

Dazite, High-Alumina-Basalte und Andesite als Produkte der amphiboldominierter Differentiation (Aegina und Methana, ägäischer Inselbogen)

Autor(en): **Dietrich, V.J. / Mercolli, I. / Oberhänsli, R.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **68 (1988)**

Heft 1

PDF erstellt am: **11.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-52047>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Dazite, High-Alumina-Basalte und Andesite als Produkte amphiboldominierter Differentiation (Aegina und Methana, Ägäischer Inselbogen)*

Von V.J. Dietrich¹, I. Mercolli² und R. Oberhänsli²

Abstract

The islands of Aegina and Methana in the Saronic Gulf mark the northwestern end of the South Aegean island arc. This arc is regarded as a magmatic expression of the still-active subduction of the African plate beneath the Aegean plate, which started in the Middle Miocene.

Volcanic activity in the Saronic Gulf began during the Upper Pliocene with minor phreatic eruptions producing rhyodacitic tuffs and pumice. A larger basal volcanic edifice was built up consisting of andesitic dacite flows and plugs. Finally, the *first volcanic episode* terminated with the eruption of dacitic pyroclastic and epiclastic flows. As common feature all lavas and pyroclastics contain numerous inclusions of basaltic and andesitic composition with quenched and acicular textures. These 'pillowed' phenomena may be caused by injecting hot basaltic and andesitic melts into a magma chamber filled with cooler dacitic to rhyodacitic melt.

Cumulates of hornblenditic to hornblende gabbro composition are rare. Intrusive, metamorphic and sedimentary xenoliths are missing. Based on mineral and bulk chemistry from the basaltic inclusions, the most primitive melts crystallizing olivine (Fo₈₈₋₉₀), plagioclase (An₇₉₋₈₀), Ti- and Al-rich clinopyroxene and Mg-hastingsite have a composition: SiO₂ = 49 wt.%, TiO₂ = 0.9 wt.%, MgO = 9 wt.%, Cr = 240 ppm and Ni = 120 ppm, but K₂O = 1.95 wt.%, Rb = 42 ppm, Ba = 920 ppm and Sr = 600 ppm. Fractional crystallization of ol, cpx, plag, and in particular, amphibole and titanomagnetite from such a water-bearing primitive and low-Ti basaltic melt yielded rhyodacitic residual liquids. The ascending "dacitic" magmas are regarded as mingling products of rhyodacitic melt with cumulates.

The *second volcanic episode* started after a long time of restoration, uplift and individualisation from two volcanic centers producing minor amounts of pyroclastics and lavas in the following order: hornblende andesite, basaltic andesite (= high-Alumina basalt) and hypersthene andesite. These basaltic rocks are characterised by lower contents of K₂O = 1.5 wt.%, Rb = 20 ppm and Ba = 280 ppm but higher contents of Al₂O₃ = 18.3 wt.% and Sr = 640 ppm than the inferred primitive melt and very low contents of MgO = 4.6 wt.%, Cr = <20 ppm and Ni <20 ppm. The origin of these controversial rocks can be explained by partial melting of amphibole-rich cumulates, hybridization and mixing with rhyodacitic melt. Injection of primitive basaltic melt into the cumulates and replenishment of the relict magma chamber of the *first volcanic episode* provided enough heat necessary for such processes.

Tensional tectonics and sufficient crustal thickness are the major factors controlling the ascent of the magmas.

On Methana, approx. 200 years B.C., a *third volcanic phase* started with andesitic dacites producing the Kameno volcano. There is a great possibility that this activity will continue as soon as tensional tectonics in the Saronic Gulf allow an ascent of melts.

Keywords: primitive melts, magma mixing, mingling, high-alumina basalts, Aegean island arc, Aegina, Methana.

* Erweiterte Fassung des Posters: "Amphiboles and the Complexity of discontinuous Fractionation in Water-bearing Magmas: Calc-alkaline Series".

XIX General Assembly IUGG/IAVCEI, Vancouver, August 1987 und 167. Jahrestagung SNG/SMGP, Luzern, Oktober 1987.

¹ Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

² Mineralogisch-Petrographisches Institut, Universität Bern, Baltzerstr. 1, CH-3012 Bern.

1. Einleitung

Die Andesite und Dazite der Inseln Aegina und Methana im Saronischen Golf (Abb. 1) stellen klassische Beispiele petrographisch und chemisch komplex zusammengesetzter kalkalkalischer Vulkanite dar (WASHINGTON, 1894; VON LEYDEN, 1940; DAVIS, 1957). Da Amphibole in allen Gesteinen als dominierende Phäno- und Xenokristalle auftreten, kommt ihnen eine zentrale petrogenetische Bedeutung zu. Zielsetzung unserer Untersuchungen war es, den Einfluss dieser Amphibole auf die Differenzierung kalkalkalischer Magmen zu untersuchen, welche zur Ausbildung der hetero-

genen Andesite und Dazite führte. Die in dieser Arbeit diskutierten magmatischen Prozesse basieren auf folgendem Datenmaterial:

- Geologisch-vulkanologische Detailkartierung der Insel Aegina, im Masstab 1:25 000. Spezialkarte Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME) Athen, im Druck.
- ca. 1000 Mikrosondenanalysen an Mineralen und Gläsern (Zusammenfassung auf Abb. 3).
- 240 neue Gesamtgesteinsanalysen mit Haupt- und 20 Spurenelementen (Zusammenfassung auf Tab. 1 und Abb. 4).
- δO^{18} -, Sr- und Nd-Isotopenanalysen an aus-

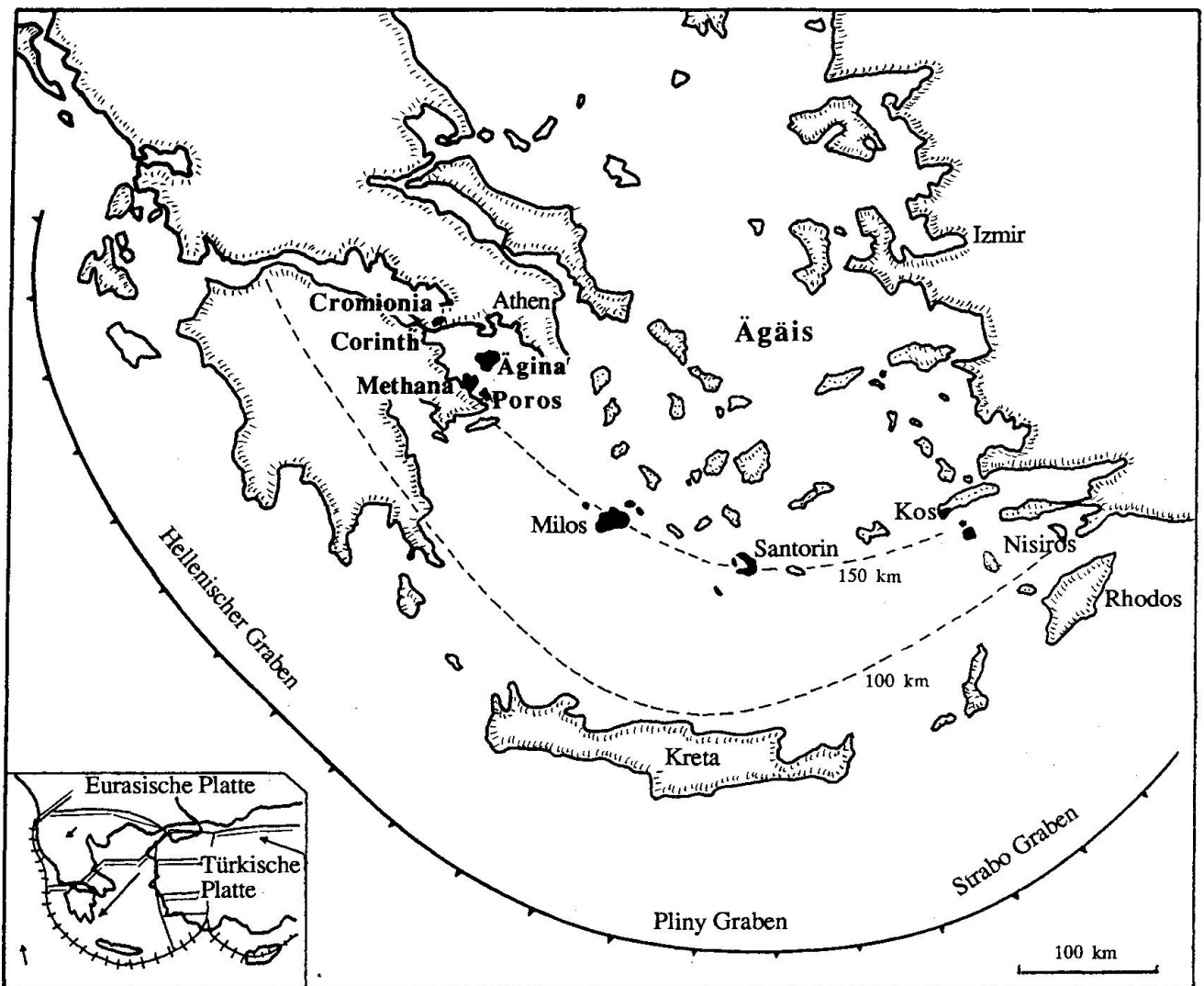


Abb. 1 Der Neogene Ägäische Inselbogen.

Gestrichelte Linien: Tiefenlage der Benioffzone.

Einschub: Plattenkonfiguration im östlichen Mittelmeer nach MCKENZIE (1972). Pfeile markieren die Plattengrenzen, Doppelstriche die Dehnungszonen und Kreuzstriche die Kompressionszonen.

gewählten separierten Mineralen und Gesamtgesteinen.

- K-Ar-Alter an separierten Biotiten und Amphibolen.

Diese Daten werden gesamthaft in einem Spezialband der «Stiftung Immanuel Friedländer», ETH Zürich, sowie in verschiedenen Spezialpublikationen veröffentlicht.

Eigentliche Hinweise über Art und Ablauf magmatischer Prozesse liefern die Gefüge der Vulkanite, insbesondere Relikt- und Reaktionsgefüge des xenolithischen Materials. Sie lassen magmatische Ereignisse vor Erstarrung der Laven erkennen und erlauben, in Zusammenhang mit genauer Analyse der Mineralchemismen, quantitative Rekonstruktionen. Erst auf dieser Basis können Gesamtgesteinschemismen und Isotopendaten sinnvoll interpretiert werden.

Die Mannigfaltigkeit magmatischer Prozesse, welche sich in der komplexen Zusammensetzung der Andesite und Dazite Aeginas und Methanas ausdrückt, wird bereits durch die Subduktion der Lithosphäre vorgezeichnet. Kontinuierliche Subduktion führt zu dynamischer Produktion von Teilschmelzen im oberen Mantel. Allerdings dokumentiert das episodische Auftreten der Laven an der Erdoberfläche nur ein unvollständiges Bild dieser Abläufe. Da alle magmatischen Prozesse in grösseren Mantel- und Krustentiefen ablaufen, können nur grobe Abschätzungen der kontrollierenden Faktoren vorgenommen werden. Diese basieren entweder auf Beobachtungen an vulkanischen Endprodukten oder auf experimentellen Ergebnissen.

Die Differentiation der Magmen während ihrer Platznahme vom Mantel zur Erdoberfläche kann von sehr verschiedenartigen Faktoren abhängen:

- Zusammensetzung und Menge der primären Schmelzen, metasomatischer Austausch flüchtiger Phasen mit Mantel und Kruste;
- Mächtigkeit, Zusammensetzung, Spannungsfeld und Tektonik der Kruste; Wärmeaustausch der Schmelzen mit der Umgebung;
- fraktionierte Kristallisation bei Abkühlung, konvektive Bewegung, Dekompressionsreaktionen früh-kristallisierter Phasen mit Schmelze und Fluid sowie Entgasungsercheinungen;

- thermisch bedingte Konvektion der Magmen (Soret Effekt) und Konvektion hydrothermalen Lösungen in oberflächennahen Bereich;
- mechanische und chemische Kontamination in der Kruste durch Nebengestein und sogar lokale Aufschmelzung der Nebengesteine.

Über Andesit- und Dazitgenese liegt eine umfangreiche Literatur vor, aus der hier nur einige Veröffentlichungen mit zusammenfassendem Charakter erwähnt seien: KUNO (1968), MCBIRNEY (Ed., 1969), BOETTCHER (1973), KUSHIRO (1974), EICHELBERGER (1978), EWART (1979) und THORPE (1982). Mehrheitlich basieren die petrogenetischen Interpretationen auf geochemischen und isopenchemischen Gesamtgesteinsdaten ohne Berücksichtigung detaillierter Petrographie.

Obwohl *Amphibole* in vielen andesitischen und dazitischen Gesteinen typische mafische Hauptgemengteile darstellen, ist ihrer petrogenetischen Bedeutung wenig Beachtung beigegeben worden (z. B. GILL, 1981).

Die von uns vorgeschlagenen Modelle *magmatischer Differentiation* (OBERHÄNSLI et al., 1985; DIETRICH et al., 1987) berücksichtigen viele petrogenetische Faktoren, insbesondere aber die Rolle der Amphibole in Fraktionierungs- und Teilaufschmelzungsprozessen (Abb. 5, 6 und 7). Sie nehmen jedoch nicht in Anspruch, allgemein anwendbar zu sein, sollen aber zum Verständnis amphibolführender andesitischer und dazitischer Gesteine beitragen, welche nicht nur im Ägäischen Inselbogen, sondern weltweit an vielen destruktiven Plattengrenzen in grossen Mengen auftreten.

2. Vulkanologie der Insel Aegina

Die Vulkane der Inseln Aegina und Methana bilden mit denjenigen von Crommyonia (Korinth) und Poros den nordwestlichen Ausläufer des Ägäischen Inselbogens (Abb. 1). Dieser Inselbogen wird als das Ergebnis einer magmatischen Aktivität angesehen, welche nach dem Messinian im mittleren Pliozän vor ca. 4,5 Millionen Jahren begann und durch die nordwärts gerichtete Subduktion der afrikanischen Platte unter die Ägäische Platte ausgelöst wurde (CAPUTO et al., 1970); PAPAACHOS and COMNINAKIS, 1971; NINKOVICH and HAYS, 1972). Unterhalb der Inseln Aegina und Methana liegen die Erdbebenepizentren in einer

Tiefe von ca. 140 km und markieren damit die Benioffzone. Die Kruste weist eine normale Mächtigkeit von 30–35 km auf und setzt sich aus einem «alpinotypen» Deckenstapel von mesozoischen bis tertiären Flyschen und Ophiolithen sowie prä-mesozoischen bis mesozoischen Plattformkarbonaten zusammen. Flach liegende Epizentren sowie mehrere ausgeprägte Störungssysteme (E-W, N-S und SW-NE) lassen auf den Inseln und im Saronischen Golf starke, episodische Dehnungstektonik erkennen (PAPAZACHOS and COMNINAKIS, 1978; BERCKHEMER and KOWALCZYK, 1978).

Krustale Dehnungen scheinen den Aufstieg der Magmen ermöglicht und damit auch die Ausbruchsmechanismen eingeleitet zu haben. Das belegen strukturelle Kriterien (Verlauf der Störungssysteme, Richtungen der Lavaflüsse und Anlagen der Staukuppen entlang von Störungen).

Da sowohl auf Aegina als auch in den umliegenden Vulkangebieten des Saronischen Golfes die permisch bis tertiäre Unterlage anstehend ist (GAITANAKIS, 1982 und 1984; FYTIKAS et al., 1984), sind die Mächtigkeiten der Vulkanite und die Zeiträume der vulkanischen Ereignisse im grossen Rahmen bekannt. Obwohl sich die Extrusionsalter über einige Millionen Jahre erstrecken (Aegina: 4.5 bis ca. 1.5 Mio Jahre; Methana: ca. 4.5 Mio. J. bis 200 Jahre v. Chr.: VON LEYDEN, 1940; FYTIKAS et al., 1984), betragen die gesamten Mächtigkeiten der Vulkanite nur wenige hundert Meter.

Auf Aegina und Methana sind generell zwei vulkanische Phasen abgelaufen: die erste Phase begann mit dem Auswurf subaerischer Bimse und Aschen rhyodazitischer Zusammensetzung (Tab. 1). Intermediärer Plagioklas, Biotit, grüner Amphibol und vereinzelt Quarz sind die markanten Phänokristalle sowohl in den Pyroklastika als auch in den brackisch bis marinen oberpliozänen Mergeln und Tuffiten des Saronischen Golfes. Erstaunlicherweise treten während des Beginns der ersten vulkanischen Phase weder basaltische noch andesitische Gesteine auf. Dieses Phänomen ist im gesamten nordwestlichen Ägäischen Inselbogen zu beobachten. Auf die sauren Pyroklastika folgten grössere Mengen andesitischer bis dazitischer Laven, pyroklastische Ströme und Staukuppen (Tab. 1). Sie bildeten den vulkanischen Sockel der Inseln Aegina und Methana.

Allen Gesteinen sind folgende auffällige petrographische Merkmale eigen (Abb. 2):

In einer felsitisch bis glasigen Grundmasse rhyodazitischer Zusammensetzung mit Phänokristallen von intermediärem Plagioklas, grünen und bräunlichen hastingsitischen Amphibolen und Biotit liegen sehr variable Anteile xenolithischen Materials vor. Dabei handelt es sich um teilweise gerundete, korrodierte und mit Klinopyroxen gepanzerte Mg-hastingsitische Amphibole, Anorthit-reichen Plagioklas und Titanomagnetit.

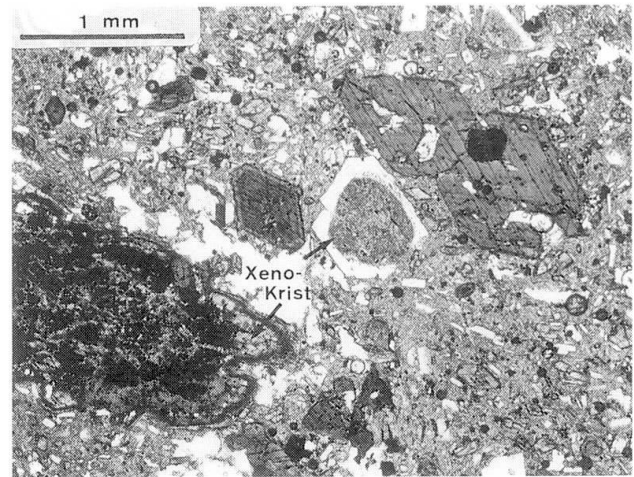


Abb. 2 Dünnschliffphotographie eines typischen Dazitites von Aegina. Die Grundmasse besteht aus einem feinsten felsitischen Gemenge von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas. Als Phänokristalle treten Amphibol (tief in Al und Ti), Biotit und Plagioklas (An_{45-35}) sowie vereinzelt Quarz auf. Daneben erscheinen als Xenokristalle opazitisierte Magnesio-Hastingsite (hoch in Al und Ti) mit Klinopyroxen-Reaktionsrändern sowie basische Plagioklase (An_{90-75}) mit Andesin-Überwachungsrändern.

Hinzu kommen Millimeter bis Dezimeter grosse, meist gerundete mafische Einschlüsse (Xenolithe), welche analoge Mineralien, eingebettet in porösem Grundmasseglass rhyolithischer Zusammensetzung enthalten.

Die Gesamtgesteinschemismen der Einschlüsse variieren von olivin-basaltischer bis andesitischer Zusammensetzung (Abb. 5). Ausser diesen «magmatischen» Xenolithen wurden weder typische Plutonitxenolithe noch kristallines oder sedimentäres Krustenmaterial in den Laven und Pyroklastika gefunden.

Gegen Schluss der ersten andesitisch-dazitischen Hauptphase scheint sich der Anteil des xenolithischen Materials zu verringern, der Phänokristallanteil dagegen eher zu häufen.

| Xenolithe | Gesteinstyp | Mineralchemie |
|--------------------|----------------------------------|---|
| Hornblendeandesite | Hypersthenandesit | Hypersthen Klinopyroxen, pseudomorph nach Amphibol Olivin (Fo 66), Plagioklas (An 70-80) Glas (SiO ₂ : ~70, K ₂ O: ~7.7 Gew.%) |
| Olivinbasalte | High Al-Basalt | <u>reliktische Amphibol-Xenokristalle</u> TiO ₂ 1.6-2.5 Gew.% Al ₂ O ₃ 11.0-15.5 Gew.% K ₂ O 1.3-1.5 Gew.% Olivin Xenokristalle (Fo 80) Plagioklas Xenokristalle (An 75-90) Phänokristalle (An 35-45) Hypersthen, Glas (SiO ₂ : ~65, K ₂ O: ~5 Gew.%) |
| Hornblendeandesite | Rhyodazit | <u>Amphibol:</u> Xenokristalle Phänokristalle TiO ₂ 1.6-2.5 0.5-1.0 Gew.% Al ₂ O ₃ 11.0-15.5 7.2-8.5 Gew.% K ₂ O 1.3-1.5 0.5-1.0 Gew.% Plagioklas Xenokristalle Phänokristalle An 75-90 35-45 Klinopyroxen, Biotit Glas (SiO ₂ : ~78, K ₂ O: ~5.5 Gew.%) |
| Hornblendeandesite | Dazit III Dazit II Dazit I | <u>Amphibol:</u> Xenokristalle Phänokristalle TiO ₂ 1.6-2.5 0.5-1.0 Gew.% Al ₂ O ₃ 11.0-15.5 7.2-8.5 Gew.% K ₂ O 1.3-1.5 0.5-1.0 Gew.% Plagioklas Xenokristalle Phänokristalle An 75-90 35-45 Biotit Glas (SiO ₂ : ~75-78, K ₂ O: ~5.5 Gew.%) |
| | Rhyodazitische Pyroklastika | |
| | Amphibolkumulate | Mg-Hastingsit TiO ₂ 1.6-2.5 Gew.% Al ₂ O ₃ 11.0-15.5 Gew.% K ₂ O 1.3-1.5 Gew.% Plagioklas (An 75-90) |

Abb. 3 Zusammenfassung der Mineral- und Glaschemismen in den verschiedenen magmatischen Gesteinsgruppen der Insel Aegina.

Ein grosser See inmitten Aeginas sowie Einbnungen und Erosionserscheinungen auf den Lavoerflchen deuten auf eine anschliessende lngere vulkanische Ruhepause an der Pliozn/Pleistozn-Grenze, zwischen 2 und 1,5 Millionen Jahren hin. Es scheint in diesem Raum eine Zeit ohne grssere Dehnungstektonik gewesen zu sein. Vereinzelt traten Hebungen auf, und kompressive Tektonik fhrte am Golf von Korinth lokal zu berschiebungen (DUFAUFE et al., 1976).

Abrupt setzte dagegen die zweite vulkanische Phase ein. Whrend an zwei Lokalitten

Aeginas basaltische bis andesitische Pyroklastika und geringmchtige Laven gefrdert wurden, traten an E-W Störungen rhyodazitische Lavaströme, gespickt mit basaltisch-andesitischen Einschlüssen, auf. Petrographisch sind diese Vulkanite vollstndig anders als die älteren Andesite bis Dazite. Die schwarzen, z.T. blockigen Laven zu Beginn der zweiten Phase zeigen einen sehr wechselhaften Chemismus (Tab. 1 und Abb. 4). Es sind dies Hornblendeandesite und High-Alumina-Basalte, wobei sich die «Hornblenden» unter dem Mikroskop als vollstndig opazitisierte und korrodierte

| Analyse | Basis Bims | D A Z I T E | | | | | | RHYODAZIT | | | | | | A N D E S I T E | | | |
|--------------------------------|---------------|-------------|-------|--------|-------|-------|-------|-----------|-------|--------|-------|-------|-------|-----------------|-------|-----|--|
| | | DA I | DA II | DA III | DA IV | DA V | RDA | DA VI | HBA | Al-BAS | AND | HYA | HBA | Al-BAS | AND | HYA | |
| Hauptelemente [Gew.-%] | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 67.50 | 57.28 | 59.62 | 59.10 | 60.55 | 60.94 | 67.72 | 62.03 | 55.59 | 53.12 | 54.69 | 55.61 | 53.12 | 54.69 | 55.61 | | |
| TiO ₂ | 0.36 | 0.62 | 0.46 | 0.53 | 0.52 | 0.55 | 0.32 | 0.53 | 0.66 | 0.77 | 0.73 | 0.70 | 0.77 | 0.73 | 0.70 | | |
| Al ₂ O ₃ | 15.15 | 16.73 | 16.58 | 16.80 | 17.26 | 17.84 | 15.70 | 16.98 | 17.32 | 18.31 | 17.78 | 17.76 | 18.31 | 17.78 | 17.76 | | |
| Fe ₂ O ₃ | 3.07 | 3.99 | 2.85 | 3.78 | 3.88 | 3.25 | 2.44 | 2.20 | 3.66 | 3.43 | 3.30 | 3.64 | 3.43 | 3.30 | 3.64 | | |
| FeO | 0.21 | 2.21 | 1.77 | 2.05 | 1.56 | 1.26 | 0.28 | 2.10 | 3.18 | 3.93 | 3.49 | 3.08 | 3.93 | 3.49 | 3.08 | | |
| MnO | 0.08 | 0.12 | 0.11 | 0.11 | 0.11 | 0.07 | 0.07 | 0.09 | 0.12 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | | |
| MgO | 1.69 | 3.86 | 3.39 | 3.14 | 2.49 | 1.73 | 1.23 | 2.74 | 4.71 | 4.64 | 4.59 | 4.30 | 4.64 | 4.59 | 4.30 | | |
| CaO | 4.85 | 7.83 | 6.83 | 7.02 | 6.26 | 6.33 | 3.63 | 6.13 | 8.57 | 9.39 | 9.13 | 8.64 | 9.39 | 9.13 | 8.64 | | |
| Na ₂ O | 2.55 | 2.83 | 3.55 | 3.02 | 2.98 | 2.99 | 3.16 | 3.66 | 2.88 | 2.77 | 2.78 | 2.80 | 2.77 | 2.78 | 2.80 | | |
| K ₂ O | 3.69 | 2.29 | 2.34 | 2.32 | 2.25 | 1.90 | 3.36 | 2.26 | 1.65 | 1.49 | 1.63 | 1.75 | 1.49 | 1.63 | 1.75 | | |
| P ₂ O ₅ | 0.17 | 0.27 | 0.15 | 0.17 | 0.14 | 0.17 | 0.11 | 0.20 | 0.14 | 0.16 | 0.16 | 0.15 | 0.16 | 0.16 | 0.15 | | |
| H ₂ O | 0.50 | 1.20 | 1.40 | 1.30 | 1.50 | 2.50 | 1.30 | 0.58 | 1.00 | 1.00 | 0.80 | 0.80 | 1.00 | 0.80 | 0.80 | | |
| Total | 99.82 | 99.23 | 99.05 | 99.34 | 99.50 | 99.53 | 99.32 | 99.50 | 99.48 | 99.14 | 99.21 | 99.35 | 99.14 | 99.21 | 99.35 | | |
| Spurenelemente [ppm] | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ba | 713 | 803 | 1119 | 667 | 673 | 712 | 688 | 690 | 383 | 277 | 306 | 333 | 277 | 306 | 333 | | |
| Rb | 124 | 76 | 77 | 73 | 75 | 50 | 120 | 58 | 35 | 20 | 34 | 37 | 20 | 34 | 37 | | |
| Sr | 316 | 433 | 515 | 398 | 395 | 423 | 312 | 597 | 633 | 667 | 658 | 661 | 667 | 658 | 661 | | |
| Pb | 19 | 9 | 13 | 10 | 13 | 9 | 23 | 11 | 8 | 6 | 10 | 7 | 6 | 10 | 7 | | |
| Th | 5 | 5 | <5 | <5 | 9 | 9 | 7 | 13 | 16 | 14 | 16 | <5 | 14 | 16 | <5 | | |
| Nb | 5 | 7 | 4 | 5 | 6 | 4 | 5 | 5 | <4 | <4 | <4 | <4 | <4 | <4 | <4 | | |
| Y | 10 | 14 | 8 | 11 | 16 | 18 | 11 | 18 | 14 | 11 | 15 | 13 | 11 | 15 | 13 | | |
| Zr | 106 | 109 | 90 | 101 | 113 | 139 | 109 | 135 | 93 | 90 | 97 | 99 | 90 | 97 | 99 | | |
| V | 71 | 149 | 190 | 138 | 120 | 179 | 57 | 106 | 227 | 244 | 196 | 212 | 244 | 196 | 212 | | |
| Cr | <6 | 94 | 53 | 35 | 12 | 12 | <6 | <6 | 42 | 10 | 64 | 18 | 10 | 64 | 18 | | |
| Ni | <3 | 39 | 13 | 17 | 9 | 3 | <3 | 4 | 19 | 18 | 19 | 18 | 18 | 19 | 18 | | |
| Co | 17 | 15 | 13 | 15 | 14 | 12 | 8 | 8 | 16 | 18 | 7 | 11 | 18 | 7 | 11 | | |
| Cu | <3 | 21 | 8 | 22 | 17 | 5 | <3 | 11 | 39 | 46 | 38 | 44 | 46 | 38 | 44 | | |
| Zn | 30 | 43 | 31 | 43 | 39 | 44 | 23 | 33 | 42 | 46 | 44 | 44 | 46 | 44 | 44 | | |
| Ga | 9 | 11 | 10 | 11 | 13 | 12 | 10 | 8 | 12 | 13 | 12 | 12 | 13 | 12 | 12 | | |
| Sc | 5 | 17 | 15 | 15 | 12 | 11 | 5 | 11 | 23 | 25 | 24 | 24 | 25 | 24 | 24 | | |

Lokalitaeten: Bims: Marathonas Bucht. DA I: Skotini (NW-Aegina). DA II: Kokkinovrachos (NE-Aegina).

DA III: Megalokorifi (S-Aegina). DA IV: Tuorli (Zentral-Aegina). DA V: Palaiochora (N-Aegina).

RDA: Kakoperato (W-Aegina). DA VI: Koutalou (NW-Aegina). HBA = 'Hornblende-Andesit': Nikolaki

Al-BAS = High-Alumina Basalt: Oros-Basis (SE-Aegina). AND = Basaltischer Andesit: Oros-Basis.

HYA = Hypersthen-Andesit (Oros).

Tab. 1 Gesamtgesteinschemismen (Mittelwerte) der wichtigsten Laven und des Basis-Bimses der Insel Aegina. Methodik der Röntgenfluoreszenzanalytik und Fehlergrenzen bei NISBET et al. (1976) und DIETRICH et al. (1984).

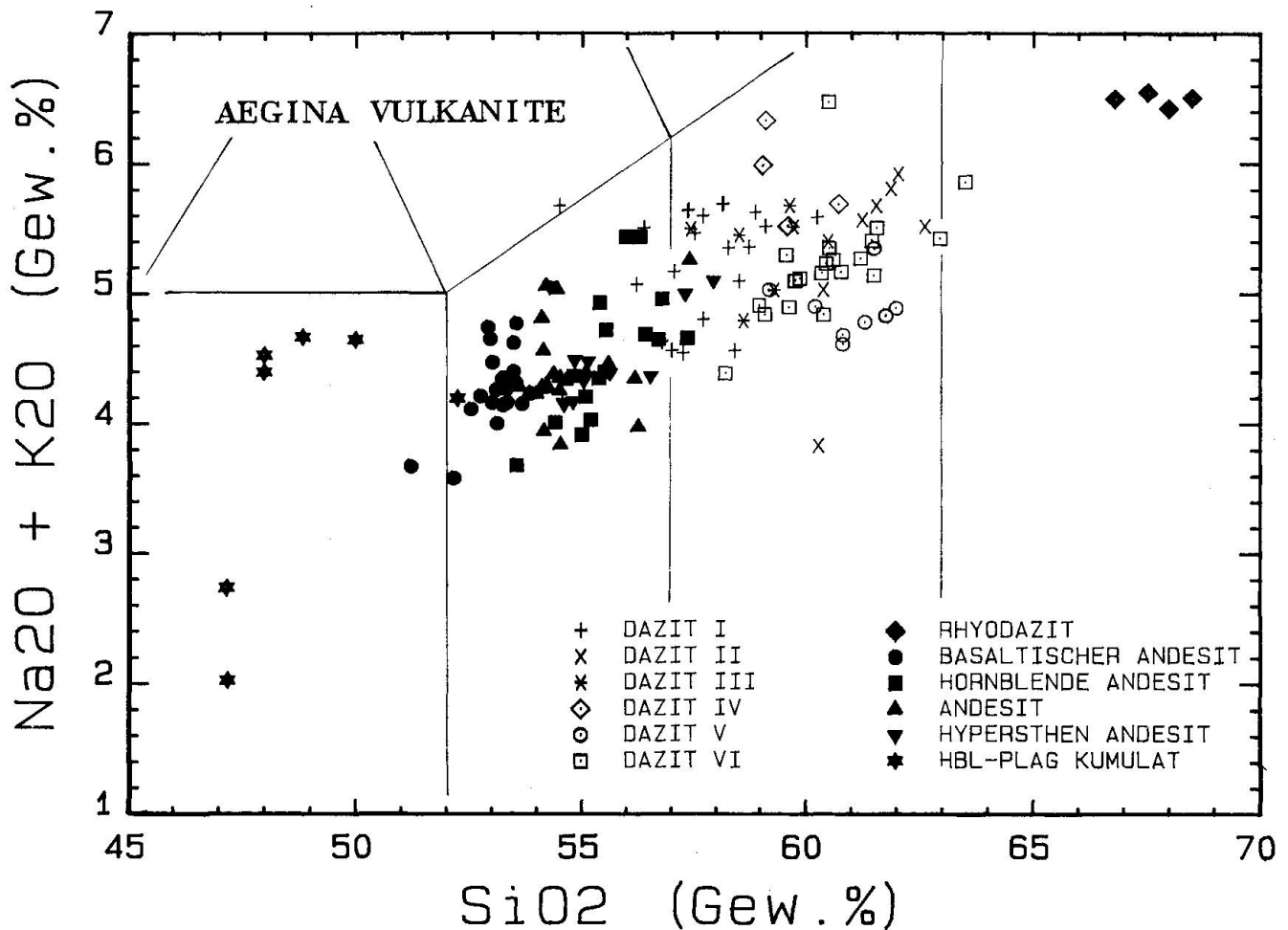


Abb. 4 Gesamtgesteinschemismen der Vulkanite und magmatischen Xenolithe im Total-Alkali/Silika-Diagramm. Feldereinteilung gemäss TAS-Klassifikation, LE BAS et al. (1986).

Mg-Hastingsite herausstellen. Gegen Ende dieser eher kurzlebigen *zweiten vulkanischen Phase* wandelt sich der Grad der Differenzierung leicht, die letzten, eher 10–30 m mächtigeren Lavaströme bestehen aus Hypersthenandesiten. Damit endete die vulkanische Aktivität auf der Insel Aegina.

Auf der Insel Methana scheint ein ganz analoger doppelphasiger Zyklus abgelaufen zu sein, welcher grössere Volumina gleichartiger Vulkanite lieferte. Allerdings stellte sich vor ca. 2200 Jahren ein *dritter Zyklus* (STRABO *Geographica* und PAUSANIAS *Graecia descripto*) ein, der zum Aufbau des andesitisch-dazitischen Kamenovulkans führte. Es erscheinen wieder analoge Vulkanite wie an der Basis der vulkanischen Sockel von Methana und Aegina. Dies deutet darauf hin, dass sich die vulkanische Aktivität auf Methana fortsetzen wird, sofern grössere Dehnungsereignisse im Saronischen Golf einsetzen und damit den Magmen den

Aufstieg vom Erdmantel und tieferen Krustenpartien zur Oberfläche ermöglichen werden.

3. Magmatologische Entwicklung auf Aegina und Methana

Die magmatischen Prozesse, welche zur Bildung der dazitischen und andesitischen Schmelzen in Aegina und Methana führten, erstreckten sich über einen langen Zeitraum von mehr als 4 Millionen Jahren. Dabei ist erstaunlich, dass die Schmelzen lokal in relativ engbegrenzten Gebieten auftraten und keine grossräumigen, zusammengesetzten Stratovulkane während relativ kurzer Zeiträume aufbauten, wie dies häufig an destruktiven Plattengrenzen der Fall ist (z. B. pazifische Kontinentalränder und Inselbögen). Hinzu kommt für das Gebiet des Saronischen Golfes (Korinth, Poros, Methana und Aegina) die Tatsache, dass zu Be-

ginn der vulkanischen Tätigkeit nur differenzierte rhyodazitische Schmelzen gefördert wurden, anschliessend heterogen zusammengesetzte Andesite bis Dazite und erst in einer zweiten Phase High-Alumina-Basalte, basaltische Andesite und Hypersthenandesite (Tab. 1 und Abb. 4).

Beide Phänomene, vulkanische Aktivität über einen langen Zeitraum am gleichen Ort und das inverse Auftreten differenzierter Schmelzen, können nur durch Kombination sehr verschiedenartiger magmatischer Prozesse erklärt werden.

3.1. FRAKTIONIERTER KRISTALLISATION

Dieser klassische magmatische Prozess setzt das Vorhandensein eines Stammmagmas, d. h. eines *primitiven basaltischen Magmas* voraus, in welchem bei Abkühlung und Aufstieg an die Oberfläche fraktionierte Kristallisation ablaufen kann.

Aufgrund der Subduktionskonfiguration unterhalb des Ägäischen Inselbogens ist eine Teilaufschmelzung des oberen Erdmantels in Tiefen bis zu 140 km wahrscheinlich. Primitive Basaltschmelzen sind das Resultat dieses Prozesses. Als auslösende Faktoren der Teilaufschmelzung können sowohl metasomatische Lösungen aus der subduzierten afrikanischen Platte als auch Druckentlastungen infolge Dehnungserscheinungen in der Lithosphäre angenommen werden.

Die primitiven und wahrscheinlich wasserhaltigen Basaltschmelzen erreichten im Gebiet des Saronischen Golfes die Oberfläche nie, sondern differenzierten bereits in grösseren Krustentiefen.

Für wassergesättigte basaltische Schmelzen, deren Liquidus- und Soliduskurven im PT-Feld eine negative Steigung aufweisen (HARRIS et al., 1970; d. h. Anstieg der Löslichkeit von H₂O mit zunehmendem Druck), ist dies leicht verständlich. Eine genaue Aussage über die Wassergehalte der primitiven basaltischen Schmelzen ist sehr schwierig. Aus den vorliegenden Daten der vor allem an Amphibolen angereicherten Laven und ihrer porösen, glasreichen Xenolithe ergeben sich maximale Wassergehalte von 5 Vol. %.

Platznahme der Schmelzen aus dem Mantel in die Kruste und Aufstieg zur Oberfläche scheinen nur während Zeiten starker Deh-

nungstektonik abgelaufen zu sein. Dies trifft besonders für die hochviskosen rhyodazitisch-dazitischen und mit xenolithischem Material geladenen Magmen zu. Sowohl Feldbeobachtungen als auch fluidmechanische, theoretische Überlegungen (SHAW, 1980; TURCOTTE, 1987) lassen tiefgreifende Störungssysteme als Aufstiegsbahnen erkennen.

3.1.1. Kalkalkalische Stammmagmen

Um Hinweise über die der Zusammensetzung der *primitiven Basaltschmelzen (Stammmagmen)* auf Aegina und Methana zu erhalten, wurden die mafischen Xenolithe in den basalen Daziten der *ersten vulkanischen Phase* untersucht. Der überwiegende Teil der Xenolithe kann aufgrund der Gefüge und der Mineralbestände als *intramagmatische Abschreckungskörper (pillows)* basaltischer bis andesitischer Schmelzen in einem rhyodazitischen Magma gedeutet werden. Derartige, Millimeter bis mehrere Dezimeter grosse Körper entstehen aufgrund erheblicher Differenzen in chemischer Zusammensetzung, Dichte, Viskosität und Temperatur der Schmelzen (EICHELBERGER, 1980; BACON and METZ, 1984; BACON, 1986). Ein kühleres rhyodazitisches Magma dürfte kaum in der Lage sein, eine heisse basaltische Schmelze zu assimilieren.

Die basischsten Xenolithe in den Vulkaniten der Insel Aegina weisen eine schwach untersättigte Nephelin-normative basaltische Zusammensetzung (Tab. 2) mit $Mg^{2+}/Mg^{2+} + Fe^{2+} = 0.7$, $TiO_2 = 0.95$ Gew. % und $K_2O = 1.9$ Gew. % auf. Ähnliche Zusammensetzung zeigen die mafischen Xenolithe von Methana. Wir interpretieren diese Xenolithe als Relikte primitiver basaltischer Schmelzen. Charakteristisch an diesen Schmelzen sind neben den hohen Gehalten an hygromagmatophilen Elementen wie K, Rb, Sr und Ba die relativ niedrigen Gehalte an Ti, Y, Zr und Nb sowie das Vorhandensein von ca. 1 Gew. % H₂O. Interessanterweise scheinen von Vulkaninsel zu Vulkaninsel nur die Gehalte der hygromagmatophilen Elemente zu variieren. Die generelle Charakteristik bleibt jedoch erhalten. Obwohl diese Schmelzen aufgrund der Alkalien und der hygromagmatophilen Elemente alkalischer Natur zu sein scheinen, deuten die tieferen Gehalte von Ti und einiger charakteristischer inkompatibler Elemente (z. B. Nb) auf eine

Tab. 2 Gesamtgesteinschemismen primitiver basaltischer Schmelzen in den Vulkanen der Inseln Aegina, Methana und Santorin.

| Gew. % | A E G I N A | | | METHANA | SANTORIN | AEGINA |
|--------------------------------|-----------------------|-----------------------|---------------------------|-----------------------|--------------------------|-------------------|
| | maf. Xen. 1. Phase | maf. Xen. +5% Fo90 | maf. Xen. +5%o1,+5%cpX | maf. Xen. 1. Phase | Ber. Bas. * +14% Fo90 | high-Al Basalt |
| SiO ₂ | 48.50 | 48.10 | 48.14 | 50.50 | 49.60 | 53.10 |
| TiO ₂ | 0.94 | 0.89 | 0.90 | 0.80 | 0.80 | 0.77 |
| Al ₂ O ₃ | 16.50 | 15.70 | 15.30 | 16.20 | 16.10 | 18.30 |
| FeO (tot) | 7.70 | 7.80 | 7.70 | 7.70 | 8.70 | 7.10 |
| MnO | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.15 | 0.10 | 0.13 |
| MgO | 9.20 | 11.22 | 11.50 | 9.20 | 11.80 | 4.64 |
| CaO | 10.80 | 10.25 | 10.85 | 10.20 | 9.50 | 9.39 |
| Na ₂ O | 2.60 | 2.47 | 2.35 | 2.38 | 2.50 | 2.77 |
| K ₂ O | 1.95 | 1.85 | 1.75 | 1.10 | 0.60 | 1.63 |
| P ₂ O ₅ | 0.43 | 0.41 | 0.39 | 0.15 | 0.10 | 0.16 |
| H ₂ O | 1.10 | 1.05 | 1.00 | 1.00 | 0.00 | 0.80 |
| Total | 99.86 | 99.88 | 100.02 | 99.38 | 99.80 | 98.79 |
| Mg Mg+Fe ²⁺ | .70 | .73 | .74 | .704 | .725 | .56 |
| Ba (ppm) | 920 | 870 | 820 | 290 | 90 | 277 |
| Rb | 43 | 40 | 37 | 15 | 10 | 20 |
| Sr | 595 | 565 | 540 | 282 | 215 | 667 |
| Y | 18 | 17 | 16 | 9 | ? | 11 |
| Zr | 110 | 105 | 100 | 59 | 45 | 90 |
| V | 235 | 220 | 200 | 180 | ? | 244 |
| Cr | 240 | 600 | 800 | 346 | ? | <10 |
| Ni | 120 | 170 | 160 | 126 | 150 | 18 |
| Sc | 34 | 32 | 25 | 31 | 25 | 25 |
| Nb | <5 | <5 | <5 | <5 | ? | 5 |

Nephelin normativ

Hypersthen normativ Qz. norm.

* Daten von Santorin: Nicholls (1978), Puchelt (1978)

tholeiitische Verwandtschaft hin, welche in Inselbogen-Basalten häufig anzutreffen ist (MIYASHIRO, 1974).

Die Gesamtgesteinszusammensetzungen lassen erkennen, dass Teilaufschmelzungen in einem Iherzolithischen bis harzburgitischen Mantelniveau stattgefunden haben müssen.

Die chemische Zusammensetzung und damit die ursprüngliche Charakteristik der basaltischen Stammagmen (Tab. 2) wird während der nachfolgenden Differentiationsprozesse erheblich verändert. Diese Prozesse sind in einem Entwicklungsschema (Abb. 5) sowie in zwei weiteren detaillierten Graphiken (Abb. 6 und 7) dargestellt. Generell durchlaufen die Differentiationsprozesse fünf verschiedene Stufen:

- Zweiphasige Kristallfraktionierung;
- Mechanische Mischungen (mingling) zwischen Residualschmelzen und Kumulatphasen sowie deren Resorption, Abb. 6;
- Teilaufschmelzung von Kumulaten und Bildung von Hybridschmelzen (mixing), Abb. 7 und 8;
- Reorganisation und Homogenisierung der Hybridschmelzen, Abb. 7.

3.1.2. Kristallfraktionierung 1 (Olivin und Chromspinell)

Anzeichen einer ersten Fraktionierung von Olivin (Fo₈₈₋₉₀) und Chromspinell aus einer primitiven basaltischen Schmelze (Tab. 2) fin-

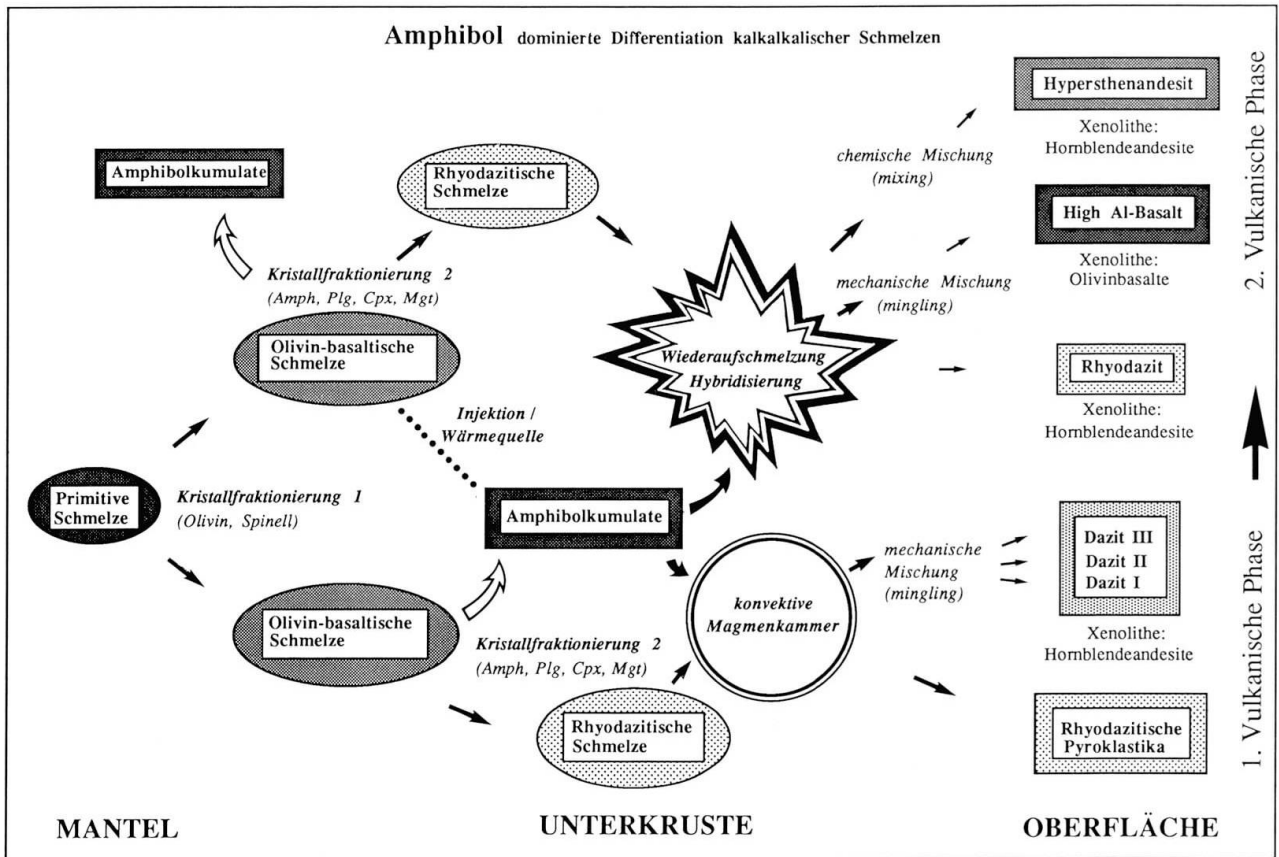


Abb. 5 Entwicklungsschema der kalkalkalischen Schmelzen während der zwei vulkanischen Hauptphasen auf Aegina.

den sich in forsteritreichen Einschlüssen, in amphibolreichen Kumulaten und in den Amphibolen der mafischen Xenolithe. Es ist wahrscheinlich, dass neben Olivin und Chromspinell auch noch ein Ti- und Al-reicher Klinopyroxen sowie Anorthit-reicher Plagioklas in geringerem Masse an der Fraktionierung beteiligt waren. Hinweise finden sich ebenfalls in vereinzelt Mineralrelikten in den dazitischen Laven. Dies deutet auf eine erste Phase der Kristallfraktionierung in grosser Krustentiefe, eventuell bereits an der Mantel/Krustengrenze.

**3.1.3. Kristallfraktionierung 2
(Amphibol, Plagioklas und Titanomagnetit)**

Amphibole sind die verbreitetsten mafischen Minerale in allen vulkanischen Gesteinen der Inseln Aegina und Methana. Sie treten als Phäno- und Xenokristalle sowohl in rhyodazitischen, dazitischen, andesitischen und basaltischen Laven als auch in nahezu allen Varietäten von Xenolithen auf und unterschei-

den sich aufgrund ihrer Zusammensetzung deutlich. Mit diesen Merkmalen werden sie zu bedeutenden *magmatischen Leitfossilien*, mit denen magmatische Prozesse quantitativ getestet werden können.

Ein kleiner Teil der mafischen Xenolithe weist feinkörnige Kumulatgefüge auf. Die Kumulusphasen setzen sich im wesentlichen aus anorthitreichem Plagioklas (An_{75-90}) und Ti-, Al-, K- und Na-reichen Magnesiohastingsiten zusammen. Vereinzelt treten Ti- und Al-reiche Klinopyroxene auf. Titanomagnetit, Apatit sowie Si- und K-reiche Gläser bilden die Interkumulus-Matrix.

Die *Kristallisationsreihenfolge Amphibol (\pm Klinopyroxen) \rightarrow Plagioklas \rightarrow Titanomagnetit* sowie die Einschlüsse von Forsteritreichen Olivinen und Chromspinell in den Amphibolen zeigen deutlich, dass diese Fraktionierung aus der bereits differenzierten olivinbasaltischen Schmelze erfolgt ist. Das *Resultat* einer derartigen Kristallfraktionierung ist ein *Kumulat* aus mafischen Komponenten und Plagioklas sowie eine *hoch differenzierte Schmelze rhyodazitischer Zusammensetzung*.

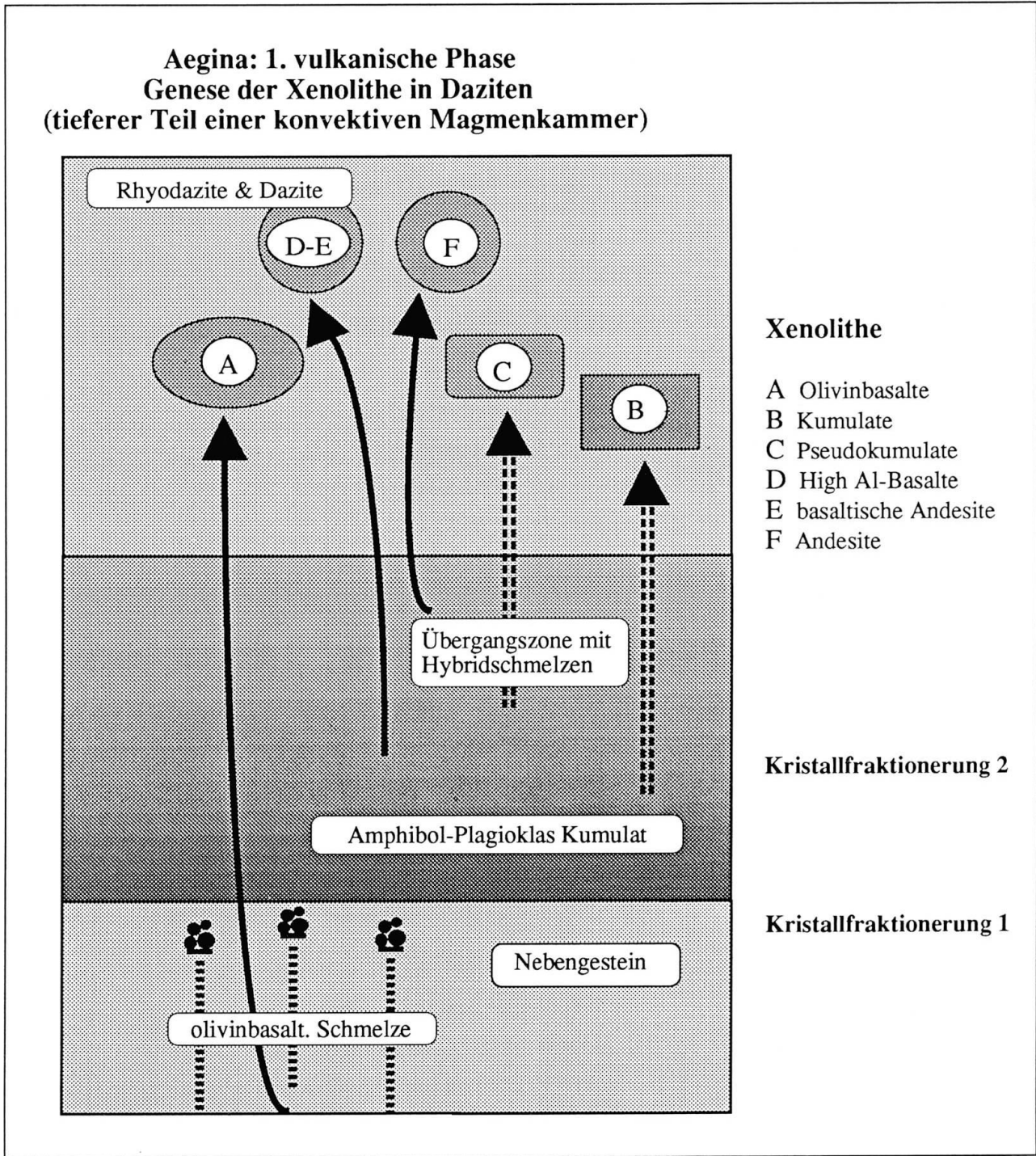


Abb. 6 Schema der Fraktionierungsprozesse und Genese der Xenolithe während der *ersten vulkanischen Phase* auf Aegina.

Massenbilanzrechnungen (MERCOLI et al., in Vorbereitung) ergaben, dass aus einer olivinbasaltischen Schmelze nach Abscheidung von ca. 50 Vol.% Amphibol-Plagioklas-Kumulaten ca. 50 Vol.% rhyodazitischen Magma vorhanden sein muss.

Geringer differenzierte andesitische bis dazitische Schmelzen können durch diesen Pro-

zess nicht entstehen, da die Phasen Amphibol, Plagioklas und Titanomagnetit der basaltischen Schmelze grosse Anteile an Mg, Fe, Ti, Al und Ca entziehen. Gerade die *Magnesiost Hastingsite* weisen eine stark basische Zusammensetzung auf mit: $\text{SiO}_2 = 40\text{--}43$ Gew.%, $\text{MgO} = 14.6\text{--}12.5$ ($X_{\text{Mg}} = 0.7\text{--}0.65$), Gew.%, $\text{TiO}_2 = 3.1\text{--}2.0$ Gew.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 =$

11.0–15.5 Gew.%, Na_2O = 1.5–2.0 Gew.% und K_2O = 0.75–1.4 Gew.%.

Bereits 1962 wies OSBORN auf den Einfluss der Sauerstoffugazität hin, welche wesentlich das Fraktionierungsgeschehen beeinflusst. Unter hohem f_{O_2} kann Titanomagnetit zu einer raschen Abreicherung von Fe und Ti in der Residualschmelze führen. Damit stellt sich das charakteristische Merkmal der Kalkalkali-Serie ein. CAWTHORN (1976 a und b) erkannte aufgrund experimenteller Untersuchungen, dass bei höheren Drucken Hornblende-Fraktionierung in einer SiO_2 -untersättigten basaltischen Schmelze zu starker SiO_2 -Sättigung der Residualschmelze führen muss. Zudem konnte KUSHIRO (1974) experimentell bestätigen, dass Plagioklas neben Amphibol und Pyroxen erst nach dem Verschwinden von Olivin auftreten kann.

Weitere experimentelle Ergebnisse zeigen, dass die Kristallisation von Kumulatamphibolen in einem wasserhaltigen basaltischen Magma unter höheren Drucken, d. h. in grösseren Krustentiefen abgelaufen sein muss. Derartige hastingsitische Amphibole weisen weite Stabilitätsbereiche zwischen 10 bis 18 kbar und 460 bis 1025 °C auf (ALLEN et al., 1975, 1978; SEMET and ERNST, 1981; ULMER, 1987).

Dieser Fraktionierungsprozess erklärt das Auftreten von rhyodazitischen Aschen und Bimsen als erste vulkanische Zeugnisse im gesamten Gebiet des Saronischen Golfes. Die Vulkanite weisen ein recht geringes Volumen auf und zeigen keinerlei Spuren reliktscher Kumulate oder einzelner Kumulatkristalle.

3.2. DAZITGENESE (MECHANISCHE MISCUNGEN/MINGLING, ABB. 5)

Andesitische Dazite bis Dazite bilden die Hauptanteile der *ersten vulkanischen Phase* auf Aegina und Methana. In allen Grössenbereichen (megaskopisch, makroskopisch und mikroskopisch) ist die Heterogenität ihrer Zusammensetzung zu erkennen. Xenolithisches Material kann bis zu 30% des Gesamtvolumens erreichen.

Die feinkörnige, felsitische und häufig glasige Matrix weist dagegen eine eher rhyolithische Zusammensetzung mit SiO_2 -Gehalten zwischen 75 und 78 Gew.% auf (Abb. 3). Im Gleichgewicht mit dieser Schmelze kristallisierten während der Abkühlung intermediärer Pla-

gioklas (An_{35-45}), Ti-, Al- und K-ärmerer hastingsitische Amphibol und Biotit. Quarz tritt vereinzelt auf.

Alle Xenokristalle haben dagegen die Zusammensetzungen der Kumulatphasen (Abb. 3). Die Gefüge aller Gesteine zeigen deutlich, dass es sich immer um mechanische Mischungen zwischen differenzierten rhyodazitischen Magmen, Kumulatphasen und kleineren mafischen Xenolithen handelt. Damit wird der Gesamtgesteinschemismus dieser Laven, Pyroklastika und Staukuppen unregelmässig verändert. Dazitische bis andesitische Zusammensetzungen sind das Resultat. Eine solche mechanische Durchmischung (mingling) ohne interne Aufschmelzung und Homogenisierung verschiedenartig differenzierter Schmelzen kann in einer konvektierenden Magmenkammer in grösseren Krustentiefen und während des Aufstieges der Schmelzen zur Oberfläche stattfinden.

Das Abscheiden von Kumulatanteilen und mehrphasige Injektion olivinbasaltischer Schmelzen in diese Zonen erzeugt Lagenbau. Wärme- und Dichteunterschiede in den Basis- und Übergangszonen der Magmenkammern führen damit zu konvektiven Bewegungen.

Die Art des xenolithischen Materials mit druck-betonten Mineralparagenesen wie magnesio-hastingsitischen Amphibolen und anorthitreichem Plagioklas sowie das Fehlen von kalkalkalischen Plutoniten, d. h. Gesteinen geringerer Druck-Stabilitätsbereiche, deuten auf eine Herkunft der sauren Schmelzen aus grösseren Krustentiefen. Hinweise einer Differenzierung der Schmelzen in oberflächennahen Magmenkammern fehlen. Zudem wurden weder auf Aegina noch auf Methana grössere Volumina an Pyroklastika gefördert.

3.3. GENESE DER HIGH-ALUMINA-BASALTE UND HYPERSTHENANDESITE (WIEDERAUFSCHELMELZUNG/HYBRIDISIERUNG VON AMPHIBOL-KUMULATEN, ABB. 7)

Die folgenden magmatischen Prozesse sollen das Auftreten der geringen Volumina an basaltischen bis andesitischen Pyroklastika und Laven der *zweiten vulkanischen Phase* auf Aegina und Methana erklären. Dabei wird der Bildung der *High-Alumina-Basalte* besondere Bedeutung beigemessen. Diese Basalte werden häufig als wenig differenzierte basaltische

Stammagmen angesehen (z. B. KUNO, 1960), welche als Partialschmelze entweder direkt einem Quarz-eklogitischen Mantel (GREEN und RINGWOOD, 1967 und 1968, BROPHY und MARSH, 1986) oder subduzierter ozeanischer Kruste (BAKER, 1986) entstammen sollen. Eine weitere Hypothese (PERFIT et al., 1980; PERFIT, 1986) zieht die Möglichkeit einfacher Fraktionierung von Olivin, Chromspinell und untergeordnet von Klinopyroxen aus einem Mg-reichen basaltischen Primärmagma in Betracht. Schliesslich wurden komplexe magmatische Prozesse vorgeschlagen, welche Kombinationen von Kristallfraktionierung und Assimilation tieferer amphibolitischer Krustenpartien (CARR und WALKER, 1986, TAKAHASHI, 1987) oder sogar Mischungen von MORB-Schmelzen mit pelagischen Sedimenten (FROST, 1986) erwägen.

Alle diese Möglichkeiten können für die Entstehung der *High-Alumina-Basalte* Aeginas und Methanas ausgeschlossen werden. Diese Gesteine haben wohl basaltisches Aussehen, bestehen im wesentlichen aus Plagioklas und Klinopyroxen und weisen Al_2O_3 -Gehalte über 18 Gew.% und Sr-Gehalte um 650 ppm auf; es fehlen ihnen aber einige sehr wichtige, typisch basaltische Eigenschaften. Gemäss dem SiO_2 -Gehalt sind sie basaltische Andesite (Tab. 1); tief in MgO (4.2 bis 4.7 Gew.%), Ni (10–20 ppm) und Cr (5–30 ppm).

Letztere Gehalte können sicher durch eine Fraktionierung von Olivin und Chromspinell aus einem olivinbasaltischen Stammagma erreicht werden, kaum aber die sich komplett anders verhaltenden Elemente wie Ti, Ca, K, P, Ba, Rb, Sr, Y, Zr und Sc (siehe auch Tab. 1 und 2). Bei genauerer mikroskopischer und mineralchemischer Analyse erkennt man im Mineralbestand ein auffälliges Gemisch aus reliktschen und sehr variabel resorbierten Kumulatphasen wie Plagioklas und Mg-reichen Hastingsiten (Abb. 8) in einer Matrix, bestehend aus dazitischem bis rhyodazitischem Glas und Phänokristallen von fayalitreicherem Olivin (Fo_{65}), Andesin, Hypersthen, Magnetit und Ti- und Al-armem Klinopyroxen. Letzterer ist aus Reaktion zwischen Amphibol und Schmelze entstanden (Abb. 8).

Relikte unvollständig assimilierter krustaler Minerale oder Gesteinsfragmente sind nicht vorhanden.

Während die zu Beginn der *zweiten vulkanischen Phase* geförderten *Hornblendeandesite*

noch gut sichtbare Anteile aus schwarzen opazitisierten Magnesio-Hastingsiten in saurem Grundmasseglass aufweisen, treten diese Kumulatrelikte in den zuletzt ausgeflossenen Hypersthenandesiten stark zurück. Gefüge, Mineralbestand und Grundmasseglass dieser Gesteine sind weitgehend homogenisiert.

Die verschiedenartigen Mineralbestände und sauren Grundmassegläser sowie die häufigen Relikt- und Reaktionsgefüge der basaltischen Andesite können nur durch Teilaufschmelzungen älterer Kumulatanteile und Bildung von Hybridschmelzen erklärt werden. Diese Prozesse sind schematisch auf Abb. 7 dargestellt.

Eine Teilaufschmelzung der Kumulate aus der vorhergehenden vulkanischen Phase kann nur durch zusätzliche Wärmezufuhr ausgelöst werden. Sofern neue basaltische Schmelzen aus dem Mantel in die Kumulatzone eindringen können, liefern sie latente Wärme. Hinweise auf die Existenz unterschiedlich differenzierter basaltischer Schmelzen finden sich in den Laven mit High-Alumina-basaltischer Zusammensetzung. Es sind dies gerundete millimeter- bis zentimetergrosse Kügelchen olivin-basaltischer Zusammensetzung, welche wir analog zu den mafischen Xenolithen in den Daziten der *ersten vulkanischen Phase* auch als *Abschreckungskörper* interpretieren. Ausserdem beginnt auch in diesen Schmelzen fraktionierte Kristallisation, welche zusätzlich Wärme produziert. Diese Energie ist offenbar ausreichend, um Kumulatphasen mit relativ niedrigen Liquidustemperaturen wie diejenigen der hastingsitischen Amphibole und der Plagioklase aufzuschmelzen.

Ein solcher Prozess stellt eine drastische Änderung der chemischen Zusammensetzung und der physikalischen Eigenschaften der Übergangszone dar. Durch das Aufschmelzen der Amphibole wird H_2O freigesetzt und bewirkt in den amphibolitischen Teilschmelzen eine Abnahme der Dichte und Viskosität (EICHELBERGER, 1980; HUPPERT et al., 1982). Damit sind die Bedingungen für eine Vermischung (chemical mixing) mit der rhyodazitischen Residualschmelze gegeben. Wahrscheinlich migrieren diese Schmelzanteile (in Abb. 7 als Tropfen dargestellt) in die rhyodazitische Lage.

Als Resultat derartiger Mischungsprozesse formen sich in der Übergangszone sowohl *Pseudokumulate*, bestehend aus einer

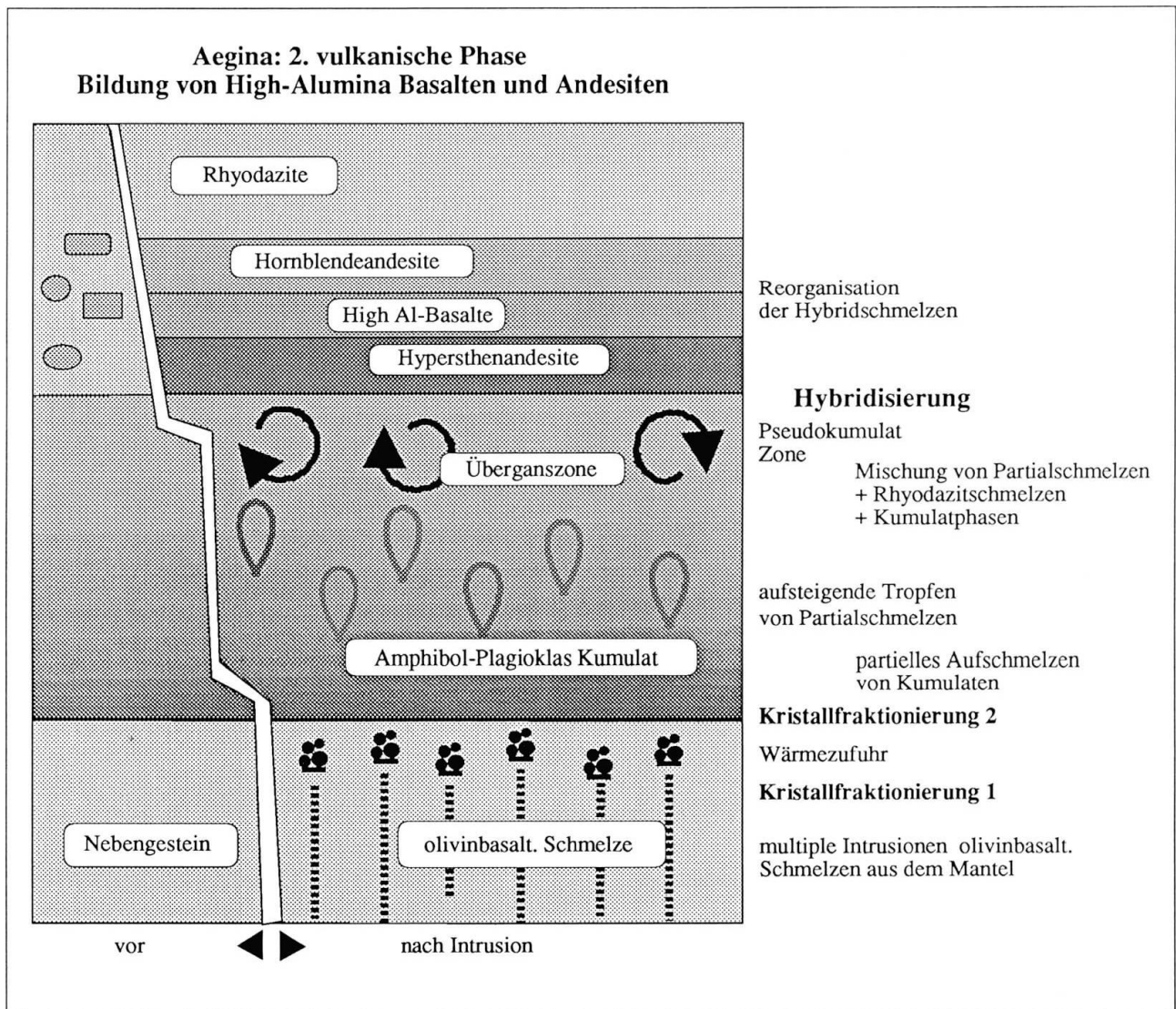


Abb. 7 Schema partieller Aufschmelzung von Amphibol-Plagioklas-Kumulaten aus der ersten vulkanischen Phase sowie Entstehung der Hybridschmelzen High-Alumina-basaltischer bis andesitischer Zusammensetzung während der zweiten vulkanischen Phase auf Aegina.

Mischung von lose-gepackten Amphibol-Plagioklas-Kumulaten, amphibolitischer Teilschmelze und interstitieller rhyodazitischer Residualschmelze als auch *Hybridschmelzen* mit high-Alumina-basaltischer bis andesitischer Zusammensetzung.

Diese Hybridschmelzen organisieren sich je nach dem Anteil aufgeschmolzener Kumulatphasen und zusätzlicher Wärmezufuhr in einem instabilen Lagenbau unterschiedlicher Zusammensetzung, Dichte, Viskosität und Temperatur. Da noch immer H_2O in den basischen Schmelzen gelöst ist, dürften ihre Dichten kleiner als das darüberliegende rhyodazitische bis dazitische Magma sein. Konvektive Bewegung aufgrund von Dichteinversion

(*Raleigh-Taylor-Effekt*, CHANDRASEKHAR, 1970) in einem derartig geschichteten Magmasystem sind zwangsläufig die Folge.

Injektionen frischer basaltischer Schmelzen in dieses labile Gleichgewicht liefern zusätzliche Wärme und stellen weitere dynamische Effekte dar, welche konvektive Bewegungen (SHAW, 1965 und 1974) und Eruptionsmechanismen (triggering: SPARKS et al., 1977) einleiten können. Aber auch die Teilaufschmelzung von Amphibol-Plagioklas-Kumulaten sowie anschließende Dekompressionsreaktionen von Amphibol und die damit verbundene Freisetzung von Wasserdampf (vapor) mag einen «explosionsartigen Triggereffekt» (BARDINZEFF und BONIN, 1987) ausgelöst haben und zur

Förderung basaltisch-andesitischer Pyroklastika zu Beginn der zweiten vulkanischen Phase geführt haben.

Sofern die Volumen der darüberliegenden rhyodazitischen bis dazitischen Schmelze genügend gross sind, müssen die Hybridschmelzen darin steckenbleiben und aufgrund von Unmischbarkeit Abschreckungskörper (*intragmagmatische Pillows*) formen. Diese sind die magmatischen Xenolithe der ersten vulkanischen Phase (Abb. 6). Zu Beginn der zweiten vulkanischen Phase war die überliegende dazitische Magmasäule mehrheitlich verschwunden, so dass die Hybridschmelzen nach einem erneuten «Triggereffekt» entlang vorgezeichneten Dehnungsflächen bis an die Oberfläche gelangen konnten.

4. Das nomenklatorische und klassifikatorische Dilemma in Andesiten und Daziten

Die petrographische Beschreibung (Abb. 2 und 3) und chemische Charakterisierung (Tab. 1 und Abb. 4) der kalkalkalischen Vulkanite von Aegina und Methana zeigt die Schwierigkeit richtiger petrographischer Namensgebung.

Ein *Gesteinsname* sollte nicht nur das Gestein mit einem Namen abstempeln, sondern auch den Mineralbestand und die chemische Zusammensetzung genau beinhalten.

Mit der *Charakterisierung* (d. h. einem richtigen Namen) ist ein *petrogenetisches Verständnis* untrennbar verbunden.

Übliche Nomenklatur und Klassifikationen, basierend auf Modalbestand und chemischer Gesamtgesteinszusammensetzung, prägen den Gesteinen idealisierte Zwangsformen auf. Dies trifft vor allem für vulkanische Gesteine zu, da erst nach genauerer petrographischer Untersuchung Phäno- und Xenokristalle unterschieden werden können. Eine Nomenklatur aufgrund des Gesamtgesteinschemismus (z. B. TAS-Klassifikation der Vulkanite: LE BAS et al., 1986) lässt in vielen Fällen nicht die wahren Gesteinszusammensetzungen erkennen und kann damit zwangsläufig über falsche Namen zu petrogenetischen Missverständnissen führen.

Eine *Klassifikation vulkanischer Gesteine* sollte nur unter Vorbehalt und erst nach genauer Kenntnis der gesamten chemischen und minera-

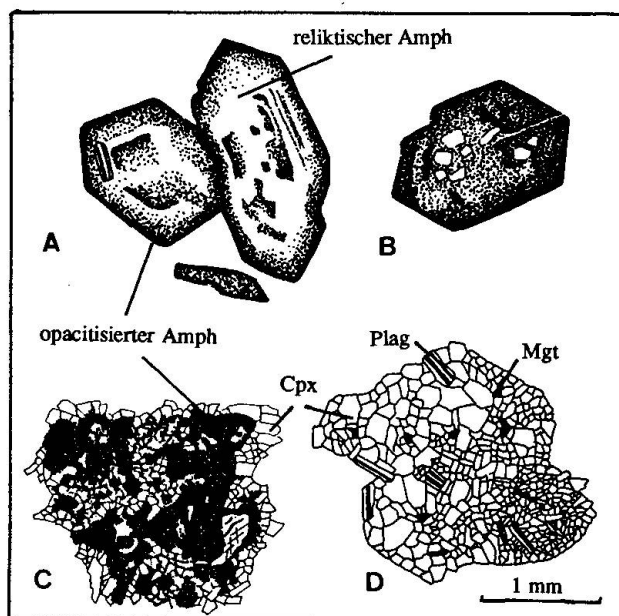


Abb. 8 Verschiedene Umwandlungsstadien (A bis D) relictiver *Kumulat-Amphibole* (Magnesio-Hastingsite mit hohen Al-, Ti- und K-Gehalten) in High-Alumina Basalt (gleicher Dünnschliff!). Die Stadien B, C und D zeigen die kontinuierliche Reaktion, aus welcher im Endstadium ein «Klinopyroxen-Phänokristall» (tief in Al und Ti) entsteht.

logischen Zusammensetzung und des Gefüges verwendet werden.

Die Diskussion der chemischen Zusammensetzung primitiver basaltischer Magmen der Kalkalkalireihe (Kapitel 3.1.1) zeigt deutlich, dass nicht nur die Alkalien, sondern alle chemischen Bestandteile für eine petrogenetische Interpretation verwendet werden müssen. Für die Charakterisierung dieser Schmelzen kommen den Elementen Ti, V, Nb, Y und den schweren Seltenen Erden gleiche Bedeutung zu wie den Alkalien und den hygromagmatophilen Elementen wie Rb, Ba, Sr und den leichten Seltenen Erden.

Für die Darstellung der wichtigsten magmatischen Prozesse, die zu der Differentiation der Aegina- und Methana-Vulkanite führten, haben wir auf der Basis der Gesamtgesteinschemismen das Total-Alkali/Silika-Diagramm gewählt (Abb. 9 und 10). Diese einfache Darstellungsweise soll die komplexen genetischen Beziehungen «chemisch-interferierender und benachbarter Vulkanite» veranschaulichen. Beide Diagramme enthalten die Felderteilung für nomenklatorische Zwecke. Das Dilemma der richtigen Benennung dieser basaltischen

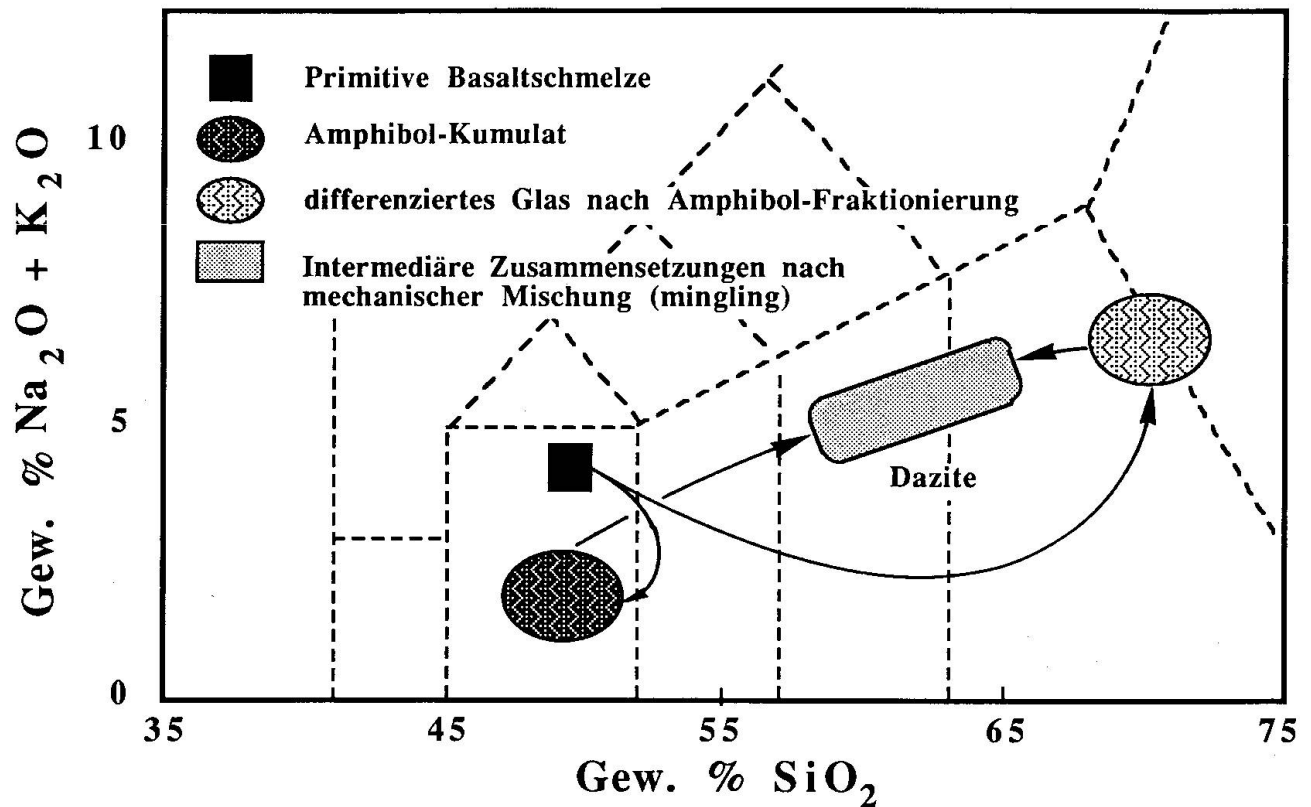


Abb. 9 Entwicklungswege der Dazitgenese (Pfeile):

1. Schritt: Amphibol-Plagioklas-Fraktionierung aus einem olivinbasaltischen Magma mit Bildung rhyodazitischer Residualschmelze.
2. Schritt: Mechanische Mischung (mingling) von rhyodazitischer Schmelze mit xenolithischen Kumulatannteilen.

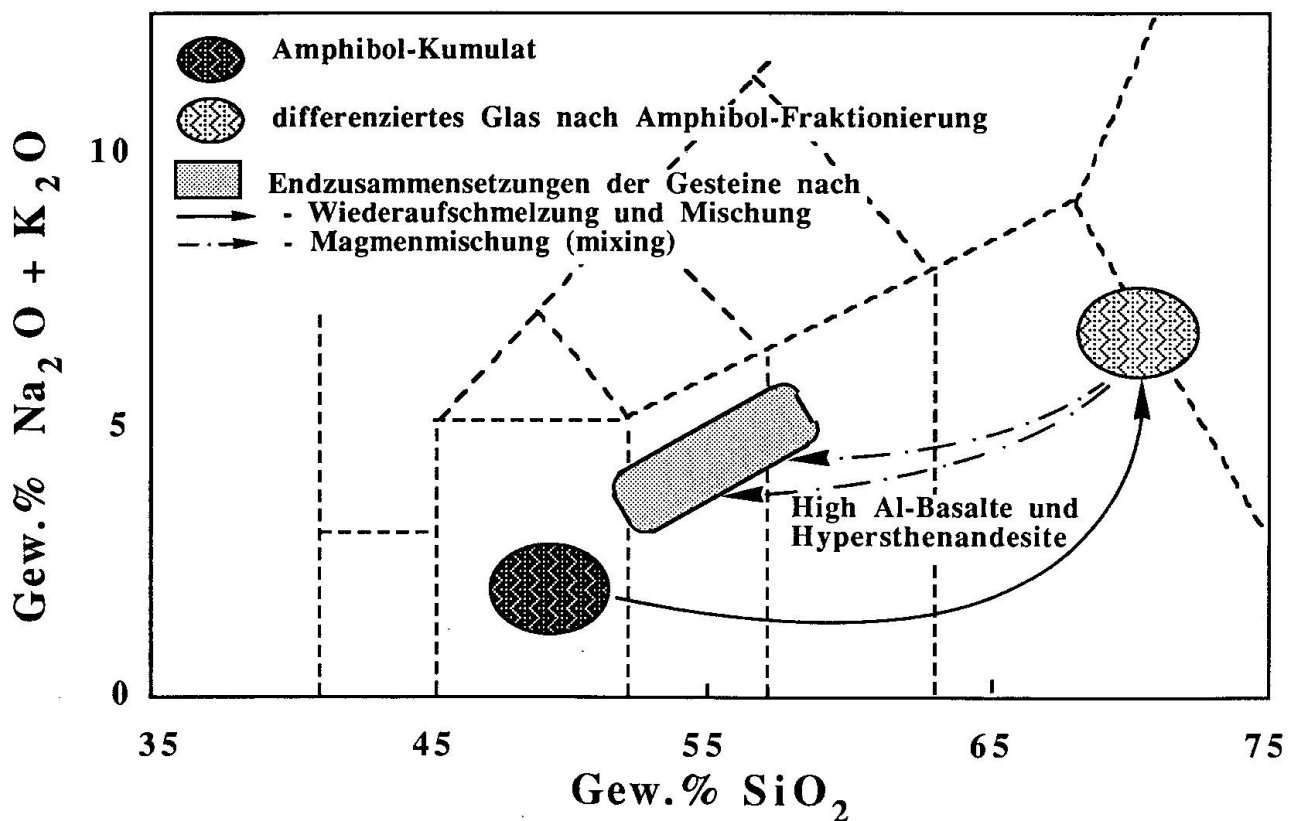


Abb. 10 Genese der High-Alumina-Basalte und Hypersthenandesite durch partielle Aufschmelzung der Amphibol-Plagioklas-Kumulate und Mischung mit rhyodazitischen Schmelzanteilen (magma mixing).

Andesite bis Dazite kommt dadurch zum Ausdrück.

Streng genommen sollten Nomenklatur und Klassifikation vulkanischer Gesteine nur aufgrund der Grundmasse (Glas)-Zusammensetzungen und der damit im Gleichgewicht auftretenden Phänokristalle erfolgen. Für die Namensgebung der Aegina- und Methana-Vulkanite haben wir einen häufig gebrauchten Mittelweg gewählt und Phänotypen definiert. Nach dem Modalbestand und der Grundmassezusammensetzung weisen die Dazite rhyodazitische Charakteristika auf, nach ihrem Gesamtgesteinschemismus, d.h. durch den Einfluss des xenolithischen, eher basischen Materials müssten sie als Andesite bezeichnet werden. Letzteres würde im Vergleich mit den eher homogenen Hypersthenandesiten zu grossen Missverständnissen führen.

Verdankungen

Die vorliegende Arbeit wurde von der Stiftung Vulkaninstitut Immanuel Friedländer (ETH Zürich) grosszügig unterstützt. Besonders danken wir Eleuthera Davis (Athen) und Panos Gaitanakis (IGME, Tripolis) für ihre Unterstützung während der Feldarbeiten auf Aegina. Unsere Vorstellungen über magmatische Prozesse in kalkalkalischen Vulkaniten wurden substantiell durch zahlreiche Diskussionen mit Diplomanden, Doktoranden und Kollegen in Bern und Zürich bereichert. Weiterhin verdanken wir viele Anregungen und Kritiken Ch. Bacon und W. Hildreth (Palo Alto), M. Carman (Houston), D. De Paolo (Los Angeles), J. Keller (Freiburg i. Br.), J. Nengendank (Trier) und K. Honegger (Zürich).

Literaturverzeichnis

- ALLEN, J.C., BOETTCHER, A.L. and MARLAND, G. (1975): Amphiboles in andesites and basalts. I - stability as a function of P-T-fO₂. *Amer. Min.*, 60, 1069-1085.
- ALLEN, J.C. and BOETTCHER, A.L. (1978): Amphiboles in andesites and basalts. II - stability as a function of P-T-fH₂O-fO₂. *Amer. Min.*, 63, 1074-1087.
- BACON, CH.R. (1986): Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, 91, 6091-6112.
- BACON, CH.R. and METZ, J. (1984): Magmatic inclusions in rhyolites, contaminated basalts, and compositional zonation beneath the Coso volcanic field, California. *Contr. Mineral. Petrol.*, 85, 346-365.
- BAKER, D.R. (1986): High-Alumina basalts and ocean floor basalts: Different pressures of evolution. Abstract. EOS, 67/16, 404-405.
- BARDINTZEFF, J.-M. and BONIN, B. (1987): The Amphibole-Effect: A possible mechanism for triggering explosive eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 32, 255-262.
- BERCKHEMER, H. and KOWALCZYK, G. (1978): Postalpine Geodynamics of the Peleponnesus. In: *Alps, Apennines, Hellenides* (GLOOR, H., ROEDER, D.H. und SCHMIDT, K., eds.). Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Stuttgart), p. 519-522.
- BOETTCHER, A.L. (1973): Volcanism and orogenic belts - The origin of andesites. *Tectonophysics*, 17, 223-240.
- BROPHY, J.G. and MARSH, B.D. (1986): On the origin of high-Alumina arc basalt and the mechanics of melt extraction. *J. Petrology.*, 27/4, 763-789.
- CAPUTO, M., PANZA, G.F. and POSTPICHL, D. (1970): Deep structure of the Mediterranean Basin. *J. geophys. Res.*, 75, 4919-4923.
- CARR, M.J. and WALKER, J.A. (1986): Origin of high-alumina basalts in Central America. EOS, Vol. 67/16, p. 405.
- CAWTHORN, G. (1976 a): Melting relations in part of the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Na₂O-H₂O under 5 kb pressure. *J. Petrology* 17/1, 44-72.
- CAWTHORN, G. (1976 b): Some chemical controls on igneous amphibole compositions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 1319-1328.
- CHANDRASEKHAR, S. (1970): *Hydrodynamic and Hydromagnetic Stability*. Oxford Univ. Press, London.
- DAVIS, E.N. (1957): Die jungvulkanischen Gesteine von Aegina, Methana und Poros und deren Stellung im Rahmen der Kykladenprovinz. *Publ. Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender*, 6, 74 S.
- DIETRICH, V.J., MERCOLLI, I. and OBERHÄNSLI, R. (1987): The magmatic evolution of Aegina island (Saronic Gulf, Greece). *Terra cognita* 7, 402-403.
- DIETRICH, V.J., CARMAN, M.F., WYTENBACH, A. and MC KEE, E.H. (1984): Geochemistry of basalts from Holes 519A, 520, 522B, and 524, Deep Sea Drilling Project Leg 73 (South Atlantic). DSDP 73, 579-601, Washington (U.S. Government Printing Office).
- DUFAUPE, J.-J., KADJAR, M.-H., KERAUDREN, B., MERCIER, J.-L., SAUVAGE, J. et SEBRIER, M. (1975): Les déformations plio-pléistocènes autour du golfe de Corinthe. *C.R. Somm. Soc. Géol. France* 17/1, 18-21.
- EICHELBERGER, J.C. (1978): Andesite volcanism and crustal evolution. *Nature*, 275, 21-27.
- EICHELBERGER, J.C. (1980): Vesciculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature*, 288, 446-450.
- EWART, A. (1979): A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary to recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. In "Trondhjemites, Dacites and Related Rocks" (F. BAKER, ed.). Elsevier, Amsterdam, 13-121.
- FROST, C.D. (1986): A unified major element, trace element and isotopic mass balance approach to Aleutian magma genesis. Abstract. EOS 67/16, p. 404.
- FYTIKAS, M., INNOCENTI, F., MANETTI, P., MAZZUOLI, R., PECCERILLO, A. and VILLARI, L. (1984): Ter-

- tiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: *The geological evolution of the Eastern Mediterranean* (J.E. DIXON and A.H.F. ROBERTSON, eds.). Geol. Soc. spec. Publ. 17, 687-699.
- FYTIKAS, M., INNOCENTI, F. and MAZZUOLI, R. (1984): Geological Map of Greece, 1:50000, Methana Sheet, IGME, Athens.
- GAITANAKIS, P. (1982): Geological Map of Greece, 1:50000, Athinai-Piraeus Sheet. IGME, Athens.
- GAITANAKIS, P. (1984): Geological Map of Greece, 1:50000, Megara Sheet. IGME, Athens.
- GILL, J.B. (1981): *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer Verlag, Berlin, 200 p.
- GREEN, D.H. and RINGWOOD, A.E. (1967): The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 15, 103-190.
- GREEN, D.H. and RINGWOOD, A.E. (1968): The genesis of the calcalkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, 105-162.
- HARRIS, P.G., KENNEDY, W. and SCARFE, C.M. (1970): Volcanism versus plutonism - the effect of chemical composition: in "Mechanism of Igneous Intrusion" (G. NEWALL and N. RAST, eds.). Gallery Press, Liverpool, 187-200.
- HUPPERT, H.E., SPARKS, R.S. and TURNER, J.S. (1982): Effects of volatiles on mixing in calc-alkaline magma systems. *Nature*, 297, 554-557.
- KUNO, H. (1960): High-Alumina basalt. *J. Petrology.*, 1, 121-145.
- KUNO, H. (1968a): Differentiation of basalt magmas. In "Basalts: The Poldervaart Treatise on rocks of Basaltic Composition. John Wiley & Sons, New York, 623-688.
- KUNO, H. (1968b): Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. *Bull. Volcanol.*, Ser. 2, 141-176.
- KUSHIRO, I. (1974): Melting of hydrous upper mantle and possible generation of andesitic magma: An approach from synthetic systems. *Earth planet. Sci. Lett.*, 22, 294-299.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A. and ZANETTIN, B. (1968): A Chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram. *J. Petrology* 27/3, 745-750.
- LEYDEN, R. VON (1940): *Der Vulkanismus des Golfes von Aegina und seine Beziehungen zur Tektonik*. Publ. Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender, 1, 151 S.
- MERCOLLI, I., OBERHÄNSLI, R. and DIETRICH, V.H. (in Vorbereitung): Volcanological and magmatological evolution of Aegina and Methana islands (Aegean Island Arc, Greece). Publication of the "Immanuel Friedlaender Foundation", Zürich, Switzerland.
- MCBIRNEY, A.R. ed. (1969): *Proceedings of the Andesite Conference*. Contributions of: F. CHAYES, H. KUNO, D.H. GREEN and A.E. RINGWOOD, E.F. OSBORN, S.R. TAYLOR, G. BEST, H.S. YODER etc.). State of Oregon, Dept. Geol. Mineral. Industr. Bull. 65, 193 p.
- MCKENZIE, D. (1972): Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. Jl. rev. astr. Soc.*, 30, 109-185.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, 274, 321-355.
- NICHOLLS, I.A. (1978): Primary basalt magmas for the pre-caldera volcanic rocks of Santorini. In: *Thera and the Aegean World I* (C. Doumas, ed.), 109-120.
- NINKOVICH, D. and HAYS, J.D. (1972): Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. *Earth Planet. Sc. Lett.* 16, 331-345.
- NISBET, E.G., DIETRICH, V.J. and ESENWEIN, A. (1979): Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. *Fortschr. Mineral.*, 57, 264-279.
- OBERHÄNSLI, R., MERCOLLI, I. and DIETRICH, V.J. (1985): The amphibole-andesite connection. *Terra cognita* 5, 2/3, 213.
- OSBORN, E.F. (1962): Reaction Series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. *Amer. Mineral.*, 47, 211-226.
- PAPASTAMATIOU, J. (1937): *Die neogenen Vulkane der Landschaft Krommyonia (Isthmus von Korinth)*. Hab. Schrift Univ. Athen.
- PAPAZACHOS, B.C. and COMNINAKIS, P.E. (1971): Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc. *J. geophys. Res.* 76/35, 8517-8533.
- PAPAZACHOS, B.C. and COMNINAKIS, P.E. (1978): Geotectonic significance of the deep seismic zones in the Aegean area. In: *Thera and the Aegean World I* (C. DOUMAS, ed.), 121-129.
- PAUSANIAS (117-180 n. Chr.): *Graecia descriptio*. Bericht über einen Ausbruch auf Methana in Lib. I, 34. Übersetzung von E. MEYER (1954), Artemis-Verlag Zürich, 142-143.
- PERFIT, M.R. (1986): Phase relations of high-Mg basalts from the Aleutian Islands: Implications for derivative magmas in arcs. *Abstract. EOS*, 67/16, p. 405.
- PERFIT, M.R., GUST, D.A., BENICE, A.E., ARCULUS, R.J. and TAYLOR, S.R. (1980): Chemical characteristics of island arc basalts. Implications for mantle sources. *Chem. Geol.*, 30, 227-256.
- PUCHELT, H. (1978): Evolution of the volcanic rocks of Santorini. In: *Thera and the Aegean World I* (C. DOUMAS, ed.), 131-146.
- SEMET, M.P. and ERNST, W.G. (1981): Experimental stability, relations of the magnesiohastingsite. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 92, 71-74.
- SHAW, H.R. (1965): Comments on viscosity, crystal settling and convection in granitic magmas. *Am. J. Sci.* 263, 120-150.
- SHAW, H.R. (1974): Diffusion of H₂O in granite liquids; Part I. Experimental data, Part II. Mass transfer in magma chambers. In "Geochemical transport and kinetics" (M.R. HOFFMAN et al., eds.). *Yb. Carnegie Inst. Wash.*, 139-170.
- SHAW, H.R. (1980): The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface. In "Physics of Magmatic Processes" (R.B. HARGRAVES, ed.). Princeton Univ. Press, 201-264.
- SPARKS, R.S., SIGURDSSON, H. and WILSON, L. (1977): Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature* 267, 315-318.
- STRABO (60 v. Chr. - 20 n. Chr.): *Geographica*. Bericht über einen Ausbruch auf Methana in Lib. I, 3, 59. Übersetzung von A. Forbiger (1856), Hoffmannsche Verlagsbuchhandlung Stuttgart. 1. Buch, 3. Kap., 93-94.
- TAKAHASHI, E. (1987): A two-stage melting model for the origin of calc-alkalic-andesite. *Abstract.*

- IUGG, XIX General Assembly Vancouver, Can., Aug. 9-22, 1987, IVACEI Vol. 2, p. 407.
- THORPE, R.S. ed. (1982): Andesites. Orogenic andesites and related rocks. (32 Contributions from 52 authors). John Wiley & Sons, New York, 724 p.
- TURCOTTE, D.L. (1987): Magma fracture as a mechanism for magma ascent. *Terra cognita*, 7, p. 140.
- ULMER, P. (1987): Picrobasalts: A possible parental magma for calcalkaline rocks: experimental, field and geochemical observations from the Adamello (Northern Italy). Abstract, *Terra cognita*, 7, p. 356.
- WALKER, J. A. (1986): Origin of high-Alumina basalts in Central America. Abstract. EOS, 67/16, p. 405.
- WASHINGTON, H.S. (1894 and 1895): A petrological sketch of Aegina and Methana. *J. Geol.* 2 (1894), 789-813 and 3 (1895), 21-46.
- Manuskript erhalten 21. Januar 1988; überarbeitetes Manuskript angenommen 1. März 1988.