Athens.
- & MANUTSOGLU, E. (1994): Zur Gliederung der Phyllit-Decke Kretas und des Peloponnes. – Z. dt. geol. Ges., **145**: 286–304; Hannover.
- FRAM, M.S. & LESHER, C.A. (1993): Geochemical constraints on mantle melting during creation of the North Atlantic basin. – Nature, **363**: 712–714; London.
- GENTH, TH. (1985): Untersuchungen zur Metamorphose und Tektonik in der Umgebung von Zarouchla (Nord-Peloponnes). – Diplomarbeit FU Berlin, 90 S.; Berlin. – [Unveröff.]
- GEROLYMATOS, I.K. (1994): Metamorphose und Tektonik der Phyllit-Quarzit-Serie und der Tyros-Schichten auf dem Peloponnes und Kythira. – Berliner geowiss. Abh., A, **164**: 101 S.; Berlin.
- GILL, J.P. (1970): Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc. – Contrib. Mineral. Petrol., **27**: 179–203; Berlin-Heidelberg.
- (1981): Orogenic Andesites and Plate Tectonics. – 390 S.; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- HAWKESWORTH, C.J., HERGT, J.M., MC DERMOTT, F. & ELLAM, R.M. (1991): Destructive margin magmatism and the contributions from the mantle wedge and subducted crust. – Austral. J. Earth Sci., **38**: 577–594; Melbourne.
- HERGT, J.M., PEATE, D.W. & HAWKESWORTH, C.J. (1991): The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. – Earth Planet. Sci. Lett., **105**: 134–148; Amsterdam.
- HOLM, P.E. (1982): Non-recognition of continental tholeiites using Ti-Zr-Y-diagram. – Contrib. Mineral. Petrol., **79**: 308–310; Berlin-Heidelberg.
- HUCK, S. (1989): Geologische Untersuchungen der Umgebung nördlich von Stefania (Lakonien, Süd-Peloponnes, Griechenland). – Diplomarbeit FU Berlin, 76 S.; Berlin. – [Unveröff.]
- JACOBSHAGEN, V. (1994): Orogenic evolution of the Hellenides. New aspects. – Geol. Rdsch., **83**: 249–256; Stuttgart.
- JAKES, P. & WHITE, A.J.R. (1971): Composition of islands arcs and continental growth. – Earth Planet. Sci. Lett., **12**: 224–230; Amsterdam.
- & – (1972): Major and trace elements abundance in volcanic rocks of orogenic areas. – Geol. Soc. Amer. Bull., **83**: 29–40; Boulder, Colorado.
- KALOGEROPOULOS, S.I., GALANOPOULOS, V.P. & ILIAS, P.A. (1986): Chemistry and tectonic setting of basic lavas from Molai area, SE Peloponnese and its relation to massive sulfide mineralization. – Geol. Geoph. Res., Spec. Iss. (IGME): 169–180; Athen. – [griech. m. engl. Zusammenfassung].
- KRAHL, J., KAUFFMANN, G., KOZUR, H., MÖLLER, I., RICHTER, D., FÖRSTER, O., HEINRITZI, F. & DORNSIEPEN, U.F. (1986): Neue Fossilfunde in der Phyllit-Gruppe Ostkretas (Griechenland). – Z. dt. geol. Ges., **137**: 523–536; Hannover.
- , RICHTER, D., FÖRSTER, O., KOZUR, H. & HALL, R. (1988): Zur Stellung der Talea Ori im Bau des kretischen Deckenstapels (Griechenland). – Z. dt. geol. Ges., **139**: 191–227; Hannover.
- KTENAS, K.A. (1924): Formations primaires semi-métamorphique au Péloponnèse central. – C. R. somm. Soc. géol. France, **24**: 61–63; Paris.
- (1926): Sur le développement du Primaire au Péloponnèse central. – Prakt. Akad. Athin., **1**: 53–59; Athenes.
- LIGHTFOOT, P.C. & HAWKESWORTH, C.J. (1988): Origin of the Deccan Trap lavas: evidence from combined trace element and Sr-, Nd-, and Pb-isotope studies. – Earth Planet. Sci. Lett., **91**: 89–104; Amsterdam.
- , 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 the crust and mantle to flood basalt magmatism. – Contrib. Mineral. Petrol., **104**: 631–644; Berlin-Heidelberg.

- MANUTSOGLU, E., MERTMANN, D. & JACOBSHAGEN, V. (1993): Zur faziellen Entwicklung triassischer Gesteinsfolgen der Tripolitza-Plattform in Süd-Lakonien (Peloponnes/Griechenland). – *Z. dt. geol. Ges.*, **144**: 396–405; Hannover.
- MESCHEDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites using the Nb-Zr-Y diagram. – *Chem. Geol.*, **56**: 207–218; Amsterdam.
- MIYASHIRO, A. (1975): Classification, characteristics and origin of ophiolites. – *J. Geol.*, **83**: 249–281; Chicago.
- MÖLLER, I. (1985): Untersuchungen zur Metamorphose und Tektonik in der Umgebung von Mesa Moulana (Ost-Kreta). – Diplomarbeit FU Berlin, 106 S.; Berlin. – [Unveröff.]
- MULLEN, E.D. (1983): MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**: 53–62; Amsterdam.
- PARASKEVOPOULOS, G.M. (1964): Die alpine Dislokationsmetamorphose im zentralpeloponnesisch-kretischen metamorphen System. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **101**: 195–209; Stuttgart.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**: 53–62; Amsterdam.
- PE-PIPER, G. (1982): Geochemistry, tectonic setting and metamorphism of the Mid-Triassic volcanic rocks of Greece. – *Tectonophysics*, **85**: 253–272; Amsterdam.
- , PANAGOS, A.G., PIPER, D.J.W. & KOTOPOULI, C. N. (1982): The (?) Mid-Triassic volcanic rocks of Lakonia, Greece. – *Geol. Mag.*, **119**: 77–85; Cambridge.
- & PIPER, D.J. (1991): Early Mesozoic oceanic subduction-related volcanic rocks, Pindos Basin, Greece. – *Tectonophysics*, **192**: 273–292; Amsterdam.
- PISA, G., CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SIMBOLI, G. BOSELINI, A. & SOMMAVILLA, E. (1980): Middle Triassic magmatism in Southern Alps I: a review of general data in the Dolomites. – *Riv. Ital. Paleont.*, **85**: 1093–1110; Milano.
- SEIDEL, E. (1978): Zur Petrologie der Phyllit-Quarzit-Serie Kretas. – *Habil.-Schrift TU Braunschweig*, 145 S.; Braunschweig.
- , KREUZER, H. & HARRE, W. (1982): A Late Oligocene/Early Miocene high pressure belt in the External Hellenides. – *Geol. Jb.*, **23**: 165–206; Hannover.
- SKARPELIS, N.S. (1982): Metallogeny of massive sulfides and petrology of the external metamorphic belt of the Hellenides (SE Peloponnesus). – *Diss. Univ. Athen*, 149 S.; Athen. – [griech. m. engl. Zusammenfassung]
- SUN, S.S. & McDONOUGH, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. – In: SAUNDERS, A.D. & NORRIS, M.J. (eds.): *Magmatism in Ocean Basins*. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **42**: 313–345; London.
- THIEBAULT, F. (1982): Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridionale (Grèce). – *Soc. géol. Nord Publ.*, **6**: 1–574; Villeneuve d'Ascq.
- TÜFFERS, P. (1984): Geologische Untersuchungen an Phyllit-Quarzit-Serie und Tyros-Schichten in der Umgebung von Kastania. – Diplomarbeit FU Berlin, 93 S.; Berlin. – [Unveröff.]
- WILSON, M. (1991): *Igneous Petrogenesis*. – 466 S.; London (Harper Collins Academic).
- (1993): Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamic? – *J. Geol. Soc. London*, **150**: 977–990; London.
- ZIEGLER, P.A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe*. – Shell International Petroleum Mij. and Geological Society, 239 S., Den Haag (Shell).

Manuskript eingegangen: 25.7.1995

Annahme zum Druck (überarbeitete Fassung): 4.11.1995

Nach Drucklegung wurde uns eine Arbeit von DUNCAN (1987) bekannt, der bei Untersuchungen zur Geochemie der Karoo-Basalte Südafrikas zu ähnlichen Schlußfolgerungen wie wir kam.

DUNCAN, A.R. (1987): The Karoo igneous province – A problem area for inferring tectonic setting from basalt geochemistry. – In: WEAVERS, S.D. & JOHNSON, R.W. (eds.): *Tectonic controls on magma chemistry*. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **32**: 13–14; Amsterdam.

Anhang

Tab. 1a: Probennummern.

Tab. 1a: Sample numbers.

	<i>Number</i>	<i>Sample / Suite</i>
Standards	1	Deccan Trapp
	2	Dolerit Marokko
	3	Siberian Trapp Mokulaevsky
	4	Siberian Trapp Nadezhdinsky
	5	Victorian Flood Basalt
	6	Average of intermediate volcanic rocks
	7	Average of basic volcanic rocks
	8	Average of tuffs / Krokee
	9	Average of volcanic rocks / Krokee
Basic volcanic rocks	10	h4b / Feneos
	11	h97a / Feneos
	12	d195a / Feneos
	13	d196 / Feneos
	14	d197 / Feneos
	15	d206 / Feneos
	16	d207 / Feneos
	17	t111 / Feneos
	18	t47 / Feneos
	19	t50 / Feneos
	20	tsb65 / Feneos
	21	d89 / Feneos
	22	t54 / Feneos
	23	tsb120 / Feneos
Intermediate volcanic rocks	24	14 / Feneos
	25	30 / Feneos
	26	53b / Feneos
	27	59a / Feneos
	28	h14 / Feneos
	29	d195b / Feneos
	30	d96b / Feneos
	31	t110 / Feneos
	32	t72 / Feneos
Acidic volcanic rocks	33	1 / Feneos
	34	24 / Feneos
	35	d204b / Feneos
Tuffs	36	sh54 / Krokee
	37	sh76 / Krokee
	38	sh37 / Krokee

Tab. 1b: Durchschnittswerte mesozoischer Trapp-Basalte.

Tab. 1b: Averages of Mesozoic trap basalts.

Number	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52,07	51,66	48,68	51,75	53,91	58,06	50,98	61,03	50,58
Al ₂ O ₃	14,79	14,56	16,43	16,74	15,01	16,92	17,68	14,99	15,99
FeO	7,72	8,63	9,14	7,39	9,11	5,32	7,00	4,12	5,80
Fe ₂ O ₃	2,64	1,08	2,71	2,48	1,53	2,22	2,17	2,27	2,30
MgO	6,56	7,14	6,83	6,11	6,25	3,50	5,88	9,62	4,94
MnO	0,18	0,18	0,19	0,16	0,33	0,11	0,16	0,06	0,14
CaO	10,26	11,25	11,37	10,32	10,37	3,82	5,64	2,45	8,46
Na ₂ O	2,32	2,06	2,02	2,31	2,01	4,35	3,95	2,88	2,68
K ₂ O	0,68	0,67	0,30	0,83	0,78	0,86	0,18	2,30	0,83
TiO ₂	1,14	1,13	1,21	0,98	0,61	0,72	0,64	0,77	0,80
P ₂ O ₅	0,10	0,16	0,10	0,09	0,08	0,13	0,08	0,09	0,12
H ₂ O	1,10	0,61	1,78	2,33	1,10	3,12	4,75	3,00	3,10
CO ₂	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Total	99,56	99,13	100,76	101,49	101,09	99,13	99,11	103,58	95,74
Rb	19,0	19,4	4,0	20,0	23,6	23,1	5,1	75,3	22,5
Cs	/	0,8	/	/	1,0	/	/	/	/
Sr	183,0	194,2	206,0	240,0	130,3	166,6	89,8	50,6	298,0
Ba	160,0	149,6	/	/	250,0	285,8	44,3	214,6	160,5
Hf	2,6	2,4	2,4	3,3	3,2	/	/	/	/
Zr	91,0	90,3	90,0	125,0	122,0	106,5	53,9	237,6	106,0
Ta	0,4	0,4	0,3	0,5	/	/	/	/	/
Nb	4,1	7,1	4,5	9,1	5,9	7,8	3,7	14,3	4,5
U	/	0,4	0,4	0,9	0,9	/	/	/	/
Th	3,4	1,7	1,0	3,1	3,0	/	/	/	/
Pb	/	/	/	/	5,4	/	/	/	/
Y	28,0	26,4	23,0	22,0	24,0	20,8	16,3	30,3	21,0
Sc	/	35,0	37,0	32,0	/	/	/	/	/
V	/	284,0	265,0	218,0	/	/	/	148,0	232,0
Cr	/	157,0	181,0	115,0	/	/	/	55,0	139,0
Co	/	45,0	44,0	36,0	/	/	/	/	/
Ni	104,0	78,0	105,0	38,0	/	/	/	32,0	31,0
Cu	101,0	171,0	141,0	66,0	/	/	/	/	/
Zn	39,0	98,0	103,0	93,0	/	/	/	85,0	93,0
Sn	/	/	/	/	3,0	/	/	/	/
La	12,7	8,5	/	/	10,6	/	/	/	/
Ce	23,3	18,3	/	/	24,2	/	/	/	/
Pr	/	/	/	/	2,8	/	/	/	/
Nd	14,7	/	/	/	12,6	/	/	/	/
Sm	2,9	2,8	/	/	3,1	/	/	/	/
Eu	1,0	1,0	/	/	0,8	/	/	/	/
Gd	/	/	/	/	3,1	/	/	/	/
Tb	/	0,5	/	/	0,6	/	/	/	/
Ho	/	/	/	/	0,8	/	/	/	/
Er	/	/	/	/	2,4	/	/	/	/
Yb	2,1	1,9	/	/	2,5	/	/	/	/
Lu	0,4	0,4	/	/	/	/	/	/	/

Tab. 1c: Analysedaten.

Tab. 1c: Analytical data.

Number	Ti ppm	Zr	Y	Nb	Ba	Ti/Zr	Ti/Y	Ba/Nb	2Nb	Zr/4	Ti/100	3Y
1	6834,30	91	28	4,1	160	75,10	244,08	39,02	8,20	22,75	68,34	84,00
2	6774,35	90,3	26,4	7,1	149,6	75,02	256,60	21,07	14,20	22,58	67,74	79,20
3	7253,95	90	23	4,5		80,60	315,39		9,00	22,50	72,54	69,00
4	5875,10	125	22	9,1		47,00	267,05		18,20	31,25	58,75	66,00
5	3656,95	122	24	5,9	250	29,98	152,37	42,37	11,80	30,50	36,57	72,00
6	4316,40	106,5	20,8	7,8	285,8	40,53	207,52	36,64	15,60	26,63	43,16	62,40
7	3836,80	53,9	16,3	3,7	44,3	71,18	235,39	11,97	7,40	13,48	38,37	48,90
8	4616,15	237,6	30,3	14,3	214,6	19,43	152,35	15,01	28,60	59,40	46,16	90,90
9	4796,00	106	21	4,5	160,5	45,25	228,38	35,67	9,00	26,50	47,96	63,00
10	5035,80	65	30	5	42	77,47	167,86	8,40	10,00	16,25	50,36	90,00
11	4376,35	80	18	6	22	54,70	243,13	3,67	12,00	20,00	43,76	54,00
12	4316,40	36	13	3	65	119,90	332,03	21,67	6,00	9,00	43,16	39,00
13	3477,10	69	15	4	23	50,39	231,81	5,75	8,00	17,25	34,77	45,00
14	2937,55	31	12	2	21	94,76	244,80	10,50	4,00	7,75	29,38	36,00
15	3716,90	36	14	3	167	103,25	265,49	55,67	6,00	9,00	37,17	42,00
16	3956,70	59	16	4	31	67,06	247,29	7,75	8,00	14,75	39,57	48,00
17	3297,25	66	16	4	16	49,05	202,33	4,00	8,00	16,50	32,37	48,00
18	3237,30	37	13	3	16	98,84	281,30	5,33	6,00	9,25	36,57	39,00
19	3656,95	49	16	3	14	81,97	251,04	4,67	6,00	12,25	40,17	48,00
20	4016,65	53	15	3	30	73,52	259,78	10,00	6,00	13,25	38,97	45,00
21	3656,95	37	17	3	26	98,84	215,11	8,67	6,00	9,25	36,57	51,00
22	4136,55	101	19	7	37	40,96	217,71	5,29	14,00	25,25	41,37	57,00
23	3896,75	36	14	2	110	91,59	235,52	55,00	4,00	9,00	32,97	42,00
24	5215,65	94	25	7	890	55,49	208,63	127,14	14,00	23,50	52,16	75,00
25	5455,45	135	25	12	130	40,41	218,22	10,83	24,00	33,75	54,55	75,00
26	3896,75	114	22	7	184	34,18	177,13	26,29	14,00	28,50	38,97	66,00
27	4016,65	113	18	9	329	35,55	223,15	36,56	18,00	28,25	40,17	54,00
28	3477,10	95	24	7	170	36,60	144,88	24,29	14,00	23,75	34,77	72,00
29	4316,40	117	19	8	166	36,89	227,18	20,75	16,00	29,25	43,16	57,00
30	2697,75	40	14	3	37	67,44	192,70	12,33	6,00	10,00	26,98	42,00
31	3597,00	84	17	4	24	42,82	211,59	6,00	8,00	21,00	35,97	51,00
32	3656,95	69	14	4	29	53,00	261,21	7,25	8,00	17,25	36,57	42,00
33	2158,20	83	12	5	622	26,00	179,85	124,40	10,00	20,75	21,58	36,00
34	2637,80	90	8	5	250	29,31	329,73	50,00	10,00	22,50	26,38	24,00
35	2158,20	94	20	7	381	22,96	107,91	54,43	14,00	23,50	21,58	60,00
36	4556,20	180	39	19	380	25,31	116,83	20,00	38,00	45,00	45,56	117,00
37	4436,30	432	23	18	32	10,27	192,88	1,78	36,00	108,00	44,36	69,00
38	4855,95	101	29	6	232	48,08	167,45	38,67	12,00	25,25	48,56	87,00

Tab. 1c: Continued.

[illegible]

