

Geochemie, Geochronologie und Isotopie der
Grundgebirgsgneise und ausgewählter Marmore der
zentralen Kykladen,
Griechenland

Dissertation
zur Erlangung des Grades
„Doktor der Naturwissenschaften“
Fachbereich Chemie, Pharmazie und Geowissenschaften
Johannes Gutenberg-Universität, Mainz
Dekan: Prof. Dr. P. Langguth
Tag der mündlichen Prüfung: 10.04.2006

Marcus Engel
geboren in Trier

Mainz, Januar 2006

Ich versichere, daß ich die vorliegende Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel und Quellen verfaßt habe.

Mainz, Januar 2006

Inhaltsverzeichnis	Seite
Kurzfassung	1
Abstract	2
1. Einführung	3
1.1 Gegenstand und Problemstellung	3
1.2 Ziel der Untersuchung	3
1.3 Angewandte Methodik	4
2. Geologischer Überblick über den östlich-mediterranen Raum	5
2.1 Die Helleniden	5
2.2 Die Kykladen	8
2.2.1 Geologische Entwicklung der Kykladen	8
2.2.2 Die Geologie der Kykladen	9
2.2.3 Regionale Geologie und Probenlokationen	11
2.2.3.1 Syros	11
2.2.3.2 Mykonos und Delos (Abb. 2.2.3.2)	12
2.2.3.3 Naxos	14
2.2.3.4 Paros und Antiparos (Abb. 2.2.3.4a, b)	15
2.2.3.5 Ios	17
2.2.3.6 Sikinos	18
3. Petrographie	21
3.1 Marmore	21
3.2 Metasedimente	22
3.3 Metagranitoide (Orthogneise)	23
4. Analytik	27
4.1 Haupt- und Spurenelementanalytik	27
4.1.1 Fehlerabschätzung der Haupt- und Spurenelementanalytik	28
4.2 Isotopenanalytik	30
4.2.1 Rb/Sr und Sm/Nd-Isotopenanalytik	31
4.2.2 Pb-Isotopenanalytik	32
4.2.3 Fehlerabschätzung der Isotopenanalysen	32
5. Haupt- und Spurenelement-Geochemie	37
5.1 Alteration	37
5.2 Geochemische Merkmale des Grundgebirges der Kykladen	39
5.2.1 Klassifikation	39
5.2.2 Haupt- und Spurenelementverteilung der Grundgebirgsgneise	44

6. Altersbestimmungen an Zirkonen	53
6.1 Samos	53
6.2 Syros	55
6.3 Mykonos	56
6.4 Delos	57
6.5 Naxos	60
6.6 Paros	61
6.7 Antiparos	70
6.8 Ios	71
6.9 Sikinos	76
6.10 Santorin	78
 7. Isotopengeologie	 85
7.1 Die Sr- und Nd- Isotopie der basalen Gneise	85
7.1.1 Allgemeines	85
7.1.2 Ergebnisse der Sr- und Nd-Isotopenanalysen	86
7.1.3 Zusammenfassung und Interpretation der Sr/Nd-Isotopenuntersuchungen	90
 8. Das tektonische Entstehungsmilieu der Grundgebirgsgneise (Tectonic Setting)	 99
8.1 Ziel	99
8.2 Allgemeines	99
8.3 Tectonic Setting des Kykladen-Basements	100
 9. Altersbestimmung der naxotischen Marmore der Mittleren Kykladen-Einheit	 109
9.1 Ziel der radiometrischen Analysen der Marmore	109
9.2 Die Sr-Isotopie der naxotischen Marmore	109
9.2.1 Allgemeines	109
9.2.2 Ergebnisse der Sr-Isotopie	110
9.3 Die Pb-Isotopie der naxotischen Marmore	113
9.3.1 Allgemeines	113
9.3.2 Ergebnisse der Pb-Isotopie	114
9.4 Zusammenfassung der Marmor-Isotopenanalysen	115
 10. Zusammenfassung	 117
10.1 Geochemie, Isotopie, Geochronologie	117
10.2 Regionaler Vergleich	119
10.3 Paläographische Interpretationen	120
 Literatur	 123
 Anlagen	

Anlage 1: Hauptelementanalysen	130
Anlage 2: Spurenelementanalysen	133
Anlage 3: Normativer Mineralbestand	136
Anlage 4: Zirkonanalysen (Pb/Pb-Evaporationsmethode)	139
Anlage 5: Rb/Sr- und Sm/Nd-Isotopie	145
Anlage 6: Pb- und Sr-Isotopie Marmore	147
Anlage 7: Petrographie	148

Lebenslauf

Kurzfassung

Das Attisch-Kykladische Massiv ist Teil der Helleniden, einem Gebirgszug im östlichen Mittelmeerraum, der zwischen den Alpen und dem Himalaya vermittelt und das Resultat wiederholter Kollision zwischen Laurasia und Teilen Gondwanas darstellt. Seit dem späten Mesozoikum unterlag diese Region dem Einfluß der alpidischen Orogenphasen. Sie überprägten frühere Gebirgsbildungsprozesse weitgehend, weshalb die präalpidischen geologischen Vorgänge kaum bekannt sind. Die vorliegende Arbeit befasst sich deshalb eingehend mit der voralpidischen Geschichte der Helleniden, die in den Grundgebirgsvorkommen der Kykladeninseln Syros, Delos, Mykonos, Naxos, Paros, Antiparos, Ios und Sikinos konserviert wurde. Die bis zu grünschieferfaziell überprägten basalen Gneise und Marmore der mittleren Kykladeneinheit sind Teil des präalpidischen Grundgebirges und wurden geochemisch, isotopisch und radiometrisch analysiert.

Geochemisch stellen die Gneise und Augengneise von Delos, Naxos, Paros, Antiparos, Ios und Sikinos granitische und granodioritische Orthogneise subalkalinen, peraluminösen Charakters dar. Ihre Haupt- und Spurenelementsignaturen deuten auf die Existenz mehrerer, separater Schmelzen mit ähnlicher krustaler Zusammensetzung hin. Dies wird untermauert durch höhere Variationen in der Rb/Sr- und Sm/Nd-Isotopie, die in Errorchronenaltern von ca. 310 Ma resultieren. Die initiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Zusammensetzung weist dabei einen für krustal abgeleitete Gesteine relativ niedrigen Mittelwert von ca. 0.7072 ± 0.0019 auf. Das initiale $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis liegt bei ca. 0.51187 ± 0.00011 und korrespondiert mit leicht erhöhten ϵNd -Werten von -8 bis -7. Diese Merkmale deuten auf eine komplex zusammengesetzte Ausgangsschmelze hin, die dem Hybridtyp „Hs“ entspricht.

Die Zirkonanalysen liefern übereinstimmende, magmatische Intrusionsalter von ca. 300 Ma. Ererbte Körner reichen bis ins Proterozoikum (2305 ± 1 Ma) und belegen die Beteiligung sehr alter, kontinentaler Kruste, was die Interpretation als hybride Ausgangsschmelze untermauert.

Entsprechend der geochemischen Variationen leiten sich die Granitoide von einem aktiven Kontinentalrand ab und werden als Volcanic Arc Granite (VAG) klassifiziert. Aufgrund vergleichbarer Intrusionsalter der Nachbarregionen läßt sich dieser Vulkanbogen über die Kykladen hinaus nach Westen (Pelagonische-, Vadarzone) und nach Osten (Sakarya-Zone) verfolgen, was die Existenz eines bedeutenden, überregionalen Orogenprozesses während des ausklingenden Karbons dokumentiert.

Die Karbonate der Mittleren Kykladeneinheit wurden durch die alpidischen Orogenphasen vollständig rekristallisiert und ihr Fossilgehalt ausgelöscht. Ausgewählte Marmore von Naxos weisen ein relativ niedriges mittleres $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.707295 ± 0.000012 auf, das mit dem des Meerwassers während des Mittleren Juras übereinstimmt und mit einem Pb/Pb-Isochronenalter von 172 ± 17 Ma korreliert.

Abstract

The Attic Cycladic Massiv of the eastern mediterranean region is situated in the middle of the Hellenides which forms the central part of a mountain chain combining the Alps in the west and Himalaya in the east. They represent the result of repeated collision between Laurasia and parts of Gondwana. Since the late Mesozoic the whole region was affected by several phases of the alpine orogeny which caused widespread resetting of former geological processes. Therefore this study is concerned with the detection of the prealpine history of the Hellenides which is preserved within the metamorphic basement rocks of the Cyclades Islands of Syros, Delos, Mykonos, Naxos, Paros, Antiparos, Ios and Sikinos. The greenschist facial gneisses, augengneisses and marbles of the basement were investigated on their geochemistry, isotopic composition und their age.

Based on their geochemical signatures the basement gneisses of Delos, Naxos, Paros, Antiparos, Ios and Sikinos are classified as orthogranites and -granodiorites with subalkaline and peraluminous character. The variations of the major and trace elements correlate with the existence of several distinct granitic melts of similar crustal composition. This is also supported by the variations of the Rb/Sr- and Sm/Nd- isotopic composition that results in errochrone ages of about 310 Ma. Compared to crustal derived rocks the initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are characterised by slightly decreased mean values of about 0.7072 ± 0.0019 . The initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -ratios vary about 0.51187 ± 0.00011 and correspond to ϵNd values of about -8 to -7. These characteristics are representativ for hybrid magmas such as Hs-type rather than for pure S-type granites.

The majority of magmatic zircons scatters closely around 300 Ma. Inherited grains vary up to 2305 ± 1 Ma and reflect the participation of old continental crust which is in agreement with the compositional heterogeneity and the model of hybrid magmas. According to the geochemical composition these granitoids are derived from an active continental margin and are classified as VAG. Comparison with intrusion ages of the neighbouring regions indicate the continuation of this volcanic arc to the NW (Pelagonian- and Vadar-Zone) and to the NE (Sakarya Zone) which demonstrates the existence of a major orogeny at the end of Carboniferous.

The carbonates of the basement were completely recrystallised by the alpine orogeny and their fossils were destroyed. Selected marbles of the middle Cycladic unit of Naxos display a mean of their $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of about 0.707295 ± 0.000012 . This value agrees with the Sr composition of the seawater at the beginning of the middle Jurassic and correlates with a Pb/Pb isochrone age of 172 ± 17 Ma.

1. Einführung

1.1 Gegenstand und Problemstellung

Das komplexe rezente tektonische Inventar des östlich-mediterranen Raumes ist das Resultat intensiver Wechselwirkungen zwischen Gondwana und Laurasia und wurde maßgeblich durch deren Platten-Dynamik geprägt. So stellt unter anderem die Schließung der Tethys und die damit verbundene alpidische Orogenese, die den westlichen Part des alpidisch-himalayischen Gebirgszuges auffaltete, eine Folge ihrer Konvergenz dar. Die alpidische Gebirgsbildung verlieh dem rezenten geologischen Erscheinungsbild des östlich-mediterranen Raums nachhaltig Gestalt in Form von Deckenüberschiebungen und Auffaltung der Helleniden. Diese intensive Überprägung veränderte die ursprüngliche Geologie maßgeblich, weshalb die Rekonstruktion der voralpidischen geodynamischen Prozesse nur noch an wenigen Lokationen nachvollzogen werden kann.

Der rezente Hellenidenbogen südlich von Kreta stellt die Grenze zwischen eurasischer- und afrikanischer Platte dar, und die Ophiolith- und Blauschiefervorkommen im Gebiet der Kykladen und auf dem griechischen Festland dokumentieren deren komplexe geodynamische Historie von Subduktion und Obduktion ozeanischer Kruste. Auf den zentralen Kykladeninseln Naxos, Paros und Ios wurde präalpidisches Grundgebirge z.T. durch flache, miozäne Abschiebungen als Metamorphic Core Complex exhumiert. Diese Grundgebirgseinheiten stellen sich als bis zu amphibolitfaziell überprägte Schiefer und Gneise dar. Das Grundgebirge der Kykladen, als unterste von drei übergeordneten strukturellen Einheiten, setzt sich aus Gneisen und Schiefen unbekannten Alters zusammen. Hangend schließen sich die mesozoischen metasedimentären Serien der Mittleren Kykladeneinheit an, deren genaue Ablagerungsalter aufgrund des nahezu vollständigen Fehlens von Fossilien bzw. ihrer Rekristallisation nur unzureichend bekannt sind. Überlagert werden beide Einheiten von unmetamorphen neogenen Sedimenten (Ring & Reischmann 1999, Abb. 2.2.2).

Die Einheiten des Grundgebirges und die Mittlere Kykladeneinheit, stellen das Untersuchungsobjekt der vorliegenden Arbeit dar. Hauptaugenmerk gilt dabei der Ermittlung der Formationsalter und der zugrundeliegenden geodynamischen Prozesse sowie der radiometrischen Bestimmung des Ablagerungsalters der Metasedimente der Mittleren Kykladeneinheit. Die hieraus gewonnenen Erkenntnisse stellen die Grundlage für regionale Korrelationen und paläogeographische Rekonstruktionen dar und liefern diesbezüglich Informationen über die präalpidischen geodynamischen Prozesse im Bereich des heutigen östlichen Mittelmeerraums. In Analogie zur Literatur werden im Nachfolgenden die Begriffe *Grundgebirge*, *präalpidisches Grundgebirge*, *präalpidisches Basement*, *Basement*, *basale Einheiten den Kykladenkristallins* synonym verwendet.

1.2 Ziel der Untersuchung

Ziel der vorliegenden Arbeit war die Identifikation voralpidischer geodynamischer Prozesse im Bereich der Helleniden, die in den Grundgebirgseinheiten des Kykladenkristallins konserviert sind. Als das Grundgebirge repräsentierend wurden die basalen Orthogneise und Marmore der

mittleren Kykladeneinheit beprobt und analysiert. Anhand der Intrusionsalter der Grundgebirgsgranitoide sollte auf die Altersstellung des zugrundeliegenden Orogenprozesses geschlossen werden. Darüber hinaus sollten die Metagranitoide des Grundgebirges hinsichtlich ihrer geochemischen und isotopischen Zusammensetzung analysiert werden, um aufgrund der stofflichen Zusammensetzung Rückschlüsse auf die Beschaffenheit ihrer Quelle, auf ihre Genese und auf das tektonisches Entstehungsmillieu abzuleiten. Zudem sollten die geographischen Dimensionen des Orogenprozesses im Bereich der Kykladen eingegrenzt werden. Um das Ablagerungsalter der vollständig rekristallisierten und somit fossilfreien, Metakarbonate der Grundgebirgseinheiten herauszufinden, sollten die Marmore der Mittleren Kykladeneinheit radiometrisch datiert werden, um so auf das Alter des Ozeanbeckens zu schließen, in dem sie ausgefällt wurden.

1.3 Methodik

Zur Charakterisierung der Grundgebirgsgneise wurden die petrographischen, geochemischen, isotopischen und geochronologischen Merkmale der Orthogneise anhand folgender Methoden untersucht:

- Mit der Haupt- und Spurenelementverteilung erfolgten geochemische Charakterisierung, Klassifikation und eine Zuordnung zu einem tektonischen Bildungsmillieu (Tectonic Setting).
- Anhand der Rb/Sr- und Sm/Nd- Isotopensystematik wurden Isochronen und Modellalter, der „isotopische Fingerabdruck“ der Quelle und das Tectonic Setting identifiziert.
- Die Formationsalter und mögliche Provenienzgebiete der Gneisvorläufer wurden durch Einzelzirkondatierungen unter Anwendung der Pb/Pb-Evaporationsmethode bestimmt.
- Die Altersbestimmung der Marmore erfolgte durch die Bestimmung ihrer Sr- und Pb-Isotopie.

2. Geologischer Überblick über den östlich-mediterranen Raum

2.1 Die Helleniden

Das alpidische Deckengebirge der *Helleniden* stellt den griechischen Teil des alpidischen Gebirgszuges dar, einem Orogenabschnitt, der zwischen den Dinariden und den Orogenketten Kleinasiens vermittelt.

Der Deckenbau der Helleniden ist durch sechs großtektonische, NW-SE streichende, flache, weitreichende, allochthone Deckeneinheiten mesozoischen bis känozoischen Alters charakterisiert. Nach Jakobshagen (1986) lassen sich aufgrund fazieller, paläogeographischer und genetischer Kriterien sowie der tektonischen Position *Vorland*, *Westhellenische- und Zentralhellenische Decken*, *Medianer Kristallingürtel*, *Innerhellenische Decken* und das *Hinterland* voneinander unterscheiden (von SW nach NE, siehe großtektonische Übersicht Abb. 2.1.1).

Das im äußersten SW befindliche Vorland des Helleniden-Orogens teilt sich in die Präapulische Zone (Ionische Inseln) und die Plattenkalk-Serie (Peloponnes, südägäische Inselbrücke) auf. Die Präapulische Zone besteht aus marinen Karbonatserien des Mesozoikums und des Alttertiärs und wird von klastischem Neogen überlagert. Die Karbonate der Plattenkalk-Serie reichen in ihrem Alter von der Trias bis zum Oligozän (Thiebault, 1982).

In nordöstlicher Richtung schließen sich dem Vorland die **Westhellenischen Decken** an. Diese Einheit umfaßt die Ionische- und Gavrovo-Tripolitza-Zone, die Phyllit-Quarzit-Serie sowie die Tripoli-Einheit. Den Großteil der Fläche der Westhellenischen Decken nehmen die Ionische- und Gavrovo-Tripolitza-Zone ein, die zusammen die obere Westhellenische Decke bilden und vorwiegend aus mesozoischen und paläogenen Karbonatserien aufgebaut sind.

Parallel zu den Westhellenischen Decken verlaufend schließen sich in nordöstlicher Richtung die **Zentralhellenischen Decken** an, die sich aus Pelagonischer-, der Parnass-, und der Pindos Zone zusammensetzen. Die Pelagonische Zone besteht ihrerseits aus zwei untergeordneten tektonischen Einheiten, der Olympos-Einheit (neritische Karbonate) und der heterogen zusammengesetzten Pelagonischen Decke (z.B. Avgerinas 1999) welcher auch die stark deformierte (früher als eigenständige Einheit erachtete) Ambelakia-Einheit (Blauschiefer) zuzuordnen ist (Reischmann et al. 2001). Die Parnass-Zone stellt nach Brun (1956) eine konkordante neritische Karbonatabfolge von der Obertrias bis zur Oberkreide dar. Der Hauptteil der Pindos-Zone (Aubouin, 1959) umfaßt mitteltriassische bis oberkretazische pelagische Sedimente, die hangend kontinuierlich in alttertiäre Flysche übergehen. Das Vorland, die Westhellenischen Decken und die Pindoszone werden auch als Externe Helleniden zusammengefaßt.

Die metamorphen Gesteine des **Medianen Kristallingürtels** befinden sich im Zentrum des Helleniden Orogens und sind das bevorzugte Untersuchungsobjekt der vorliegenden Arbeit (Abb. 2.1.1). Nach Dürr et al. (1978) etablierte sich die Bezeichnung *Medianer Ägäischer*

Kristallingürtel (MÄK), einem kontinuierlichen Kristallingürtel, der sich vom südöstlichen Teil Euböas (der Pelagonischen Zone) südkonvex über das Kykladen-Kristallin bis zum Menderes-Massiv nach Anatolien erstreckt und als Verbindungzone zwischen Griechenland und der Türkei interpretiert wird (Dürr et al. 1978; Blake et al. 1981).

Die **Innerhellenischen Decken** umfassen Ophiolithe und ophiolithische Melangen, die Vadar-Zone und den Zirkumrhodope-Gürtel und schließen sich im NE parallel verlaufend den Zentral-Hellenischen Decken an. Der zum Großteil aus mesozoischen Metasedimenten und Vulkaniten bestehende Zirkumrhodope-Gürtel trennt die tektonisch komplexe Vadarzone, die aus Ophiolithen und spät-mesozoischen Flyschen aufgebaut ist, vom nordöstlich gelegenen Serbomazedonischen Massiv (Jakobshagen, 1986). Zunächst wurde das gesamte Kristallin nordöstlich der Vadarzone als Rhodope Masse zusammengefaßt und als präkambrisch konsolidierter Block angesehen (z.B. Brun, 1960). Später erfolgte eine Aufgliederung in Zirkumrhodope-Gürtel, Serbomazedonisches Massiv und Rhodope-Kristallin, wobei letztere als sogenanntes *Hinterland* die nordöstlichste tektonostratigraphische Abfolge der griechischen Helleniden bilden.

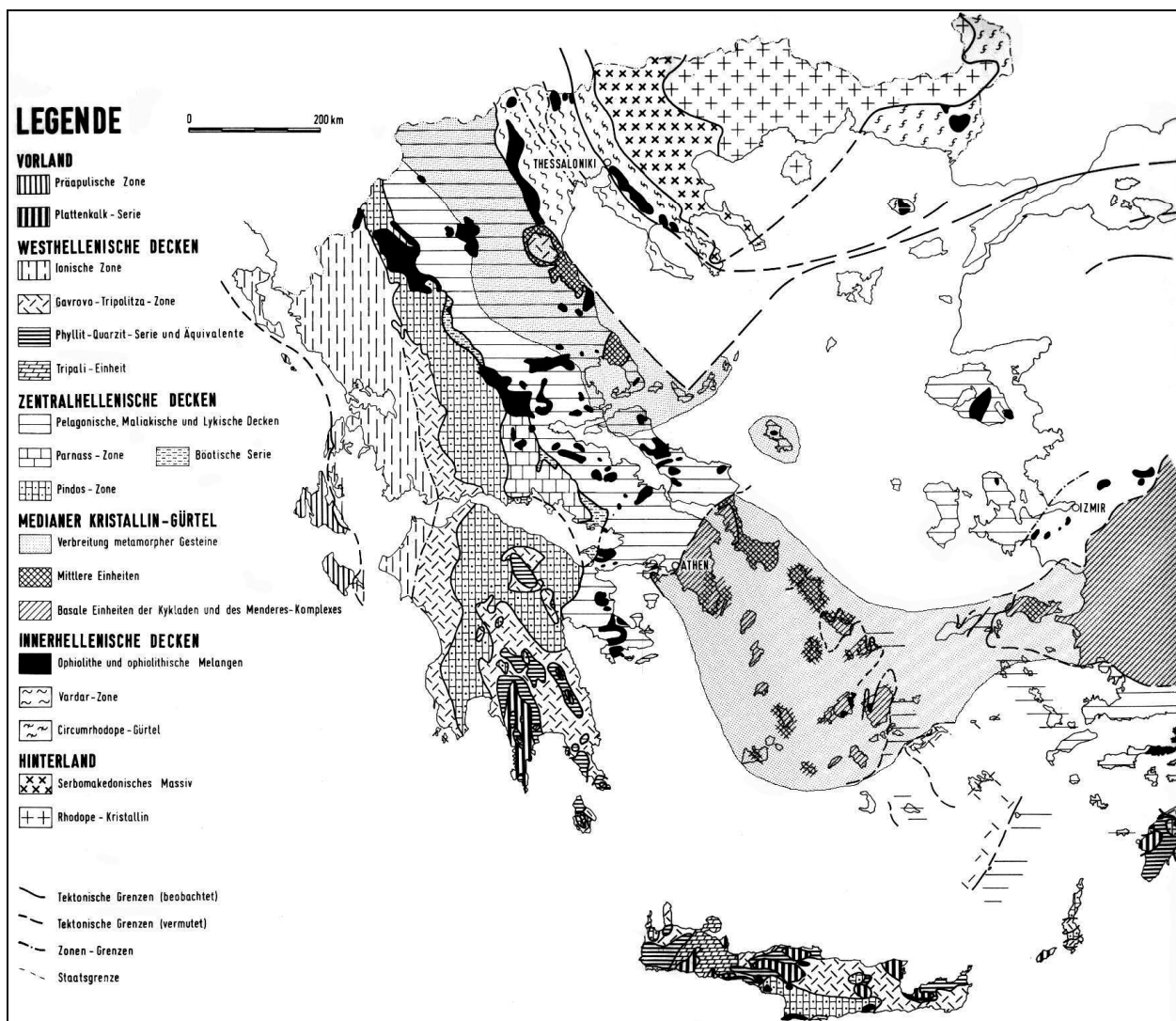


Abb.2.1.1: „Isotrope Zonen“ nach Jakobshagen (1986). Das Kykladenkristallin stellt den westlichen Teil des Medianen Kristallingürtels dar und findet seine Fortsetzung im Westen in den Pelagonischen Decken der Zentralhellenischen Decken. Im Osten grenzt es an das Menderes Massiv, einem spät Kambrischen Kristallinmassiv.

Innerhalb des Hellenidenorogens lassen sich aufgrund von Faltung, Deckenbewegung und Metamorphosebedingungen vier unterschiedliche Orogenzyklen, der miozäne *neohellenische*- der eozäne *mesohellenische*-, der unterkretazische *eoellenische*- und der *kimmerische* Zyklus im Dogger unterscheiden (Jakobshagen, 1986). Die Auswirkungsbereiche der einzelnen Orogenzyklen sowie die zuvor erwähnten regionaltektonischen Einheiten sind in den Abbildungen 2.1.1, und 2.1.2 dargestellt.

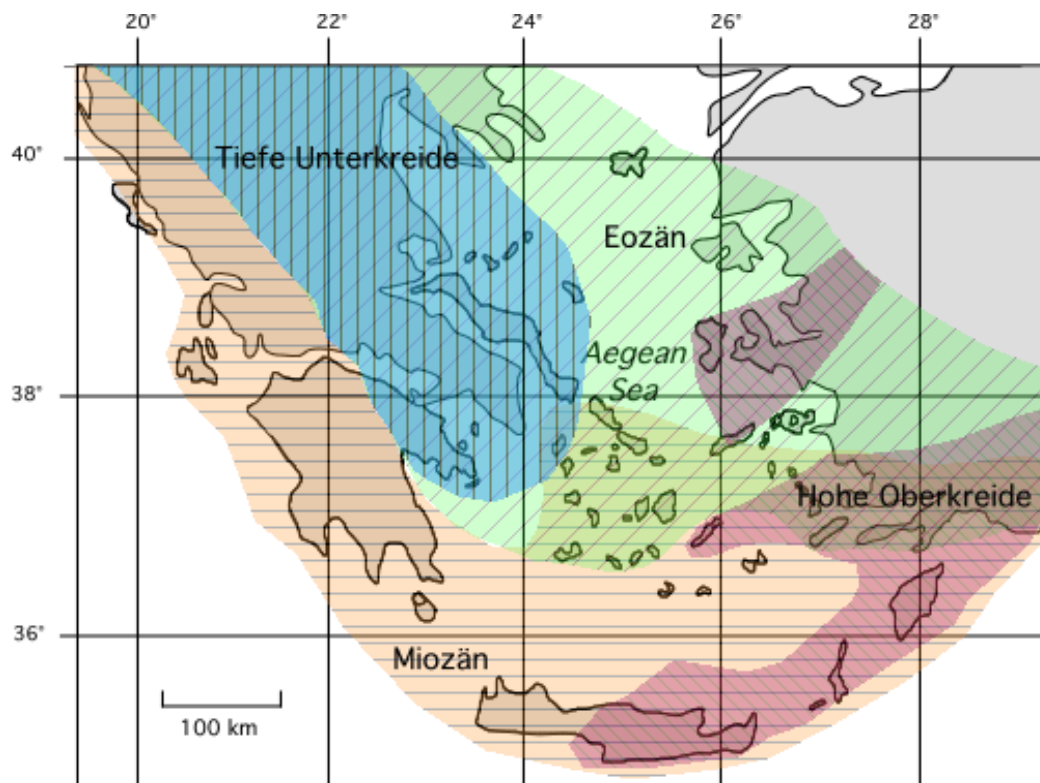


Abb. 2.1.2: Regionale Verbreitung alpidischer Zyklen im Bereich der zentralen Helleniden. Diese erfassen die Region der heutigen Kykladen vor allem während des Eozäns und Miozäns (aus Jakobshagen, 1986).

Zur Interpretation geodynamischer Prozesse und zur Rekonstruktion paläogeographischer Ozean-Kontinentkonstellationen nehmen Suturen und die sie markierenden Ophiolithe eine Schlüsselrolle ein. Innerhalb der Helleniden wurden vier, parallel zu den tektonischen Zonen verlaufende Suturen nachgewiesen, deren Existenz die Helleniden als ein aus unterschiedlichen Terranen (s. Abb. 2.1.3) bzw. Mikrokontinenten zusammengesetztes Areal ausweisen (Jakobshagen, 1986). Die *Zircum-Rhodope-Sutura* (westlich des Ophiolithzuges von Thessalonike-Ormilis) ist nur wenig erforscht. Sie zeichnet sich durch das Auftreten von Ophiolithen und Flyschen aus und wurde wahrscheinlich während des Dogger/Malm geprägt. Die *Innerhellenische Sutura* (Westrand der Vardarzone) wird der eoellenischen Orogenese zugeordnet, welche durch die pelagonischen Ophiolith-Vorkommen repräsentiert wird. Die *Zentralhellenische-Sutura* befindet sich am Westrand der Pelagonischen Zone und wird dem

mesohellenischen Orogenzyklus zugeschrieben. Sie wird durch ein schmales Band tiefkretazischen Flyschs markiert. Bei der aus der neohellenischen Gebirgsphase hervorgegangenen *Westhellenischen Sutur* (Ionische Inseln), wurden die oberen Westhellenischen Decken auf die Gesteine der Präapulischen Zone überschoben. Sie wird durch die hochdruckmetamorphe Phyllit-Quarzit-Serie des Pellepones und Kretas markiert.



Abb. 2.1.3: Übersicht der Terrane im Bereich des östlichen Mittelerraumes und benachbarter Regionen (geändert nach Stampfli et al. 2001). Das in dieser Arbeit untersuchte Kykladenkristallin befindet sich am Südostrand von Pelagonia und grenzt geographisch an den sich östlich anschließenden Taurus Block. Der westlichste Bereich des Taurus-Blocks, das Menderes Massiv, wurde aufgrund lithologischer und struktureller Gemeinsamkeiten lange Zeit mit den Grundgebirgseinheiten des Kykladenkristallins in Verbindung gebracht. Nordöstlich der Insel Samos grenzt Pelagonia an den Sakarya-Kontinent, im Süden, nördlich von Kreta, an Apulia.

2.2 Die Kykladen

2.2.1 Geologische Entwicklung der Kykladen

Die Entwicklung des Kykladenorogens ist eng mit der Schließung und Öffnung der Paläo- und Neotethys zwischen dem nördlich gelegenen Laurasia und dem südlichen Gondwana verbunden (Abb. 2.1d). Eine eingehende Betrachtung der paläotektonischen Entwicklung ab dem späten Karbon ist dem „Paleotectonic Atlas of the PeriTethyan Domain“ (Stampfli et al., 2001) zu entnehmen. Hiernach befindet sich zu dieser Zeit das Pelagonikum bzw. das Dinariden/Helleniden-Fragment und damit auch die Einheiten der Kykladen am Nordrand der Paläotethys bis zu deren Schließung durch die Kollision des nordwärts driftenden Kimmerischen Kontinents mit Laurasia (Ziegler 1993). Die damit verbundene Orogenese führte zu großräumigen Überschiebungen. Aus tektonischer Sicht stellt daher der gesamte östlich-mediterrane Raum und somit auch das Gebiet der Kykladen ein Deckengebirge dar, welches sich

rezent im Backarc-Bereich der nordwärts gerichteten Helleniden-Subduktionszone befindet, an der ozeanische (afrikanische) unter kontinentale (eurasische) Kruste subduziert wird. Der Beginn der Subduktion unter Kreta wird auf etwa 32-36 Ma geschätzt (Thomson et al., 1998). Da sich der östliche Mittelmeerraum zwischen Griechenland, Kreta und der Türkei mit etwa 30-40 mm/a in südliche Richtung bewegt und die heutige Konvergenzrate etwa 15 mm/a beträgt, resultieren am rezenten Hellenidenbogen Subduktionsraten von etwa 50 mm/a (Le Pichon et al., 1995). Das gesamte Areal nördlich des Subduktionsbogens unterliegt ab dem spätesten Oligozän (z.B. Gautier et al., 1993) einer bis heute andauernden Backarc-Extension. Als Folge dieser Extension reduzierte sich die Mächtigkeit der kontinentalen Kruste der zentralen Ägäis auf etwa 23 km, wohingegen sie im Bereich des griechischen Festlandes ca. 43 km beträgt (Markris and Stobbe, 1984). Während des Miozäns wurden subduktionsbezogene granitische Schmelzen (I-Typen) generiert (z.B. Altherr et al., 1982; Henjes-Kunst et al., 1988). Die anschließend einsetzende Subsidenzphase führte zur Beckenbildung und zum Absinken der kontinentalen Kruste unter das Meeresniveau (Le Pichon and Angelier, 1979), wobei die höchsten Erhebungen des Orogens durch die rezenten Kykladeninseln repräsentiert werden.

Während die alpidische Genese in Helleniden und Kykladen Gegenstand vieler Untersuchungen war, ist über deren präalpidische Ära vergleichsweise wenig bekannt. Die präalpidische Tektogenese wurde in den Grundgebirgseinheiten der zentralen Kykladeninseln Syros, Mykonos, Delos, Naxos, Paros, Antiparos, Ios und Sikinos im Zuge der alpidischen Orogenzyklen größtenteils ausgelöscht oder stark überprägt und blieb daher nur fragmentarisch erhalten.

2.2.2 Die Geologie der Kykladen

Der heutige Kykladen-Archipel im östlichen Mittelmeer stellt die geographische Verbindung der Pelagonischen Zone im SE des griechischen Festlandes mit dem Menderes Massiv der SW-Türkei dar und liegt im östlichen Abschnitt des alpidischen Deckengebirges der Helleniden bzw. der Dinariden (Abb. 2.1.1). Das Kykladenkristallin (Synonym für "Attisch-Kykladisches Massiv" nach Dürr et al. 1978) stellt den mittleren Orogenabschnitt des Medianen Ägäischen Kristallingürtels (MÄK) dar, der sich aus vier Kristallinkomplexen zusammensetzt: Dem West-Mazedonischen-, dem Thessalischen-, dem Attisch-Kykladischen- und dem Menderes-Komplex (Dürr 1978a).

Das Untersuchungsgebiet, die zentralen Kykladen (Syros, Mykonos, Delos, Naxos, Paros, Antiparos, Ios und Sikinos), bildet den mittleren Teil des Attisch-Kykladischen Kristallins. Obwohl das vorherrschende tektonische, geologische und lithologische Inventar der jeweiligen Inseln im Detail variiert und sich nicht in jedem Fall korrelieren lassen, sind dennoch drei tektonische Groß-Einheiten (Abb. 2.2.2) innerhalb des aus unterschiedlich stark deformierten und verfalteten Deckenstapeln und Überschiebungsdecken aufgebauten Kristallins erkennbar (Altherr & Seidel, 1977, Dürr et al., 1978).

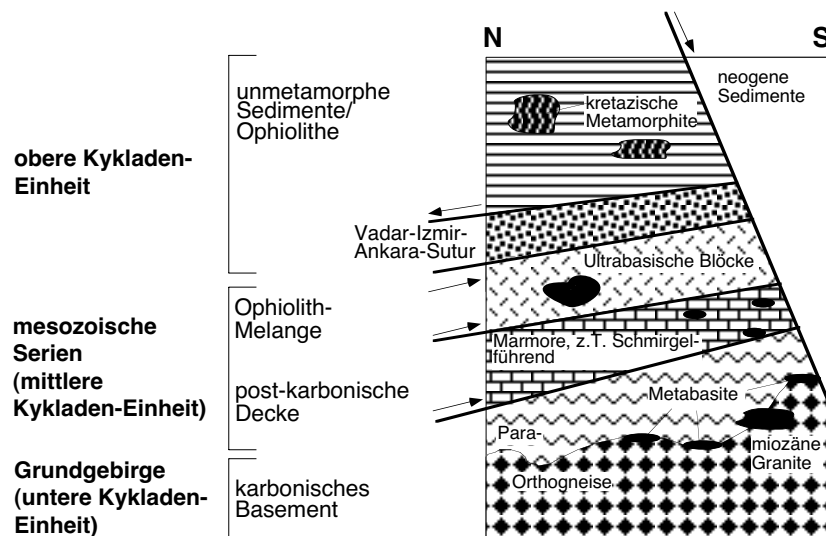


Abb. 2.2.2: Idealisierte tektonostratigraphische Gliederung des Deckenstapels im Kykladenkristallin nach Ring et al. (1999). Die dargestellten Einheiten sind nicht auf allen Kykladeninseln in gleicher Weise ausgebildet. Die in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen beziehen sich auf die untere Kykladen-Einheit als das eigentliche Grundgebirge und auf die metasedimentären Serien der mittleren Einheit.

(1) Das präalpidische Grundgebirge (Basement) stellt die untere stratigraphische Einheit des Kykladenkristallins dar und besteht größtenteils aus Gneisen und Schiefern sowie volumenmäßig untergeordneten Amphiboliten. Vielerorts stehen im Grundgebirge miozäne Granitintrusionen an. Die Gneise des Grundgebirges stellen metamorph überprägte Granite dar (Orthogneise) und wurden von Henjes-Kunst und Kreuzer (1982) sowie Andriessen et al. (1987) ins frühe Paläozoikum datiert. Sie intrudierten in sedimentäre Sequenzen, die sich rezent als Schiefer mit variablen Metamorphose- und Deformationsgraden darstellen. Der Focus der vorliegenden Arbeit ist auf die Einheiten dieses präalpidischen Basements gerichtet, wobei dessen Orthogneiseinheiten zentraler Gegenstand der Untersuchungen sind.

(2) Die metasedimentäre Serie der mittleren Kykladeneinheit stezt sich vereinfacht dargestellt aus triassischen bis kretazischen, fossilarmen Plattformsedimenten zusammen (Dürr et al., 1978). Letztere werden durch bis zu blauschieferfaziell überprägte Metakarbonate (z.T. Schmirgel-führend), Metapsammite, Metapelite sowie mengenmäßig untergeordnete Vulkanite repräsentiert. Die den isotopengeochemischen Analysen zugeführten Marmorproben wurden der mittleren Kykladeneinheit entnommen (s. Kap. 8).

(3) Die stratigraphisch oberste Einheit setzt sich aus schwach bis unmetamorphen, sich z.T. diskordant überlagernden, sedimentären und ophiolithischen Gesteinen zusammen (Roesler, 1978). Teilweise werden die mesozoischen Serien und die oberste Kykladeneinheit von Sedimenten überlagert, die sich während der miozänen Extension ablagerten.

Metamorphe Entwicklung der Kykladen

Das heutige metamorphe Erscheinungsbild der Kykladen wurde im Zuge der alpidischen Orogenese nachhaltig überprägt (s. Abb. 2.1c), sodaß präalpidische (variskische) Ereignisse nur noch schwer nachweisbar sind. Diese als M_0 bezeichnete metamorphe Phase wurde lediglich in

einigen prä-mesozoischen Grundgebirgseinheiten von Ios und Sikinos konserviert (Henjes-Kunst and Kreutzer, 1982; Franz et al. 1993). Die alpidische Orogenese prägte das heutige metamorphe Erscheinungsbild nachhaltig durch drei metamorphe Zyklen (M_1 - M_3).

Relikte der ersten alpidischen Orogenese wurden von Bröcker & Enders (1999) an einer ophiolitischen Melange, welche die oberste Einheit der mesozoischen, metasedimentären Serie darstellt, nachgewiesen. Auf Naxos datierten Wijbrans and McDougall (1988) mit der $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Methode eine eozäne Blauschiefer-Metamorphose (45-50 Ma), die sich als M_1 -Metamorphose in der Literatur etablierte. Diese Blauschieferseinheiten wurden von einem früh-miozänen (20-24 Ma) grünschiefer- bis amphibolitfaziellen metamorphen Ereignis ($=M_2$) vom Barrow-Typ überprägt und als Folge der „back arc-Extension“ des südlich gelegenen rezenten Hellenidenbogens interpretiert (Schliestedt et al. 1987). Auf Naxos wurde die M_2 -Metamorphose durch $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Datierungen an Hellglimmern (Wijbrans and McDougall, 1988) auf 15-20 Ma mit einem Peak bei ca. 16 Ma datiert. Als Ursache hierfür wird die Extension im Back Arc-Bereich des Hellenidenbogens angesehen. Die sie bedingte Subduktion im Bereich des Hellenidenbogens führte während des folgenden Miozäns zur Bildung und Inplatznahme granitischer Schmelzen, die ihrerseits lokal eine thermische (M_3 -) Metamorphose verursachten (Andriessen, 1979; Altherr et al. 1982). Ring & Reischmann (2001) berichten von einer weiteren blauschieferfaziellen Metamorphose in den metasedimentären mesozoischen Serien (dort als „basale Kykladen-Blauschieferseinheit“ beschrieben), die mit Hilfe von $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ und Rb/Sr an Phengiten in das untere Miozän (21-24 Ma) datiert werden konnte.

2.2.3 Regionale Geologie und Probenlokationen

2.2.3.1 Syros

Die Insel Syros stellt die nördlichste Lokation des Untersuchungsgebietes dar und ist durch eine Wechsellagerung mächtiger Sequenzen pelitischer Schiefer, Marmore und Metabasite charakterisiert (Abb. 2.2.3.1, Hecht 1984). Zu letzteren gehören unter anderem die bekannten Blauschiefervorkommen (Glaukophanschiefer), welche stratigraphisch in den obersten Einheiten von Syros und in außergewöhnlich guter Erhaltung im NE der Insel auftreten. Sie werden dem eozänen M_1 -Zyklus zugeordnet und unterlagen PT-Bedingungen von 450-500°C und > 14kbar. Die stratigraphisch unteren Einheiten befinden sich im Süden der Insel und bestehen vorwiegend aus grünschieferfaziell (M_2) überprägten pelitischen und als Flysch interpretierten Metasedimenten (Ridley 1984). Im SE der Insel befindet sich ein etwa 2 x 2 km großer Orthogneiskomplex („Vari-Gneis“), von dem die Proben SYR1-3 entstammen (s. geol. Karte). Zirkon-Datierungen an Augengneisen aus dem südlichsten Inselteil dokumentieren karbonische Alter von ca. 310 Ma (Tomaceck et al., 1999) und damit die Anwesenheit präalpidischen Basements.

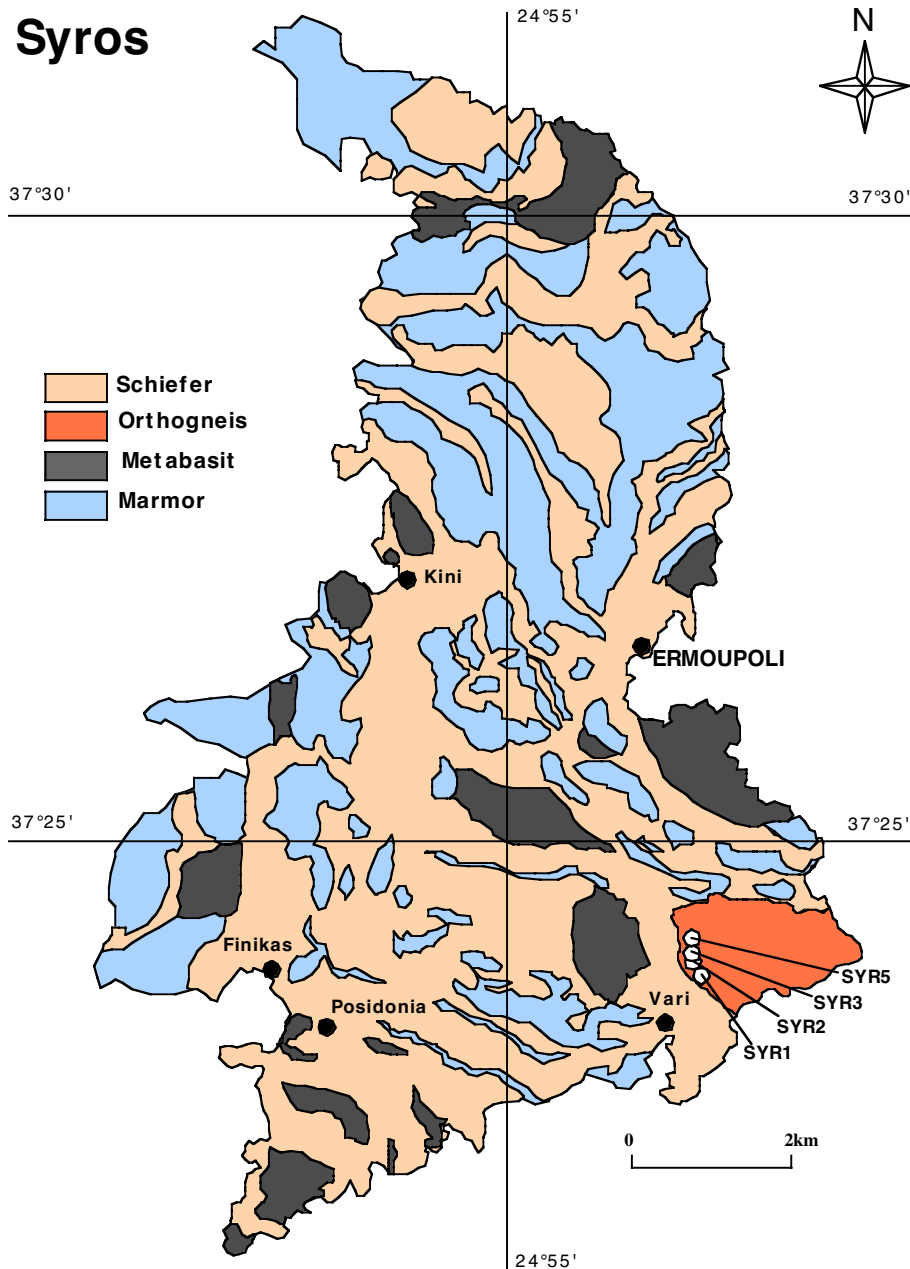


Abb. 2.2.3.1: Idealisierte geologische Karte von Syros (geändert nach Hecht 1984). Die Proben SYR1-5 repräsentieren den Orthogneiskomplex im SE der Insel nahe des Ortes Vari („Vari-Gneis“).

2.2.3.2 Mykonos und Delos (Abb. 2.2.3.2)

Der flächenmäßig überwiegende Teil von Mykonos wird durch einen deformierten, miozänen Hornblende-Biotit-Granit eingenommen (Altherr et al., 1982), der in Alter und chemischer Zusammensetzung mit dem I-Typ Granitkomplex im W von Naxos vergleichbar ist und der oberen Kykladeneinheit zuzuordnen ist. Das metamorphe Nebengestein, in den dieser I-Typ-Granit intrudierte steht auf der im W befindlichen Anavolussa-Halbinsel sowie in kleineren E-W streichenden Schollen auf Delos an und besteht aus Ortho- und Paragneisen, Amphiboliten und Marmoren, die der unteren Einheit der Kykladen, dem Grundgebirge zuzuordnen sind.

Die Nachbarinsel Delos besteht ausschließlich aus granitischen Gneisen mit stark variierendem Deformationsgrad und einer Vielzahl sinistraler, NNE streichender Scherzonen (Pe-Piper, 2002). Im NW von Delos konnte eine kleine Schuppe (10er Meter-Bereich) feinkörniger granitischer Augengneise mit vereinzelt Turmalinaggregationen (Turmalin-Sonnen) identifiziert und beprobt werden (DELOS1 und 2).

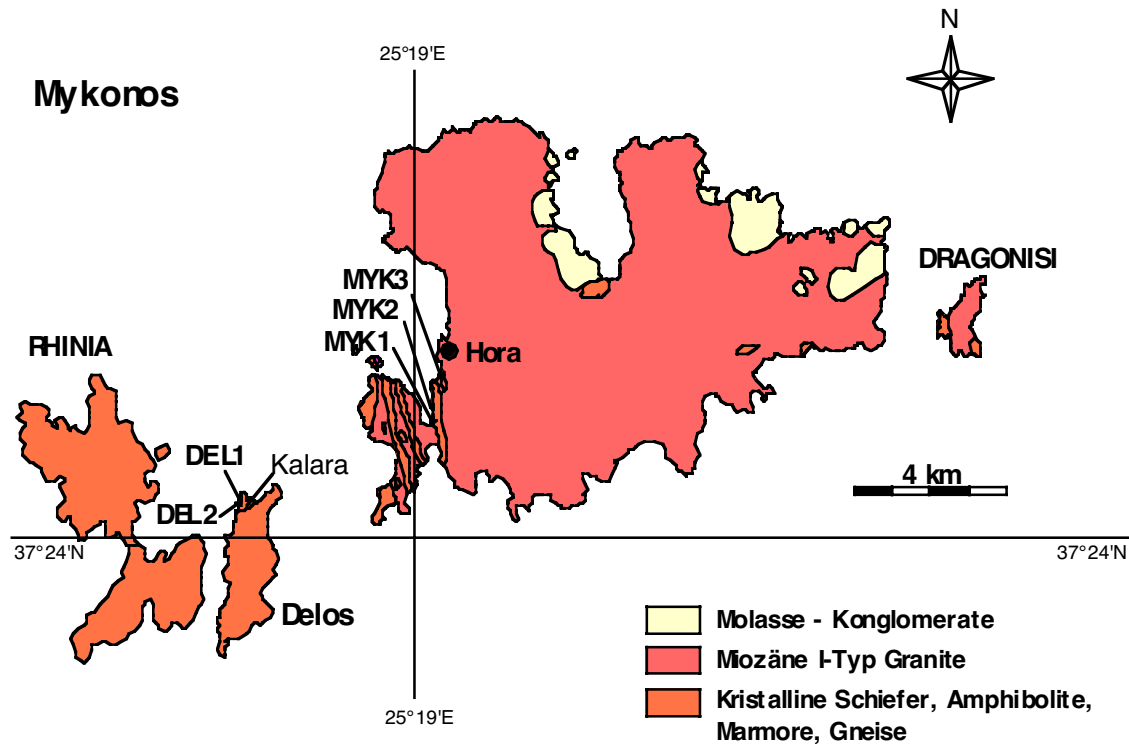


Abb. 2.2.3.2: Idealisierte geologische Karte von Delos und Mykonos (geändert nach Jakobshagen 1986). Die Proben DEL1 und DEL2 stammen von einer kleinen Gneisschuppe (ca. 30m Durchmesser im Ausbiss) an der NW-Küste von Delos. Die Proben DEL1-2 und MYK1-3 repräsentieren das metamorphe Nebengestein (Grundgebirge) in das während des Miozäns verbreitet granitische I-Typ-Schmelzen intrudierten.

2.2.3.3 Naxos

Die Geologie der zentral gelegenen und größten Insel der Kykladen, Naxos, weist alle drei charakteristischen lithologischen Haupteinheiten auf (s. Abb. 2.2.3.3). Dabei befindet sich im Zentrum der Insel der präalpidische, migmatisierte Gneisdom, welcher im Zuge der M2-Phase (25 Ma, Jansen 1977) einer Hoch-Temperatur-Metamorphose von ca. 700°C unterlag. Geochronologische Untersuchungen an diesen Migmatiten und an Augengneisen der Kernbereiche datieren den Gneisdom ins obere Karbon (Loos & Reischmann 1996, Reischmann 1998, Keay 1998). Die mittleren stratigraphischen Einheiten, deren Ausbisslinien schalenartig um den Gneisdom angeordnet sind, werden durch mesozoische metasedimentäre Serien vertreten. Diese stellen eine Wechsellagerung von Marmoren und pelitischen Schiefern mit vereinzelt ultrabasischen Relikten dar. Die Naxos-Blauschiefer der mittleren Einheit repräsentieren die eozäne M1-Phase (ca. 45 Ma, Jansen, 1977). Sowohl der migmatisierte Kern der unteren als auch die metamorphen Serien der mittlere Kykladeneinheit sind durch starke krustale Extension

und dadurch bedingte, duktile Scherzonen und flache Abschiebungen im km Bereich charakterisiert (Lister et al., 1984; Buick 1991a,b) und weisen daher eine deutliche Analogie zu einem Metamorphic Core Complex auf.

Die regionale Verbreitung der Gesteine der oberen Einheit beschränkt sich überwiegend auf den nordwestlichen Inselteil und besteht zum Großteil aus einem miozänen Granitkomplex (siehe Pe-Piper 1997, 2002) sowie diesen diskordant überlagernde miozäne- bis pliozäne Sedimente und ophiolithische Relikte (Roesler 1978).

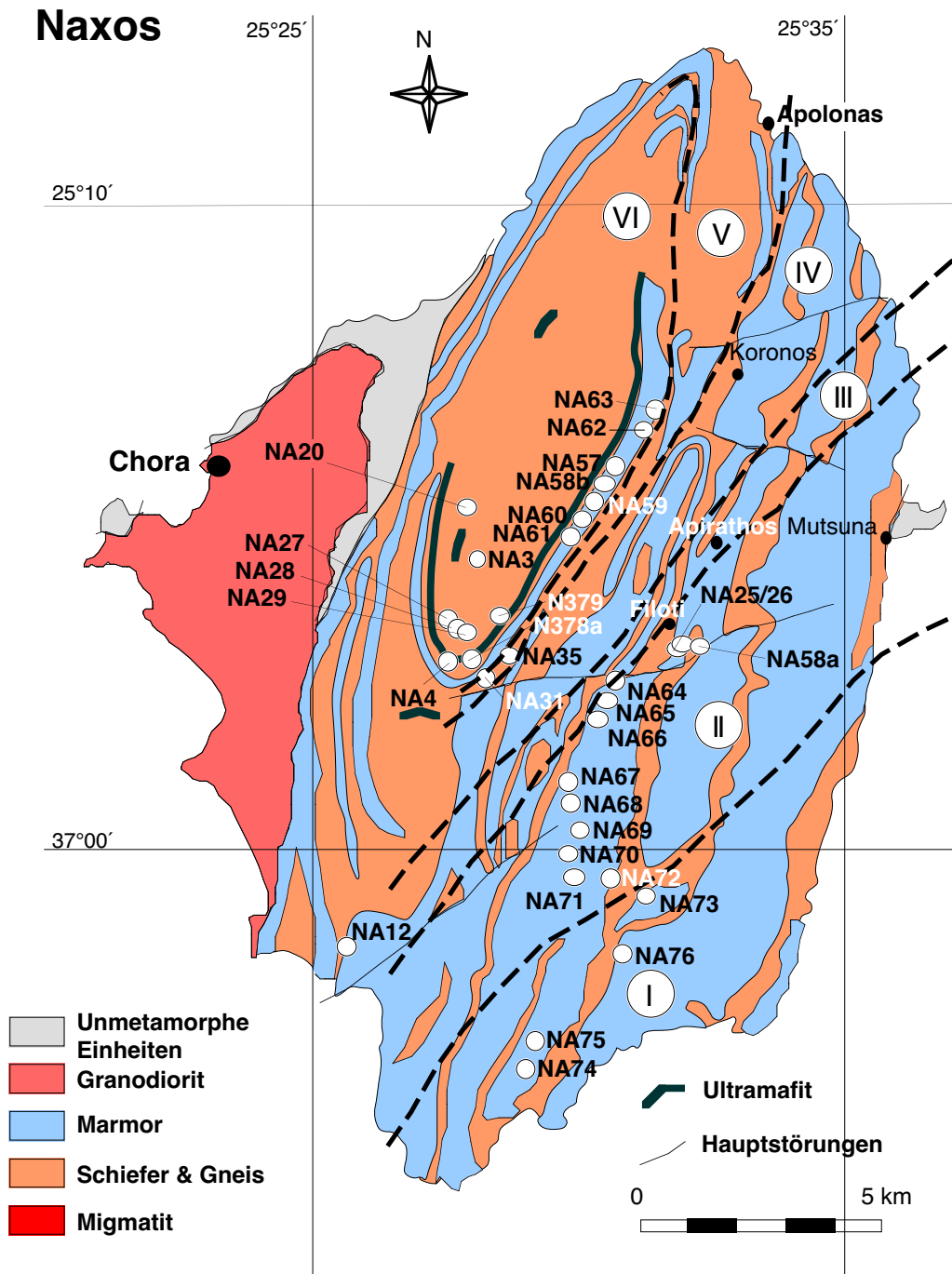


Abb. 2.2.3.3: Idealisierte geologische Karte von Naxos mit Probenlokalisationen (geändert nach Jansen, 1973). Die Isograden (gestrichelte Linien, nach Jansen, 1973 und Jansen und Schuiling, 1976)) unterscheiden sechs metamorphe Zonen (I=Diasporzone, II=Chlorit-/Serizitzone, III=Biotit-/Chloritoidzone, IV=Kyanitzone,

V=Silimanitzone, VI= Zone partieller Schmelzbildung), deren Metamorphosegrad von den metasedimentären Serien im Süden zum Migmatiten nach Norden hin zunimmt.

2.2.3.4 Paros und Antiparos (Abb. 2.2.3.4a, b)

Die Geologie von Paros ist, gleichsam dem benachbarten Naxos, durch die Existenz der drei charakteristischen lithologischen Großeinheiten des Kykladenkristallins gekennzeichnet. Das präalpidische Grundgebirge wird durch die im nordwestlichen und im mittleren Inselteil verbreitet auftretenden Orthogneis-Komplexe (meist als Augengneis ausgepägt) vertreten und entspricht dem unteren Bereich der von Papanikolaou (1984) definierten Marathi-Decke. Die oberen Einheiten der Marathi Decke korrespondieren mit der mittleren, mesozoischen Einheit des Kykladenkristallins und bestehen hauptsächlich aus permo-triassischen Amphiboliten sowie triassisch-kretazischen Marmoren (Papanikolaou, 1984). Sowohl die oberen als auch die unteren Einheiten der Marathi Decke werden durch miozäne Granite und Vulkanite unterbrochen. Letztere treten im NE von Paros sowie auf dem benachbarten Antiparos inform von känozoischen Rhyolit-Dikes auf (Hannappel & Reischmann, 2003). Die sich anschließenden höher stratigraphischen Einheiten werden durch die Dryos- und Marmara-Decken repräsentiert, welche sich aus niedriggradigen Marmoren, Phylliten sowie metamorphen Sedimenten und Ophiolithen zusammensetzen und die oberste Einheit darstellen.

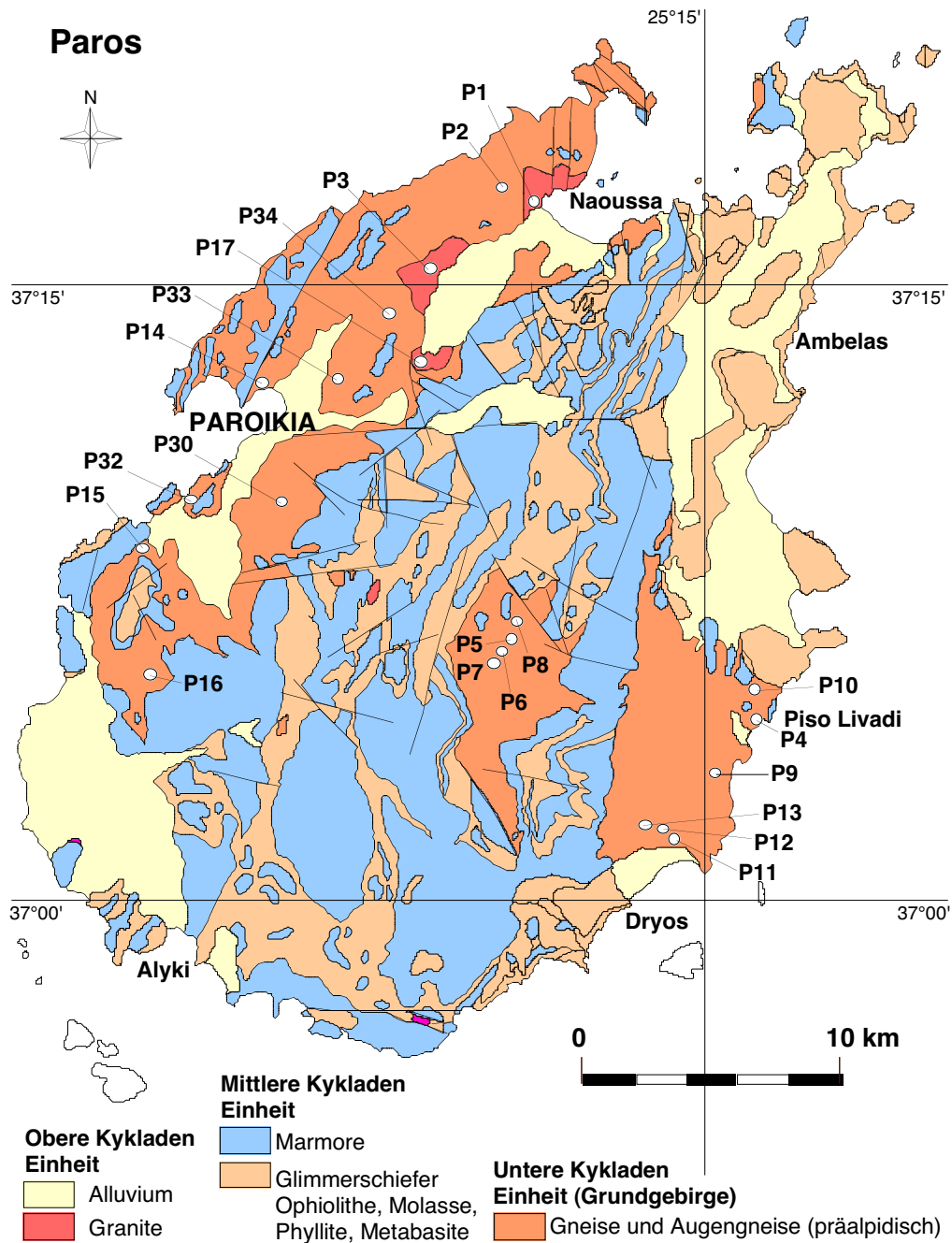


Abb. 2.2.3.4a: Idealisierte geologische Karte von Paros mit den Probeentnahmepunkten der vier großen Gneiskomplexe im W, NW, Zentrum und im E der Insel (geändert nach Papanikolaou, 1980).

SW von Paros befindet sich Antiparos, das sich durch eine geringere Diversität der auftretenden Lithologien von den größeren Nachbarn Paros und Naxos unterscheidet. Sowohl Antiparos als auch dessen kleinere Trabanten Despotyko und Strongylo bestehen fast ausschließlich aus einer Wechsellagerung von Marmoren, Zweiglimmergneisen (im SW von Antiparos als Augengneise rekristallisiert), Schieferen (z.T. Chloritschiefer) und Chlorit-Epidot-Amphiboliten (Anastopoulos 1963). Analog zu Paros und Naxos lassen sich die Zweiglimmergneise den untersten (Grundgebirge), die Schiefer und Amphibolite den mittleren Kykladeneinheiten zuordnen.

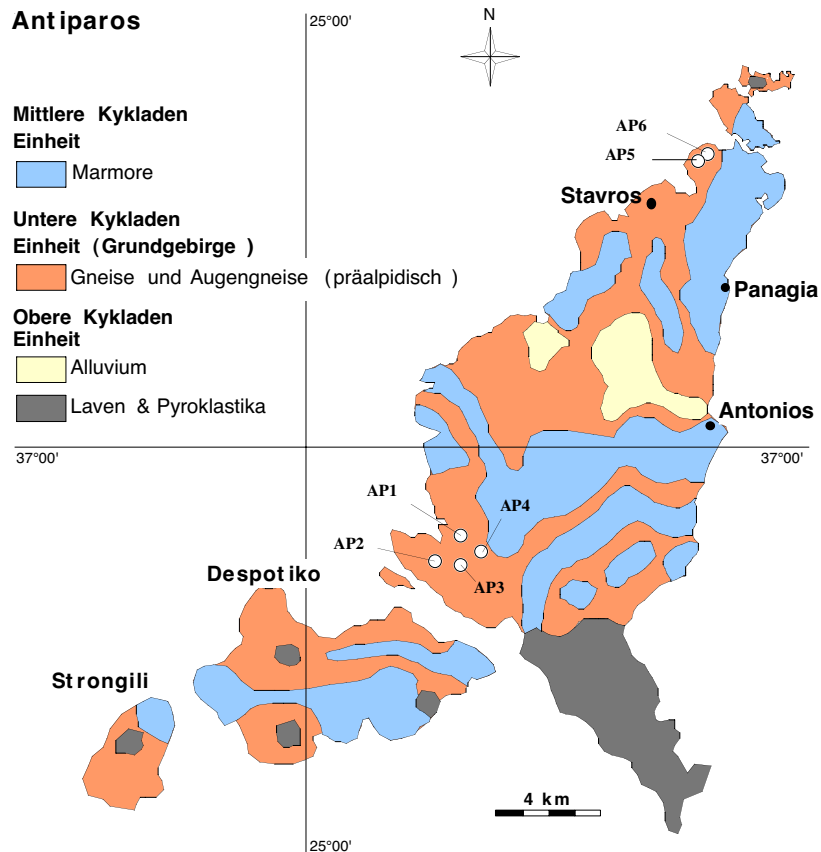


Abb. 2.2.3.4b: Stark vereinfachte Darstellung der Geologie von Antiparos mit Probenlokationen (geändert nach Jakobshagen, 1986). Die dargestellten Probenentnahmepunkte repräsentieren die Augengneisvorkommen.

2.2.3.5 Ios

Der flächenmäßig überwiegende Anteil von Ios wird von der untersten Kykladeneinheit, dem präalpidischen Grundgebirge eingenommen, welches den gesamten südlichen Inselteil ausfüllt (s. Abb 2.2.3.5). Die Grundgebirgseinheiten auf Ios setzen sich aus granitischen Orthogneisen (vielerorts mit Augengneistextur), Glimmerschiefern und vereinzelt Metabasitvorkommen zusammen. Die metamorphen Serien der mittleren Kykladeneinheit bestehen hauptsächlich aus Metapeliten, leukokraten Gneisen und Metabasiten. Die Art des Kontaktes zwischen beiden Einheiten (intrusiv oder tektonisch) wird noch diskutiert. Lister (1984) interpretierte diesen als Detachment Fault. Für die mittlere Kykladen-Einheit wurden M1-PT-Bedingungen von 12.6 ± 0.6 kbar bei $475 \pm 25^\circ\text{C}$ sowie M2-PT-Bedingungen von 4kbar und $> 400^\circ\text{C}$ berechnet (Grütter 1993, in Keay 1998).

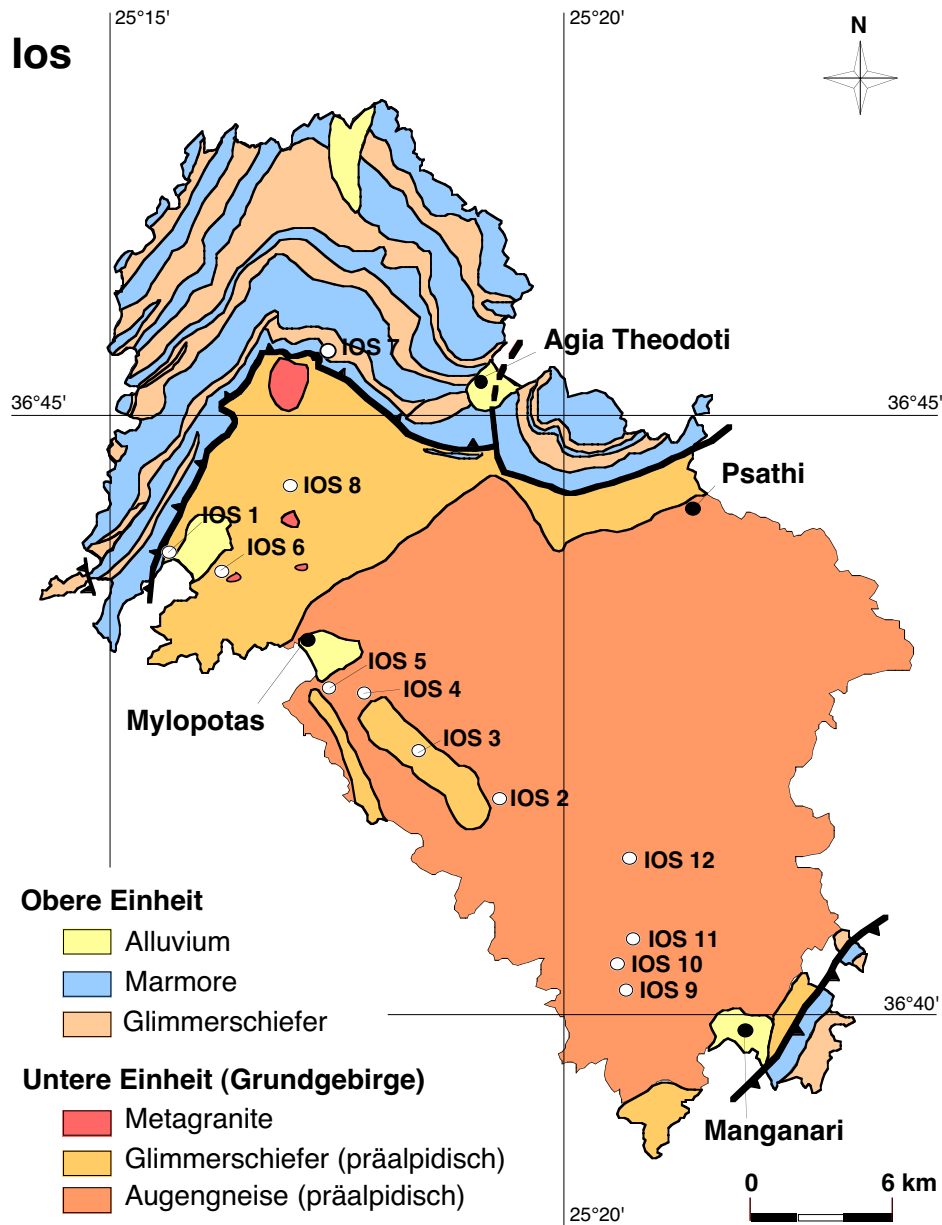


Abb. 2.2.3.5: Geologische Einheiten von Ios mit Probenlokationen (geändert nach Franz et al. 1993).

2.2.3.6 Sikinos

Wie auf Ios lassen sich auch auf Sikinos die anstehenden Gesteine in untere und mittlere Kykladeneinheit einteilen. Van der Maar (1981) ordnet die Glimmerschiefer und darin intrudierte Metaintrusiva der unteren, präalpidischen Kykladeneinheit zu. Bei den Metaintrusiva handelt es sich im wesentlichen um zwei kleine Ortogneisvorkommen im S und SE der Insel (s. Abb. 2.3.3.6). Die mesozoischen Serien der mittleren Kykladeneinheit bilden die obere Einheit von Sikinos und bestehen aus Wechsellagerungen von Marmoren, Schiefern, Metabauxiten sowie basischen und ultrabasischen Gesteinen. Die obere Kykladeneinheit ist auf Sikinos nicht vertreten.

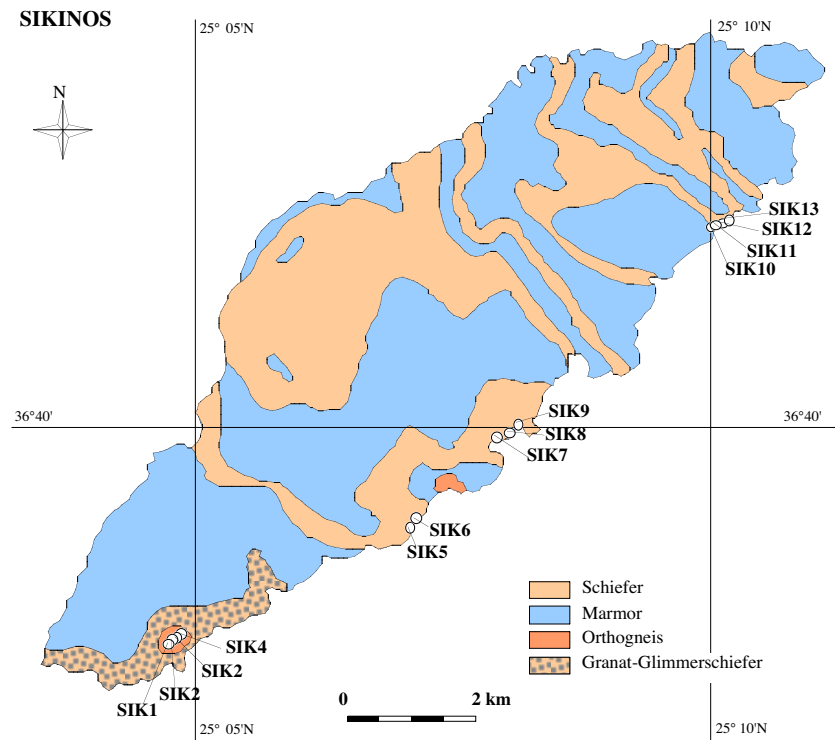


Abb. 2.2.3.6: Stark vereinfachte Darstellung der Geologie von Sikinos (geändert nach Franz et al. 1993) mit Probeentnahmepunkten. Das beprobte Gneisvorkommen im südlichen Inselteil (SIK1-4) beschränkt sich lediglich auf eine ca. 20m mächtige und stark deformierte Gneisschuppe. Die etwas zu große Darstellung dieses Gneiskörpers in der Karte dient lediglich der Veranschaulichung.

3. Petrographie

Im Nachfolgenden werden die jeweiligen petrographischen makro- und mikroskopischen Merkmale der analysierten Proben grob umrissen (s. Tab. Anhang 7, die Reihenfolge der darin aufgeführten Minerale korreliert abnehmend mit ihrem geschätzten Volumenanteil im Dünnschliff). Akzessorien wie z.B. Zirkon sind trotz ihrer Schlüsselstellung bei den isotopengeochemischen und geochronologischen Analysen wegen ihres extrem niedrigen Volumenanteils und des daraus resultierend seltenen Auftretens im Dünnschliff nicht aufgeführt.

3.1 Marmore

Die in dieser Arbeit analysierten kalzitischen und bis zu grünschieferfaziell überprägten Marmore von Naxos stammen sowohl aus der unmittelbaren Nachbarschaft zum teilweise migmatitisierten Gneiskern als auch von einem Nord-Süd Profil (ausgehend vom Gneiskern nach S, siehe Abb. 2.2.3.3). Sie zeichnen sich durch eine nahezu monomineralische, kalzitische Zusammensetzung aus. Sehr selten treten kleinste Glimmer auf. In Spuren sind biogene Reste wie Graphit und kohlige Substanzen vertreten und bedingen die zum Teil ausgeprägte Bänderung zwischen hellen und dunkleren Lagen. Die weißen Bereiche repräsentieren dabei eher oxidierende, dunklere Lagen eher reduzierende Ablagerungsbedingungen. Die so entstandene Bänderung erstreckt sich sowohl über den Zentimeter- (s. Abb. 3.1) als auch den Meterbereich.

Die Mächtigkeiten der Marmorbänder reichen vom Meter- bis zum x100m-Bereich und weisen oft eine isoklinale Faltung auf. Die Kristallinität der Marmorkristalle vergrößert sich zum migmatisierten Gneisdom hin erreicht Korngrößen von bis zu 5 cm und dadurch bedingt eine hohe Lichtdurchlässigkeit. Aus diesem Grund und wegen ihres hohen Reinheitsgrades werden sie seit der Antike als hochwertiges Bau- und Bildhauer-Material abgebaut (z.B. Akropolis in Athen). Diese Marmore wurden der Sr- und Pb-Isotopenanalyse zugeführt um ihr Ablagerungsalter radiometrisch zu bestimmen.



Abb. 3.1: Das Längsprofil des kalzitischen Marmors NA26 zeigt eine durch organische Substanzen (graphitisch/kohlig) hervorgerufene dunkle Bänderung. Die Marmorsplits zur Bestimmung der Pb-Isotopie (s. Kap. 9) wurden dem markierten Profil entnommen. Der gesamte Bildausschnitt beträgt ca. 12 cm.

3.2 Metasedimente

Bei den beprobten Metasedimenten handelt es sich um Paragneise mit unterschiedlicher geochemischer Zusammensetzung (s. Kap. 5) und variierendem Metamorphosegrad. Sie stammen von den Inseln Syros, Mykonos und Naxos und befinden sich in Nachbarschaft zu den Orthogneisen (s. Kap. 2.4). Aufgrund des variablen Deformationsgrades der Metasedimente sowie der Kerngneise und der Tatsache, daß im Gelände häufig ein gradueller Übergang zwischen diesen beiden Gesteinsarten zu beobachten ist, ist eine klare Abgrenzung im Gelände bisweilen schwierig. Die geochemischen und isotopischen Analysen sollen klären, inwiefern Gemeinsamkeiten und Unterschiede bzgl. der Liefergebiete, der Quellen und ihrer Zirkonalter existieren.

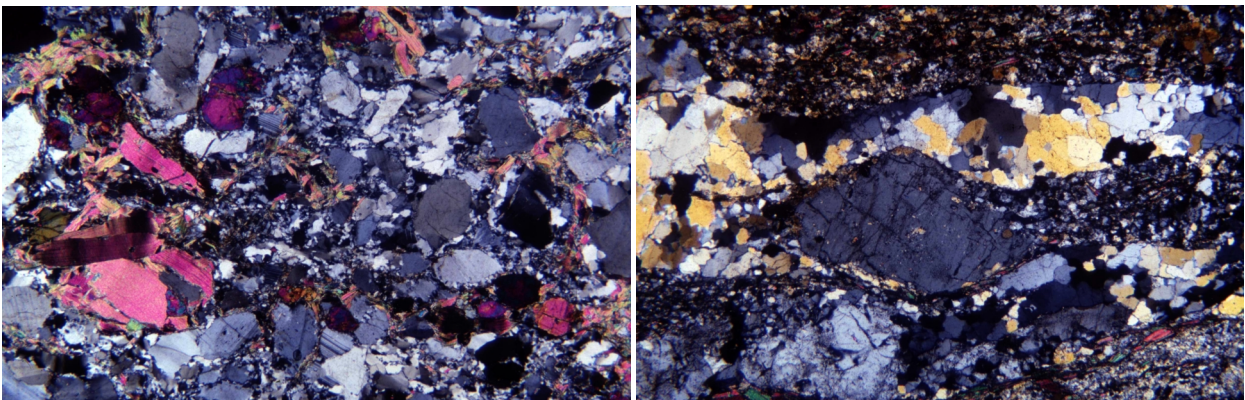


Abb.3.2.1 und 3.2.2: Leukokrater Paragneis (SYR5, links) mit gerundeten, sedimentären Transport andeutenden Körnern. Paragneis (SYR2, rechts) mit sekundärem Qz-Gang und darin eingebettetem gescherten Feldspat mit Anwachssäumen im Druckschattenbereich.

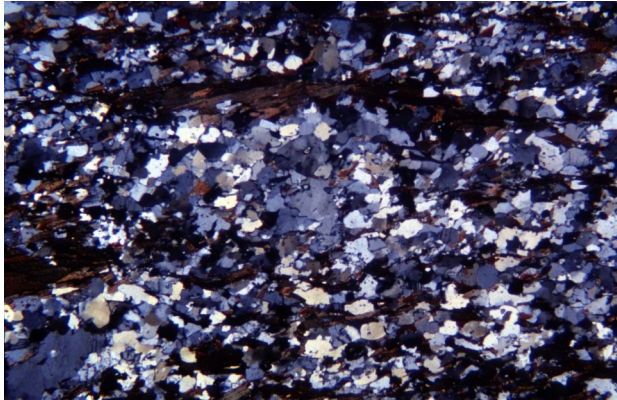


Abb.3.2.3: Feinkörniger, melanokrater Paragneis (MYK1)

3.3 Metagranitoide (Orthogneise)

Die Metagranitoide (analog zur Literatur auch als „Metagranite“ und „Orthogneise“ des Grundgebirges bezeichnet) stellen die grünschieferfaziell überprägten basalen Granitintrusionen (Orthogneise) der zentralen Kykladen dar. Je nach Deformationsgrad stehen diese Granitoide als Bändergneise, Augengneise oder nahezu undeformierte Gneise an. Ihr makroskopischen Habitus weist oft Ähnlichkeiten zu den benachbarten Metasedimenten auf (s.o.). Im Zentrum des Gneisdomes von Naxos kam es lokal zur Migmatisierung der Gneise was den Vergleich mit einem Metamorphic Core Complex hervorbrachte. Die petrologischen und strukturellen Analogien zu den basalen Orthogneisen des Menderes Massivs im SW der Türkei führten zu der Annahme, daß beide Grundgebirgseinheiten einer kogenetischen Entstehungsphase abstammen. Die Orthogneise des Kykladengrundgebirges nehmen daher eine Schlüsselstellung hinsichtlich der Interpretation und Rekonstruktion der präalpidischen, hellenischen Gebirgsentwicklung ein und stellen das bevorzugte Untersuchungsobjekt dieser Arbeit dar.

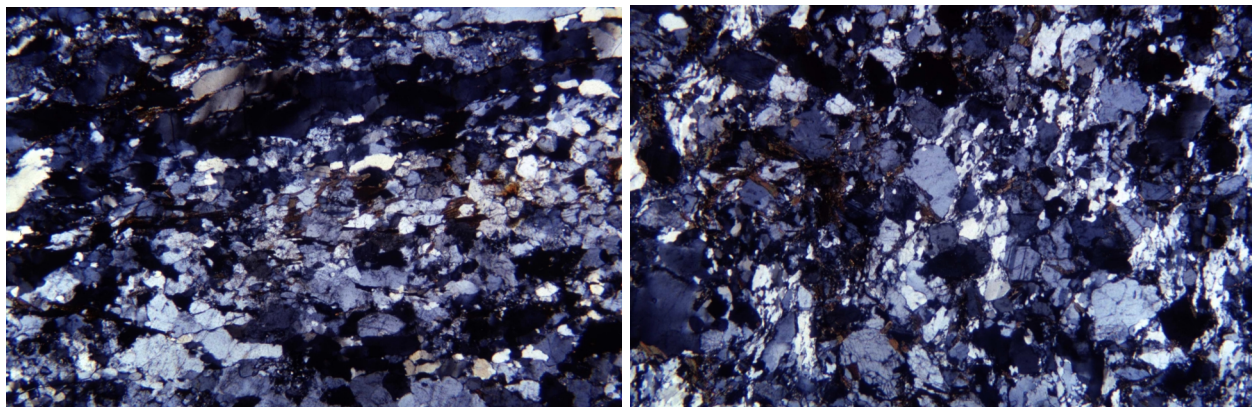


Abb.3.3.1: Die Orthogneise DEL1 (links) und DEL2 (rechts) mit ähnlichem Habitus und monotoner Mineralvergesellschaftung (hoher Feldspat- und Quarzgehalt, niedriger Biotit-Gehalt).

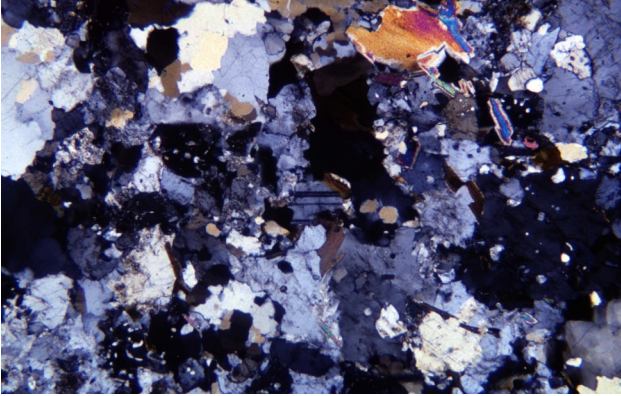


Abb.3.3.2: Der Orthogneis NA28 mit charakteristischer grobkörniger, granitischer Mineralvergesellschaftung.

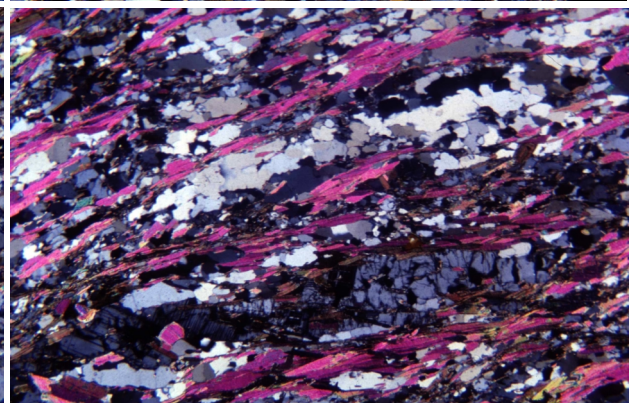
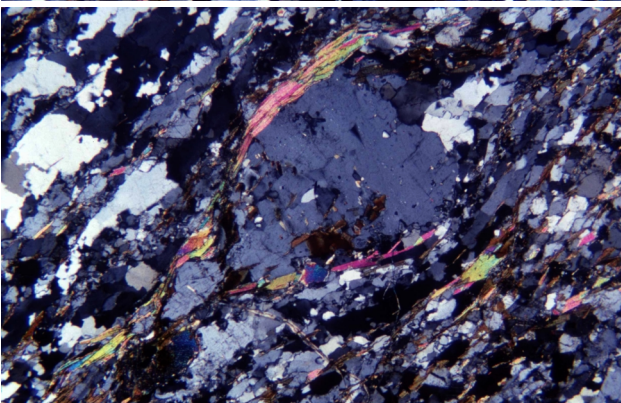
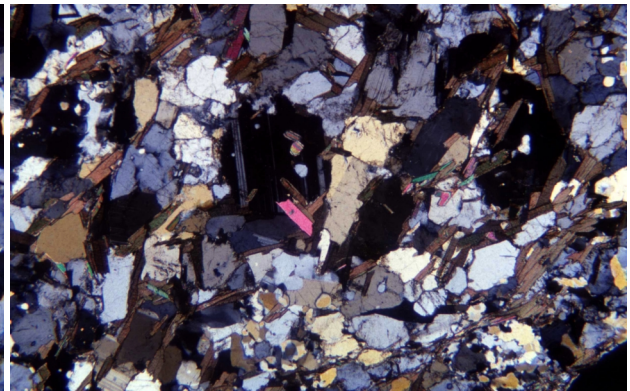
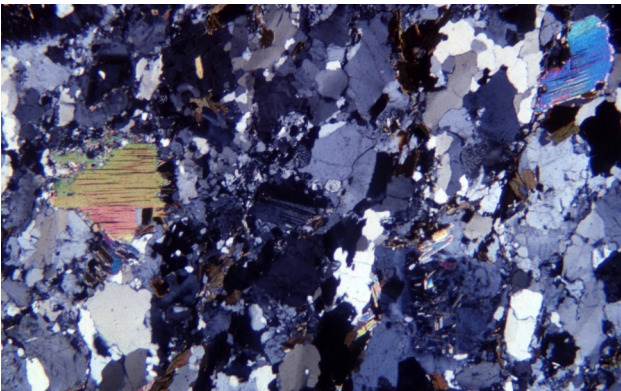
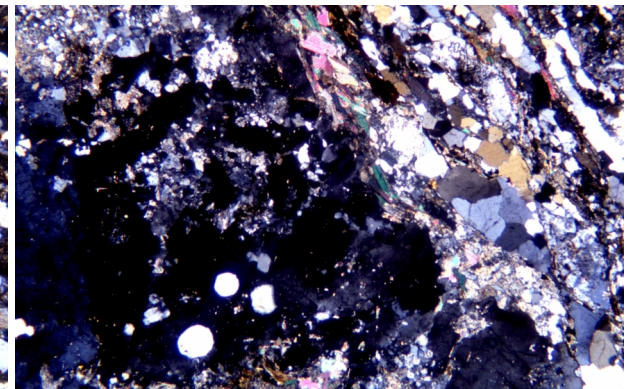
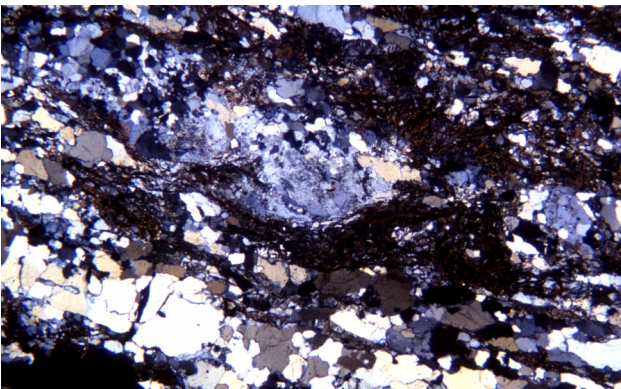


Abb.3.3.3: Orthogneise von Paros in unterschiedlicher Ausprägung: P1 (o. links, grobkörnig, große Glimmer), P4 (o. rechts), P14 (u. links, bimodale Korngrößenverteilung, gescherter Feldspat-Xenocryst mit Muskovit-Ummantelung) und P12 (u. rechts, stark geschertes Gefüge, Glimmer in Scherbahnen akkumuliert).



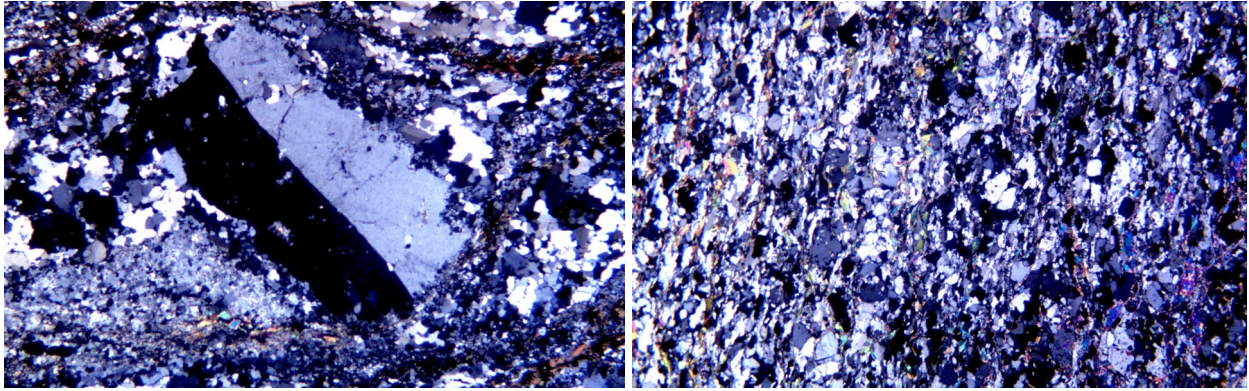


Abb.3.3.4: Die Augengneise von Antiparos zeigen generell stark variierende Korngrößen: AP1 (o. links), AP3 (o. rechts), AP5 (u. links, rotierter Karlsbader Zwilling in feinkörniger Qz/Fsp-Matrix) und AP6 (u. rechts, feinkörniger, leukokrater, aplittischer Gneis ohne mafischen Mineralgehalt).

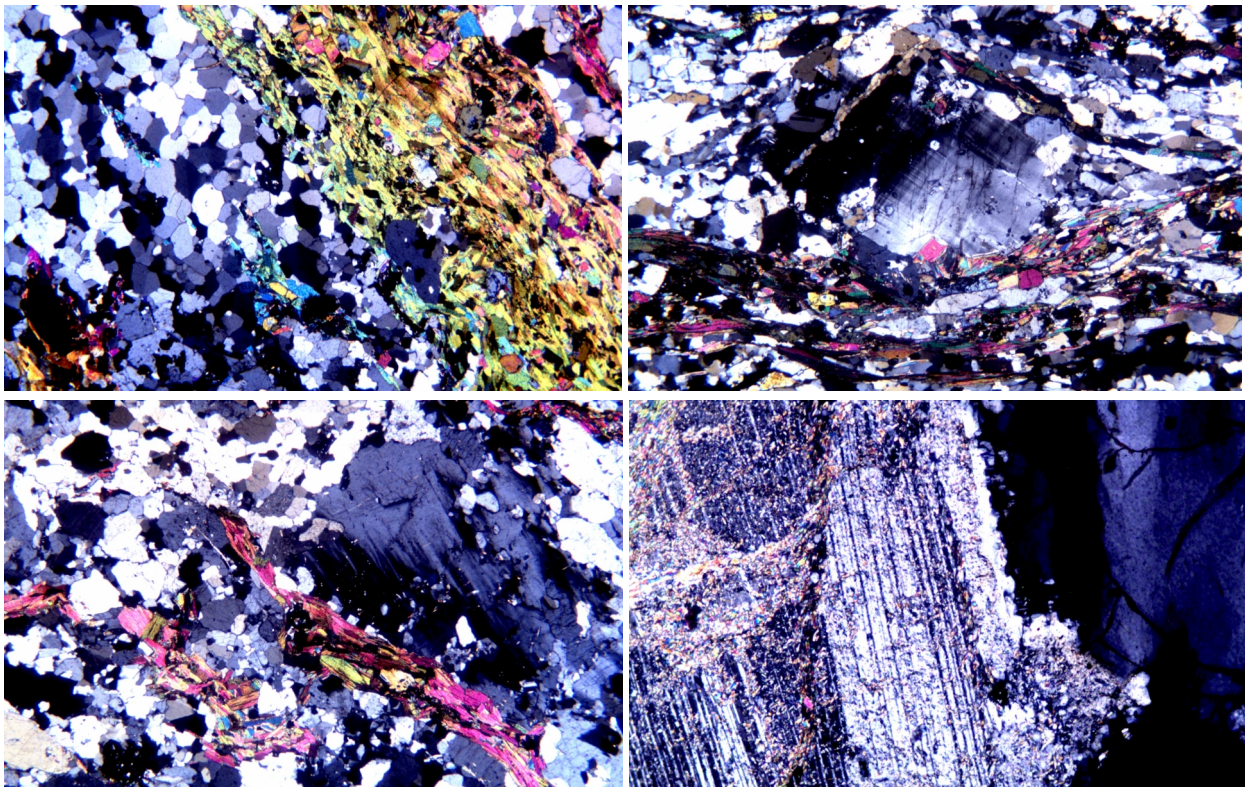


Abb.3.3.5: Repräsentative Orthogneise von Ios: IOS2 (o. links, Glimmer in Scherbahnen akkumuliert), IOS5 (o. rechts, mit Mikroklin), IOS11 (u. links, grobkörniges Gefüge, Glimmer in Scherbahnen akkumuliert) und IOS12 (u. rechts, mit Serzitisierung der Feldspäte).

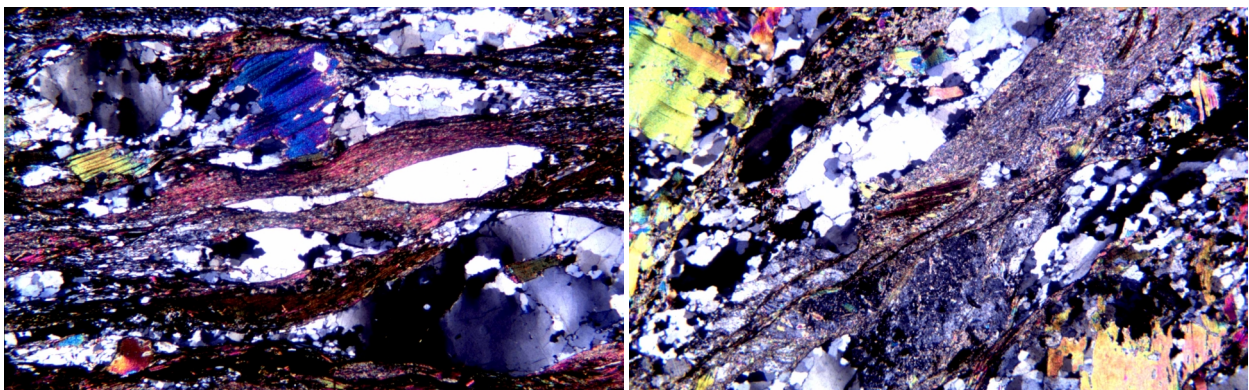


Abb.3.3.6: Die Orthogneise IOS1 (links, stark geschert mit Druckschatten-Scherbahnen) und IOS2 (rechts, mit stark deformiertem Korngefüge und ausgeprägter Serzitisierung der Feldspäte).

4. Analytik

Die dieser Studie zugrunde liegenden Resultate wurden durch Anwendung der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) und der Thermionen-Massenspektrometrie (TIMS) ermittelt. Die Zirkonaufnahmen entstanden mit Hilfe der Rasterelektronenmikroskopie (REM) und der Kathodenlumineszenz (KL).

Das analysierte Gesteinsmaterial wurde vorwiegend entlang frischer Straßen- und Wegeinschnitte in das anstehende Gestein beprobt, um den Einfluß von Oberflächenverwitterung zu minimieren. Die Probenmenge richtete sich nach dem Grad der Körnung und lag zwischen 3kg (feinkörnig) und 7kg (grobkörnig). Insgesamt wurden 56 ausgewählte granitoide Gneise von Syros, Delos, Mykonos, Antiparos, Paros, Naxos, Sikinos und Ios sowie 40 Marmorproben von Naxos entsprechend aufbereitet und ihre chemische und isotopische Zusammensetzung analysiert. Von den granitoiden Gneisen wurde die Haupt- und Spurenelementzusammensetzung mit Hilfe der RFA bestimmt. Aus diesem Probenspektrum wurden 40 Proben auf ihre Rb/Sr- und Sm/Nd-Isotopie mittels TIMS untersucht. An 17 dieser Gneise wurden Einzelzirkondatierungen mit der Pb/Pb Evaporationsmethode nach Kober (1986, 1987) durchgeführt. Die Marmorproben wurden mit Hilfe der TIMS auf ihre Pb-Isotopie hin analysiert. Ein zusammenfassender Überblick des Probenwerdeganges ist in Abb. 4.1 dargestellt.

4.1 Haupt- und Spurenelementanalytik

Die Haupt- und Spurenelementgehalte der granitoiden Gneisproben wurden im Institut für Geowissenschaften der Johannes Gutenberg-Universität in Mainz an einem Röntgenfluoreszenzspektrometer der Firma PHILIPS (Typ: PW 1404) gemessen. Verwendet wurde eine Rh-Röntgenröhre, deren maximale Anregung 100 kV (3kW) beträgt.

Die Röntgenfluoreszenzanalyse setzt Röntgenstrahlung als Primärstrahlung zur Anregung einer zu bestimmenden Probe ein. Dabei entsteht eine sekundäre (Fluoreszenz-) Röntgenstrahlung, die nach spektraler Zerlegung durch Beugung an einem Kristall (s. Tab. 3.1) qualitativ und quantitativ bestimmt werden kann. Die Wellenlängen dieser Strahlung sind für die vorhandenen Elemente der Probe und deren Ordnungszahlen charakteristisch. Aus der Intensität der charakteristischen Strahlung kann anhand von Korrektur- und Eichprogrammen die Konzentration der zu bestimmenden Elemente ermittelt werden. Der Konzentrationsbereich ist für die jeweiligen Elemente unterschiedlich, er reicht von 0,0001% bis zu 100%.

Die zur Ermittlung der Hauptelemente verwendeten Glastabletten wurden durch Mischen von 0.8 g analysenfeinen Probenpulvers mit 4.8g $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ und anschließendem Aufschmelzen hergestellt. Der Gehalt an flüchtigen Bestandteilen (LOI = loss on ignition) wurde durch fünfstündiges Erhitzen eines Probenaliquots auf 1000°C bestimmt. Die Spurenelemente wurden an Pulvertabletten gemessen, zu deren Herstellung 6g analysenfeines Probenpulver mit Epoxydharz und Härter (SCANDIA) versetzt und mit einer hydraulischen Presse unter 7t/cm² Druck zu einem Pulverpressling verfestigt wurden. Die Konzentrationen der Hauptelemente aller Gneisproben wurden mit dem Meßprogramm "MEG", die der Spurenelemente mit dem

Meßprogrammen "TR1" und "TR2" gemessen. In Tabelle 4a sind die zur Bestimmung der Haupt- und Spurenelementkonzentrationen benötigten Meßparameter ersichtlich.

Tab. 4a: Verwendete Meßparameter für Haupt- und Spurenelemente am Röntgenfluoreszenzspektrometer PHILIPS PW 1404.

Element/ Linie	kV mA	Kollimator	Analysator- Kristall	Detektor
Na K α	40 60	Coarse	PX1	FL
Mg K α	40 60	Coarse	PX1	FL
Al K α	40 60	Coarse	PE	FL
Si K α	40 60	Coarse	PE	FL
P K α	40 60	Coarse	GE	FL
K K α	40 60	Fine	LIF200	FL
Ca K α	40 60	Fine	LIF200	FL
Ti K α	40 60	Fine	LIF200	FL
Cr K α	40 60	Fine	LIF200	FL
Mn K α	60 40	Fine	LIF220	FL
Fe K α	60 40	Fine	LIF220	FL
Ni K α	60 40	Fine	LIF200	FL
V K α	40 60	Fine	LIF220	FL
Cr K α	40 60	Fine	LIF220	FL
Co K α	60 40	Fine	LIF220	FS
Ni K α	60 40	Fine	LIF220	FS
Cu K α	60 40	Fine	LIF220	FS
Zn K α	80 30	Fine	LIF200	FS
Ga K α	80 30	Fine	LIF200	FS
Rb K α	80 30	Fine	LIF220	SC
Sr K α	80 30	Fine	LIF220	SC
Y K α	80 30	Fine	LIF220	SC
Zr K α	80 30	Fine	LIF220	SC
Nb K α	80 30	Fine	LIF220	SC
Ba L α	40 60	Fine	LIF200	FL
La L α	40 70	Coarse	LIF220	FL
Ce L α	40 70	Coarse	LIF220	FL
Pr L α	40 70	Coarse	LIF220	FL
Nd L α	40 70	Coarse	LIF220	FL
Sm L α	40 70	Coarse	LIF220	FL
Pb L β	80 30	Fine	LIF200	SC
Th L α	80 30	Fine	LIF200	SC
U L α	80 30	Fine	LIF200	SC
Rh	80 30	Fine	LIF220	SC
Compton				

4.1.1 Fehlerabschätzung der Haupt- und Spurenelementanalytik

Als Gütemaß der Analysen wurde sowohl die instrumentelle- als auch die gesamtanalytische Präzision ermittelt. Durch 10 Wiederholungsmessungen derselben Glastablette (Tab. 4b) stellt sich die instrumentelle Präzision der Hauptelemente dar. Die Oxide von Si, Al, K, Na, Ca, Mg zeigen Abweichungen vom Mittelwert (1σ) von 0.21% (SiO₂) bis 3.48% (Na₂O). Die relative mittlere Standardabweichung (RMS) ist bei Elementen sehr geringer Konzentration (z.B. TiO₂, MnO) und solchen im Bereich der Nachweisgrenze (P₂O₅) erhöht.

Tab. 4b Instrumentelle Präzision: Hauptelementvariation bei 10-maliger Messung derselben Glastablette. Es bedeuten $\bar{x}$ = arithmetisches Mittel von 10 Wiederholungsmessungen der Probe NA3, RMS = relative mittlere Standardabweichung des arithmetrischen Mittels, COV = coefficient of variation = $100 \cdot \text{RMS}/\bar{x}$,

	Max. (Gew. %)	Min. (Gew. %)	$\bar{x}$ (Gew. %)	1σ (%)	RMS (Gew. %)	RMS (% rel.)	COV
SiO ₂	76.318	76.045	76.155	0.21	0.092	0.121	0.12
TiO ₂	0.060	0.058	0.059	1.69	0.001	1.036	1.69
Al ₂ O ₃	13.134	13.022	13.068	0.51	0.037	0.283	0.28
Fe ₂ O ₃ (total)	1.195	1.093	1.144	4.46	0.033	2.912	2.91
MnO	0.032	0.030	0.031	3.23	0.001	1.979	3.23
MgO	0.397	0.382	0.391	1.53	0.005	1.283	1.28
CaO	0.554	0.549	0.551	0.54	0.002	0.324	0.36
Na ₂ O	3.476	3.313	3.359	3.48	0.047	1.410	1.40
K ₂ O	4.391	4.368	4.375	0.37	0.007	0.163	0.16
P ₂ O ₅	0.023	0.019	0.021	9.52	0.001	5.826	4.76
LOI-corr.	0.590						
Total	99.983	99.533	99.744	0.24	0.149	0.149	0.15

Zur Bestimmung der gesamtanalytischen Präzision der Hauptelementanalysen wurden von den Granitoiden NA3 und IOS5 zehn bzw. fünf Glastabletten hergestellt und gemessen (Tab. 4c). Die Werte der Si-, Al-, K-, Na-, Ca-, und Mg-Oxide zeigen maximale Fehler von 0.13% (SiO₂) bis 6.59% (P₂O₅). Die relativen mittleren Standardabweichungen variieren zwischen 0.06% (SiO₂) bis 4.51% (P₂O₅). Die hohen TiO₂-, MnO-, und P₂O₅- Variationen sind auf die z.T. sehr geringen Konzentrationen dieser Oxide zurückzuführen. Die gesamtanalytischen Fehler liegen größtenteils innerhalb des Fehlers der instrumentellen Präzision (Tab. 4b und 4c), weshalb die gesamtanalytische Präzision als sehr gut einzuschätzen ist. Fehler, die durch Probenaufbereitung (z.B. Probeninhomogenitäten, Wägevariationen) verursacht wurden, sind i.d.R. geringer als die Geräteabweichungen und können somit vernachlässigt werden.

Tab. 4c: Gesamtanalytische Präzision

Hauptelementvariation bei 10-maliger Glastablettenherstellung der Probe Na3 (obere Hälfte) und bei 5-maliger Glastablettenherstellung der Probe Ios5 (unten). Es bedeuten $\bar{x}$ = arithmetisches Mittel der 10 Meßwerte, RMS = relative mittlere Standardabweichung des arithmetrischen Mittels, COV = coefficient of variation = $100 \cdot \text{RMS}/\bar{x}$.

	Max. (Gew. %)	Min. (Gew. %)	$\bar{x}$ (Gew. %)	Fehler (%)	RMS (Gew. %)	RMS (% rel.)	COV
SiO ₂	76.354	76.176	76.255	0.13	0.048	0.063	0.06
TiO ₂	0.060	0.058	0.059	1.69	0.001	1.002	1.69
Al ₂ O ₃	13.159	13.064	13.109	0.38	0.029	0.218	0.22
Fe ₂ O ₃ (total)	1.138	1.133	1.136	0.26	0.002	0.168	0.18
MnO	0.032	0.031	0.032	1.59	0.001	1.167	1.59
MgO	0.411	0.380	0.399	4.76	0.008	2.063	2.01
CaO	0.560	0.548	0.552	1.45	0.004	0.655	0.72
Na ₂ O	3.457	3.390	3.417	1.17	0.025	0.729	0.73
K ₂ O	4.395	4.380	4.387	0.18	0.006	0.127	0.14
P ₂ O ₅	0.023	0.020	0.022	6.98	0.001	4.519	4.65
LOI-corr.	0.590						
Total	100.010	99.891	99.957	0.07	0.039	0.039	0.04

SiO ₂	69.251	69.094	69.155	0.09	0.069	0.100	0.10
TiO ₂	0.349	0.342	0.346	1.16	0.002	0.701	0.58
Al ₂ O ₃	15.842	15.702	15.794	0.58	0.058	0.369	0.37
Fe ₂ O ₃ (total)	2.748	2.696	2.734	1.39	0.021	0.771	0.77
MnO	0.033	0.029	0.031	6.45	0.001	4.087	3.23

MgO	0.567	0.549	0.559	1.79	0.008	1.420	1.43
CaO	3.253	3.232	3.244	0.37	0.009	0.281	0.28
Na₂O	3.441	3.378	3.409	0.91	0.026	0.753	0.76
K₂O	2.986	2.932	2.952	0.68	0.023	0.768	0.78
P₂O₅	0.093	0.085	0.091	6.59	0.003	3.427	3.30
LOI-corr.	1.336						
Total	99.805	99.526	99.650	0.12	0.105	0.105	0.11

Die instrumentelle Präzision der Spurenelementanalytik zeigt anhand der 10-fach Messung eines institutsinternen Laborstandards (s. Tab. 4d) sehr geringe Variationen. Die relative mittlere Standardabweichung der Co-, Cu-, Ga-, Pr-, Sm-, und Th-Konzentrationen liegt zwischen 3.1% und 4.9%. Die höheren Standardabweichungen der Cu-, Co- und Pr-Konzentrationen sind für die geologische Interpretation der analysierten Granitoide von untergeordneter Bedeutung und können daher vernachlässigt werden.

Als generelle Ursache für die Spurenelement-Variationen sind Interferenzen innerhalb der Sekundärstrahlung (z.B. Y, Rb), schwierige Hintergrundkorrekturen (z.B. Th) sowie Konzentrationen nahe der Nachweisgrenze (z.B. Sm, U) anzusehen.

Tab. 4d: Reproduzierbarkeit der Haupt- und Spurenelementoxide und Nachweisgrenze (NWG) der Spurenelemente, wobei die Nachweisgrenze aus der dreifachen Untergrundschwankung ermittelt wurde (Messungen von N. Groschopf, Institut f. Geowissenschaften, Mainz. Siehe auch: www.uni-mainz.de/FB/Geo/Geologie/Geochem/links.html).

Oxid	x	1s	1s	Element	x	1s	1s	NWG
	(Gew%)	(Gew%)	(%rel)		(ppm)	(ppm)	(%rel)	(ppm)
SiO₂	44,2	0,06	0,13	V	220	1,8	0,8	1,1
TiO₂	2,17	0,003	0,16	Cr	435	5,1	1,2	2,1
Al₂O₃	12,33	0,031	0,25	Co	57	2,3	3,9	1,9
Fe₂O₃	12,27	0,014	0,11	Ni	345	2,9	0,8	1,1
MnO	0,19	0,002	0,88	Cu	60	2,2	3,7	0,4
MgO	12,23	0,029	0,23	Zn	105	1,5	1,3	1,8
CaO	10,06	0,016	0,16	Ga	18	0,7	3,9	1,4
Na₂O	2,7	0,016	0,61	Rb	44	1	2,4	1,3
K₂O	1,08	0,005	0,45	Sr	755	2,5	0,3	1,4
P₂O₅	0,62	0,003	0,48	Y	26	0,6	2,4	1,6
Cr₂O₃	0,063	0	0,54	Zr	223	1,5	0,7	1,1
NiO	0,043	0	0,56	Nb	77	0,3	0,4	1
				Ba	585	3,6	0,6	6,6
				La	278	1,9	0,7	3,6
				Ce	406	3,7	0,9	9,1
				Pr	39	1,9	4,9	2,5
				Nd	109	2,1	2	5,1
				Sm	8	1,8	22	6,9
				Pb	30	0,6	2	2
				Th	13	0,4	3,1	1
				U	5	0,3	6	1,6

4.2 Isotopenanalytik

Die Separation der untersuchten Elemente erfolgte naßchemisch in den Reinraumlaboratorien des Max-Planck-Instituts für Chemie in Mainz. Die Rb/Sr-, Sm/Nd- und Pb/Pb-Isotopie wurde an Thermionen-Feststoffmassenspektrometern des Typs Finnigan MAT 261 des Max-Planck-

Instituts für Chemie in Mainz gemessen. Bei der TIMS werden die zu untersuchenden Elemente thermisch ionisiert. Durch eine Hochspannung von 10 KV beschleunigt, passieren die Ionen elektrische Felder (Blenden) und werden mit deren Hilfe fokussiert. Beim Passieren durch ein definiertes Magnetfeld werden sie massenspezifisch auf Teilkreisbahnen gelenkt, deren jeweiliger Bahnradius sich aus den im Gleichgewicht stehenden Zentrifugal- und Lorenzkräften definiert. Bei gleichem kinetischen Energiezustand erfahren Ionen größerer Masse beim Durchqueren des Magnetfeldes eine geringere Flugablenkung als leichtere. Unterschiedliche Isotope eines Elementes verlassen ihre Teilkreisbahnen daher auf unterschiedlichen Flugbahnen. Am Ende der Flugbahn befindet sich ein Faradaycup, in dem die Ionen auf eine stromdurchflossene Leiterplatte treffen und beim Aufprall eine Änderung des elektrischen Widerstandes verursachen, die proportional zur Anzahl der auftreffenden Ionen ist und somit ein Maß für die relative Häufigkeit dieser bestimmten Ionen-/Isotopenart darstellt. Neun nebeneinander angebrachte Faraday-Cups erlauben simultanes Messen von neun unterschiedlichen Isotopen. Auf diese Weise wurde die Isotopenzusammensetzung von Rb, Sr, Sm und Nd der Gneisproben sowie die Pb-Isotopie der Marmorproben analysiert.

Die Pb-Isotopie der Einzelzirkone wurde anstelle von Simultanmessungen in den Faradaycups mit Hilfe eines statisch installierten SEV (Sekundär-Elektronen-Vervielfacher) im „Peak Jump“-Modus gemessen.

4.2.1 Rb/Sr und Sm/Nd-Isotopenanalytik

Etwa 100 mg getrockneten und homogenisierten Probenpulvers wurden zusammen mit einem Rb/Sr-Spike (angereichert an ^{84}Sr und ^{85}Rb) und einem Sm/Nd-Spike (angereichert an ^{149}Sm und ^{150}Nd) in einen Teflondruckbehälter eingewogen und mit 1-2 ml konzentrierter HF versetzt. Nach einer Einwirkzeit von 12 Stunden wurde die Säure abgeraucht, die Probe mit konzentrierter HF und konzentrierter HNO_3 (3 ml + 1 ml) versetzt und für 3 Tage bei 220°C druckaufgeschlossen. Danach wurde die Säure abgeraucht und das Probenmaterial durch erneute Zugabe von 6n HCl und anschließendem Abrauchen als Chlorid ausgefällt. Dieses Probensalz wurde in etwa 1.2 ml 2.5n HCl gelöst und etwaige schwerlösliche Salze abzentrifugiert. 1 ml dieser Lösung wurde auf eine mit Harz gefüllte Säule gegeben. Für die Abtrennung der Elemente Rb und Sr kam hierbei das Kationen-Austauschharz AG 50 W-X 12 mesh 200-400 zur Anwendung.

Die Seltenen Erd-Elemente wurden in einem 2. Säulentrennungsverfahren mit Hilfe von beschichteten (= di-Ethylhexyl-Orthophosphorsäure) Teflonflocken voneinander abgetrennt. Das so erhaltene, in Chloride überführte Probenmaterial, wurde mit 3 μl 2.5n HCl auf ein Re-Filament überführt und eingedampft. Die so vorbereiteten Proben wurden in die Ionenquelleneinheit des Massenspektrometers eingebaut, auf einen Druck $< 10^{-7}$ bar evakuiert und anschließend bei ca. 1200°C (Rb) bzw. 1800°C (Sm und Nd) mit Hilfe eines zweiten, gegenüberliegenden Re-Ionisierungs-Filamentes ionisiert und gemessen. Die Sr-Fractionen wurden in gleicher Weise auf W-Filamente überführt und von hier aus bei ca. 1400° direkt ionisiert.

Die Abtrennung der Sr-Fraktion der Marmorproben erfolgte auf 50 ml-Säulen mit Sr-SPEC (ELCHrom) als Kationentauschharz. Die zu analysierenden Marmorproben wurden in 3n HNO_3 gelöst und auf die konditionierten Säulen aufgetragen. Nach 3-maligem Waschen mit 0.5

ml 3n HNO₃ wurde die Sr-Fraktion mit H₂O eluiert und anschließend eingedampft. Das Laden der Sr-Fraktion erfolgte unter Zugabe von TaF₅ auf ein W-Single Filament analog zu den Granitproben.

4.2.2 Pb-Isotopenanalytik

Marmorproben

Um rezente Pb-Verunreinigung der Marmorproben zu minimieren, wurden während der Probennahme ausschließlich solche Splits selektiert, die keinerlei Verwitterungsflächen und/oder Hammerschlagspuren aufwiesen. Diese Splits wurden mehrmals mit Millipore-Wasser abgewaschen und im Reinraumlabor unter Abdeckung in einem Achatmörser zu Pulver zerrieben. 2-4 g dieses Pulvers wurden in Teflonbehältern mit Millipore-Wasser 3 mal gewaschen. Anschließend wurde die Probe mit etwa 1 ml 2.5n HCl (ca. 2 Minuten) geleacht und die Lösung abpipettiert. Unter wiederholter Zugabe von 6n HCl wurde sie danach vollständig gelöst. Die Lösung wurde eingedampft, mit 7n HBr in Bromide überführt und nach erneutem Lösen in 0.5n HBr auf 100 µl-Pb-Säulen (Kationenaustauschharz: AG 1 X 8 mesh 100-200) aufgegeben. Nach 3-maligem Spülen mit 0.5n HBr wurde die Pb-Fraktion mit 6n HCl eluiert und anschließend eingedampft. Das so entstandene Probensalz wurde in 3 µl 2.5n HCL gelöst, zusammen mit 1 µl Silicagel auf ein Re-Einzelfilament geladen und bei 1 A getrocknet. Danach wurde die Probe 15 Sekunden lang bei 2 A angeglüht danach im Massenspektrometer evakuiert und bei einer Ionisierungstemperatur bei 1200-1350°C gemessen.

Einzelzirkone

Ein Teil der Probe wurde nach Passieren des Walzwerkes zur Altersbestimmung an Einzelzirkonen abgeführt. Dieser Teil wurde gesiebt, die Tonfraktion abgeschlemmt und die magnetische Mineralfraktion mittels Magnetscheider in 2 Schritten abgeführt. Vom Rest wurde die Schwermineralfraktion durch Dichtentrennung mit Bromoform (d=2.8g/cm³) und Dijodmethan (d=3.3 g/cm³) nacheinander abgetrennt. Aus der verbleibenden Schwermineralfraktion wurden unter dem Binokular geeignete Zirkone selektiert und je ein einzelnes Korn in ein eingekerbtes Re-Filament gebettet. Die Einzelzirkone wurden anschließend im Massenspektrometer nach der Evaporationsmethode von Kober (1986) bei ca. 1400-1500°C evaporisiert und bei 1100-1250°C gemessen.

4.2.3 Fehlerabschätzung der Isotopenanalysen

Die instrumentelle Präzision der beiden benutzten Massenspektrometer (Finigan MAT261) wurde durch Wiederholungsmessungen von Standardeichlösungen ermittelt. Diese wurden vor jedem Meßzyklus mitgemessen. Für die Sr- und Nd-Analysen waren dies die Standards NBS 987 und La Jolla, für die Pb-Analysen die Standards NBS 981 und NBS 982. Die Meßwerte der Sr und Nd-Standards sind in Tab. 4e zusammengefaßt. Der Sollwert für den Standard NBS 987 beträgt für das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis 0.710245. Das durchschnittliche ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis von 18 NBS 987-Messungen liegt bei 0.710236 ± 20 (2σm) und zeigt innerhalb des Fehlers eine sehr gute Übereinstimmung mit dem Sollwert. Das ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-Verhältnis des La Jolla-Standards wird mit 0.511850 angegeben. Neun Messungen dieses Standards ergaben einen Mittelwert von

0.511859 ± 13 ($2\sigma_m$) und zeigen ebenfalls eine sehr gute Übereinstimmung mit dem Literaturwert. Die an den beiden Spektrometern gemessenen Mittelwerte beider Standards stimmen innerhalb des Meßfehlers miteinander überein. Die Gerätepräzision und Genauigkeit beider Spektrometer ist somit als sehr gut zu bewerten und stimmt innerhalb des $2\sigma_m$ -Fehlers miteinander überein.

Tab. 4e: Messwerte und $2\sigma_M$ -Fehler (2 sigma of the mean) der Standards NBS 987 und La Jolla.

<u>NBS 987:</u>				<u>La Jolla:</u>			
Datum	MS	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2SM $\cdot 10^{-5}$	Datum	MS	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2SM $\cdot 10^{-5}$
23.08.99	1	0.710211	19	27.08.1999	1	0.511851	6
09.09.99	1	0.710204	20	04.11.1999	1	0.511855	28
09.09.99	1	0.710211	13	08.11.1999	1	0.511894	9
10.09.99	2	0.710208	13	08.11.1999	1	0.511879	10
01.10.99	1	0.710236	16	21.11.1999	1	0.511884	15
18.10.99	1	0.710212	15	05.04.2000	2	0.511846	8
05.12.99	1	0.710211	28	17.04.2000	2	0.511839	26
24.03.00	1	0.710238	15	01.08.2000	2	0.511835	9
03.04.00	2	0.710276	14	29.08.2000	2	0.511848	6
19.05.00	1	0.710237	36				
19.05.00	1	0.710288	26				
05.06.00	1	0.710223	15				
07.07.00	2	0.710294	14				
07.07.00	2	0.710289	30				
01.08.00	2	0.710281	30				
10.10.00	2	0.710203	8				
19.10.00	2	0.710204	36				
20.10.00	2	0.710220	17				
Mean:		0.710236	20	Mean:		0.511859	13

Um die gesamtanalytischen Blindwerte von Rb und Sr zu erhalten, wurden insgesamt 10 „whole procedure blanks“ gemessen. Hierzu wurden alle Analyseschritte vom Druckaufschluß bis zum Laden des Filamentes entsprechend der Probenbehandlung durchgeführt. Folgende gesamtanalytischen Blindwerte wurden ermittelt:

Säule	1	2	3	4	5	6	7	8	9	20
Rb(ppg)	233	452	100	116	42	5	20	17	14	19
Sr(ppg)	7258	17269	3915	2298	1414	200	398	434	293	325

Die Gesamtblanks der Säulen 6-10 wurden vor und während, die der Säulen 1-5 nach der Laboranalytik bestimmt. Die um bis zu 70-fach erhöhten Blindwerte der Säulen 1-5 sind auf Abrißarbeiten eines benachbarten Gebäudekomplexes während der Laborchemie zurückzuführen. Der mittlere Rb-Blank lag während der Bauarbeiten bezogen auf eine durchschnittliche Rb-Probenkonzentration von 127 ppm und eine Einwaage von ca. 0.125g zwischen 0.03‰ und 0.003‰, der Sr-Blank (mittlere Probenkonzentration = 133 ppm) zwischen 1‰ und 0.08‰. Vor den Abrißarbeiten lag der durchschnittliche Blankanteil an Rb zwischen

0.0015‰ und 0.0004‰, für Sr zwischen 0.025‰ und 0.012‰ und hat keinen Einfluß auf die Interpretation der Analysewerte.

Die instrumentelle Präzision der Pb-Analysen wurde durch Messung der Gerätestandards NBS 981 und NBS 982 vor jedem Meßzyklus abgeschätzt. Die Fraktionierungskorrektur der Pb-Messungen der Marmoproben wurde anhand von NBS-981 und NBS-982-Begleitmessungen mit identischen Lade- und Meßkonditionen durchgeführt (1 µl Standard-Lösung + 1 µl Silicagel, Eintrocknen bei 1 A/15 Sek., Ausglühen bei 2 A).

Um die gesamtanalytische Präzision der Einzelzirkonanalysen zu erhalten, wurden 8 hausinterne Standardzirkone gemessen (Tab. 4f). Sie zeigen eine sehr gute Altersübereinstimmung von 2050.4 ± 0.7 Ma. Die Berechnung der Fehlerintervalle wurde anhand der $2\sigma_M$ -Abweichung unter Anwendung des Student-Tests ermittelt.

Tab. 4f: Standardzirkonmessungen des Referenz-Gesteins (Palabora Igneous Complex, Südafrika)

Meßdatum	Palabora Std-Zirkon	Gemessenes Alter
03.11.1997	Korn 1	2051.0
03.11.1997	2	2050.2
08.11.1997	3	2050.2
08.11.1997	4	2050.5
08.12.1997	5	2050.3
12.01.1998	6	2050.5
12.01.1998	7	2048.7
07.02.1998	8	2052.1
Mean: 2050.4 ± 0.7 Ma		

Probenaufbereitung Gneise:

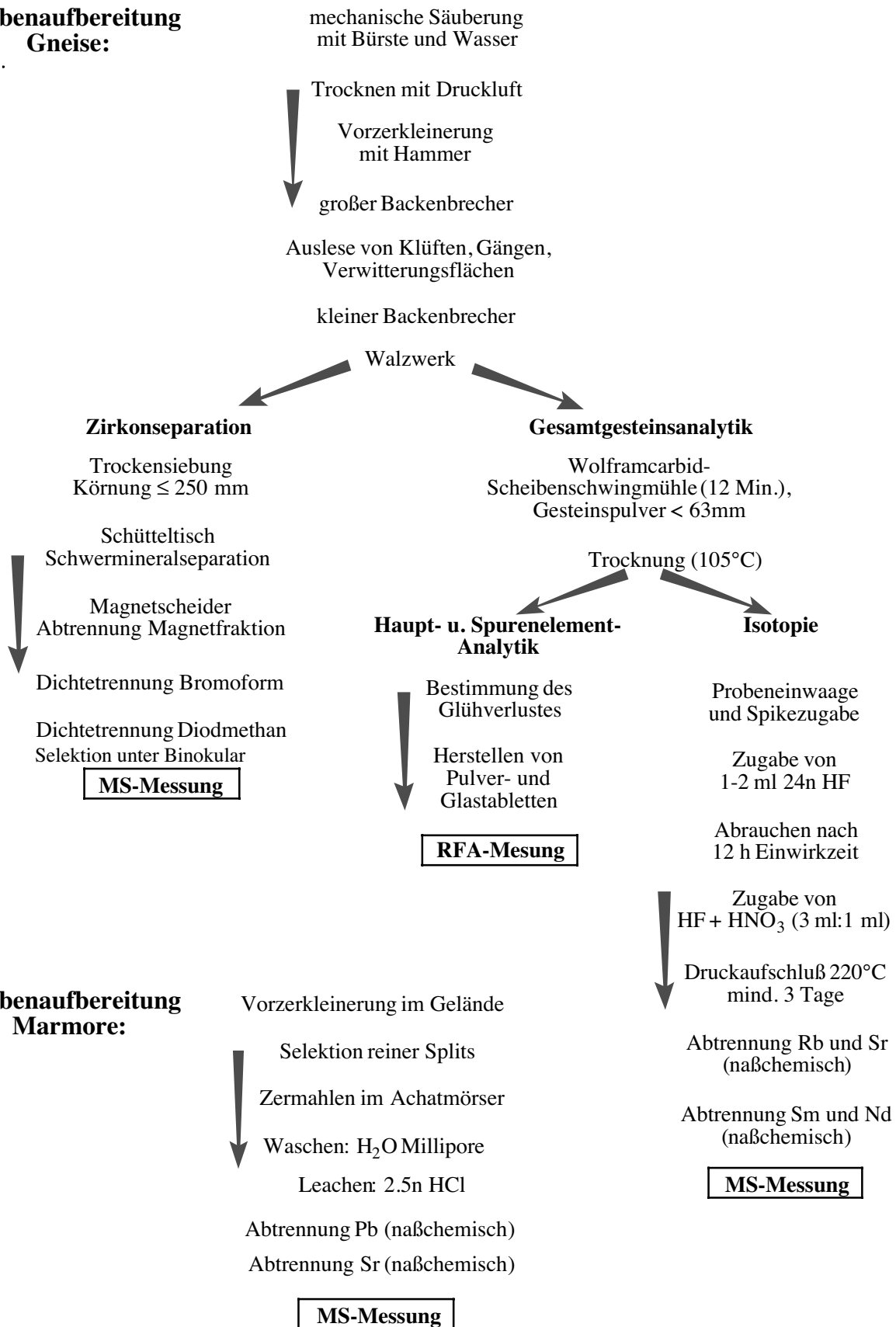


Abb. 4.1: Gesamtschema der Probenaufbereitung

5. Haupt- und Spurenelementgeochemie

In diesem Kapitel soll das Probenspektrum der grünschiefer- bis amphibolitfaziell überprägten, granitischen Gneise der basalen Einheiten des Kykladenkristallins unter geochemischen Gesichtspunkten klassifiziert und charakterisiert werden. In den folgenden Kapiteln werden zur Beschreibung dieser granitischen Gneise die Bezeichnung „Metagranite“, „Metagranitoide“, „Granitoide“ oder „Gneise“ synonym verwendet. Die Bezeichnung *Gneis-Protholith* beschreibt den granitoiden Plutonit vor dem Einwirken der metamorphen Ereignisse, der Begriff Granit-Protholith das Quellengestein vor der Aufschmelzung und Kristallisation zum Granit.

Voraussetzung geochemischer Untersuchungen und den davon abgeleiteten geologischen Interpretationen ist eine möglichst genaue Kenntnis der originären Zusammensetzung des Probenmaterials. Daher ist es unabdingbar, den Grad eventuell stattgefundener Alteration zu erkennen und möglichst genau abzuschätzen, um Fehlinterpretationen zu vermeiden.

5.1. Alteration

Da granitische Plutone ab ihrem Entstehungszeitpunkt in der Kruste bis zu Ihrer Exhumierung in vielfältiger Weise in die dynamischen Prozesse der Kruste eingebunden sind, erfahren sie oft eine mehr oder minder stark ausgeprägte Veränderung der ursprünglichen chemischen Zusammensetzung und somit der Verteilung ihrer chemischen Elemente. Der Grad der Alteration hängt wesentlich vom Volumen bzw. der Form des Plutons, seiner Krustenverweildauer, dem Alter, der mechanischen Beanspruchung, den Metamorphosebedingungen, der chemischen und petrologischen Primärzusammensetzung sowie dem Einwirken von Fluiden ab. Zudem erhöht sich der Einfluß der meteorischen Verwitterung bei fortschreitender Exhumierung. Bezüglich Alteration zeigen die HFSE (High Field Strength Elements Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta) generell eine geringe Tendenz zur Mobilität aufgrund ihrer höheren Ladungs/Radien-Quotienten. In Granitoiden gelten Fe, Mg, Ca, Sr, Na, K, Rb und Ba, also Elemente mit niedrigen Ionenpotentialen bei Alterationsprozessen mehr oder weniger als mobil. Da jedoch derartige Elemente bei magmatischen Schmelzprozessen wegen Ihrer höheren Inkompatibilität stärker fraktionieren, werden sie häufig zur Klassifizierung und Identifizierung magmatischer Prozesse herangezogen, müssen aber aus oben genannten Gründen mit Vorsicht interpretiert werden.

Die untersuchten Granitoide des Kykladenkristallins sind mäßig bis stark deformiert, und unterlagen grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen. Quarz und Feldspäte zeigen teilweise synkinematische Rekristallisationen, erkennbar an der Ausbildung von kleinen Quarz-Gängen und den namensgebenden Feldspätaugen. Das Gros der Proben zeichnet sich durch unalterierte Feldspäte aus, lediglich sehr wenige Gneise zeigen im Dünnschliff einsetzende Serizitisierung (s. Kap. 3). Während der Probenzerkleinerung traten auf einigen wenigen Schiefer- und Kluftflächen rostfarbene und/oder schwarze Fe und Mn-Kluft- und Schieferungsbeläge zutage (derartige Splits wurden ausgelesen, s. Kap. 4), die das Eindringen von Wässern dokumentieren.

Das Maß an Alteration kann mit Hilfe des Chemical Index of Alteration (CIA) nach Nesbitt & Young (1982) abgeschätzt werden (Abb. 5.1a). CIA-Werte zwischen 45 und 55 gelten als unalteriert, höhere Werte dokumentieren sukzessiv einsetzende Alteration. Für granitoide Gesteine erweitern die Autoren den Toleranzbereich auf Werte unter 60. Die Mehrzahl der analysierten Granitoidproben kommt mit Werten zwischen 50 und 55 im unalterierten Feld zu liegen. Die Proben NA12, P12, P32, AP6, IOS12 sowie SIK1 und SIK4 sind wegen ihrer erhöhten Indizes von 60 bis 65 als alteriert einzustufen und werden nachfolgend hinsichtlich auf Alteration deutende Besonderheiten kurz beschrieben.

Im Dünnschliff zeigen diese Proben generell eine deutlich ausgeprägte Deformation und teilweise Zerstörung sowie Rekristallisation der Feldspäte. Die Probe NA12 ist ein deutlich deformiertes Metasediment. Ihr Mineralgehalt besteht fast ausschließlich aus Quarz und Muskovit. Die Probe P12 zeigt eine starke Streckung und marginale Auflösung der K-Feldspäte, etwa 90% der Glimmer sind Muskovit, 10% Biotit. Quarz rekristallisierte zu kleineren Adern. P32 zeigt im Dünnschliff nur geringe Verwitterungstendenzen, zeichnet sich aber durch nahezu vollständiges Fehlen von Feldspäten aus. Dieser Gneis besteht ausschließlich aus Quarz, Muskovit und sehr wenig Biotit. Die aplitische Probe AP6 zeigt keine Verwitterungstendenzen besteht jedoch hauptsächlich aus Quarz, etwas Feldspat und wenig Muskovit und wurde als aplitischer Leukogranit klassifiziert. IOS12 besitzt einen extrem hohen Deformationsgrad und zeigt z.T. sehr starke Auflösung und Serizitisierung der Feldspäte. Ebenso die Proben SIK1 und SIK4. Letztere zeigt zudem z.T. mit Fe-Oxiden sekundär verfüllte Hohlräume.

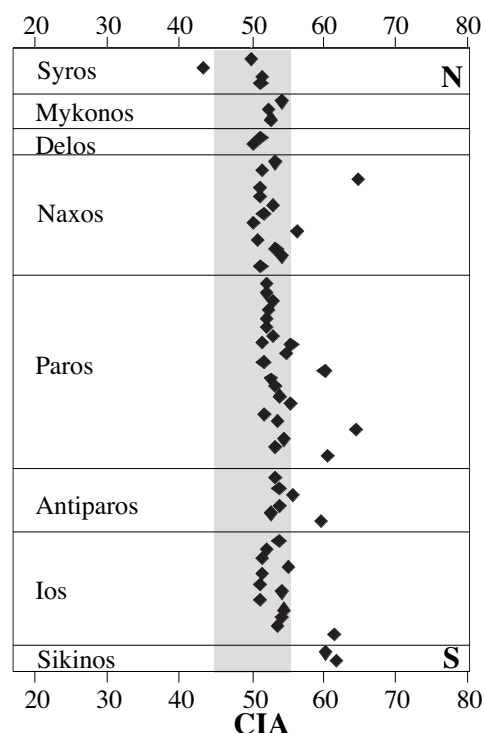


Abb. 5.1a: Darstellung des Alterationsgrades basierend auf dem CIA (Chemical Index of Alteration = $(\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) \cdot 100$ (molar)) nach Nesbitt & Young (1982).

Im ternären System $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ nach Nesbitt & Young (1984, 1989; Abb. 5.1b) sind die durchschnittlichen Granit- und Gabbro-Zusammensetzungen sowie deren

Abreicherungstrends als Folge von Alteration dargestellt. Auch hier liegen die oben genannten Proben außerhalb der durchschnittlichen Granit- bzw. Gabbrozusammensetzung und charakterisieren sich durch relative Abreicherung der Na- und Ca-Komponente, hauptsächlich als Folge der Feldspatverwitterung. Die Mehrheit der dargestellten Proben liegt jedoch in einem klar begrenzten Feld nahe dem Granit-Durchschnitt der Autoren und zeigt keine signifikante Alteration. Die dargestellten geochemischen Charakteristika können demnach als Folge primär-magmatischer Prozesse interpretiert werden.

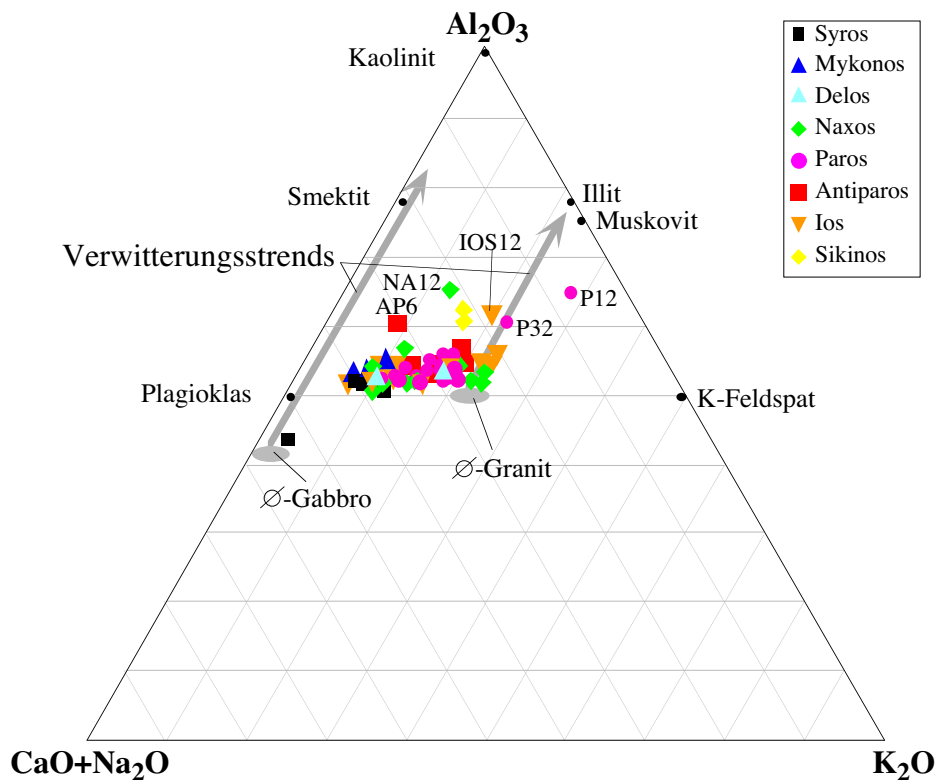


Abb. 5.1b: Verwitterungstrends im ternären System $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ (molar) nach Nesbitt & Young (1984, 1989). Die grauen Felder repräsentieren durchschnittliche Granit- und Gabbro-Zusammensetzungen.

5.2 Geochemische Merkmale des Grundgebirges der Kykladen

5.2.1 Klassifikation

Die Grundlage für weitere geochemische Klassifikationsschritte ist die Einteilung in Para- und Orthogesteine. Die Granitoide des Kykladen-Grundgebirges können nach Thelin (1983) aufgrund ihrer niedrigen MgO - (0-2%) bei zugleich hohen Al_2O_3 -Gehalten (8-20%) eindeutig als Orthogesteine, also primär magmatisch identifiziert werden (Abb. 5.2.1a). Die Proben von Mykonos und eine Syros-Probe liegen jedoch im Bereich der Paragesteine und deuten bereits an dieser Stelle ihre separate Entwicklung an. In den weiteren Klassifikationsschemata sind sie lediglich zur Anschauung ihrer Eigenständigkeit mit aufgeführt, ohne jedoch das eigentliche Grundgebirge zu charakterisieren.

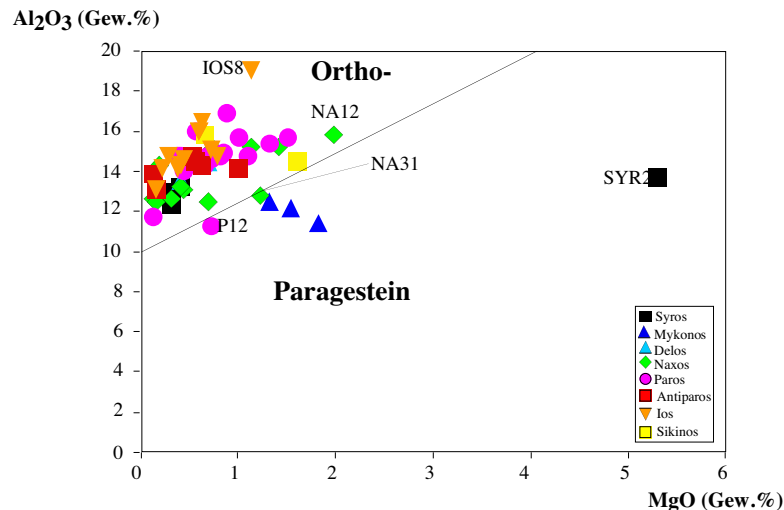


Abb. 5.2.1a: Nach Thelin (1983) liegt das Gros der Proben geschlossen im Feld der Orthogesteine. Die marginale Lage der Proben P12 und Na12 korreliert mit deren erhöhten CIA-Werten als Folge von Verwitterung. Die Proben von Mykonos und Syros demonstrieren eine vom Gros des Probenspektrums abweichende Genese und sind als Paragneise zu klassifizieren.

Der modale Mineralgehalt der basalen Kykladenkristallineinheiten zeigt eine granitische- bzw. granitähnliche Zusammensetzung (s. Dünnschliffbeschreibung, Kap. 3). Zur Vereinfachung und Charakterisierung der granitischen Gneisvorläufer wird hier die Bezeichnung *Granit* für die untersuchten Gesteine gewählt, ungeachtet der Tatsache der metamorphen Überprägung, und daß es sich bei den Proben P32 und AP6 mit SiO_2 -Gehalten von 80 % bereits um Leukogranite, bzw. Metasedimente (NA12, SAN1-3) mit z.T. granitähnlicher Zusammensetzung handelt.

Eine alleingültige generell zur Anwendung kommende Klassifikation für Gesteine granitischer Zusammensetzung gibt es bis heute nicht. Gründe hierfür sind unterschiedliche Datenbasen, die große Variationsbreite im Gesteinschemismus, und z.T. noch im Detail diskutierte Genesemodelle. Hinzu kommt, daß alle Klassifikationschemata auf der Variation von nur wenigen Elementen beruhen. Aus der Vielzahl existierender Klassifikationsvarianten wurden für das bearbeitete Probenspektrum eine TAS- (Feldereinteilung nach Cox et al., 1979; Abb. 5.2.1b) und die Feldspat-Klassifizierung nach Barker (1979, Abb. 5.2.1c) gewählt. Der Vorteil der TAS-Darstellung gegenüber der normativen Feldspat-Zusammensetzung von Barker liegt in der Verwendung tatsächlich gemessener Elementkonzentrationen, birgt aber das generelle Problem, daß Proben, wie im vorliegenden Fall (Abb. 5.2.1b), außerhalb des definierten Bereichs liegen können und somit einer Einordnung entbehren. Beide Klassifikationsmodelle basieren auf der Fraktionierung der Elemente Na, K, Ca, Al und Si während magmatischer Prozesse. Bei der fraktionierten Kristallisation formieren zuerst Ionen mit hohen Ionenpotentialen neue Kristalle. Nach dem Bowen'schen Fraktionierungstrend werden der Schmelze entsprechend die Ca-Feldspat vor den Na- und den K-Feldspat entzogen. Als Folge kommt es zur fortschreitenden, relativen Anreicherung von SiO_2 , Na + K sowie der LILE in der Schmelze.

Die SiO_2 -Gehalte der untersuchten Proben befinden sich im sauren Bereich, hauptsächlich zwischen 67- und 78% (Abb. 5.2.1b). Ein Großteil der Gesteinsproben fällt nach Cox et al. (1979) in das *Granit*-Feld. Diese SiO_2 -Anreicherung repräsentiert ein fortgeschrittenes Differentiationsstadium im Zuge der Schmelzgenese, die durch die quarzreichen Granitoide AP6

und P32 als Extrema innerhalb des Probenspektrums repräsentiert werden. Die Proben IOS8 und SYR2 sind aufgrund deutlich niedrigerer SiO_2 -Gehalte als Granodiorite zu bezeichnen. Ein Charakteristikum des untersuchten Probenspektrums sind die relativ niedrigen Gehalte an Na_2O und K_2O (nach Miyashiro (1978) besitzen sie einen subalkalischen Charakter, Abb. 5.2.1b), die jedoch eher untypisch für Spätdifferentiate sind.

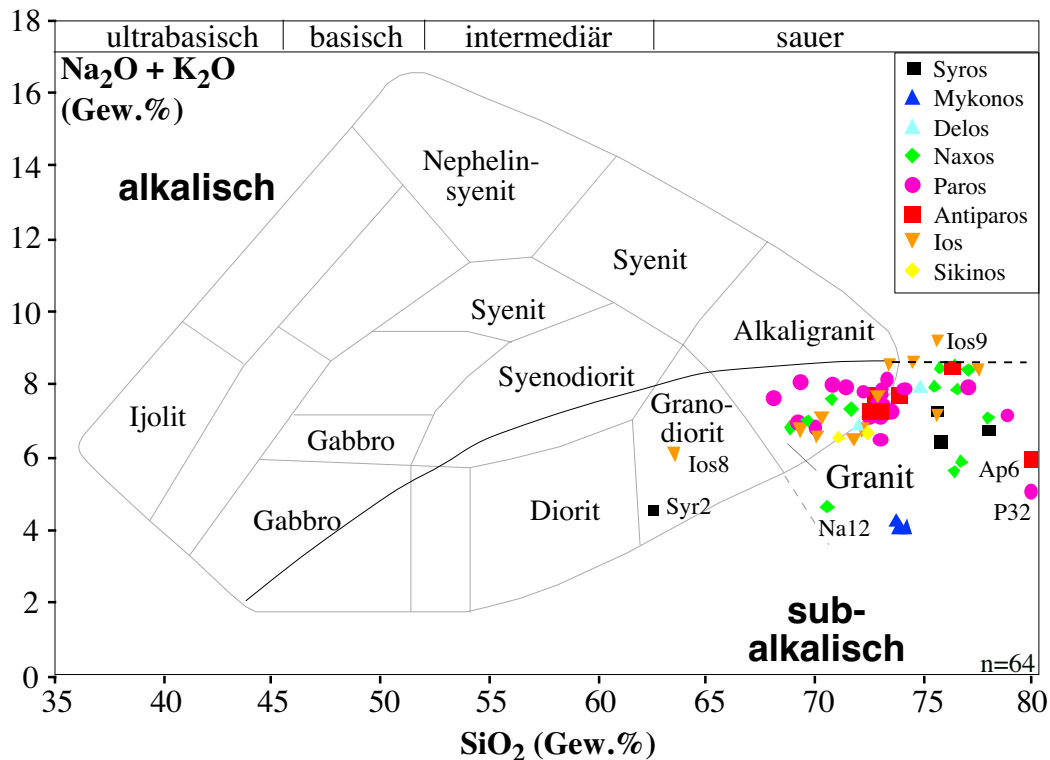


Abb. 5.2.1b: TAS-Klassifikation der Basement-Gesteine. Die Feldereinteilung beruht auf Cox (1979), die Unterscheidung alkaliner und subalkaliner Serien auf Miyashiro (1987).

In der ternären Feldspat-Klassifikation nach Barker (1979) zeigt das Gros der Proben relativ niedrige normative An-Gehalte bei etwa gleichen Teilen von Ab und Or und liegt daher überwiegend im Granitfeld. Der geringere Probenanteil kommt im Granodioritfeld zu liegen (Abb. 5.2.1c) weshalb sich auch nach diesem Klassifikationsschema die Bezeichnung *Granit* im weiteren Sinne ableiten lässt. Die Proben mit hohen Alterationsindizes (Na12, P12, P32, AP6 und IOS12) nehmen in der An-Ab-Or-Klassifikation, analog zur TAS-Darstellung, eine marginale Lage zum unalterierten Spektrum ein.

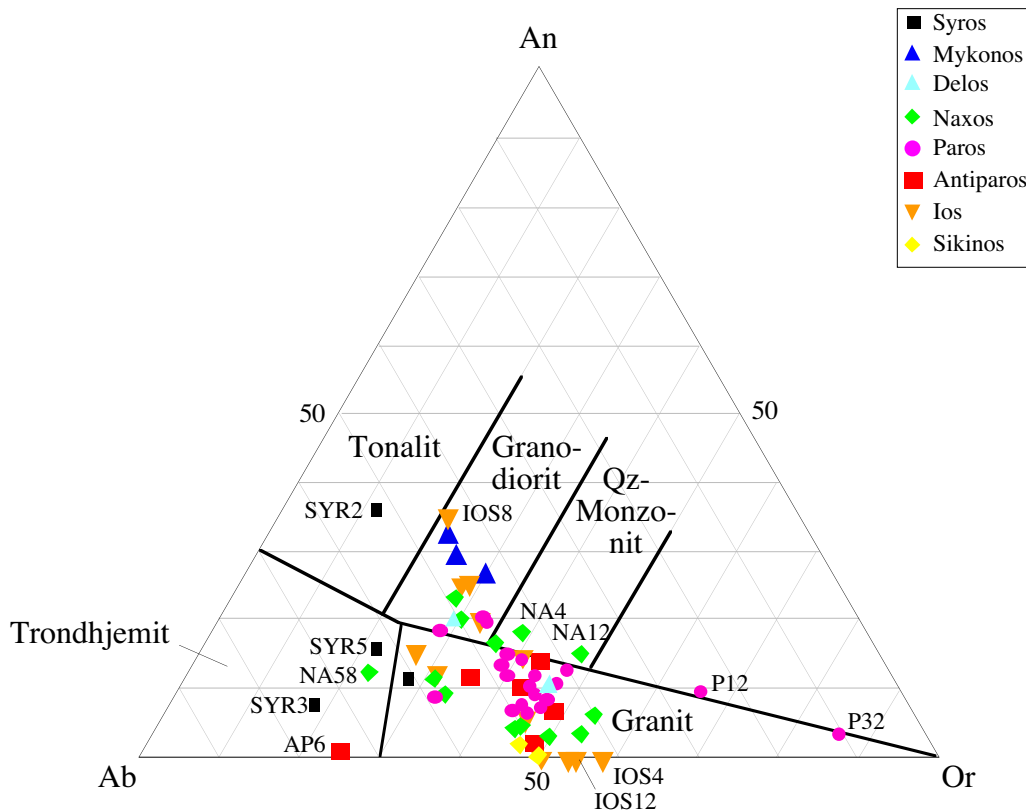


Abb. 5.2.1c: Granitoidklassifikation der Basementgneise über die normative An-Ab-Or-Zusammensetzungen (Feldereinteilung nach Barker, 1979).

Über das A/CNK-Verhältnis ($=\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, molar) lassen sich granitische Gesteine in peraluminöse ($\text{A/CNK} > 1$), metaluminöse ($\text{A/CNK} < 1$ und $\text{A} > \text{NK}$) und peralkaline Serien ($\text{A} > \text{CNK}$) differenzieren (Abb. 5.2.1d,e). Stark differenzierte, vor allem aber auch verwitterte Gesteine sind gegenüber CaO, Na₂O und K₂O durch eine Al₂O₃-Dominanz charakterisiert und kommen im oberen Teil des Diagrammes zu liegen. Die Mehrzahl der Proben besitzt mit durchschnittlichen A/CNK-Verhältnissen zwischen 1 und 1.3 peraluminen Charakter. Die verwitterten (IOS12, SIK1, SIK2), metasedimentären (NA12) und stark differenzierten leukokraten Proben (P12, P32, AP6) liegen mit Verhältnissen von > 1.5 im oberen peraluminösen Bereich.

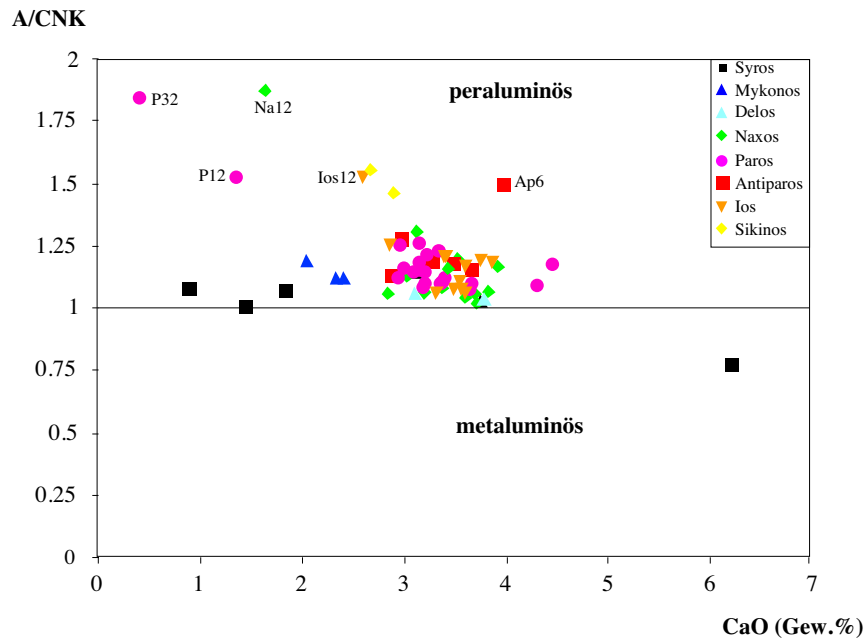


Abb. 5.2.1d: Im Variationsdiagramm A/CNK (molar) vs CaO (Gew.%) nach Shand (1947) besitzen die Basementgneise eindeutig peraluminösen Charakter, wobei da Gros der Proben S-Typ-ähnliche A/CNK-Werte von 1.1 bis 1.3 aufweist.

Die Klassifizierung erfolgt im Variationsdiagramm nach Peakock (1931) anhand des Alkali-Lime-Indexes. In dieser Darstellung kreuzt sich der Schnittpunkt der Regressionsgeraden von CaO und $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ bei einem Wert von 60, wonach das untersuchte Probenspektrum den Kalk-Alkali-Gesteinen zugeordnet werden kann.

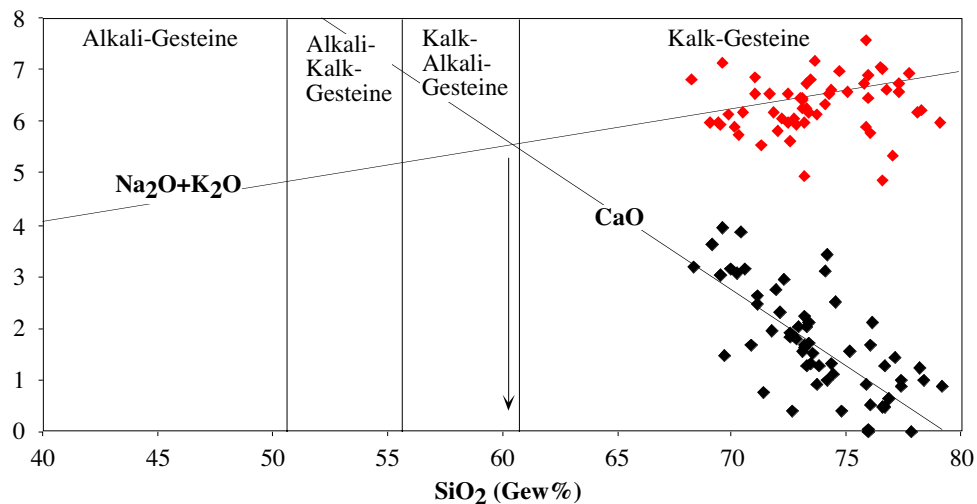


Abb. 5.2.1e: Der Alkali-Lime-Index dokumentiert mit einem Wert von 60 den kalkalkalinen Charakter der Grundgebirgsgneise.

Anhand der Verteilung von FeO, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ und MgO lassen sich tholeiitische- und kalkalkaline Differentiationstrends voneinander unterscheiden (Irvine and Baragar, 1971). Die subalkalinen, peraluminösen Granitoide des Kykladenbasements sind durch relativ hohe Na_2O - und K_2O -Gehalte bei gleichzeitig niedrigen relativen FeO- und sehr niedrigen relativen MgO-Gehalten charakterisiert. Das Probenspektrum zeichnet somit einen kalkalkalinen Differentiationstrend

nach (Abb. 5.2.1f), bei dem die Fe-Komponenten durch vorangegangene Kristallisation entsprechender Mineralphasen wie z.B. Magnetit entzogen wurden.

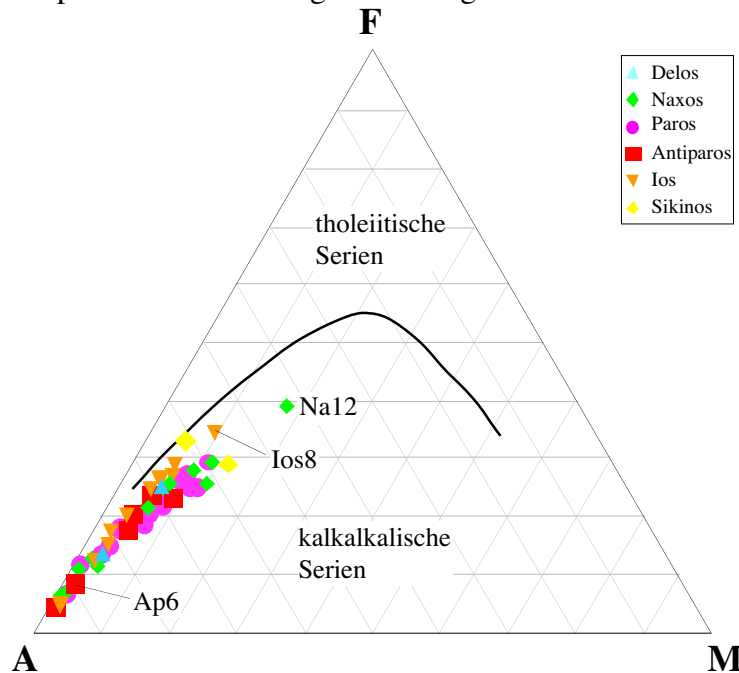


Abb. 5.2.1f: AFM-Projektion der Meta-Granite des Kykladengrundgebirges nach Irvine und Baragar (1971), Es bedeuten $A=Na_2O+K_2O$, $F=FeO+Fe_2O_3$ zurückgerechnet auf FeO, $M=MgO$ in Gewichtsprozent. Erwartungsgemäß befindet sich das gesamte Probenspektrum im Bereich kalkalkalischer Serien.

5.2.2 Haupt- und Spurenelementverteilung

Harkerdiagramme

Die Verteilung der Hauptelementoxide ist in Harkerdiagrammen (Abb. 5.2.2a-h) dargestellt. Hierin zeigen die Variationen der Oxide von Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca und P für Granite typische, negative Korrelationen mit steigenden SiO_2 -Gehalten. Wie in den vorangegangenen Variationsdiagrammen zeigen die Gesteine von Syros, Mykonos sichtbare Abweichungen vom allgemeinen Trend.

Die negativen Korrelationen zu SiO_2 dokumentieren die sukzessive Abreicherung dieser Elemente entweder durch fortschreitendem Entzug von Ti/Fe-Oxiden, Hornblende, Pyroxen, Biotit, Plagioklas und Apatit aus der Schmelzphase oder durch partielle Aufschmelzung. Die Na_2O -Konzentrationen zeigen keine eindeutige Abhängigkeit vom SiO_2 -Gehalt, was auf die gegenläufigen Prozesse von Na-Anreicherung im Zuge fortschreitender Fraktionierung einerseits und beginnender Kristallisation von Albit andererseits zurückzuführen ist. Als Folge der Anreicherung des inkompatiblen K bis zur Bildung der K-Feldspäte zeigt K_2O vs SiO_2 eine positive Korrelation. Aufgrund ihrer K_2O -Gehalte fällt die Mehrzahl der Gesteine, in den High-K/kalkalkalinen-Bereich (Abb. 5.2.2h, nach Le Maitre et al., 1989).

Analog zu den Hauptelementen korreliert auch die Mehrzahl der Spurenelemente mit dem SiO_2 -Gehalt (Abb. 5.2.2j-r). Die zu erwartenden Differentiationstrends der jeweiligen Elemente sind in den entsprechenden Diagrammen schematisch durch einen Pfeil dargestellt. Die Konzentrationen der Elemente Sc, V, Cr, Ni, Zn, Ga und Sr nehmen mit zunehmendem SiO_2 -

Gehalt erwartungsgemäß ab. Tendenziell ist dies auch bei La, Ce, Zr, Nb und Ba der Fall. Y vs SiO_2 zeigt keine eindeutige Korrelation. Wegen des diadochen Ersatzes von K durch Rb in den Kalifeldspäten wäre für Rb ein ähnlicher positiver Differentiationstrend wie bei K zu erwarten. Rb vs SiO_2 zeigt jedoch keinen eindeutigen Differentiationstrend. Da das Sr in Plagioklasen, welches das Ca an dessen Gitterplätzen ersetzt, relativ gut mit SiO_2 korreliert (negativ) scheint eine sekundäre Alteration als Ursache für den fehlenden Rb-Fraktionierungstrend nicht in Frage zu kommen: Im Dünnschliff zeigen die Plagioklase im Gegensatz zu den K-Feldspäten bereits einsetzende Alteration.

Die Haupt- und Spurenelementverteilung der basalen Kykladen-Granitoide besitzen Analogien zu magmatischen Fraktionierungs- oder Aufschmelzungsprozessen und liegen im Konzentrationsbereich der oberen kontinentalen Kruste (vgl. Weaver and Tarney, 1984). Dies belegt, im Einklang mit den petrographischen Gemeinsamkeiten und der räumlich zusammenhängenden Verteilung der Gneisvorkommen, eine kogenetische, wegen der relativ hohen Variationen jedoch nicht unbedingt komagmatische Entstehung. Für die Gneise von Mykonos und die Vari-Gneise von Syros, welche in fast allen Variationsdiagrammen eine isolierte Lage im Vergleich zu den anderen granitoiden Gneisen einnehmen, gilt dies nicht. Sie spiegeln eine separate Entwicklung wider. Die Trends der dargestellten Elemente der dem Grundgebirge zugeschriebenen Gneise von Delos, Naxos, Paros, Antiparos, Ios und Sikinos zeigen in den meisten Fällen eine mehr oder minder stark ausgeprägte Streuung, was abgesehen von der Verwitterung einiger weniger Proben, auch als partielle Aufschmelzung mit leicht differierenden Schmelzgraden einer teilweise inhomogenen sedimentären bzw. hybriden Quelle (s.u.) interpretiert werden kann. Diese Interpretation steht in Einklang mit den isotopengeochemischen Ergebnissen welche ihrerseits ebenfalls initiale Inhomogenitäten eines S-Typ-artigen Ausgangsgesteins dokumentieren (Kap. 7).

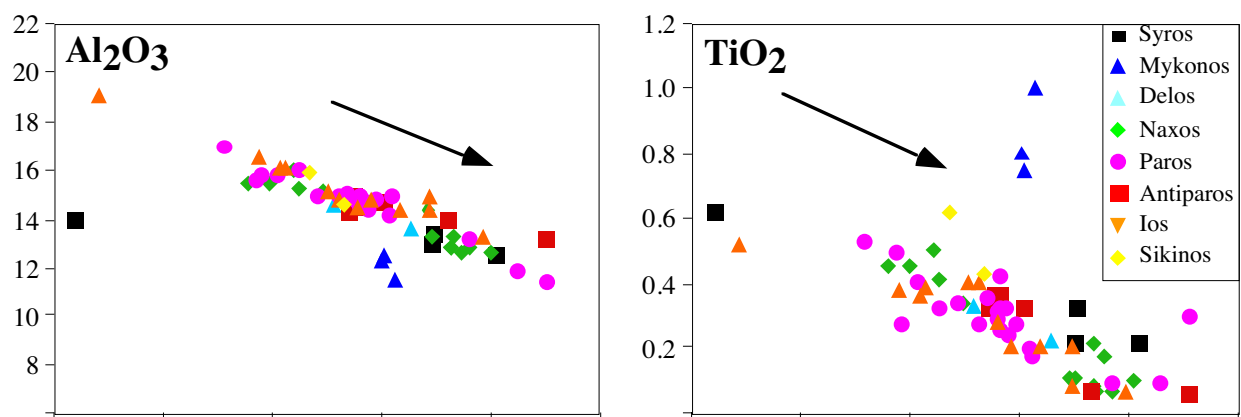


Abb. 5.2.2a, b: Harker-Diagramme der Hauptelementoxide (in Gew%) der basalen Gneiseinheiten des Kykladenkristallins. Die dargestellten Pfeile deuten die typischen Fraktionierungstrends des jeweiligen Elementes an.

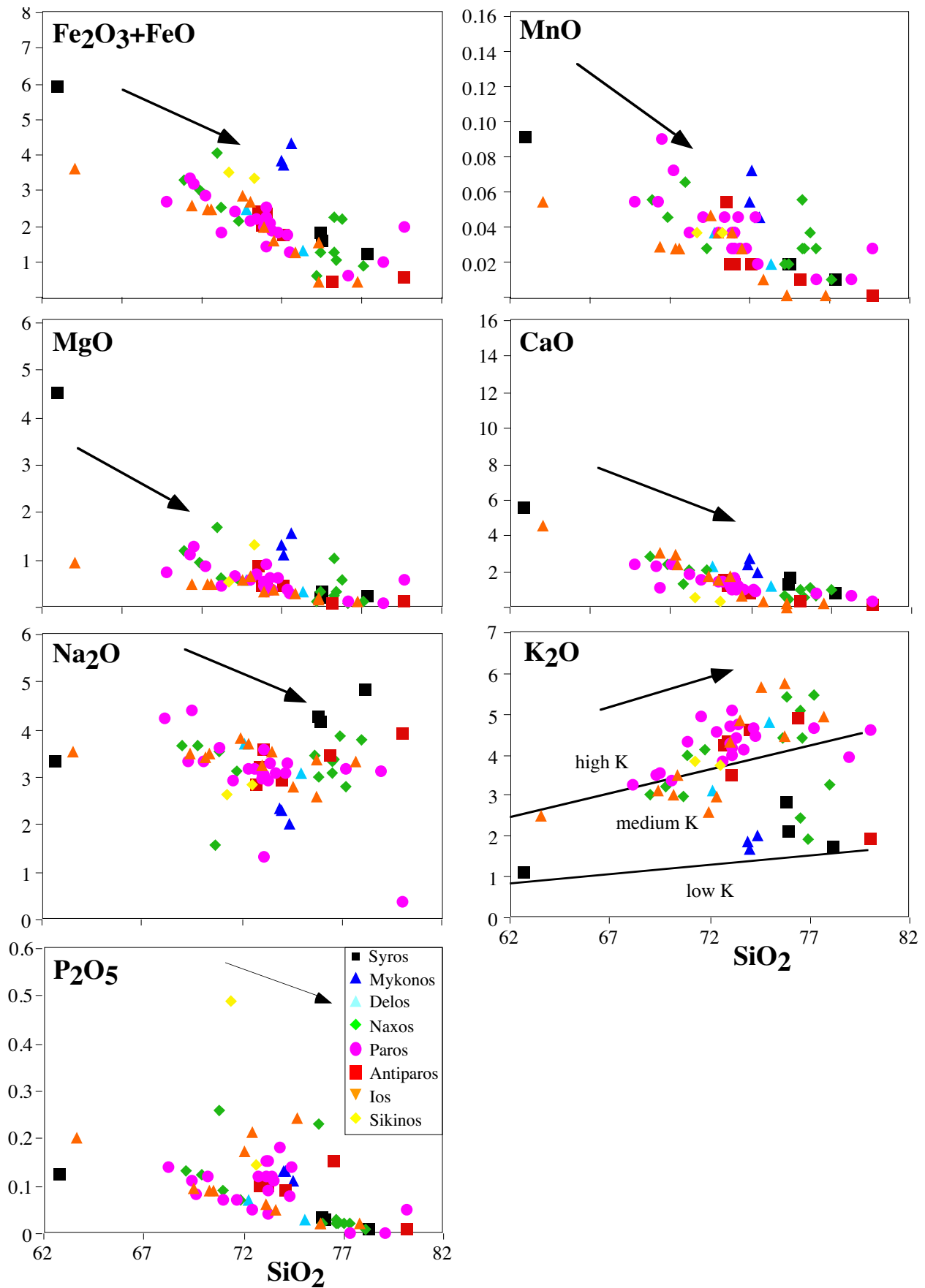


Abb. 5.2.2c-i: Harker-Diagramme der Hauptelementoxide (in Gew%) der basalen Gneiseinheiten des Kykladenkristallins. Die dargestellten Pfeile deuten die typischen Fraktionierungstrends des jeweiligen Elementes an.

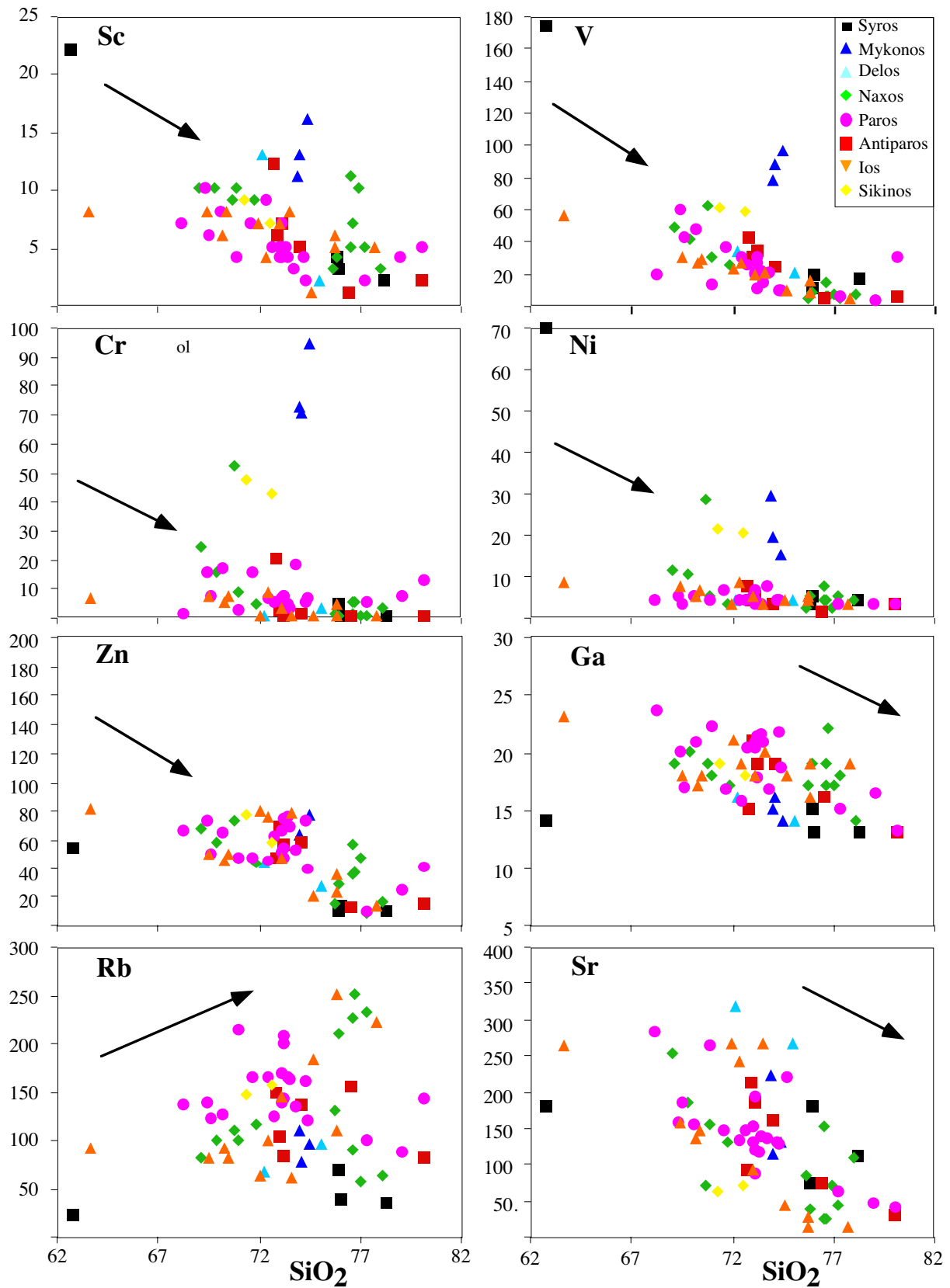


Abb. 5.2.2j-q: Harker-Diagramme der Spurenelemente (in ppm, SiO_2 in Gew%) der basalen Gneiseinheiten des Kykladenkristallins. Die dargestellten Pfeile deuten die typischen Fraktionierungstrends des jeweiligen Elementes an.

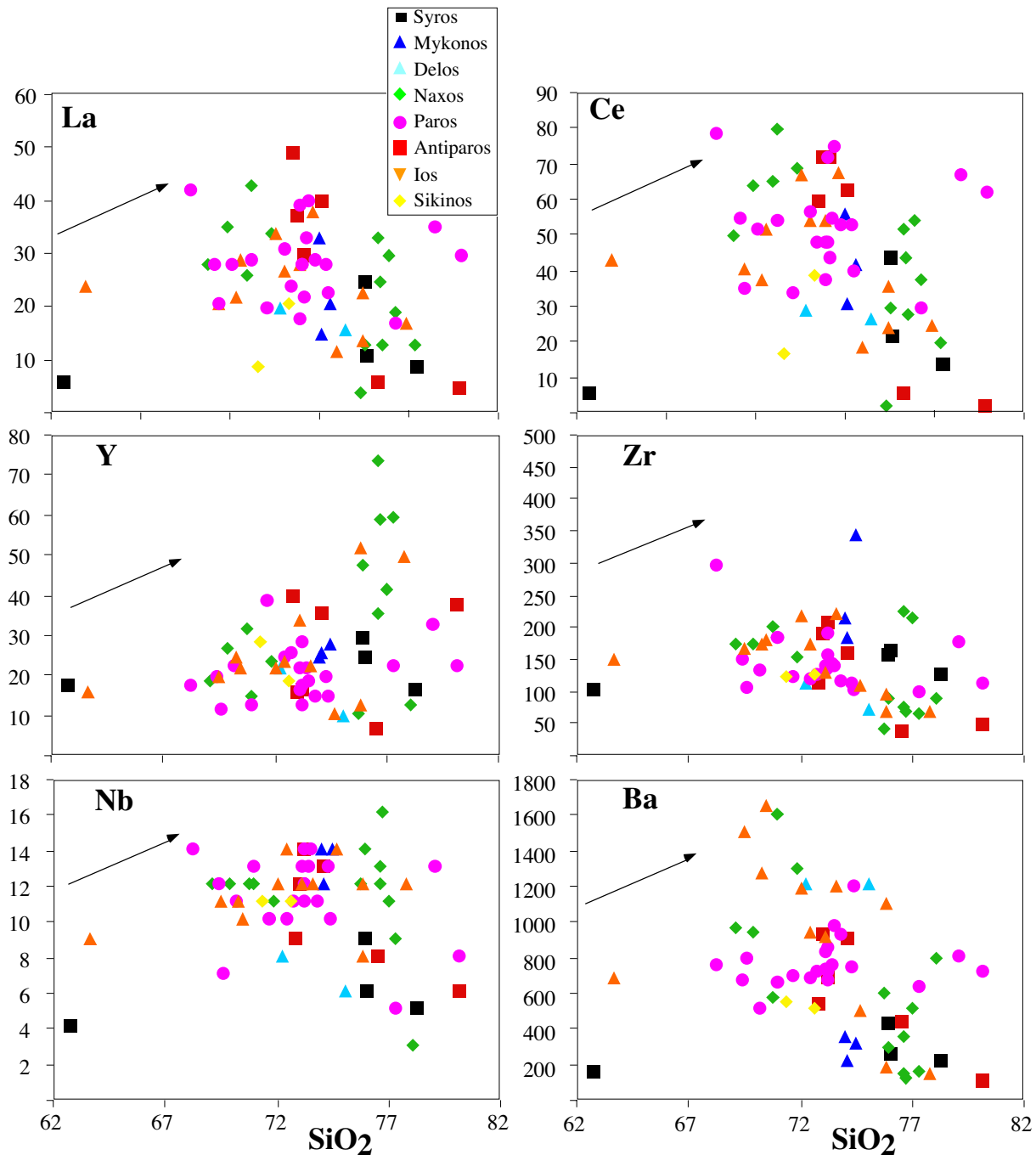


Abb. 5.2.2q-r

Multi-element-Diagramme (Spiderdiagramme)

Um eine gute Vergleichbarkeit zu vielen in der Literatur verwandten Spiderdiagrammen zu ermöglichen, wurde zur Darstellung der untersuchten Proben eine chondritbezogene Normierung gewählt. Die Verteilung der Elemente in der nach Thompson (1982) chondritnormierten Spiderdiagrammdarstellung (Abb. 5.2.2s) zeigt für die basalen Granitoide des Kykladenkristallins erwartungsgemäß an LILE angereicherte Elementsignaturen. Die Verteilung der Elemente in den Gneisen von Syros und Mykonos zeigen z.T. deutliche Unterschiede zu den Verteilungsmustern von Delos, Naxos, Paros, Antiparos, Ios und Sikinos. Allen Gesteinen

gemein ist jedoch eine starke Anreicherung der LILE Ba, Rb und K um das 20 bis 800-fache bei mäßig steiler und unregelmäßiger Abnahme der Konzentrationen bis hin zu den HFSE mit etwa 10 bis 30-fach erhöhten chondritischen Werten für Y.

Die Verteilungsmuster der granitischen Gneise von *Mykonos*, *Naxos*, *Paros*, *Antiparos* und *Ios* zeigen untereinander eine hohe Übereinstimmung in ihren Verläufen. Der Vergleich mit Durchschnittswerten der oberen Kontinentalkruste (z.B. Weaver and Tarney, 1984) weist ebenfalls große Ähnlichkeiten auf, jedoch ist ihr Verlauf geringfügig steiler. Die Elemente Ba, Rb, Th und K sind gegenüber der oberen Kruste leicht erhöht, Ti und Y ungefähr gleich. Nb, P und Ti hingegen zeigen ausgeprägte Negativanomalien und sind durch signifikant niedrigere Werte gekennzeichnet. Die Verteilungsmuster der Sikinos-Gneise zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf wie die Gneise der zuvor genannten Lokationen jedoch hebt sich die Probe SIK4 durch eine positive P-Anomalie hervor, was möglicherweise die Anwesenheit von Apatit dokumentiert, welcher im Dünnschliffanalyse jedoch nicht nachgewiesen werden konnte.

Die Gneise von *Syros* zeigen einen geringfügig flacheren Verlauf der Elemente ohne die zuvor genannten Anomalien und ähneln insgesamt ebenfalls den Signaturen der oberen und durchschnittlichen Kontinentalkruste.

Beide Gneise von Delos besitzen nahezu identische Multielement-Muster und unterscheiden sich von den Gneisen auf Mykonos, Naxos, Paros, Antiparos und Ios durch deutlich höhere Ba-Konzentrationen und dem Fehlen der negativen Sr-Anomalie. Bis auf geringfügig niedrigere Nb- und P-Konzentrationen weisen auch sie ähnliche Verteilungsmuster wie die kontinentale Kruste auf.

Generell zeigen die Elementsignaturen der Granitoide von Mykonos, Naxos, Paros, Antiparos Ios und Sikinos eine hohe Übereinstimmung zueinander und eine geringfügige Anreicherung der LILE verglichen mit der oberen kontinentalen Kruste (Abb. 5.2.2s). Die Delos-Gneise unterscheiden sich vom Gros der Proben durch fehlende Ba- und Sr-Anomalien, entsprechen jedoch abgesehen davon dem Verlauf der zuvor genannten. Die Syros-Gneise heben sich, ähnlich wie in allen vorangegangenen Variationsdiagrammen, auch in den Multielementdiagrammen vom übrigen Probenspektrum ab und dokumentieren so ihre eigenständige Entwicklung.

Zusammenfassung

Die geochemischen Trends und Multielement-Diagramme der basalen Granitoide des Kykladenkristallins zeigen für die Inseln Delos, Naxos, Antiparos, Paros, Ios und teilweise auch Sikinos ähnliche oder identische Trends und Verteilungsmuster und dokumentieren so eine kogenetische (im Sinne einer gemeinsamen Quelle und des gleichen Geneseprozesses), jedoch nicht zwangsläufig eine komagmatische Entwicklung.

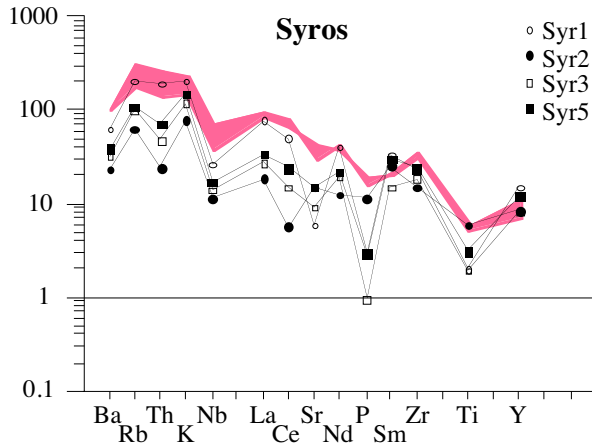
Es kann daher gefolgert werden, dass die basalen Gneis-Einheiten von Delos, Naxos, Antiparos, Paros, Ios und teilweise auch Sikinos derselben geologischen Formation, dem Kykladen-Grundgebirge, angehören.

Die Elementverteilung in den Gneisen von Syros und Mykonos belegt dagegen eine eigenständige Genese, welche nicht mit dem das übrige Probenspektrum hervorgebrachte Orogenevent in Verbindung steht.

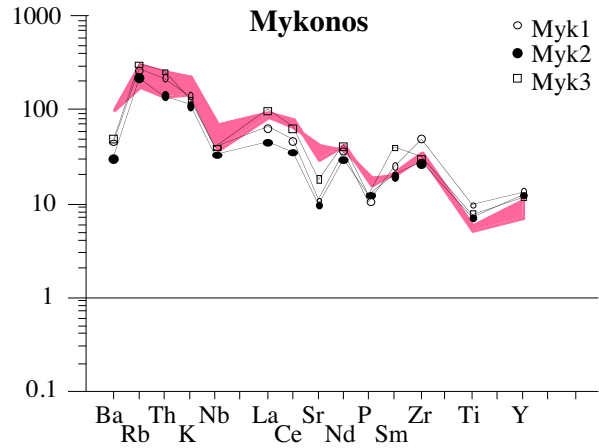
Die starke Anreicherung der LILE bei gleichzeitig geringen HFSE-Konzentrationen und die deutlich negativen Nb-, Ca-, Sr und Ti-Anomalien sprechen für eine hohe Beteiligung kontinentaler Kruste bei der Magmenbildung.

Die überwiegend gut ausgeprägten Trends von Haupt- und Spurenelementen in den Harker-Diagrammen ähneln denen von Differentiationsprozessen. Die z.T. höheren Variationen der Haupt- und Spurenelemente sprechen für einen AFC-Genese-prozeß, da eine Assimilation von Nebengestein eine gewisse Kontamination und somit größere Variationen der Elementgehalte zur Folge haben kann. Andererseits lassen sich die Variationen auch durch partielle Aufschmelzung einer nicht vollständig homogenisierten, überwiegend sedimentären Quelle interpretieren. Hierfür sprechen zudem die im Vergleich zur durchschnittlichen kontinentalen Kruste erhöhten LILE-Konzentrationen, die Variationen in der Sr- und Nd-Isotopie und die Existenz alter, ererbter Zirkone innerhalb des gesamten Probenspektrums (Kap. 6 und 7). Die zuvor genannten Eigenschaften wären im Falle eines AFC-Prozesses in einer SiO₂-reichen, hochviskosen Schmelze aber eher auf die marginalen Zonen des Plutons im Kontakt zum Nebengestein beschränkt. Die zentraleren Bereiche würden tendenziell eine höhere Homogenität aufweisen, was jedoch nicht beobachtet werden konnte.

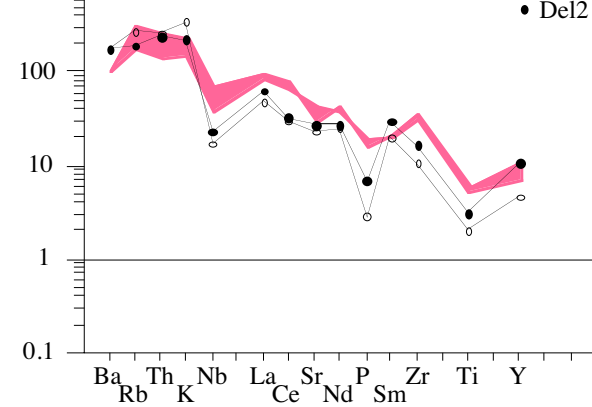
rock/chondrites



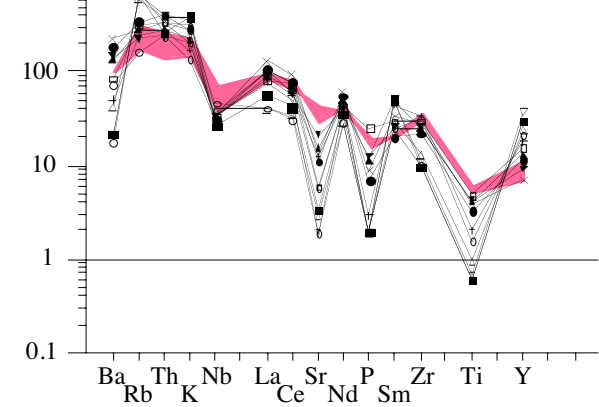
rock/chondrites



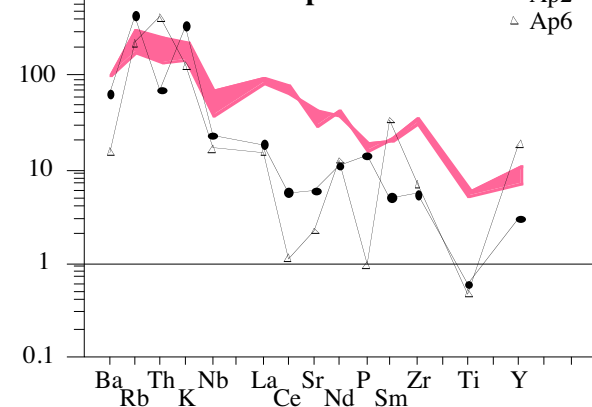
rock/chondrites



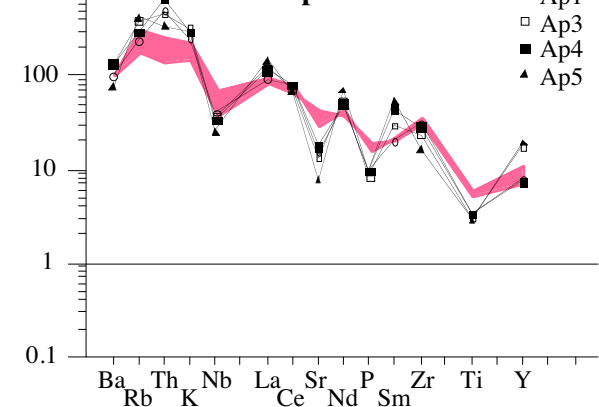
rock/chondrites



rock/chondrites



rock/chondrites



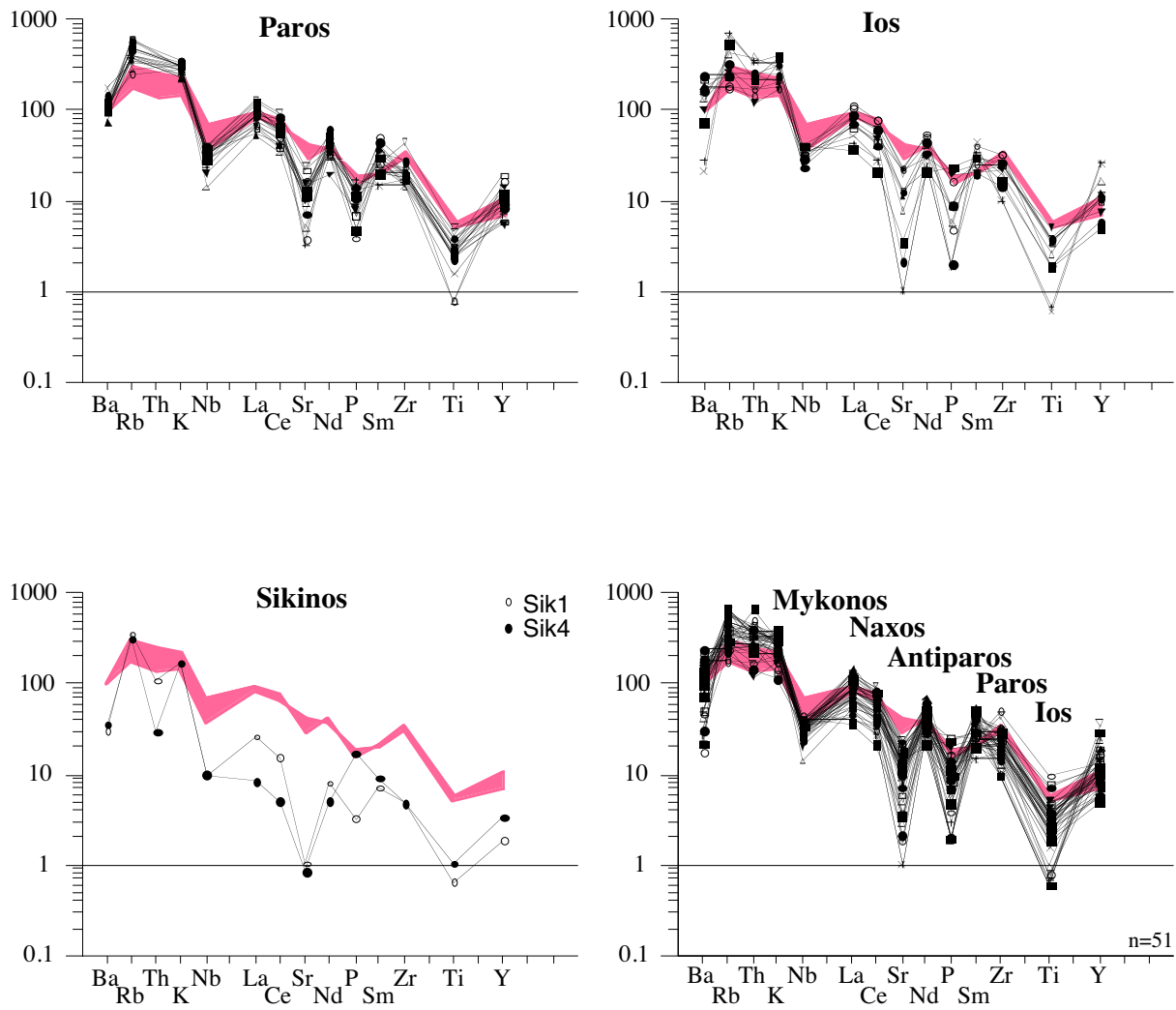


Abb. 5.2.2s: Multielement-Diagramme der granitischen Gneise der basalen Kykladenkristallin-Einheiten. Die Analysedaten wurden auf chondritische Werte nach Thompson (1982) normiert. Farbig hinterlegt ist der Bereich der oberen und der gesamten Kruste dargestellt (basierend auf Taylor & McLennan, 1981 und Weaver & Tarney (1984).

6. Altersbestimmungen an Zirkonen

Die in dieser Studie durchgeführten Datierungen wurden an ausgesuchten Einzelzirkonen unter Anwendung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsmethode nach Kober (s. Kap.4) vorgenommen.

Ziel der Zirkonanalysen ist es, das magmatische Bildungsalter der granitoiden Gneise des Grundgebirges der zentralen Kykladen zu bestimmen. Aus diesem Grund wurden soweit möglich ausschließlich idiomorphe, klare, möglichst schwach gefärbte, einschlußfreie Zirkone mit magmatischem Habitus ohne Abrasionsspuren (wie z.B. Kantenrundungen) selektiert. Derartige Körner repräsentieren am ehesten ein Wachstum während der letzten Schmelzphase. Abradierte und/oder stark gefärbte Zirkone sind das Ergebnis von Transport und radiogen bedingten Gitterfehlstellungen, was auf höhere Alter hindeutet. Erfahrungsgemäß korreliert die Intensität der Färbung mit dem Alter und/oder der U-Konzentration positiv. Die Mindestlänge der selektierten Zirkone betrug entlang der kristallographischen C-Achse i.d.R. mehr als 150µm, wobei generell dicke Körner favorisiert wurden, um Material mit eventuellem Pb-Verlust der oberflächennahen Zonen zu minimieren. Aufgrund dieser Fraktionierung der Zirkonpopulationen sind quantitative Aussagen über das Verhältnis primärer und ererbter Anteile nur eingeschränkt möglich. Insgesamt wurden 238 Einzelzirkonanalysen an den Grundgebirgseinheiten von Samos, Syros, Mykonos, Delos, Naxos, Paros, Antiparos, Ios, Sikinos und Santorin durchgeführt (s. Tab. 2, Anhang). Von den jeweils zur Datierung herangezogenen Zirkonpopulationen wurden stellvertretend die häufigsten, bevorzugt magmatischen Kornmorphologien mittels Rasterelektronenmikroskopie (REM) und Kathoden-Lumineszenz (KL) dokumentiert.

Nachfolgend werden die Altersbestimmungen an den Grundgebirgseinheiten der zentralen Kykladen der Reihe nach von den nördlichen Inseln zu den südlichen hin diskutiert. Die Probenlokationen sind aus den jeweiligen geologischen Karten in Kapitel 2 zu entnehmen.

6.1 Samos

Die Gneisprobe Samos109 stammt von einer tektonische Schuppe im SW der Insel. Dieser feinkörnige, stark deformierte granitoide Gneis zeichnet sich durch eine ausgeprägte Zirkonarmut aus. Die Mehrzahl der untersuchten Zirkone zeigt klar zonierte Anwachssäume, mittel- bis langprismatischen, selten kantengerundeten Habitus, ist farblos, klar und mißt entlang der kristallographischen C-Achse 150-300 µm. Bei den Flächen dominieren 110- gegenüber 100-Flächen und die 101- sind größer als die 211-Flächen. Nach der Klassifikation von Pupin & Turco (1975) entspricht die Mehrzahl der untersuchten Körner dem S5-Typ. Sowohl Morphologie als auch innere Zonierung sprechen für ein magmatisches Wachstum der untersuchten Zirkone.

Von der Probe Samos109 wurden 12 Einzelzirkone datiert (Tab. 2, Anhang). Die gemessenen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse der analysierten Zirkone zeigen 2 diskrete Peaks (Abb. 6.1.2). Hierbei ergeben 5 Körner ein übereinstimmendes mittleres Alter von 204 ± 4 Ma, welches als

magmatisches Formationsalter des granitoiden Gneisprotolithen interpretiert wird. Drei andere Körner bilden einen Alterspeak bei 304 ± 8 Ma. Desweiteren variieren 4 weitere Körner von 250 ± 11 Ma bis 977 ± 5 Ma. Diese Zirkone werden alle als ererbt erachtet.

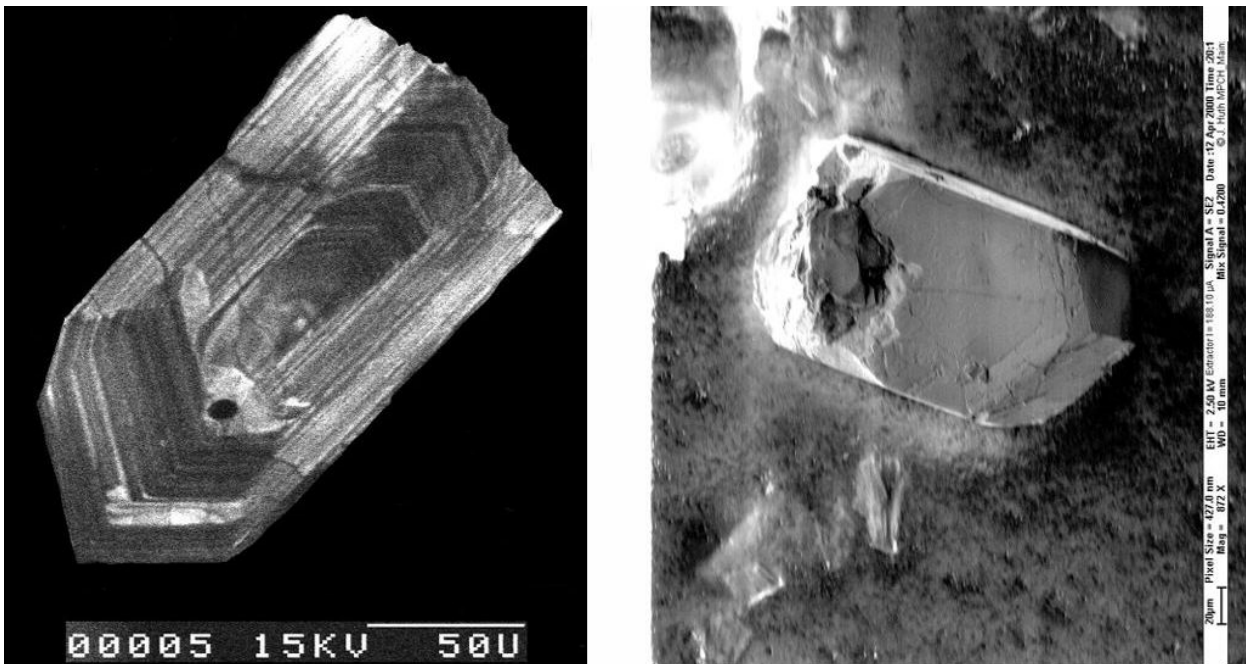


Abb. 6.1.1: Kathodenlumineszenz- (KL, links) und Rasterelektronenmikroskop-Aufnahme (REM, rechts) typischer Vertreter der datierten Zirkonpopulation von "Samos 109" belegen ein magmatisches Zirkonwachstum.

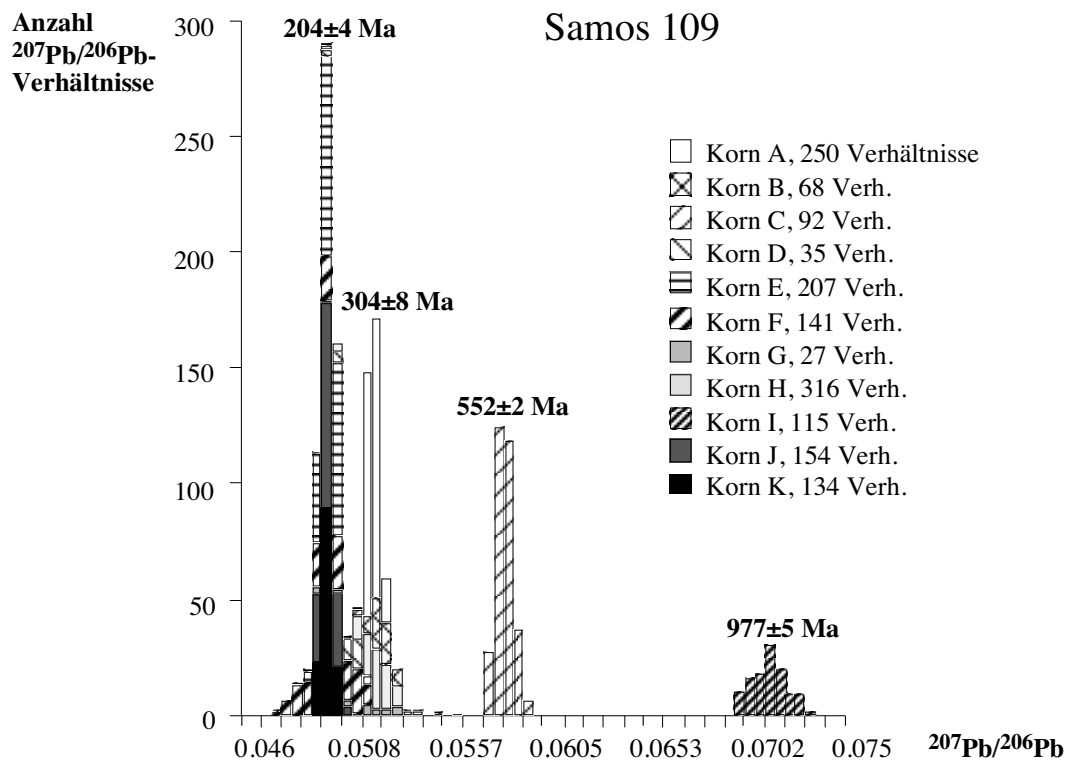


Abb. 6.1.2: Die Verteilung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse der analysierten Zirkone des Gneises Samos109 zeigt zwei diskrete Alters-Populationen von 204 ± 4 Ma und 304 ± 8 Ma sowie ererbte Körner von 552 und 977 Ma.

6.2 Syros

Der auf seine Zirkonalter hin untersuchte Gneis von Syros stammt aus der sog. Vari-Gneiseinheit. Dieser Gneis ist durch sehr geringe Zirkongehalte von kleinem Ausmaß charakterisiert, was die Ausbeute interpretierbarer Altersdaten deutlich einschränkt.

Die untersuchten Zirkone der Gneisprobe SYR5 messen zwischen 150 μm und 220 μm , sind farblos oder milchig trüb und zeigen gerundete Kanten und Spitzen (Abb. 6.2.1, rechts). Die interne Struktur der die datierte Population stellvertretenden Körner zeigt einen gleichmäßigen Zonarbau, der gelegentlich von anderen Mineraleinschlüssen und reliktschen älteren Körnern unterbrochen wird (Abb. 6.2.1, links). Dieser Zonarbau ist charakteristisch für magmatisches Wachstum.

Zwei derartige Zirkone liefern ein Alter von 216 ± 26 Ma als best mögliche Approximation (Abb. 6.2.2). Aufgrund der abgerundeten Kornmorphologie, die als Folge sedimentären Transportes angesehen wird und der geringen statistischen Sicherheit, ist es schwierig, dieses Alter richtig zu interpretieren. Da es sich um einen Paragneis handelt, stellen die datierten Körner möglicherweise eine ererbte Komponente dar, sodaß dieses Alter lediglich als Maximal-Alter interpretiert werden sollte.

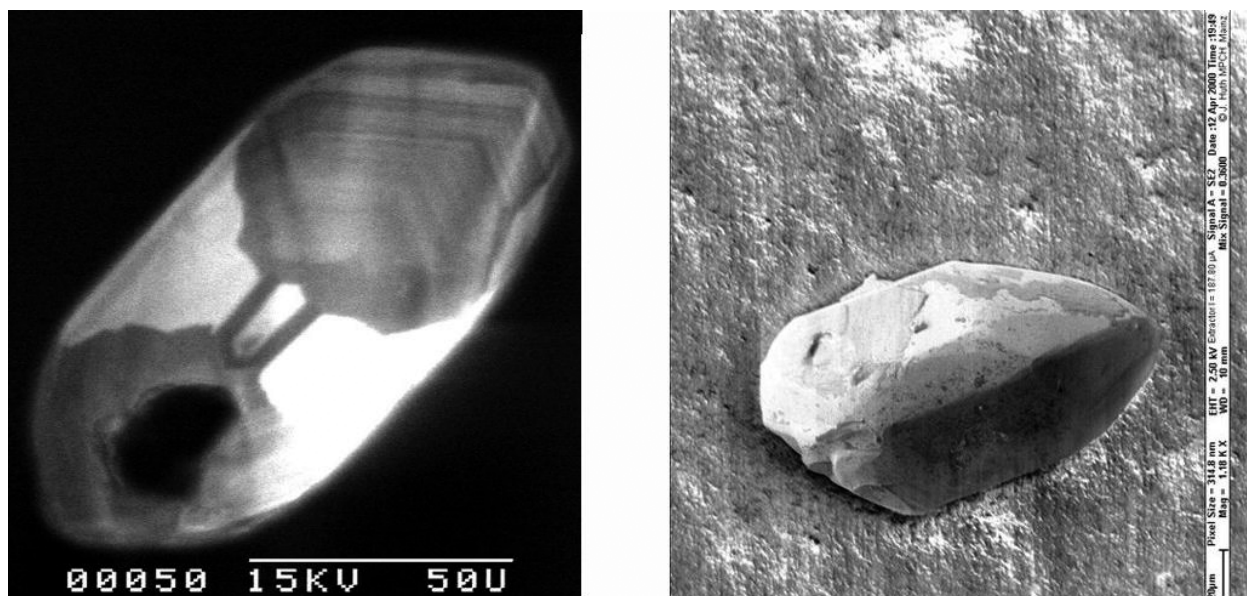


Abb. 6.2.1: KL- (links) und REM-Aufnahmen repräsentativer Zirkone des Paragneises SYR5 zeigen häufig oszillierende zonierung und selten eine ungestörte Zonierung. Eine schwach ausgeprägte Abrasion der Kanten und Spitzen deutet einen sedimentären Transport an .

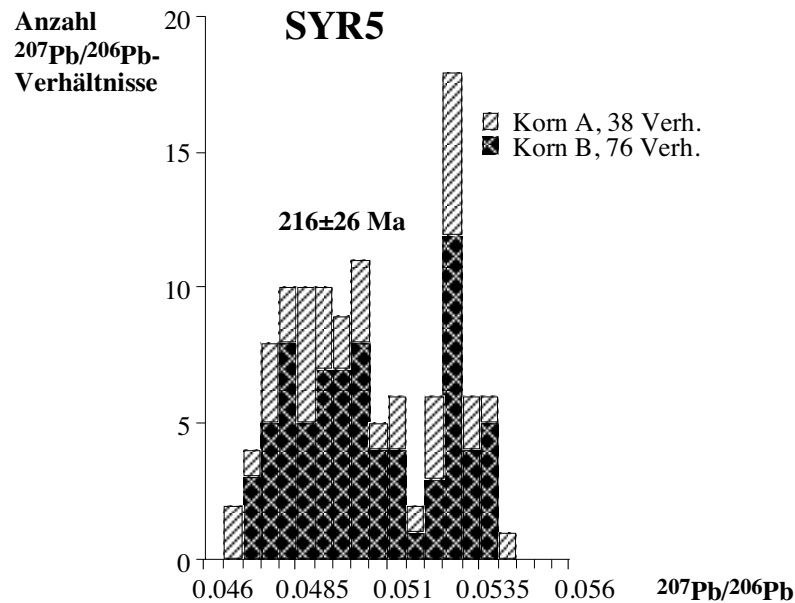


Abb. 6.2.2: Die Verteilung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse der Probe SYR5 zeigt eine hohe, bimodale Streuung, welche auf der geringen Signal-Intensitäten während der Messung beruht. Das gemittelte Alter beinhaltet für sich gesehen keinerlei geologische Relevanz, zeigt jedoch im Mittel eine im Fehlerbereich liegende Übereinstimmung mit U-Pb SHRIMP-Datierungen von Key (1998). Die Einzel“peaks“ liegen bei ca 180Ma und 300Ma

6.3 Mykonos

Der auf sein Formationsalter hin untersuchte Gneis von Mykonos stammt aus einer z.T. stark gescherten Wechsellagerung von feinkörnigen, biotitreichen Gneisen und unterschiedlichen Metasedimenten.

Die Größe der datierten Zirkone des Gneises MYK1 variiert zwischen 150 μm und 300 μm . Die meisten Körner sind schwach rötlich, milchig trüb oder farblos und zeigen meist einen idiomorphen Habitus mit einer schwachen Abrasion der Kanten und Spitzen (Abb. 6.3.1, rechts). Nach Pupin & Turco (1975) gehört die Mehrzahl der untersuchten Körner dem S7-Morphotyp an. Der gleichmäßige Zonarbau derartiger Körner repräsentiert ein magmatisches Wachstum.

Die resultierenden Alter der gemessenen Zirkone dieses Gneises zeigen eine auffällige, bimodale Verteilung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse mit korrespondierenden Altern von 309 ± 12 und 466 ± 5 Ma. Das karbonische Alter von 309 Ma ist innerhalb des Fehlers identisch mit dem der Orthogneise von Paros, Antiparos, Naxos, Ios und Sikinos (s.u.). Ein ererbtes Korn besitzt ein Alter von 1792 ± 1 Ma. Da keine jüngeren Zirkone identifiziert werden konnten, beläuft sich das Maximalalter dieses Gneises auf 309 ± 12 Ma. Das Auftreten der älteren Zirkonpopulationen dokumentiert einen Anteil an mehreren wiederaufgearbeiteten älteren Krustenkomponenten, dessen Liefergebiete ca. 310 Ma, 400 Ma und älter sind.

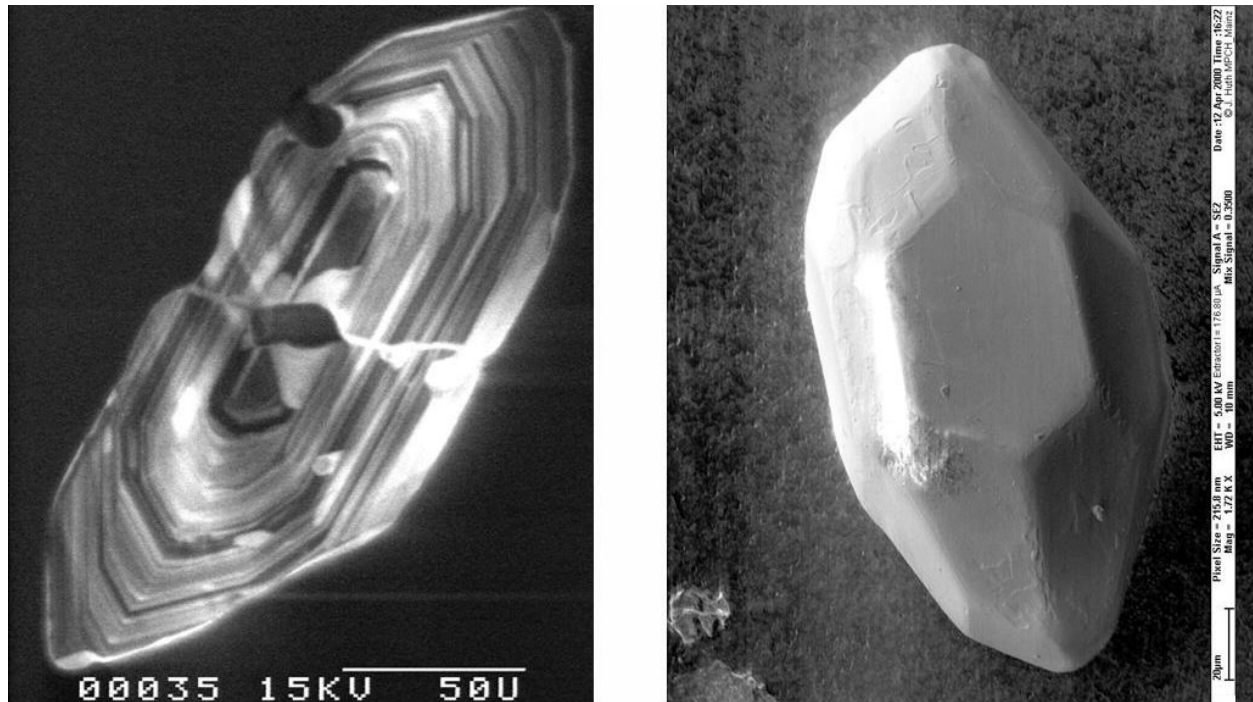


Abb. 6.3.1: KL- und REM-Aufnahmen repräsentativer Zirkone des Paragneises MYK1 zeigen magmatischen Zonarbau (links) ohne erkennbare Abrasion der Kanten und Spitzen (rechts).

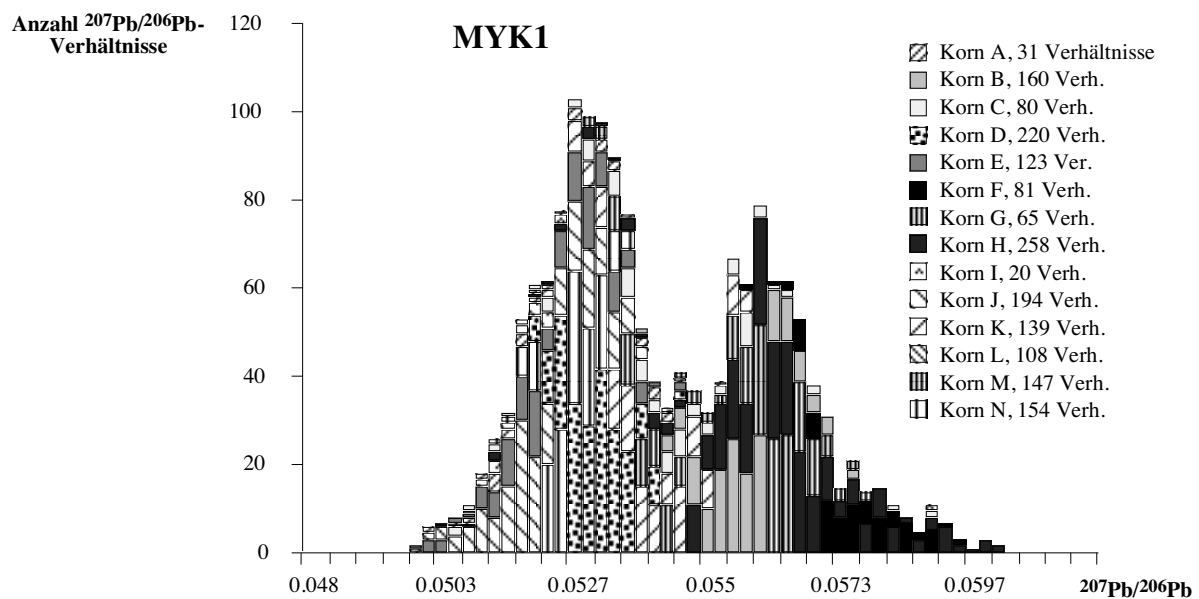


Abb. 6.3.2: Die Verteilung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse von 14 evaporierten Einzelkörnern der Paragneis-Probe MYK1 zeigt eine bimodale Altersverteilung mit Altern um 300 Ma und 470 Ma. Ein Korn zeigt ein höheres Alter von ca. 520 Ma bei einem sehr hohen Fehler.

6.4 Delos

Von der Insel Delos wurden zwei feinkörnige Gneis-Proben einer kleineren Gneisschuppe im NW der Insel datiert (s. geol. Karte Kap. 2), welche einen stark deformierten Teil des granitischen Gneises darstellt.

DEL1

Die Zirkone des Gneises DEL1 zeigen eine homogene Kornmorphologie. Die Korngrößen variieren von 250 μm bis 400 μm . Alle untersuchten Körner besitzen eine rötliche Färbung, sind klar und frei von Einschlüssen. Sie zeichnen sich durch einen langprismatischen, idiomorphen Habitus ohne Abrasionsspuren aus. Nach Pupin & Turco (1975) sind sie dem S10-Typ zuzuordnen (Abb. 6.4.1, rechts).

Die innere Struktur zeigt einen gleichmäßigen Zonarbau, der charakteristisch für magmatisches Wachstum ist, reliktsche ältere Kerne konnten nicht identifiziert werden.

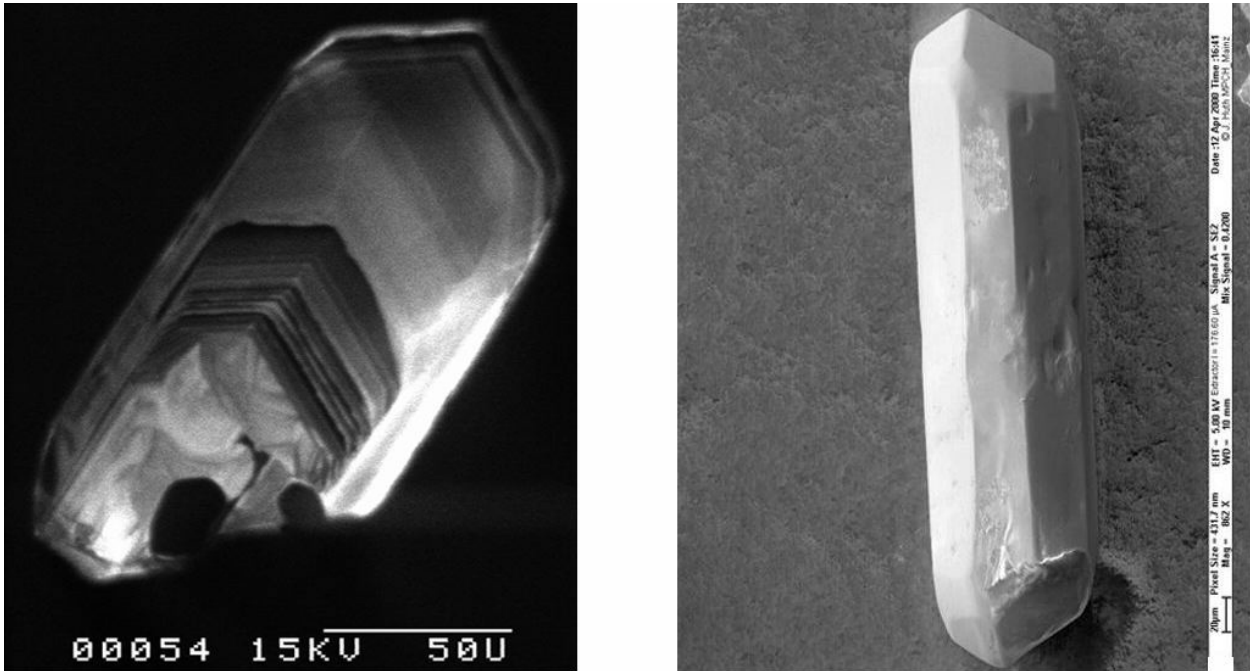


Abb. 6.4.1: KL- und REM- Aufnahme repräsentativer Zirkone des feinkörnigen Augengneises DEL1. Sowohl Morphologie (rechts) als auch innerer Zonarbau (links) belegen magmatisches Wachstum. Die resultierenden Alter wurden daher als Intrusionsalter interpretiert.

Fehlende Hinweise auf sedimentären Transport sowie der magmatische Habitus der datierten Körner unterstützen die Interpretation des resultierenden Alters als *Intrusionsalter* des granitischen Gneisprotolithen. Von diesem Gneis wurden insgesamt 14 Körner datiert. Davon liefern 12 Körner ein sehr präzises mittleres Alter von 299 ± 3 Ma (Abb. 6.3.2, links). Außer dieser homogenen Altersgruppe wurden 2 Körner mit 724 ± 10 Ma und 1257 ± 3 Ma nachgewiesen, die eine ererbte Komponente darstellen.

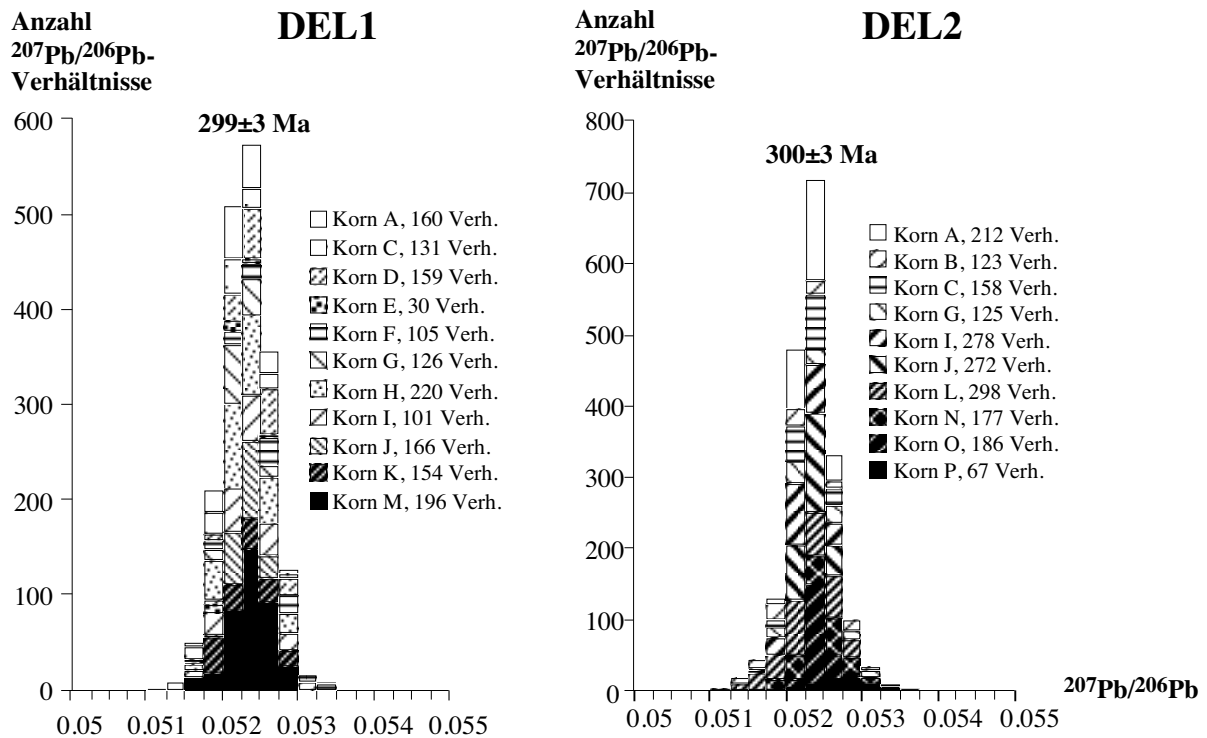


Abb. 6.4.2: 11 Einzelzirkonmessungen des Orthogneises DEL1 ergeben ein mittleres Alter von 299±3 Ma (links). Der Orthogneis DEL2 (rechts) zeigt ein identisches Alter von 300±3 Ma, gemittelt aus 10 evaporierten Einzelkörnern.

DEL2

Die analysierten Zirkone des Orthogneises DEL2 messen zwischen 250 µm und 540 µm, sind in Form, Farbe und Habitus nahezu identisch mit denen des Orthogneises DEL1. Sie zeigen in einigen wenigen Fällen schwach wellige Kristallflächen, was wahrscheinlich auf den hohen Deformationsgrad dieses Gneises zurückzuführen ist. Die Abrasion von Kanten und Pyramidenspitzen tritt bei der analysierten Population sehr selten auf. KL-Aufnahmen ausgewählter Körner zeigen oft ungestörte, magmatische Zonierung, reliktsche Kernbereiche älterer, überwachsener Zirkone konnten nicht identifiziert werden. Die Mehrzahl der Körner entsprechen Pupin & Turcos Morphotyp S10 (Abb. 6.4.3). Die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse von 10 analysierten Einzelzirkonen ergeben ein mit DEL1 im Fehler übereinstimmendes Alter von 300±3 Ma (Abb. 6.4.2, rechts). Dieses Alter wird als Intrusionsalter des granitischen Gneisprotolithen interpretiert.

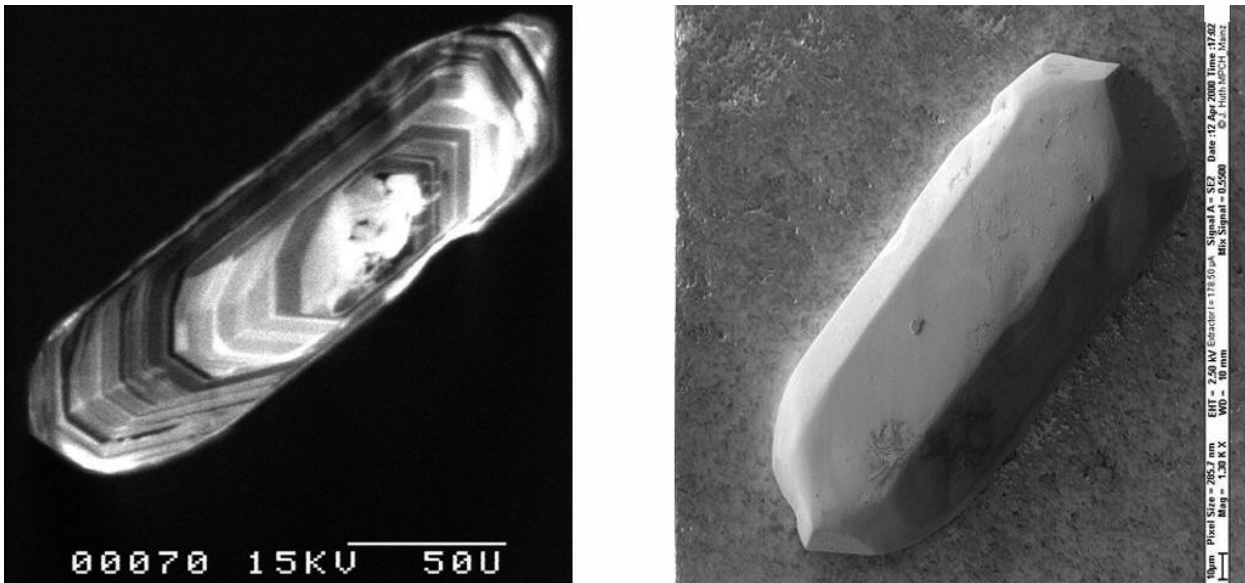


Abb. 6.4.3: KL- und REM-Aufnahmen stellvertretender Zirkone der datierten Population des Orthogneises DEL2 demonstrieren ein magmatisches Wachstum. Die resultierenden Alter stellen das Intrusionsalter des Gneisprotolithen dar.

6.5 Naxos

Von der Insel Naxos wurde eine Gneis-Probe aus dem zentralen Gneiskomplex auf ihr Formationsalter datiert.

Die untersuchten Zirkone des schwach deformierten granitischen Gneises NA28 variieren in ihrer Größe von 220 μm bis 380 μm . Morphologie und interner Zonarbau von Zirkonen aus derselben geologischen Einheit sind bei Reischmann (1998) eingehend beschrieben. Generell gleichen sie denen der Insel Delos. Sie besitzen einen langprismatischen idiomorphen Habitus, sind klar, schwach rosa gefärbt, frei von Einschlüssen und zeigen keinerlei Abrasionsspuren an Kanten und Spitzen.

Von diesem feinkörnigen, schwach deformierten Gneis konnten insgesamt 16 Körner datiert werden. 5 Körner variieren in ihren Altern von 316 ± 13 Ma bis 410 ± 7 Ma. 11 Körner besitzen ein mittleres Alter von 298 ± 5 Ma (Abb. 6.5.1 zeigt davon 9 ausgewählte Körner).

Aufgrund ihrer morphologischen- und internen Struktur werden die Zirkone der jüngsten Altersgruppe als magmatisch gewachsen, und ihr Alter von 298 ± 5 Ma als magmatisches Entstehungsalter des Gneisprotolithen interpretiert werden. Die jüngeren Alter von 270 Ma (Reischmann, 1998) konnten nicht verifiziert werden.

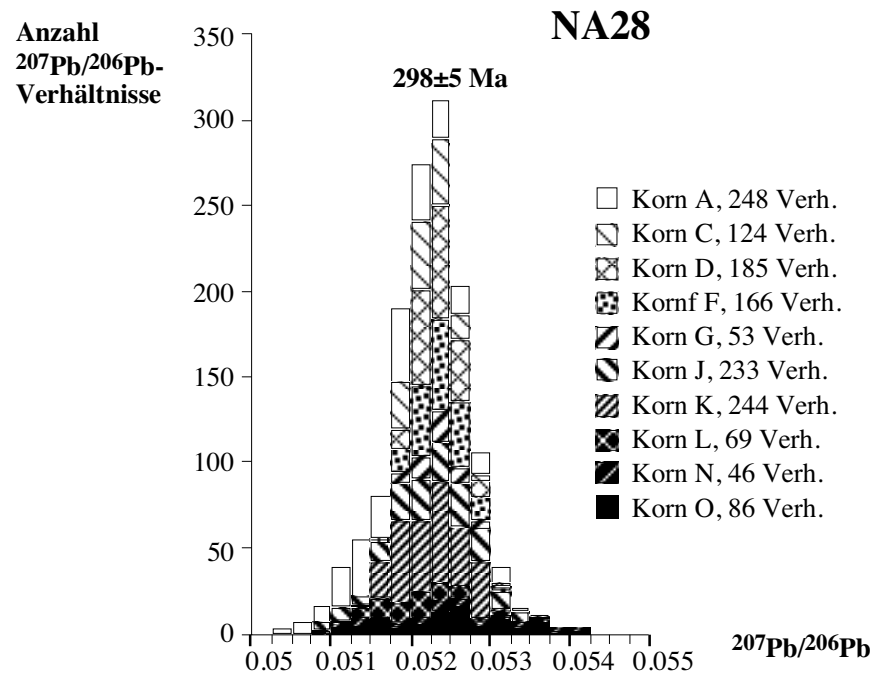


Abb. 6.5.1: Die Verteilung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse von 9 Einzelzirkonmessungen des Gneises NA28 ergeben ein Intrusionsalter von 298 ± 5 Ma.

6.6 Paros

Der Orthogneiskomplex der Insel Paros bildet die unterste Einheit und tritt an zahlreichen Lokalitäten über die gesamte Insel hinweg zutage (s. geol. Karte Kap.2). Von den größten zusammenhängenden Gneiseinheiten wurden insgesamt 7 Proben datiert. Bei dem nahezu undeformierten Granit P1 aus dem NE von Paros, nahe Naoussa, handelt es sich aufgrund der Geländebeziehungen um eine jüngere Intrusion in den Orthogneiskörper. Auf den benachbarten Inseln Mykonos, Delos und Naxos wurden ähnliche Granit-Intrusionen als Miozän (Key, 1998) datiert.

P1

Die analysierten Zirkone des Graniten P1 sind im Gegensatz zu denen des umgebenden Orthogneiskörpers meist farblos oder klar und messen zwischen 220 µm und 600 µm. Sie besitzen einen langgestreckten idiomorphen Habitus. Unter dem Binokular konnten bei einigen wenigen Körnern ältere Kerne aufgrund einer dunkleren Färbung identifiziert werden.

Von diesem Gneis wurden insgesamt 12 Einzelzirkone datiert. Die resultierenden Alter variieren deutlich und kulminieren in mehreren Alterspopulationen (s. Abb. 6.6.2). Zwei Peaks liegen bei etwa 300 und 278 Ma, eine jüngere Altersgruppe bei 194 Ma. Die jüngste Altersgruppe liegt im Mittel bei ca. 100 Ma mit einem durch schlechte Signalausbeute verursachten hohen Fehler. Zwei noch jüngere Körner ergeben Alter von 62 Ma und 69 Ma. Bei diesen führen jedoch hohe "common lead"-Korrekturen zusammen mit sehr niedrigen Meßsignalen zu schlecht abschätzbaren, hohen Fehlern. Diese Alter können lediglich als Hinweis auf eine noch jüngere Zirkonpopulation interpretiert werden.

Eine absolute Datierung dieses Gneises ist aufgrund der hohen Variation der gemessenen Alter nicht möglich. Es lassen sich jedoch folgende Rückschlüsse aus der Verteilung der erhaltenen Alter ziehen:

1. Die Alter von 194 Ma bzw. 300 Ma konnten innerhalb ihrer Fehler an den Orthogneisen von Syros, Samos und Naxos, Paros, Antiparos, Ios und Sikinos (siehe unten) nachgewiesen werden und dokumentieren wahrscheinlich eine Aufarbeitung des Orthogneises.
2. Die große Variationsbreite ererbter Alter deutet auf eine sedimentäre Quelle hin.
3. Die kretazischen Zirkonalter von ca. 62 Ma bis ca. 100 Ma markieren das maximale Intrusionsalter des Protolithen. Da jedoch aufgrund der geringen radiogenen Pb-Gehalte bei solch jungen Zirkonen die analytische Nachweisgrenze erreicht wird, können noch jüngere Zirkone mit der Evaporationsmethode nicht mehr analysiert werden.

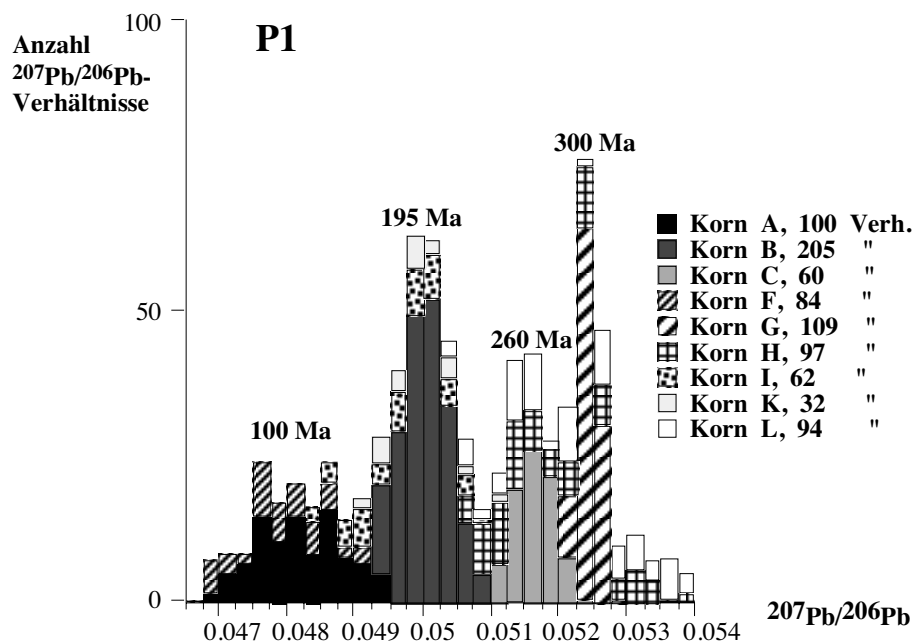


Abb. 6.6.2: Der Granit P1 stellt eine jüngere Intrusion in den Orthogneiskomplex mit einem maximalen Alter von ca. 100 Ma dar. Auffällig sind der 300Ma-Peak sowie weitere jüngere Peaks, die eine Inkorporation karbonischen Gneismaterials sowie weiterer sedimentärer Quellen belegt.

P4

Die zur Evaporation herangezogenen Zirkone des Augengneises P4 sind zwischen 250 µm und 400 µm groß, langprismatisch, idiomorph, farblos oder schwach rot gefärbt, klar und zeigen keinerlei Abrasion. Die 100-Flächen der meisten Zirkone sind deutlich kleiner als die 110-Flächen, 211-Flächen sind selten ausgebildet, weshalb sie überwiegend dem S5-Typ nach Pupin & Turco (1975) entsprechen. KL und REM Aufnahmen (Abb. 6.6.3) zeigen magmatische Zonierung und idiomorphe Zirkonmorphologie ohne Abrasionsspuren, die einen Sedimentationszyklus repräsentieren würden. In einigen wenigen Fällen zeigen KL-Aufnahmen reliktsche Kernbereich, die von einer jüngeren Wachstumsphase überlagert werden.

Von diesem Augengneis konnten 6 Einzelzirkonalter bestimmt werden, die eine bimodale Altersverteilung andeuten (Abb. 6.6.4, links). Vier Einzelzirkonanalysen bilden einen Peak mit einem mittleren Alter von 325 ± 5 Ma. Eine jüngerer Altersgruppe von 2 Einzelkörnern hat ein Alter von 303 ± 4 Ma. Ursache für diese angedeutete Bimodalität könnte früherer Bleiverlust gewesen sein, wobei der 325 Ma-Peak das magmatische Intrusionsalter und die 300 Ma-Population ein Artefakt eines früheren Bleiverlustes darstellen. Da die datierten Zirkone jedoch lediglich grünschiefer- bis amphibolitfaziell überprägt wurden, idiomorphen Habitus besitzen und keinerlei Metamiktisierungs-Erscheinungen aufweisen, erscheint ein Bleiverlust unwahrscheinlich. Die ältere Population stellt möglicherweise eine ererbte Komponente dar.

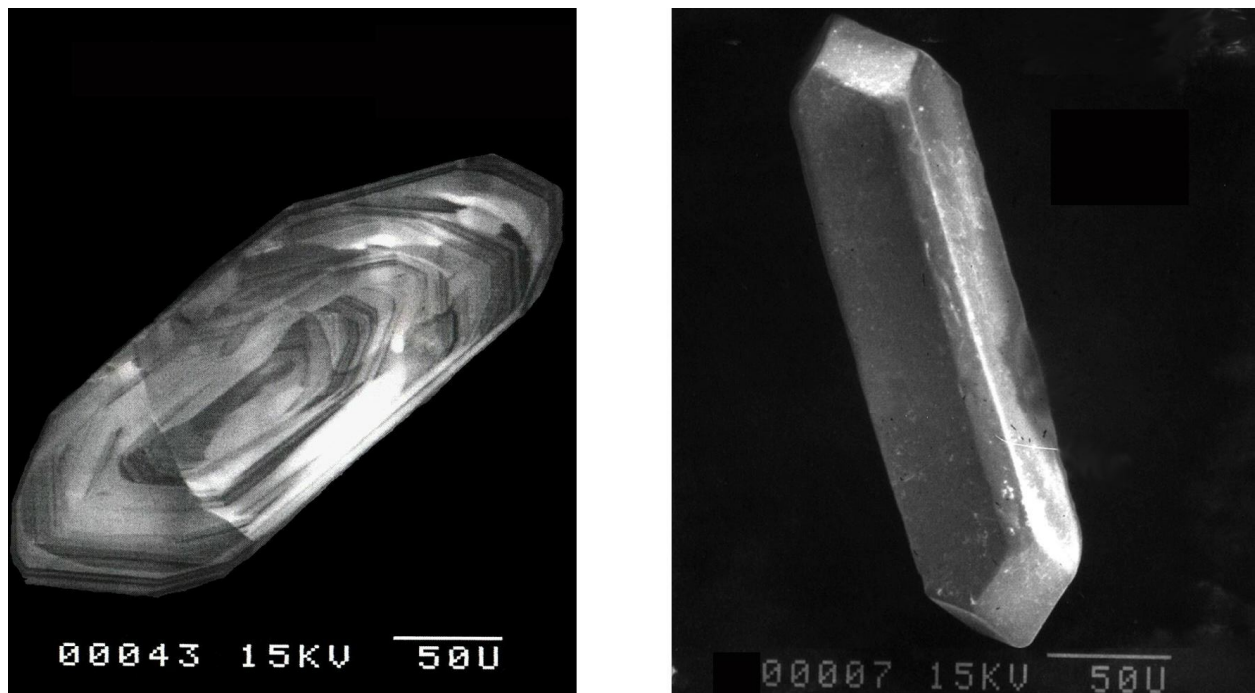


Abb. 6.6.3: KL- und REM-Aufnahme der untersuchten Population des Augengneises P4. Die typisch magmatische Zonierung (links) und ursprüngliche, primärmagmatische Kornmorphologie belegen, daß es sich bei den ermittelten Alter um das magmatische Formationsalter handelt.

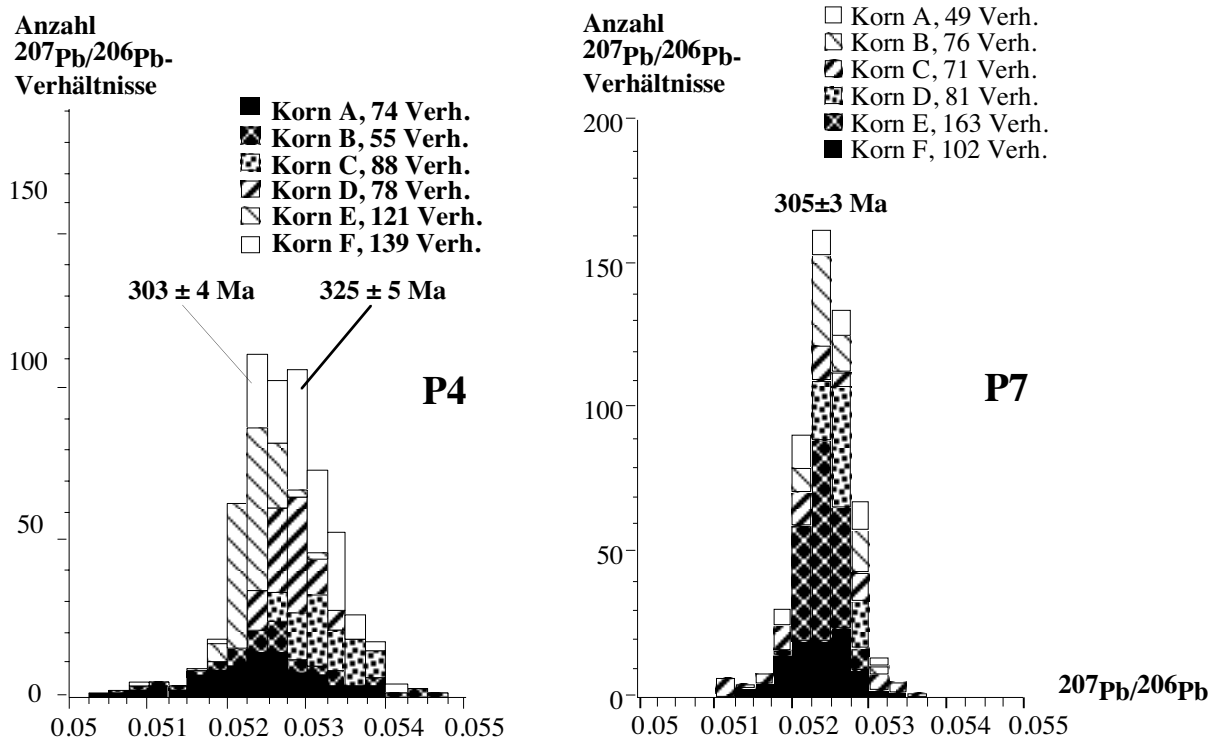


Abb. 6.6.4: Die Verteilung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse der Augengneise P4 und P7 repräsentieren 2 diskrete Alterspopulationen von ca. 300-305 Ma und 315-320 Ma, wobei das jüngere Alter der Probe P4 ausschließlich durch Korn E bedingt wird.

P7

Die zur Evaporation herangezogenen Körner zeichnen sich durch eine schwache rötliche Färbung aus, sind klar, langprismatisch, idiomorph und messen ca. 300 μm . Kanten und Pyramidenspitzen zeigen i.d.R. keine Abrasionsspuren. Aufgrund etwa gleich großer (100)- und (110)- sowie (101)- und (211)-Flächen kann die Mehrzahl der untersuchten Zirkone Pupin & Turcos S13-Typ zugeordnet werden (Abb. 6.6.5, rechts). Die interne Zonierung von Zirkonen dieses Morphotypes ist charakteristisch für ein magmatisches Wachstum. Die resultierenden Alter dieser Population markieren die magmatische Platznahme des granitischen Augengneis-Protolithen.

Sechs Einzelzirkonmessungen dieses Augengneises ergeben ein mittleres Alter von 305 ± 3 Ma (Abb. 6.6.4, rechts). Dieses Durchschnittsalter beinhaltet fünf im Fehler übereinstimmende Zirkonalter von mittleren 303 ± 4 Ma und ein geringfügig älteres Korn von 310 ± 2 Ma. Erachtet man das ältere Korn als ererbt oder einen reliktschen Kern beinhaltend, so stellt das Alter von 303 ± 4 Ma das Intrusionsalter des Orthogneis-Protolithen dar.

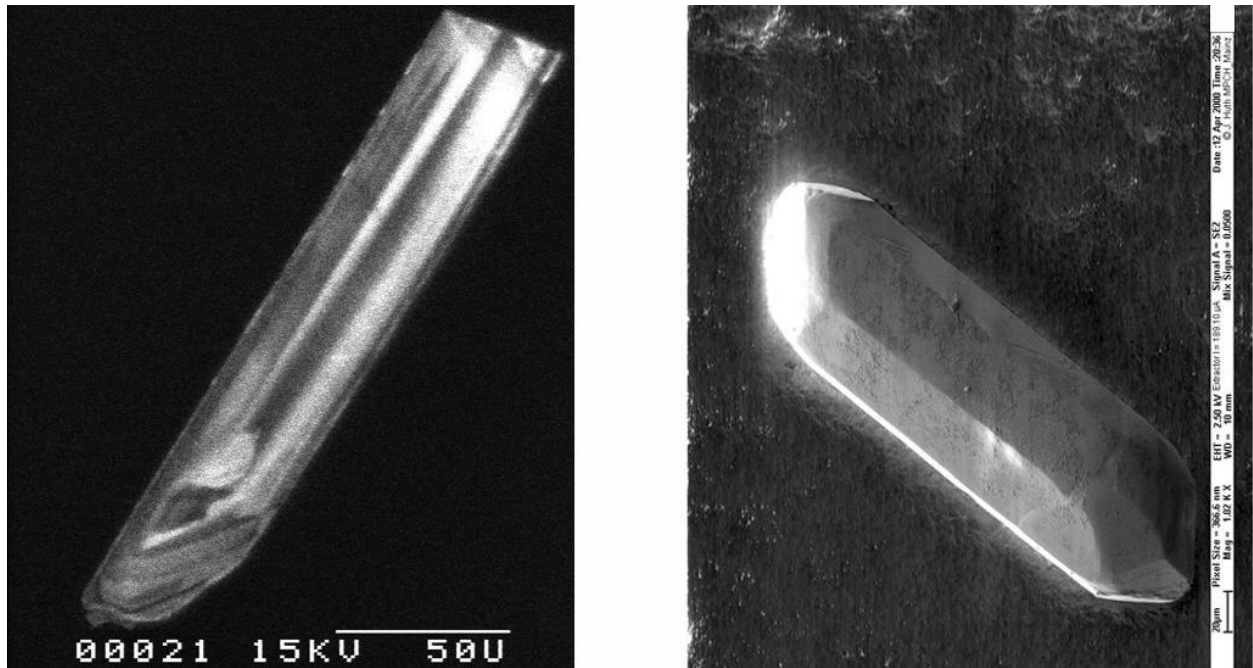


Abb. 6.6.5: KL- und REM-Aufnahmen repräsentativer Zirkone des Augengneises P7. Die resultierenden Alter dieser Population zugehöriger Körner werden als magmatisches Formationsalter interpretiert.

P12

Generell zeigt der Gneis P12 eine größere morphologische Bandbreite der Zirkone als die zuvor erörterten Augengneise von Paros. Die geochemischen Analysen dieses Gneises zeigen eine deutliche Abweichung zum restlichen Probenspektrum in Richtung Paragneis mit höherer Alteration und S-Typ Granit-Charakter. Dies spiegelt sich auch in den Zirkonmorphologien wider. Die datierten Zirkone des Gneises P12 sind farblos oder schwach rosa gefärbt, klar, zwischen 250 µm und 300 µm groß, idiomorph und sowohl lang- als auch kurzprismatisch. Viele dieser Körner entsprechen dem Morphotyp S11 und S6 nach Pupin & Turco (1975). Die untersuchte Population zeigt keinerlei Hinweise auf sedimentäre Abrasion (Abb. 6.6.6, rechts). KL-Aufnahmen zeigen bei den meisten Körnern eine deutliche magmatische Zonierung, nur etwa 20% der Körner weisen reliktsche, rund abradierte Kerne auf. Obwohl für die Einzelzirkonmessungen ausschließlich idiomorphe Körner ohne oder solche mit lediglich geringen Abrasionsspuren selektiert wurden, konnten relativ häufig ererbte Zirkone bzw. solche mit reliktschen Kernen identifiziert werden.

Insgesamt wurden 8 Einzelzirkone datiert. Die Alter der ererbten Zirkone betragen 925 ± 8 Ma, 684 ± 7 Ma und 458 ± 4 Ma. Vier innerhalb des Fehlers übereinstimmende Körner variieren von 316 Ma-318 Ma. Das mittlere Alter dieser 4 Körner liegt bei 317 ± 3 Ma und als das magmatische Formationsalter interpretiert. Ein Korn ergab ein Alter von 301 ± 10 Ma.

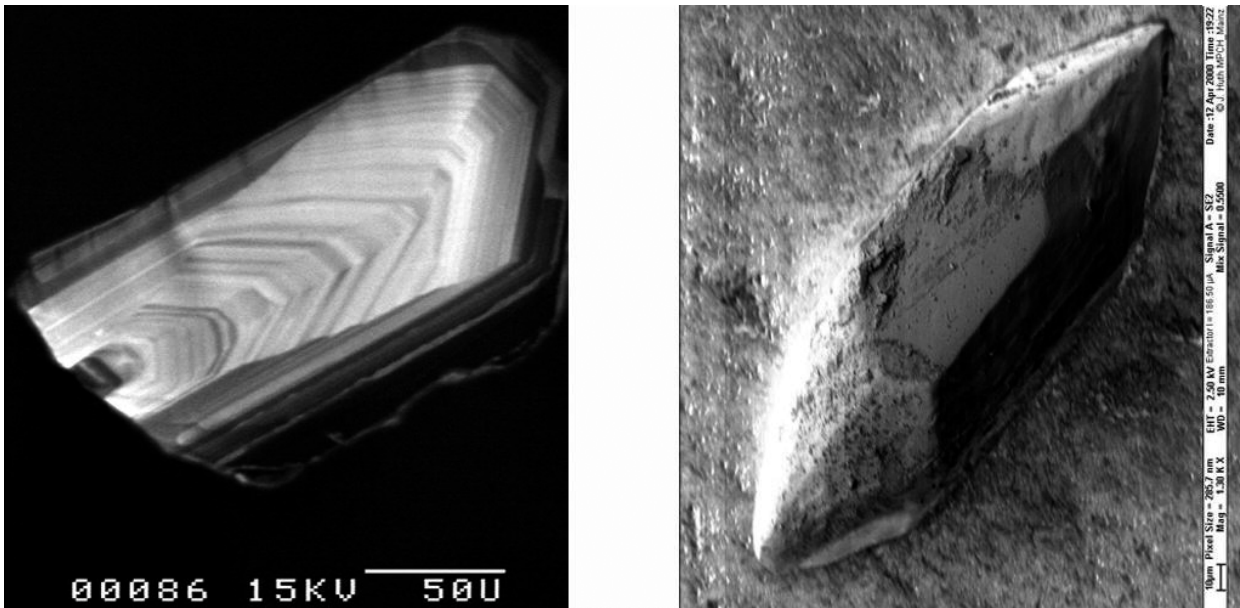


Abb. 6.6.6: Die KL-Aufnahme eines Vertreters der Paros 12-Zirkone (links) zeigt eine für magmatisch gewachsene Zirkone charakteristische Zonierung. Der Randbereich auf der unteren Seite zeigt eine dunkle Lumineszenz und somit geringe Konzentrationen der schweren Elemente U, Th und Pb. Das REM-Bild (rechts) zeigt einen repräsentativen, magmatischen Stellvertreter der datierten Population.

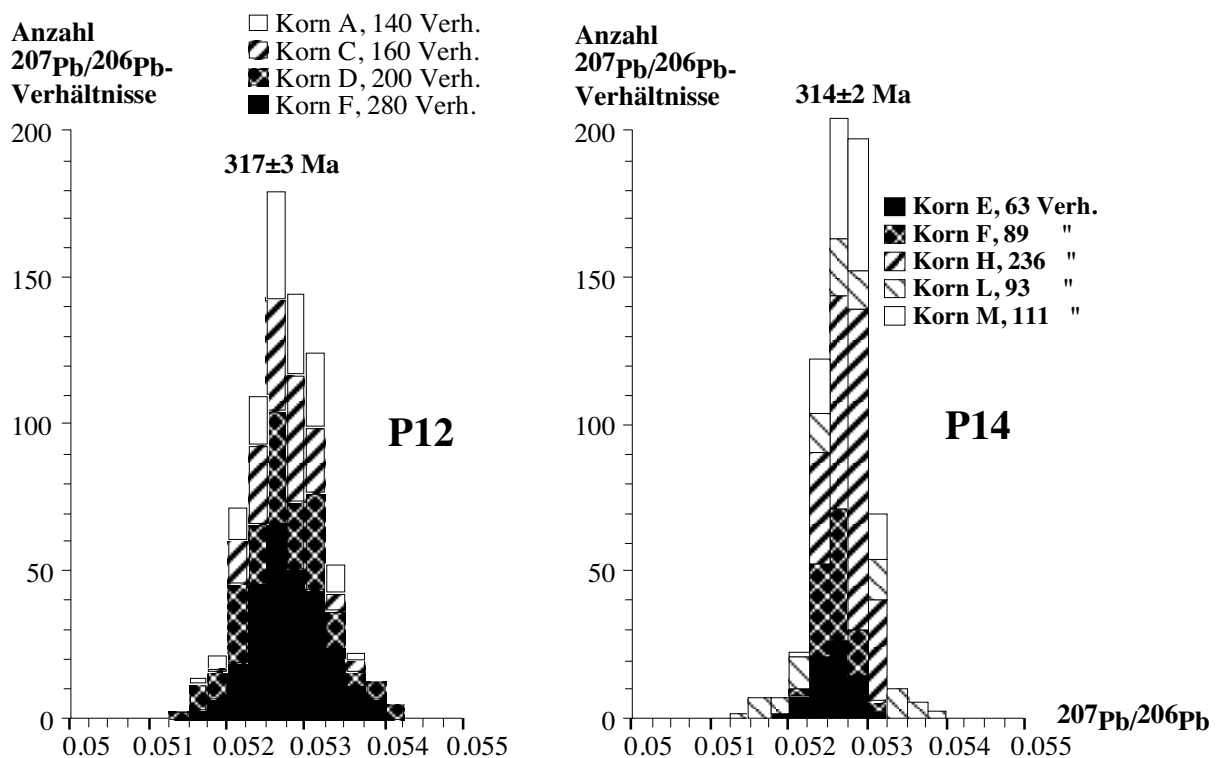


Abb. 6.6.7: Mittlere Alter der Mehrzahl der Zirkone einer jeweiligen Altersgruppe der Gneise P12 und P14.

P14

Die Mehrzahl der datierten Zirkone der Probe P14 ist farblos, klar, und von lang- bis mittelpyramatischem, idiomorphem Habitus. Die Größe dieser Körner beträgt 200 bis 280 μm . Einige wenige Körner zeigen eine leichte Abrasion im Pyramidalbereich, die Mehrzahl der

datierten Zirkone ist jedoch durch ihre Unversehrtheit hinsichtlich sedimentärer Prozesse gekennzeichnet. Vereinzelt treten unterschiedliche Kornmorphologien auf, häufig jedoch der Typus S5 und S13 nach. Die Mehrzahl der untersuchten Zirkone zeigt eine magmatische Zonierung, einige wenige Körner haben reliktsche Kerne.

Die Verteilung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse korrespondiert, ähnlich wie bei Probe P12 mit einer andeutenden Bimodalität der Alter. Insgesamt wurden 13 Einzelzirkone datiert. Die Alter ererbter Körner liegen bei 2263 Ma, 809 Ma, 494 Ma und 337 Ma (Tab. 2, Anhang). Desweiteren treten auch in diesem Gneis zwei Altersgruppen auf. Eine ältere Gruppe von 5 Körnern liegt bei 314 Ma (Abb. 6.6.7, rechts), eine jüngere mit lediglich drei Körnern streut um 305 Ma. Zwar ergibt die Mehrzahl der Körner ein Alter von 314 ± 2 Ma, jedoch kann auch hier diskutiert werden, ob die 305er-Alter durch Bleiverlust der 314er-Population hervorgehen oder ob der Gneisprotolith tatsächlich bei 305 Ma intrudierte. Für dieses Alter spricht jedoch der unversehrte, magmatische Habitus (keine Abrasion oder Metamiktisierung) sowie der lediglich grünschieferfazielle Metamorphosegrad, der in der Regel nicht für einen Pb-Verlust ausreicht. Zudem führte stufenweises Evaporieren eines jeden Kornes während der Analyse nicht zu einem Anstieg der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse. Dies belegt, daß sie bezüglich der Pb-Isotopie homogen zusammengesetzt sind und keine ererbten Kerne beherbergen und daß ein Pb-Verlust der äußeren Zirkonbereiche nicht stattgefunden hat. Dagegen ist die geringfügig ältere Population möglicherweise ererbt oder stellt ein Mischalter älterer Kernbereich und der 300er Überwachsumssäume dar.

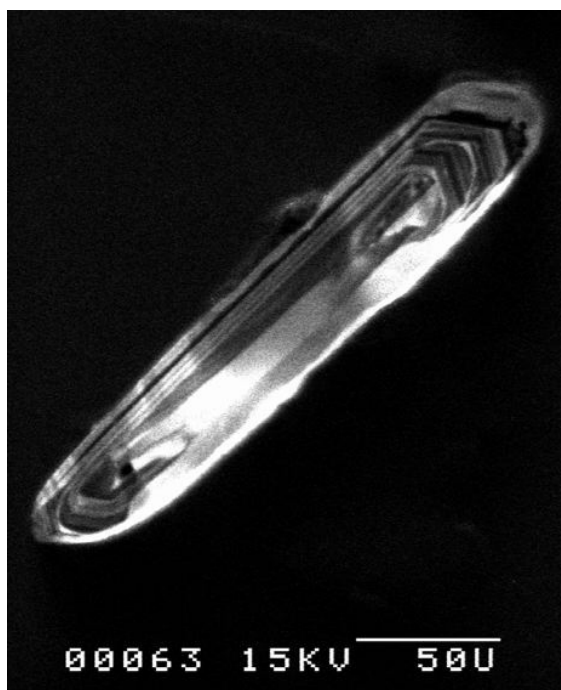


Abb. 6.6.8: Die interne Struktur typischer Zirkone des Augengneises P14 zeigt meistens magmatische Zonierung. Ererbte Kernbereiche sind selten. Trotz abgebrochener Pyramiden zeigt der Zirkonkörper (rechts) keine Hinweise auf transportbedingte Abrasion.

P16

Die analysierten Zirkone dieses Augengneises variieren von 150 μm bis 400 μm . Sie sind generell klar, farblos oder schwach rötlich gefärbt und idiomorph. Die Mehrzahl der Körner ist langprismatisch, wenige kurzprismatisch. Die Morphologie der zur Analyse herangezogenen Zirkone zeigt keine Abrasionserscheinungen (Abb. 6.6.9, rechts) und eine magmatische Zonierung. Nur wenige Körner enthielten ererbte Kerne. Die meisten Körner der datierten Population lassen sich dem Morphotyp L5-, S5- und S10 zuordnen.

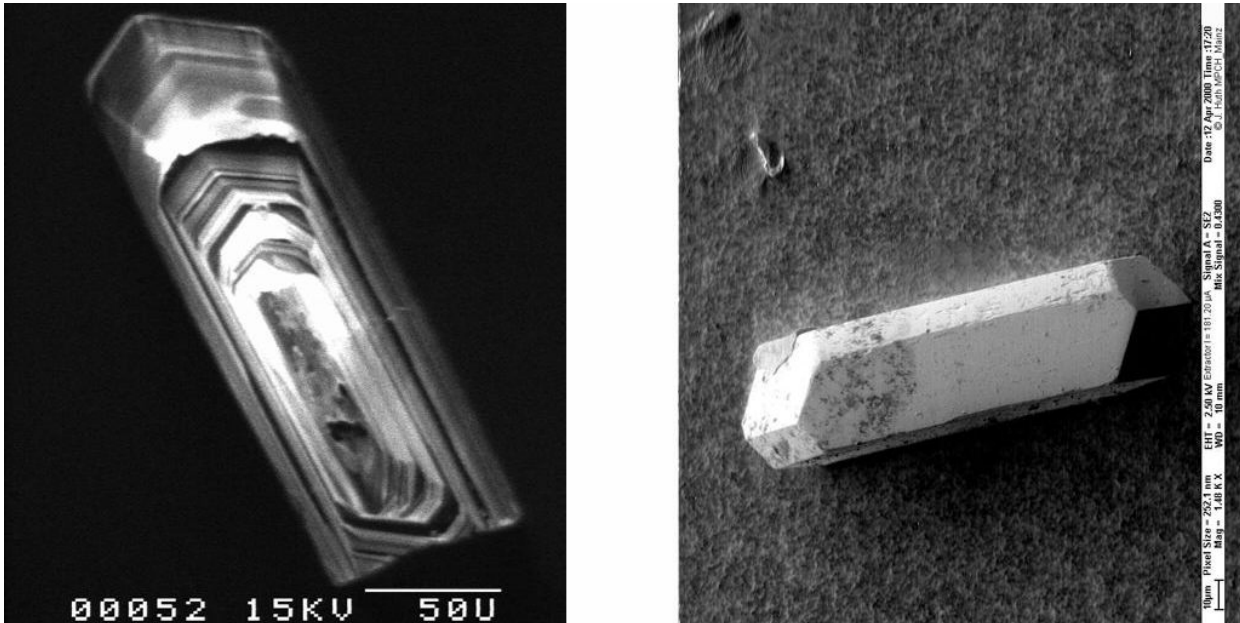


Abb. 6.6.9: KL- und REM -Aufnahme der bevorzugt zur Altersbestimmung herangezogenen Zirkonpopulation des Augengneises P16. Beide Bilder dokumentieren eindeutig magmatisches Wachstum.

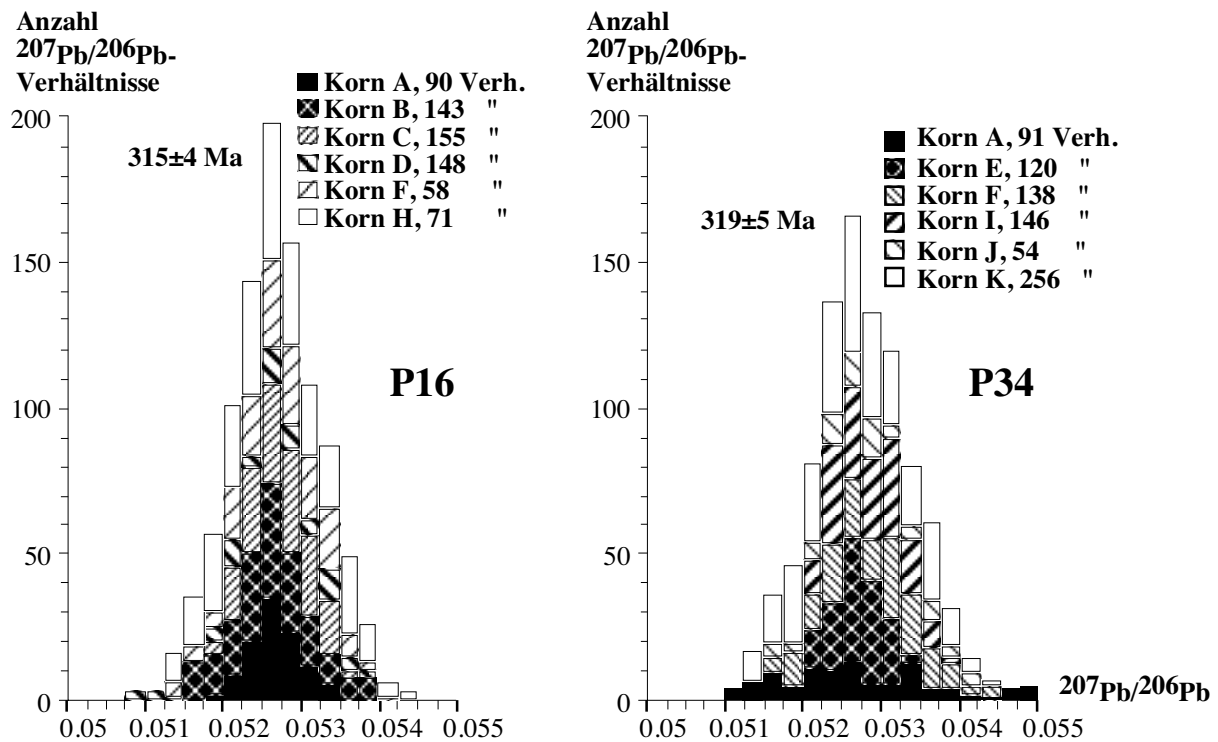


Abb. 6.6.10: Die Verteilung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse und deren korrespondierende Alter der Augengneise P16 und P34 zeigen innerhalb des Fehlers übereinstimmende karbonische Alter.

Das Alter der Probe P16 von 315±4 Ma (Abb. 6.6.10, links) korrespondiert mit einer unimodalen Verteilung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse. Dieses Alter wurde aus 7 innerhalb des Fehlers übereinstimmenden Körnern gemittelt. Ein ererbtes Korn liefert ein Alter von 400±2 Ma. Aufgrund der eindeutigen Altersverteilung und des typisch magmatischen Zonarbaus/Kornmorphologie datieren diese Zirkone ein Intrusionsalter von 315±4 Ma.

P34

Die zur Altersbestimmung selektierten Zirkone des Augengneises P34 besitzen i.d.R. mittel- bis langprismatischen, idiomorphen Habitus, sind klar, manchmal farblos, in der Mehrzahl jedoch von schwach rötlicher Färbung. Die Korngrößen variieren von 180 µm bis 400 µm. Die Morphologie entspricht Pupin & Turcos (1975) L5- und S5-Typ und ist charakterisiert durch einen typisch magmatischen Habitus. KL- Aufnahmen dokumentieren in den meisten Fällen magmatischen Zonarbau, selten mit ererbten Kernen (Abb. 4.6.11, links).

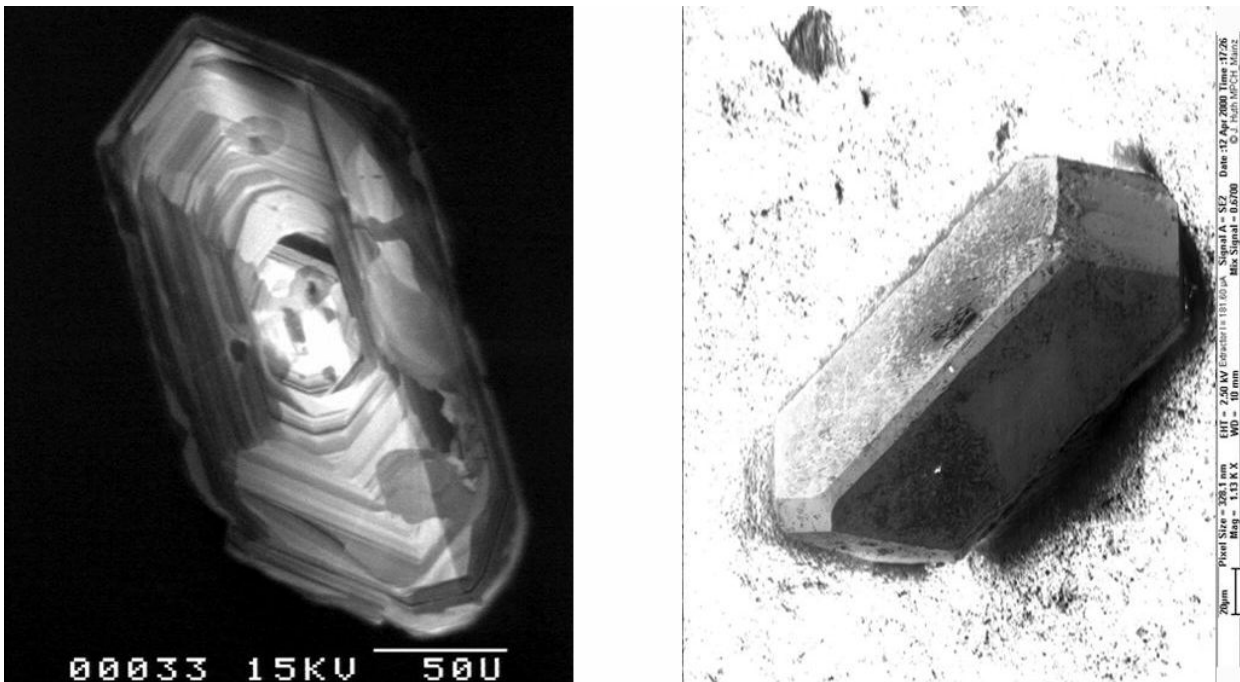


Abb. 6.6.11: Zonarbau und Morphologie von magmatischen Zirkonen des Augengneises P34.

Die untersuchten Zirkone deuten, abgesehen von einem ererbten Korn mit 400 ± 2 Ma, eine bimodale Altersverteilung an. Sieben innerhalb ihrer Fehler übereinstimmende Zirkone formieren ein mittleres Alter von 319 ± 5 Ma (Abb. 6.6.10, rechts). Drei jüngere, innerhalb des Fehlers gleichalte Körner bilden ein mittleres Alter von 302 ± 5 Ma. Welche dieser beiden Populationen die Intrusion des Orthogneises datiert kann nicht eindeutig beurteilt werden. Die große Anzahl an 319 Ma-Vertretern spricht für dieses als Intrusionsalter. Die Morphologie der datierten 300 Ma-Gruppe zeigt allerdings keinerlei Hinweise auf eine physikalische Beanspruchung, die einen Pb-Verlust verursacht haben könnten.

6.7 Antiparos

Von dem Gneisvorkommen im Südteil der Insel wurde der Augengneis AP1 als repräsentativer Orthogneis-Vertreter dieser Insel zur Altersbestimmung ausgewählt (siehe geol. Karte, Kap. 2). Die zur Datierung selektierten Zirkone besitzen eine Größe von $220 \mu\text{m}$ bis $350 \mu\text{m}$, sind farblos oder leicht rötlich und klar durchscheinend. Sie sind von langprismatischer, idiomorpher Gestalt und die Anwachszone sind charakteristisch für ein magmatisches Wachstum (Abb. 6.7.1). Ererbte Kernbereiche konnten bei den durch KL untersuchten Zirkonen nicht nachgewiesen werden. Dieser Umstand spiegelt sich auch in der unimodalen Verteilung der ermittelten Zirkonalter wieder.

Insgesamt wurden 16 Einzelzirkone dieser Probe datiert. Ein Zirkonalter von 2305 Ma repräsentiert eine ererbte Komponente. Die restlichen 15 Körner zeigen ein sehr gut definiertes mittleres Alter von 301 ± 8 Ma (in Abb. 6.7.2 sind 12 von 15 Körnern zur Berechnung des Durchschnittsalters dargestellt). Dieses Alter wird als Intrusionsalter des Protolithen interpretiert.

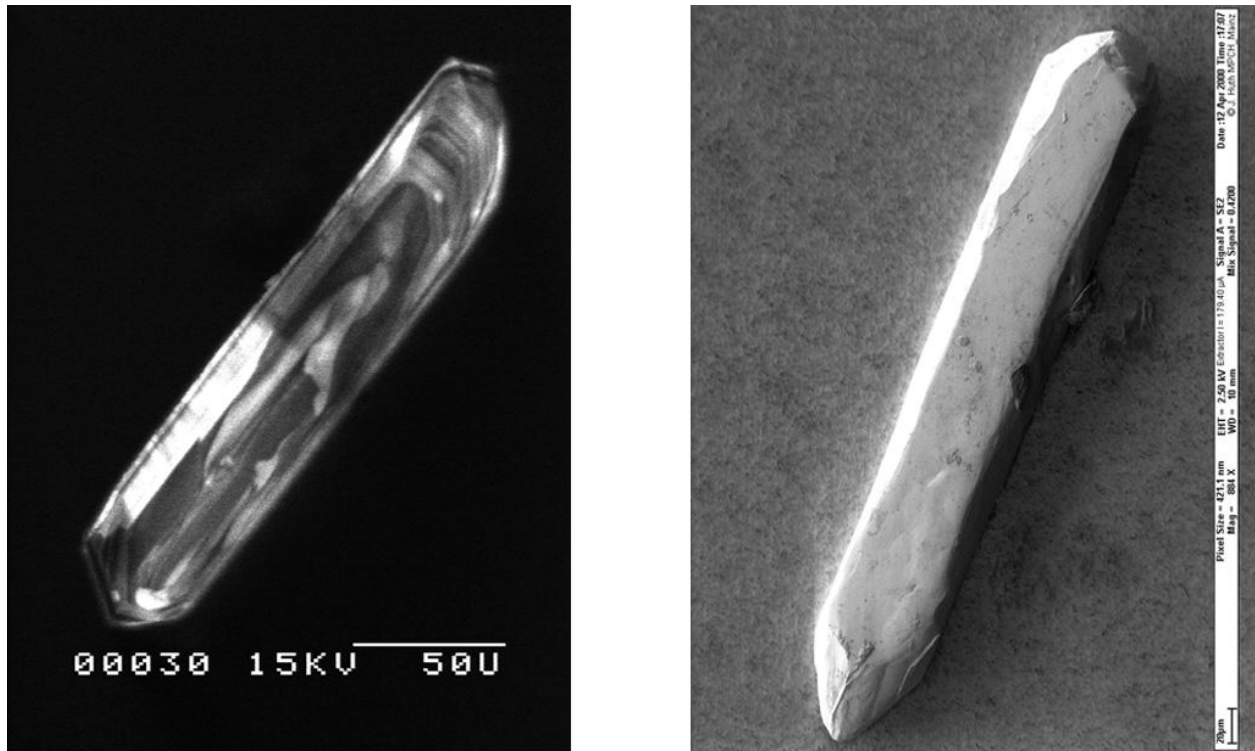


Abb. 6.7.1: KL- und REM-Aufnahmen repräsentativer Zirkone des Augengneises AP1

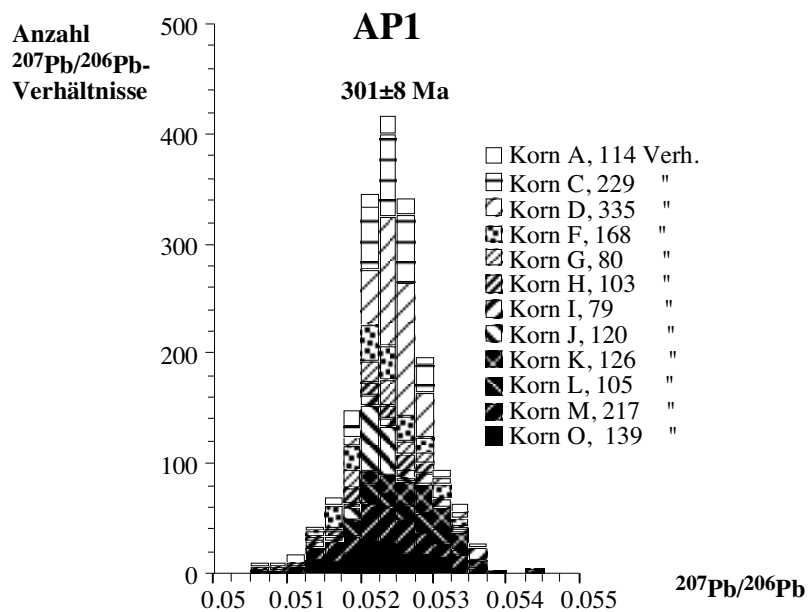


Abb. 6.7.2: Die Einzelzirkonalter von 12 ausgewählten Körnern der Probe AP1 ergeben einen Mittelwert von 301 ± 8 Ma.

6.8 Ios

Von der Insel Ios wurden längs eines NW-SE verlaufenden Straßenprofils ein Gneis und drei Augengneise von dem den Süden der Insel aufbauenden Augengneiskomplex datiert.

IOS1

Die untersuchten Zirkone des Gneises IOS1 sind durch eine größere Bandbreite unterschiedlicher mechanischer Beanspruchungsgrade charakterisiert. Sie messen zwischen 200 μm und 300 μm , sind überwiegend kurzprismatisch, besitzen jedoch langgestreckte Pyramiden, sind farblos, klar und zeigen manchmal eine Abrasion der Kanten (Abb. 6.8.1, rechts) Die überwiegende Mehrheit der selektierten Körner entspricht dem S11-Typ nach Pupin & Turco (1975). Für die Altersbestimmung wurden ausschließlich idiomorphe Körner ausgewählt.

Die gemessenen Zirkonalter der Probe IOS1 zeigt eine homogene Verteilung der ermittelten Alter. Von neun datierten Körnern besitzt ein Korn ein leicht erhöhtes Alter von 319 ± 5 Ma, die übrigen acht Körner konnten auf ein innerhalb der Fehlergrenzen übereinstimmendes Alter von 298 ± 7 Ma datiert werden. Obwohl die untersuchten Zirkone einen typisch magmatischen Habitus aufweisen, wurden unter dem Binokular auch Körner mit abradierten Kanten gesichtet, was auf einen sedimentären Transport und somit auf eine Verarbeitung einer weiteren krustalen Komponenten hindeutet. Ob ein Eintrag einer älteren Krustenkomponente vor der Schmelzbildung (als S-Typ Granit, der zum Orthogneis überprägt wurde) oder durch metamorphe Umkristallisation eines verschiedene Quellen enthaltenden jüngeren Sedimentes (Paragneis) erfolgte, kann anhand der Zirkonpopulationen nicht abschließend geklärt werden.

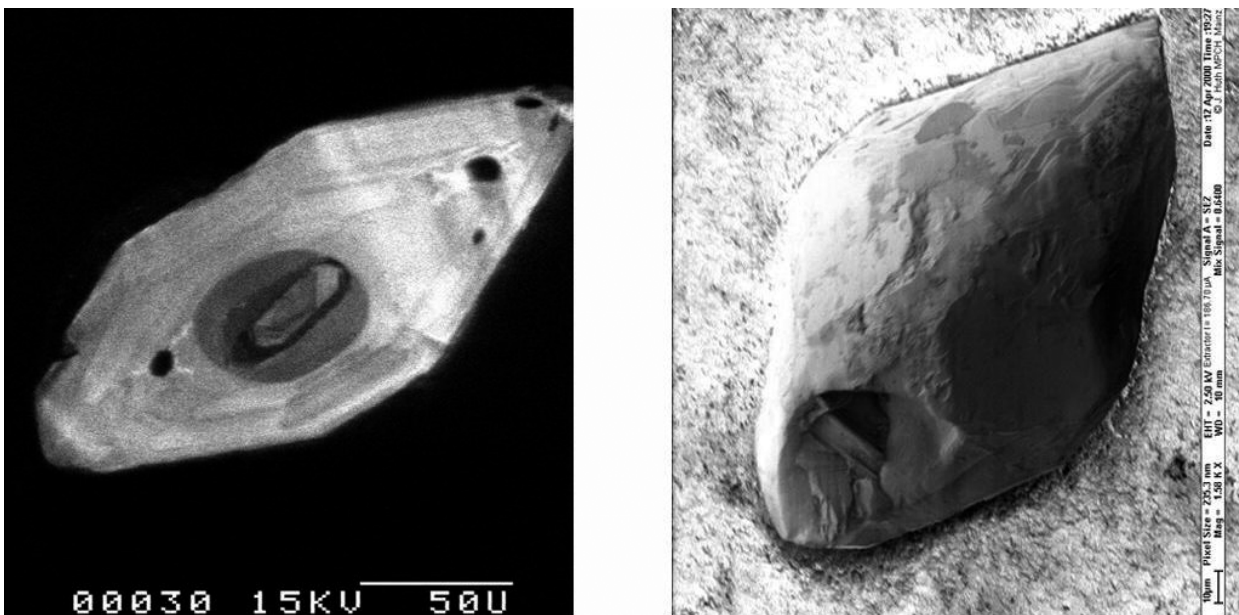


Abb. 6.8.1: Vertreter der untersuchten Zirkone des Gneises IOS1 zeigen einen kurzprismatischen Habitus mit mindestens 3 Überwachungsphasen ererbter Kernbereiche (linkes Bild).

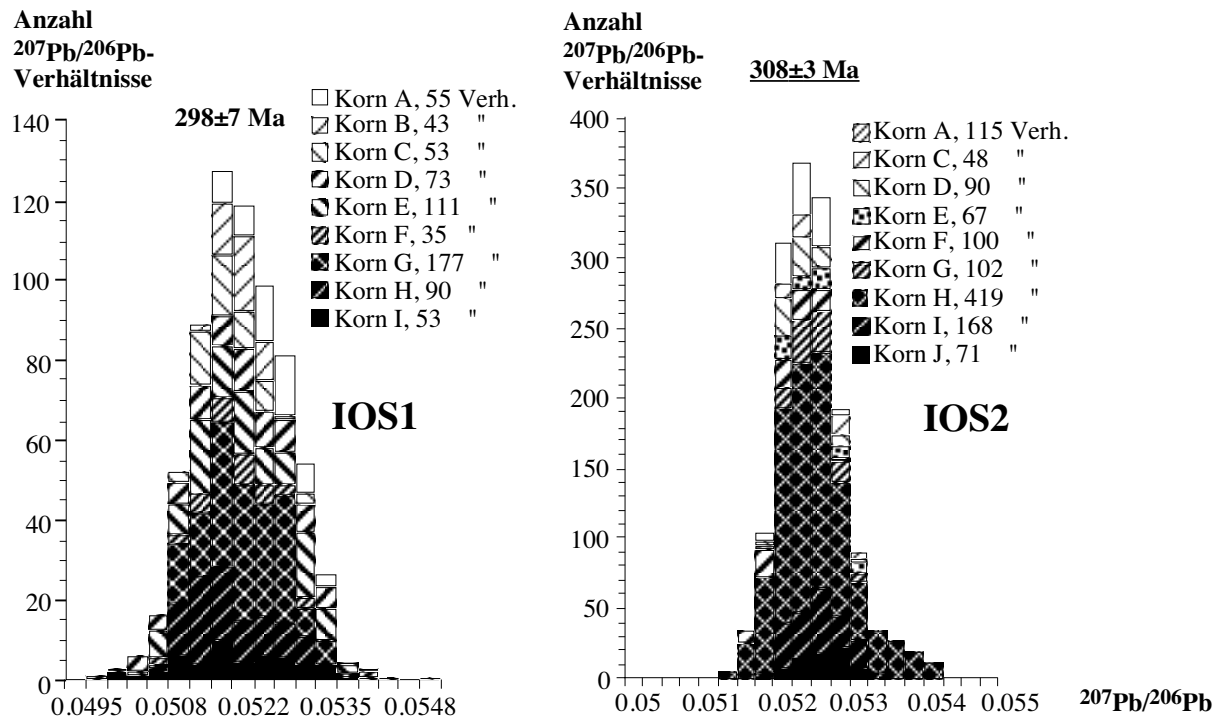


Abb. 6.8.2 Die Gneise IOS1 und IOS2 zeigen innerhalb des Fehlerbereiches übereinstimmende Alter zwischen 298 und 308.

IOS2

Die zur Datierung herangezogenen Zirkone des Augengneises IOS2 messen 240 μm bis 420 μm , sind idiomorph, lang-, mittel- und kurzprismatisch, klar und von rötlicher Färbung. Die Oberfläche der (100)- und (110)-Flächen zeigt in einigen Fällen eine leichte Welligkeit. Abradierte Pyramidenspitzen oder Kanten treten nicht auf. Nach Pupin & Turco (1975) läßt sich eine Vielzahl von Körnern dem S15-Typ zuordnen. Die interne Zonierung derartiger Körner (Abb. 6.8.3, links) repräsentiert ein Wachstum aus einer magmatischen Schmelze. Ererbte Kerne treten in den untersuchten Körnern nicht auf.

Zur Altersbestimmung wurden insgesamt 11 Zirkone datiert. Ein Korn besitzt ein Alter von $327 \pm 3 \text{ Ma}$, zehn weitere Körner variieren von $296 \pm 4 \text{ Ma}$ bis $314 \pm 3 \text{ Ma}$. Eine besondere Häufung einer Altersgruppe tritt nicht auf, das Durchschnittsalter beträgt $308 \pm 3 \text{ Ma}$ (Abb. 6.8.2, rechts). Aufgrund der Zirkonbeschaffenheit und der eindeutigen Altersverteilung wird dieses Alter als Formationsalter des Augengneisprotholithen interpretiert.

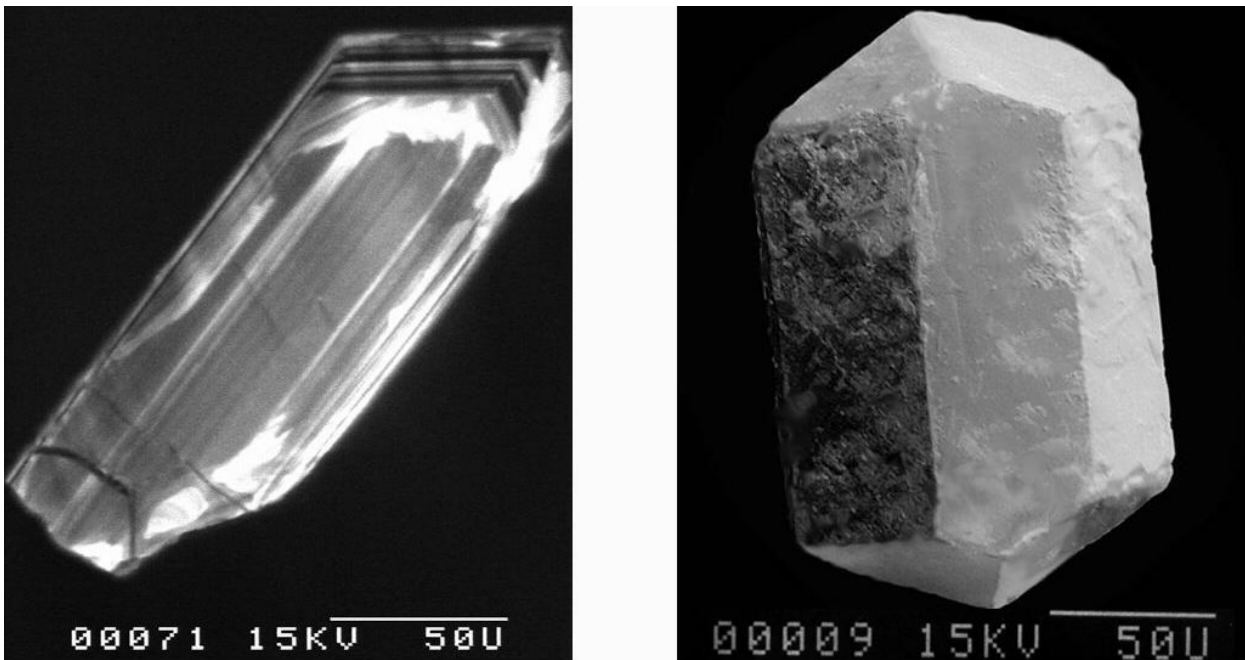


Abb. 6.8.3: Zonarbau (links) und Morphologie repräsentativer Zirkone des Augengneises IOS2. Beide Aufnahmen belegen magmatisches Wachstum ohne transportmechanische Abrasionsspuren.

IOS5

Die untersuchte Zirkonpopulation des Augengneises IOS5 gleicht der von IOS2. Die untersuchten Körner sind lang-, mittel-, und kurzprismatisch, klar und von rötlicher Färbung. Sie zeigen einen idiomorphen Habitus und entsprechen in der Mehrzahl Pupin & Turcos S25- und S20-Typ (Abb. 6.8.4). Kanten und Pyramidenspitzen zeigen nahezu keine Abrasionsspuren. KL-Aufnahmen zeigen eine magmatische Zonierung, meist ohne ererbte Kerne.

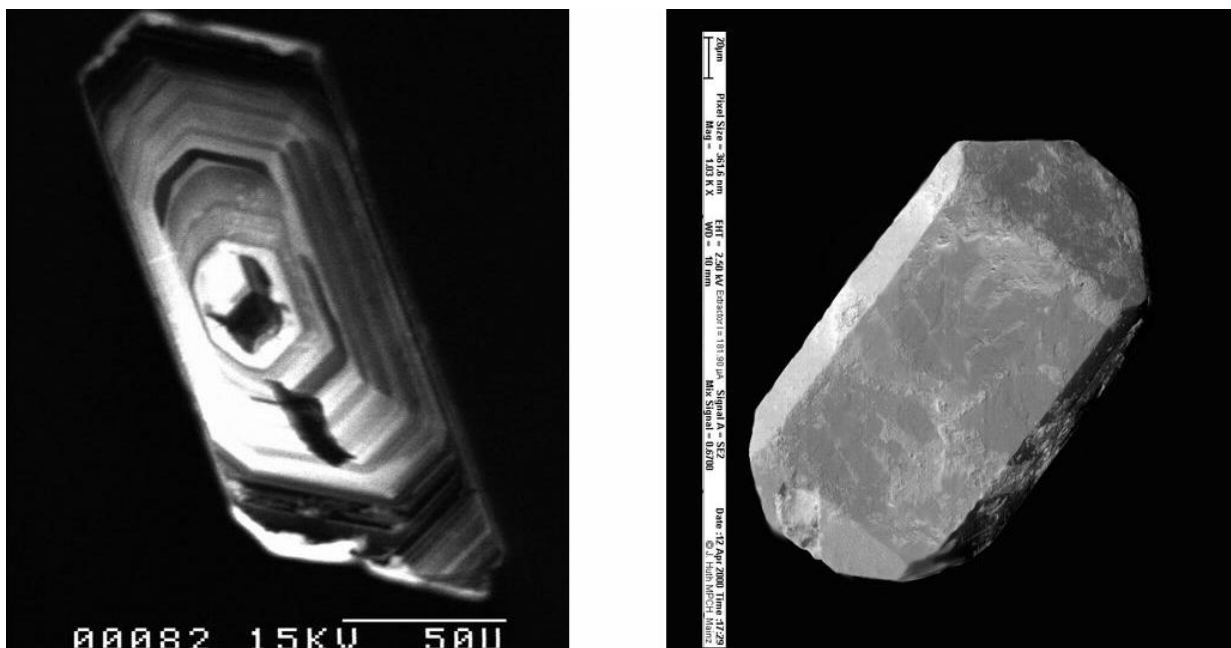


Abb. 6.8.4: KL- und REM-Bilder repräsentativer Zirkone des Augengneises IOS5 belegen eine magmatische Abstammung ohne signifikante transportbedingte Abrasionsspuren.

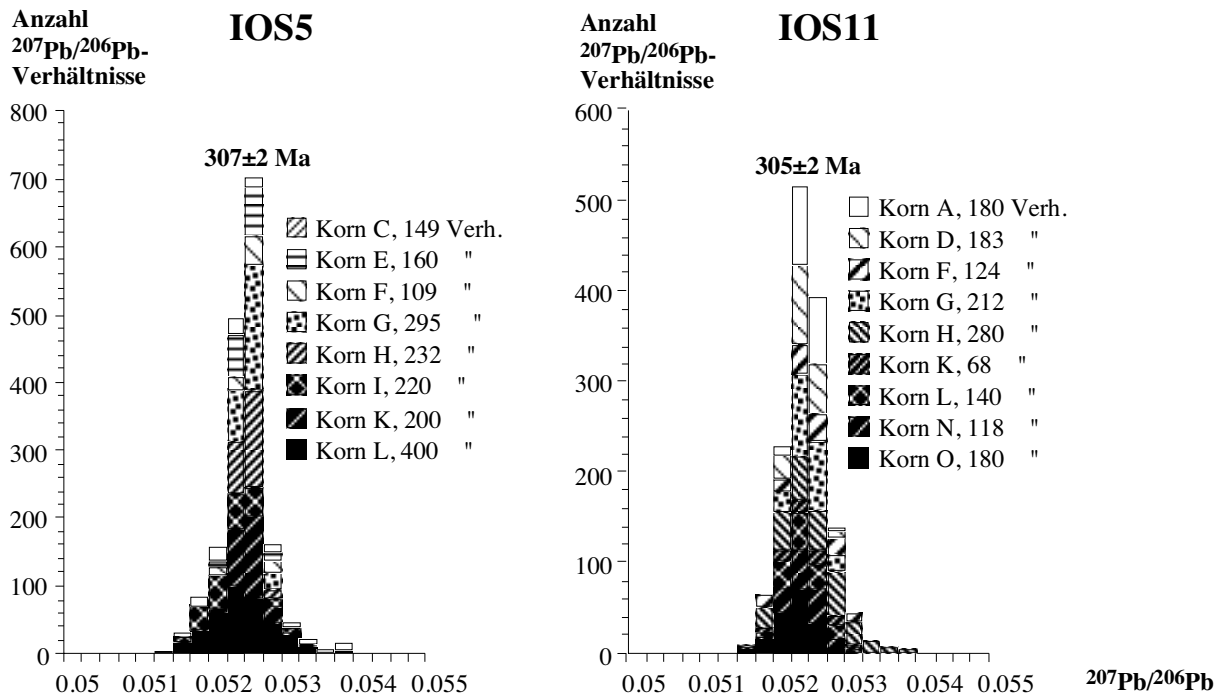


Abb. 6.8.4: Die Verteilung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse der Augengneise IOS5 IOS11 korreliert mit innerhalb des Fehlers übereinstimmenden Altern von 307 ± 2 Ma und 305 ± 2 Ma. Diese Alter werden als Intrusionsalter des Protolithen interpretiert.

Das mittlere Alter von neun Zirkonen dieses Augengneises beträgt 307 ± 2 Ma und variiert von 298 bis 312 Ma. Eine zweite untergeordnete Altersgruppe von drei Körnern hat ein Durchschnittsalter von 322 ± 3 Ma, was als ererbte angesehen wird. Aufgrund des magmatischen Habitus der datierten Zirkone wird das Alter von 307 ± 2 Ma als Intrusionsalter des Protolithen interpretiert.

IOS11

Die Zirkone des Gneises IOS11 zeigen einen idiomorphen, magmatischen Habitus ohne Abrasion der Kanten und Pyramidenspitzen. Die Größe der untersuchten Körner variiert von 210 μm bis 350 μm . Sie besitzen i.d.R. eine rötliche Färbung sind klar und von kurz-, mittel-, sowie langprismatischer Gestalt. Der am häufigsten vorkommende Zirkontyp entspricht Pupin & Turcos (1975) S25-Typ. Desweiteren treten die Typen S20 und S15 (Abb. 6.8.5, rechts) auf. Die interne Struktur derartiger Körner zeigt einen für magmatisch gewachsene Zirkone typischen Zonarbau, ererbte Kerne wurden nicht nachgewiesen.

Das durchschnittliche Alter von 10 Körnern dieses Gneises beträgt 305 ± 2 Ma (Abb. 6.8.4) und variiert von 299 ± 2 Ma bis 310 ± 3 Ma. Das Alter einer untergeordneten Gruppe von 3 Körnern beläuft sich auf 318 ± 2 Ma. Zudem wurden ererbte Zirkone auf 385 ± 3 Ma und 1201 ± 107 Ma datiert. Das Alter von 305 ± 2 Ma wird als Intrusionsalter des Protolithen, die übrigen Alter als ererbte interpretiert.

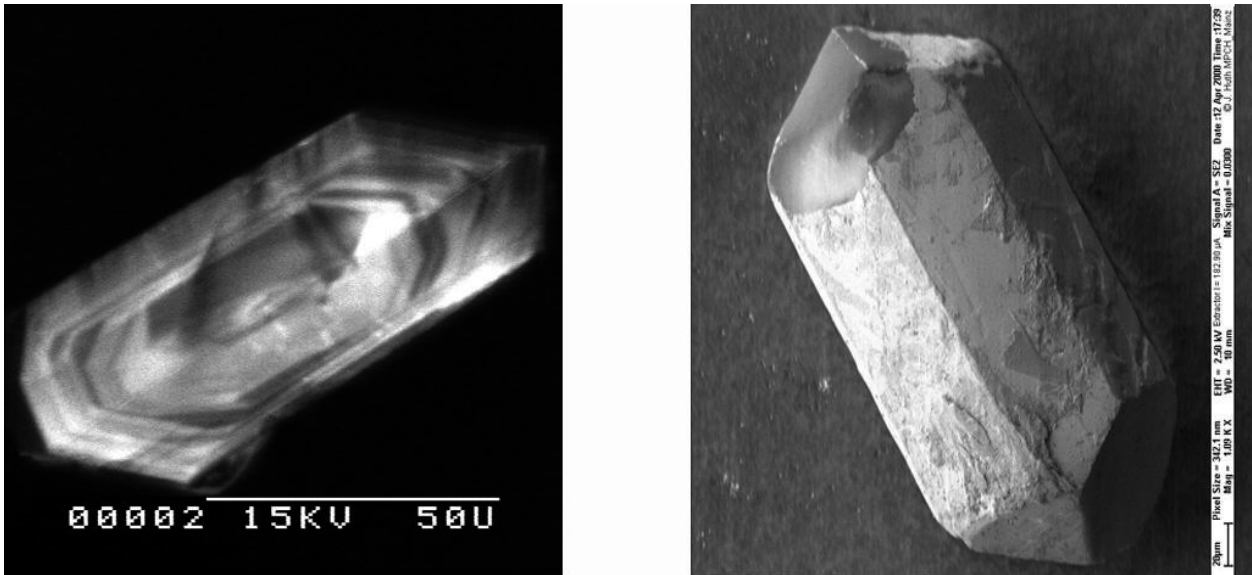


Abb. 6.8.5: KL- und REM-Aufnahmen die datierte Population repräsentierender Zirkone des Augengneises IOS11 belegen eine magmatische Abstammung ohne sekundäre mechanische Beanspruchungen.

6.9 Sikinos

Aus einer im SW der Insel Sikinos gelegenen, sehr kleinen und stark deformierten Gneisschuppe wurden zwei Gneisproben, SIK1 und SIK4 zur Altersbestimmung ausgewählt.

SIK1

Die Mehrzahl der untersuchten Zirkone dieses Gneises ist völlig farblos, klar und mißt zwischen 250- und 400 μm . Sie sind durch einen idiomorphen, mittel- bis kurzprismatischen Habitus charakterisiert und gehören zur S11-Gruppe nach Pupin & Turco (1975). Einige wenige Körner deuten eine schwache Abrasion der Kanten an. Die Internstruktur besitzt eine für magmatische Zirkone typische Zonierung.

Von 13 gemessenen Körnern bilden 6 Zirkone ein mittleres Alter von 303 ± 5 Ma (Abb. 6.9.2, links), zwei weitere ein Durchschnittsalter von 315 ± 4 Ma. Fünf ererbte Körner variieren im Alter von 2210 ± 12 Ma bis 549 ± 6 Ma. Die relativ hohe Variation an Zirkonaltern dieses Gneises belegen die Inkorporation einer älteren krustalen Komponente. Der am deutlichsten ausgeprägte Alterspeak liegt jedoch bei 303 ± 5 Ma.

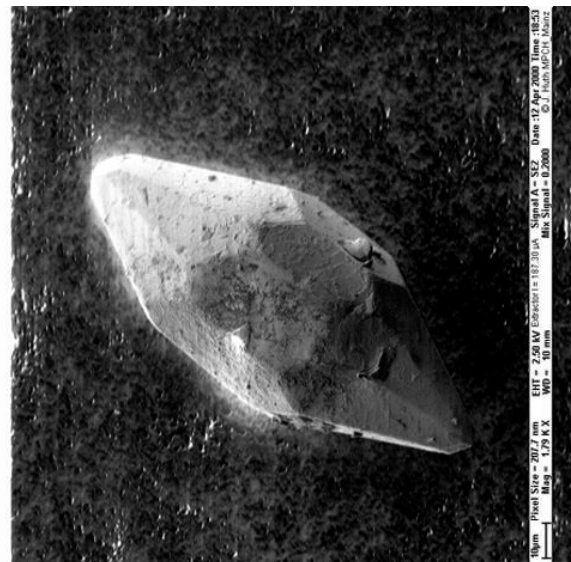
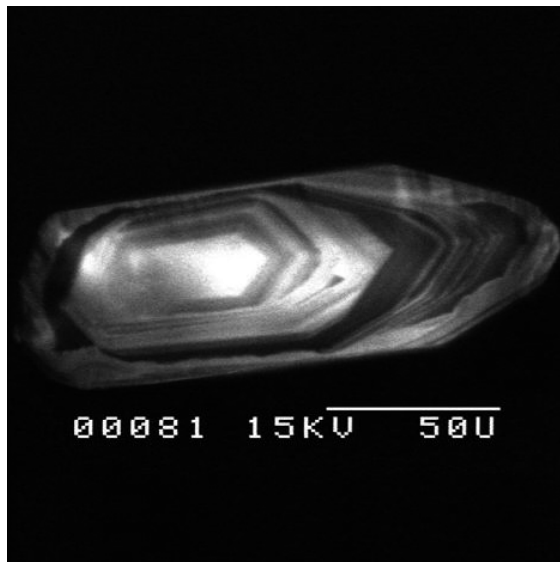


Abb. 6.9.1: KL und REM Aufnahmen von SIK1 Im Unterschied zu den Zirkonpopulationen des Othogneises der benachbarten Lokationen sind diese Zirkone farblos und zeigen Pyramiden-betonte, Pupin & Turcos S11-Typ entsprechende Morphologien. Die datierte Population zeigte keiner Hinweise auf transportbedingte Abrasion.

SIK4

Die zur Datierung selektierten Zirkone des deutlich gescherten Gneises SIK4 ähneln denen des Gneises SIK1 auffallend. Es dominieren idiomorphe Körner des Morphotyps S11 (nach Pupin & Turco, 1975). Alle Körner sind klar, rötlich gefärbt und variieren in ihrer Größe von 250- bis 400 µm. Die zur Datierung herangezogenen Körner wiesen keine Abrasion von Kanten und Spitzen auf (Abb. 6.9.3, links und rechts), dennoch konnten durch sedimentären Transport abraderte Körner identifiziert werden, was eine Beteiligung von älterer krustaler Komponente andeutet.

Dies wird durch das große Altersspektrum der gemessenen Körner belegt. Vier ererbte Körner besitzen Alter von 1923 ± 8 Ma, 1080 ± 1 Ma, 342 ± 5 Ma und 331 ± 7 Ma. Zwei jüngere Körner liegen bei 326 ± 4 Ma und 311 ± 2 Ma. Sieben innerhalb des Fehlers übereinstimmende Zirkonalter belaufen sich im Mittel auf 300 ± 4 Ma (Abb. 6.9.2, rechts). Ihre $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse zeigen eine sehr gute Gauss-Verteilung und das 300Ma-Alter wird als das Intrusionsalter des Gneisvorläufers interpretiert. Das zum Vergleich zu Gneisen der benachbarten Inseln stärkere Auftreten ererbter Zirkone deutet einen höheren Anteil ererbter Komponente(n) an. Die geochemischen Signaturen zeigen für beide Sikinos-Proben höhere Verwitterungsgrade, eine separate Lage in fast allen Variationsdiagrammen sowie eine stärker ausgeprägte Ähnlichkeit mit einem Paragneis. Das 303-Ma und 300 Ma-Alter der datierten Sikinos-Zirkone kann daher als das Maximalalter dieser Metagranite interpretiert werden. Zieht man eine Para-Abstammung in Betracht, so lassen sich mehrere Quellen nachweisen. Zum einen ist dies die 300 Ma-Orthogneiskomponente der benachbarten Lokalisationen und zum anderen eine oder mehrere ältere ererbte Krustenkomponente(n).

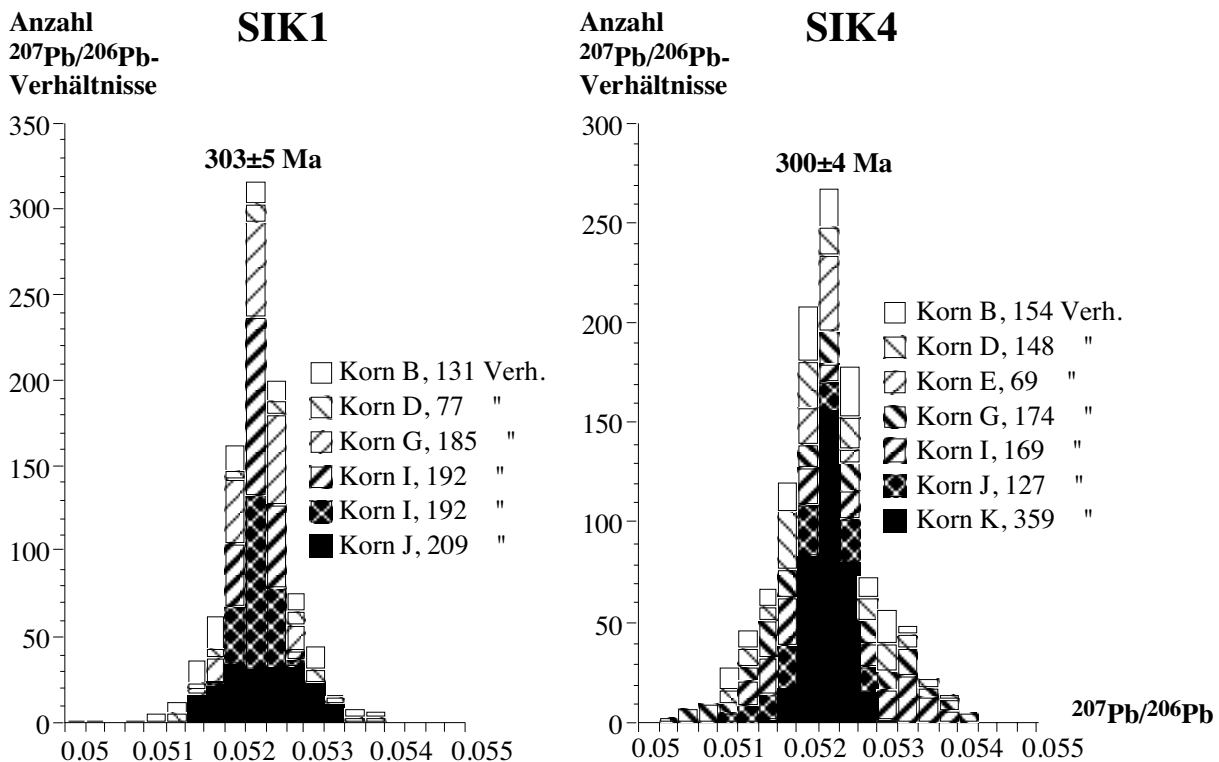


Abb. 6.9.2: Die Gneise SIK1 und SIK2 zeigen innerhalb des Fehlers übereinstimmende Alter. Eine Reihe von ererbten Körnern (Tab. 2, Anhang) dokumentiert die Beteiligung älterer Krustenkomponenten.

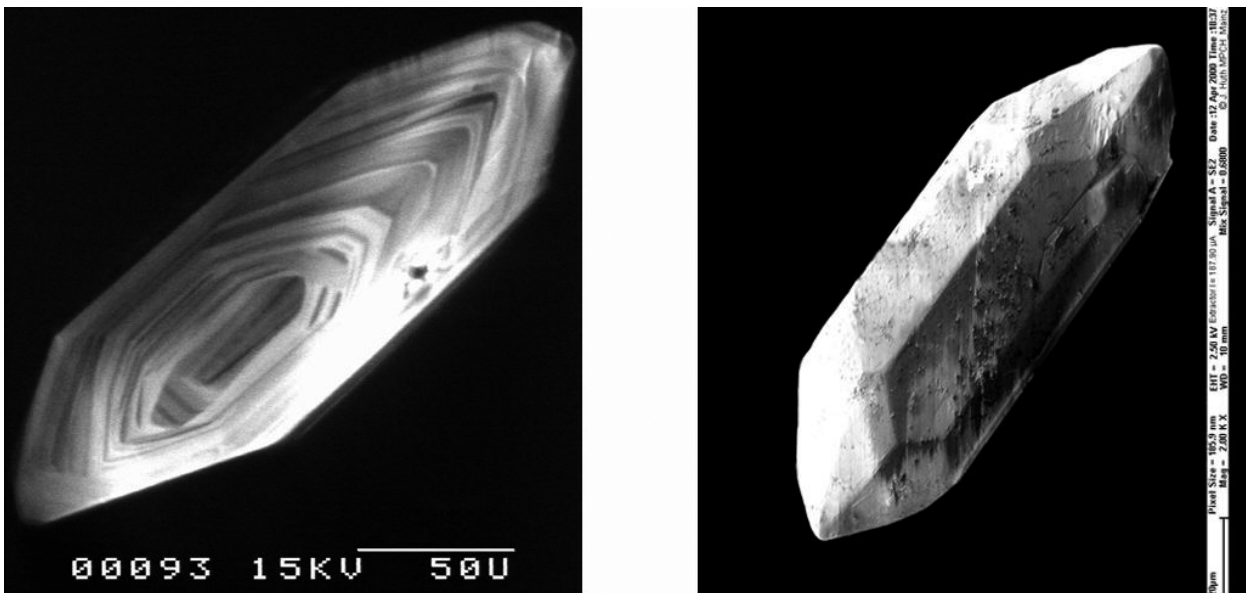


Abb. 6.9.3: KL- und REM-Aufnahme, die die gemessene Population repräsentierende Körner darstellen (SIK4). Sowohl Morphologie (rechtes Bild) als auch interne Zonierung belegen ein magmatisches Wachstum.

6.10 Santorin

Am SE Kraterinnenrand der Insel Santorin befindet sich eine kleinere metasedimentäre Schuppe, die stark deformierte karbonatisierte Glimmer- und Phyllitschiefer sowie stark verwitterte und karbonatisierte Gneise enthält. Ob diese prävulkanischen Metasedimente Komponenten des Kykladen-Grundgebirges inform von gleichaltrigen Zirkonen enthalten, sollte die Analyse der Zirkone dieser Probe klären.

Die Zirkone des karbonatisierten Gneises SAN3 besitzen eine große Bandbreite an Morphologien, Farbe und Größe. Es überwiegen jedoch z.T. völlig abradierte, rundgeschliffene Körner, deren interne Struktur mehrere Überwachungsphasen und somit ererbte Kerne dokumentieren (Abb.6.10.1).

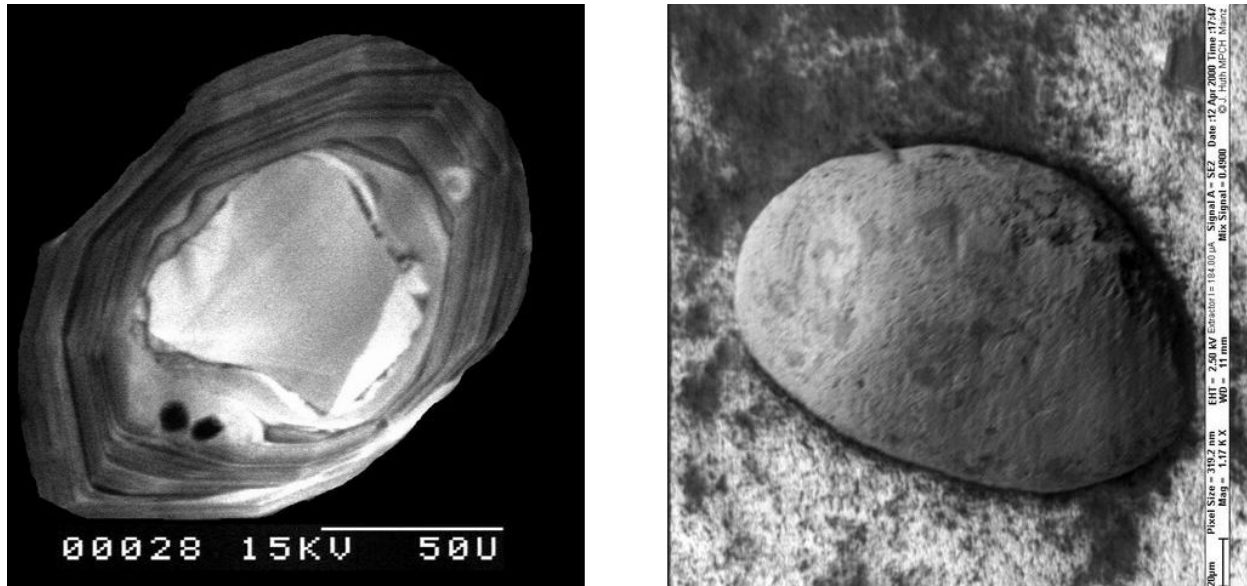


Abb. 6.10.1: Ererbte Kernbereich der karbonatisierten Gneise von Santorin (linkes Bild). Die typisch abradierte Morphologie mit „pitted surface“ (rechtes Bild) belegt den sedimentären Transport.

Die Alter dieses Paragneises zeigen eine hohe Streuung von 516 ± 6 Ma bis 1877 ± 1 Ma. Ein Korn besitzt mit 560 ± 6 Ma ein gleiches Alter wie die Orthogneise des NW gelegenen Menderes Massivs im SW der Türkei (Loos & Reischmann, 1999). Karbonische Alter um 300 Ma konnten hingegen nicht identifiziert werden (Abb. 6.10.2). Es gibt daher keine Hinweise auf eine Aufarbeitung der basalen Orthogneise der zentralen Kykladen in diesen Paragneisvorkommen von Santorin.

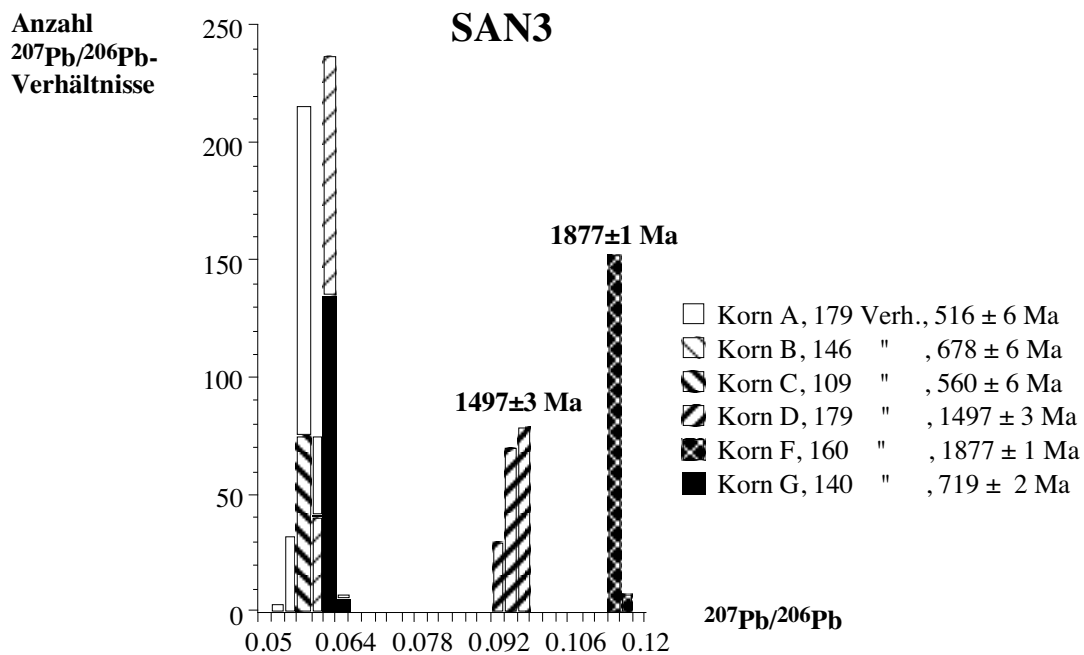


Abb. 6.10.2: Die datierten Zirkone eines Paragneises aus dem SE des Kraterinnenrandes von Santorin dokumentiert eine Vielzahl ererbter Zirkone. Die von den Orthogneisen bekannten Alter von ca. 300 Ma konnten in keinem der Santorin-Zirkone nachgewiesen werden.

6.11. Zusammenfassung und Schlußfolgerung der Zirkondatierungen

Die ermittelten Altersdaten der untersuchten Zirkone der basalen Gneiseinheit der Kykladen zeigen eine Variationsbreite von 2305 Ma bis ca. 300 Ma (s. Abb. 6.11.1). Die höheren Alter über ca. 330 Ma repräsentieren ererbte Zirkone bzw. solche mit älteren Kernen oder stellen Mischalter zwischen diesen und der spät-karbonischen Population dar. Sie dokumentieren somit die Beteiligung älterer, kontinentaler Krustenkomponenten. Da zur Altersbestimmung systematisch Zirkone mit idiomorphem Habitus, d.h. vorwiegend solche magmatischen Ursprungs ausgewählt wurden, sind quantitative Aussagen hinsichtlich der Anteile der ererbten Komponenten nicht möglich.

Der Haupt-Alterspeak variiert von ca. 320 Ma bis 300 Ma. Hierbei dominiert die Altersgruppe von 300 Ma. Die etwas höheren Alter um 320 Ma resultieren möglicherweise von sehr kleinen, älteren Kernen, oder stellen eine separate Altersgruppe dar, die jedoch innerhalb der Fehlergrenzen teilweise mit der 300 Ma-Population überlappt. Da die datierten Körner keine morphologischen Unterschiede zeigen, und der Alterspeak bei ca. 300 Ma hin zu jüngeren Altern abrupt endet, wird dieses karbonische Alter als das magmatische Formationsalter der basalen Orthogneiseinheiten der Kykladen interpretiert. Ein Pb-Verlust der marginalen Zirkonbereiche kann aufgrund des idiomorphen, magmatischen Habitus der ausgewählten Körner als unwahrscheinlich angesehen werden. Zudem fehlen Hinweise auf eine Metamiktisierung sowie eine auf Gitterfehlstellungen hindeutende Verfärbung. Derartige durch den radioaktiven Zerfall von U zu Pb induzierten Fehlstellungen im Kristallgitter repräsentieren auch gleichzeitig eine geringe Schwächung der atomaren Bindungskräfte. Dies kann zu einer Öffnung des Pb-

Isotopensystems Systems unterhalb der „normalen“ Schließungsbedingungen führen. Zwar zeigen die analysierten Zirkone meist eine schwach-rötliche Färbung, jedoch ist diese von geringer Intensität, sodaß dieser Prozess keinen messbaren Einfluß auf die ermittelten Zirkonalter genommen haben dürfte, zumal die grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen dazu auch nicht ausreichen.

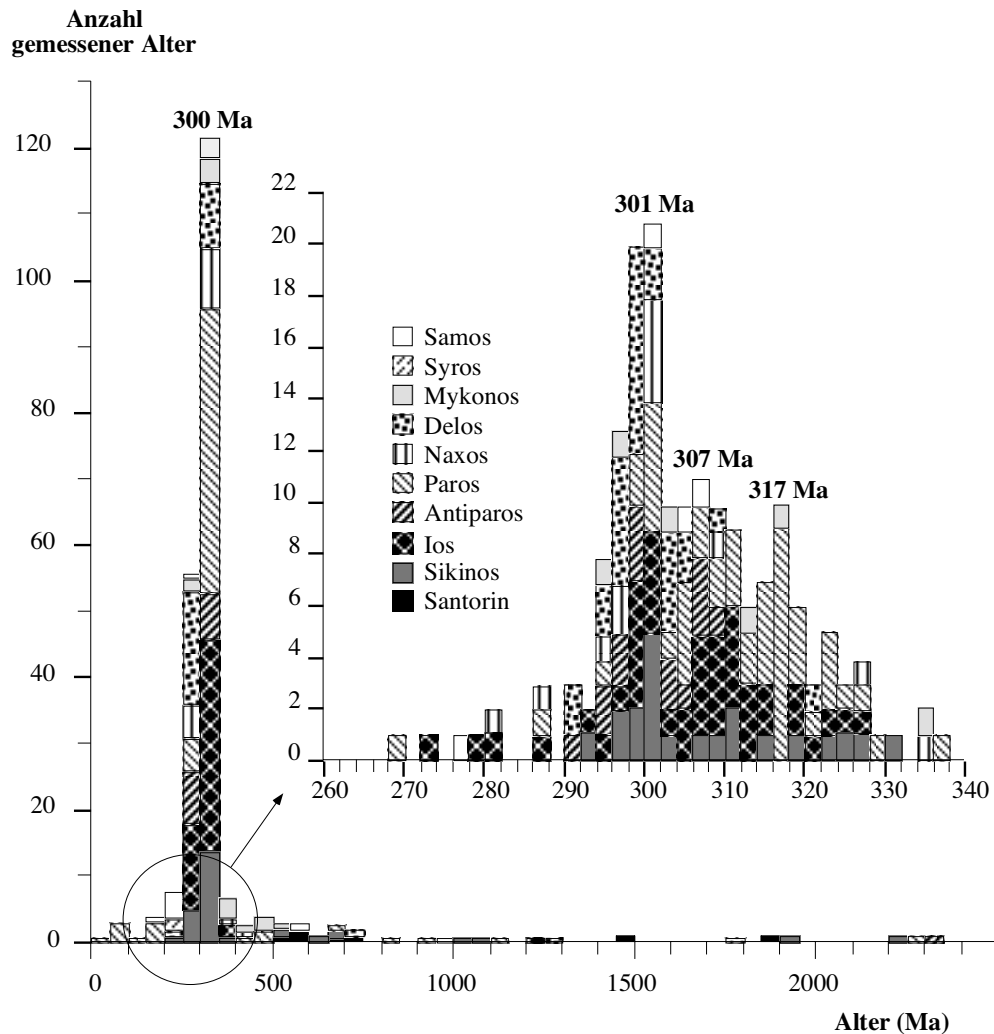


Abb. 6.11.1: Gegenüberstellung aller ermittelten Entstehungsalter der basalen Gneise des Kykladenkristallins. Der eindeutige Peak bei 301 Ma wird als das Formationsalter bzw. Intrusionsalter des granitischen Protolithen interpretiert. Die älteren Körner repräsentieren eine Beteiligung von älteren krustalen Komponenten. Der kleine Peak bei ca. 100 Ma stammt von der Probe P1 (Paros) und stellt eine jüngere Intrusion in den karbonischen Augengneis dar.

Die gemittelten Alter aller beprobter Lokationen sind in Abb. 6.11.2 dargestellt. Eine Abhängigkeit der Entstehungsalter von der geographischen Lage ist nicht erkennbar. Aufgrund der innerhalb der Fehlergrenzen weitgehend übereinstimmenden karbonischen Alter von 300-320 Ma können die Grundgebirgseinheiten der zentralen Kykladen Mykonos, Delos, Naxos, Paros, Antiparos, Ios und Sikinos als kogenetisch interpretiert werden. Dies bezieht sich auf ein gemeinsames Quellenmaterial und einen gemeinsamen, die Aufschmelzung verursachten Orogenprozess. Daß die karbonischen Gneise auch komagmatisch sind, kann aufgrund der, wenn

auch nur geringen Altersvariationen von 300-320 Ma nicht bestätigt werden. Auch die Streuung in den geochemischen Trends deuten u.a. darauf hin, daß es sich um mehrere, regional begrenzte Magmenkörper gehandelt haben könnte. Auch von Samos wurden neben einer jüngeren und zwei älteren Populationen 300 Ma-Alter gemessen. Dies belegt neben der Existenz jüngerer Zirkone von ca. 204 Ma und dem Auftreten eines 550 Ma-Kornes (→ Menderes Massiv, s.u.) zumindest die Verarbeitung spätkarbonischen Grundgebirgs-Materials und verschiebt so die geographische Grenze spätkarbonischer Grundgebirgsvorkommen bis an den westlichen Rand der Türkei. Westlich treten spätkarbonische Intrusionsalter (Abb. 6.11.2) vereinzelt in der östlichen Vadar-Zone auf (Anders & Reischmann 2003a) aber vor allem in der Pelagonischen Zone (Yarwood & Aftalion 1976, Reischmann et al. 2001, Anders et al. 2002). In der benachbarten Serbo-Mazedonischen Zone existieren dagegen keine Hinweise auf eine karbonische Intrusionsphase (Himmerkus et al. 2003). Nordöstlich der Kykladen konnten im Bereich des Sakarya-Kontinents weitere karbonische Metagranite datiert werden (Özmen & Reischmann, 1999). Die kambrisch-präkambri-schen Alter des östlich angrenzenden Menderes Massivs sind im gesamten Kykladengrundgebirge nicht nachweisbar. Umgekehrt existieren im Menderes Massiv keine Hinweise auf eine karbonische Krustenbildungsphase (siehe Dannat 1997, Loos & Reischmann 1999).

Zusammenfassend lassen sich permokarbonischen Entstehungsalter der granitoiden Grundgebirgsgneise der Pelagonischen Zone, der Kykladen und der Sakarya-Zone in der Türkei auf eine überregionale magmatische Phase zurückführen. Dabei bedingte Krustenverdickung während des späten Karbons die Aufschmelzung unterschiedlichen krustalen Materials. Dies führte im Bereich der Kykladen zur Intrusion von Graniten und Granodioriten in ein heute z.T. nicht mehr in Nachbarschaft zu diesen anstehendes Nebengestein.

Die Entstehung der basalen Metagranitoide des Menderes Massivs, welche denen der Kykladen petrologisch und hinsichtlich der sie überlagernden metasedimentären Einheiten stark ähneln, ist nicht auf dieses Ereignis zurückzuführen und belegt mit Altern von ca. 550 Ma eine eigenständige Entwicklung (z.B. Hetzel & Reischmann 1996, Dannat 1997, Loos & Reischmann 1999).

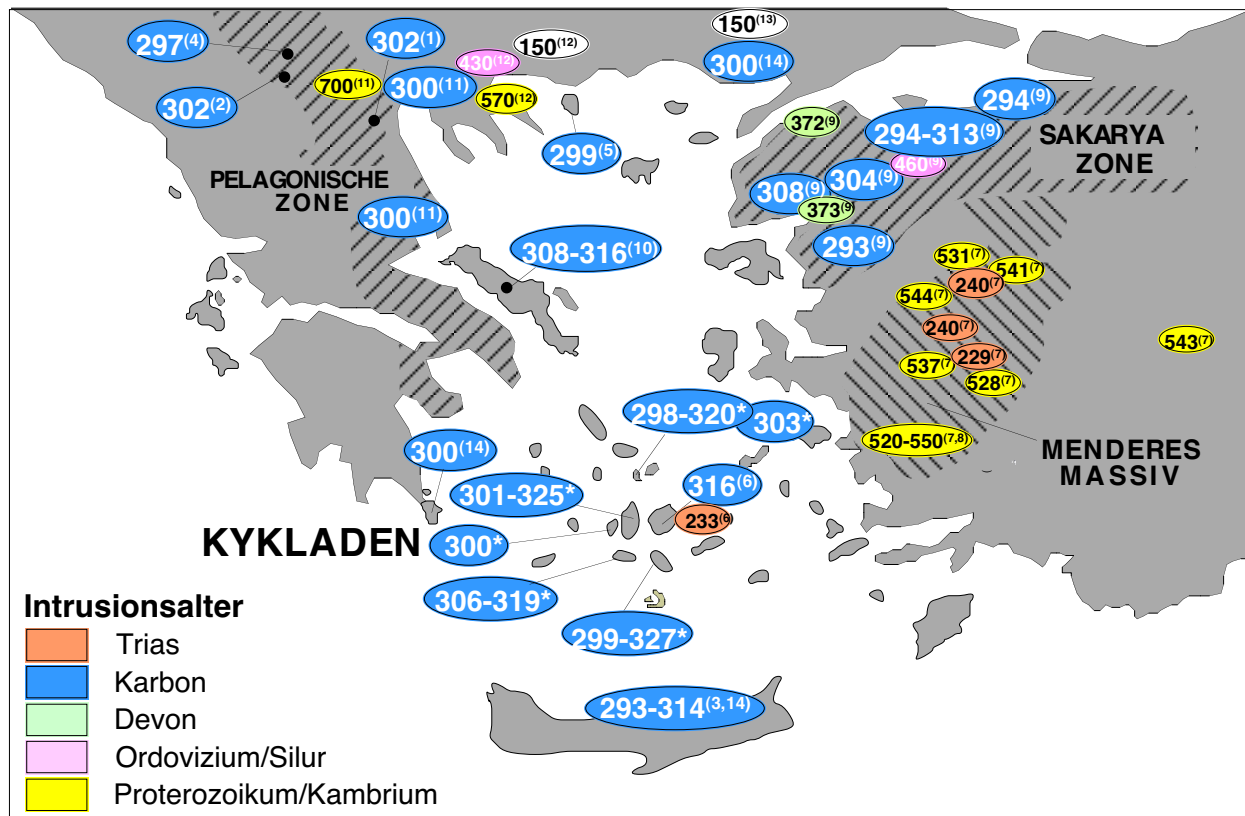


Abb. 6.11.2: Die Verteilung permokarbonischer Intrusionsalter im östlich-mediterranen Raum dokumentiert eine überregionale magmatische Phase, die sich von der Pelagonischen Zone über die Kykladen bis zum Sakarya-Kontinent erstreckt.

Es bedeuten:

(1) Yarwood & Aftalyon (1976), (2) Mountrakis (1984), (3) Seidel et al. (1982), (4) Koroneos et al. (1993), (5) Wawrzenitz et al. (1994), (6) Reischmann (1998), (7) Dannat (1997), (8) Loos & Reischmann, (1999), (9) Özmen & Reischmann (1999), (10) Vavassis et al. (1999), (11) Anders et al. (2002)/Anders & Reischmann (2003), (12) Himmerkus et al. (2003, 2005), (13) Turpaud & Reischmann (1996) (14) Reischmann pers. com., (*) diese Arbeit.

7. Isotopengeologie

Die isotopengeochemischen Analysen zur Klassifizierung und Charakterisierung der Grundgebirgsgranite erfolgten auf Basis der Sr- und Nd- Isotopensysteme, wodurch Rückschlüsse auf Alter, chemische Zusammensetzung, Herkunft und Genese des granitischen Ausgangsmaterials gezogen wurden (s. Kap. 7.1 u. 7.2). Zudem erfolgte auf Basis der initialen ϵNd -Werte eine Abgrenzung zu den benachbarten Regionen.

Im Allgemeinen gestaltet sich eine radiometrische Altersbestimmung und eine isotopengeochemische Charakterisierung magmatischer Gesteine mit sedimentärem Anteil oft schwieriger als bei Gesteinen ohne Sedimentbeteiligung, da bei ihrer Entstehung einerseits unterschiedliche Liefergebiete, andererseits allochemisch wirkende Prozesse (Verwitterung und Alteration) schon vor ihrer Formation die primäre chemische Zusammensetzung beeinflussen können. Das Nd- System verhält sich im Vergleich zum Sr-Isotopensystem jedoch ungleich resistenter gegenüber sekundären Prozessen weshalb im Fall korrelierender Ergebnisse von Sr- und Nd-Isotopie ein „offenes System“ als unwahrscheinlich erachtet werden kann. Aus diesem Grund erscheint es wichtig, beide Isotopensysteme, nicht zuletzt wegen ihrer gemeinsamen naßchemischen Probenextraktion, zu untersuchen. Den Isotopenanalysen wurden generell nur Proben mit niedrigen CIA-Werten zugeführt.

7.1 Die Sr- und Nd- Isotopie der basalen Gneise

7.1.1 Allgemeines

Ausgehend von der Beobachtung, daß sowohl Sr- als auch Nd-Isotopenverhältnisse bei einer Schmelzbildung oder magmatischen Fraktionierung nicht (nachweisbar) verändert werden, können unter Annahme eines hinsichtlich dieser Elemente durch die Zeit hinweg geschlossenen Systems, Rückschlüsse auf die Quellenzusammensetzung, Genese und das tektonische Entstehungsmilieu (tectonic setting) während der Inplatznahme des Schmelzkörpers gezogen werden. Es ist möglich, Mischungen und Kontaminationen nachzuweisen und für den vereinfachenden Fall binärer oder ternärer Endgliedersysteme Mischungskurven zur Quantifizierung der Mischungsendlieferanten oder Provenanzen zu berechnen.

Um einen direkten Vergleich der initialen Sr- und Nd-Zusammensetzung zu ermöglichen, lassen sich mit Kenntnis des Alters und der $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - sowie der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse $\epsilon\text{Nd}(t)$ - und $\epsilon\text{Sr}(t)$ -Werte berechnen. Hierbei wird die Nd- bzw. Sr-Isotopie der zu betrachtenden Proben der $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - bzw. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Zusammensetzung des CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) zum entsprechenden Zeitpunkt in Beziehung gesetzt und somit eine zeitbereinigte, direkt vergleichbare Darstellung des isotopischen Charakters des Ausgangsmaterials ermöglicht. Das hierzu herangezogene Formationsalter entspricht den in Kap. 6 dargestellten Zirkonaltern.

Die Berechnung der Modellalter dieser Studie erfolgte nach Goldstein et al. (1984) unter Annahme eines linearen DM-Entwicklungsmodells (Depleted Mantle) ausgehend von einer initialen Krustenbildung (d.h. initiale Kruste/Mantel-Differenzierung) bei 4.5 Ga und einem heutigen $\epsilon\text{Nd}_{(0)}$ -Wert von "+10". Folgende Parameter wurden zur Berechnung der ϵNd -Werte und Modellalter (= *crustal residence ages* oder *model ages*) herangezogen:

- $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR, heute}} = 0.512638$ (Goldstein et al., 1984)
- $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM, heute}} = 0.51315$ (Peucat et al., 1988)
- $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR, heute}} = 0.1967$ (Jacobsen and Wasserburg, 1980)
- $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM, heute}} = 0.2137$ (Peucat et al., 1988)

7.1.2 Ergebnisse der Sr- und Nd-Isotopenanalysen

Insgesamt wurden 39 den basalen Gesteinsformationen entnommene Meta-Granitoide auf ihre Sr- und Nd-Isotopie hin untersucht. Entsprechend der normativen An/Ab/Or-Verteilung handelt es sich mehrheitlich um (grünschiefer- bis amphibolitfaziell überprägte) Granite und Granodiorite (s. Kap. 5). Die Analyseergebnisse der isotopischen Betrachtungen sind der Tab. 3 (s. Anhang), zu entnehmen.

Syros

3 Gneise aus dem SE Bereich der Lokation Syros („Vari-Gneiseinheit“) nehmen in den geochemischen Diskriminationsdiagrammen (Kap. 5) eine von der Mehrheit der analysierten Gneise isolierte Lage ein. Die auf 240 Ma berechneten initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0.702124 bis 0.703942 sind für Meta-Granitoide vergleichsweise niedrig (ebenso wie die niedrigen ASI-Werte, Kap. 5) und deuten zusammen mit den hohen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ -Verhältnissen von 0.512036 bis 0.512424 eine von den übrigen Gneiseinheiten abgekoppelte Genese an. Die Modellalter variieren von 2 Ga bis 0.97 Ga und die $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ -Werte von -5.72 bis +1.86 und deuten damit eine im Vergleich zu den Proben der zentralen Kykladen höhere Beteiligung von Mantelkomponente an. In den Isochronendiagrammen $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ und $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Abb. 7.1.1 und 7.1.2) deuten die Syros-Proben für sich gesehen keine lineare Anordnung der darstellenden Probenpunkte inform einer Isochrone an, liegen jedoch im Rb/Sr-Isochronendiagramm zusammen mit der Mehrzahl aller untersuchter Gneise nahe der 300 Ma-Referenzlinie.

Die heterogene isotopische Zusammensetzung der (Vari)-Gneise von Syros sowie eine vom Gros der analysierten Vertreter des Kykladen-Basements abweichende Sr- und Nd-Isotopie belegen in Einklang mit der abweichenden geochemischen Zusammensetzung (s. Kap. 5) eine eigenständige Genese.

Mykonos

Die initiale Sr und Nd-Isotopie dreier Paragneise des W Gneiskomplexes von Mykonos wurden in Analogie zu den Formationsaltern der anderen basalen Gneisvorkommen auf 300 Ma zurückgerechnet. Die initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse variieren von 0.709622 bis 0.710896, die initialen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse von 0.511875 bis 0.511931, die $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ -Werte von -7.35 bis -6.22. Die zugehörigen Modellalter zeigen geringe Variationen von 1.55 bis 1.59 Ga. Für beide Isotopensysteme wird keine lineare Anordnung der darstellenden Probenpunkte im Isochronendiagramm realisiert (Abb. 7.1.1 und 7.1.2).

Die feinkörnigen, etwas mafischeren Paragneise von Mykonos besitzen im Gegensatz zu ihrer geochemisch von den Gneisen und Augengneisen der zentralen Kykladen abweichenden Zusammensetzung (s. Kap. 5) eine relativ geringe Variation ihrer initialen Sr- und Nd-Isotopenzusammensetzung, die im mittleren Wertebereich der übrigen analysierten Gneise liegt. Während sich die geochemische Zusammensetzung von der des übrigen Probenspektrums unterscheidet, zeigen die Ergebnisse der Sr- und Nd-Isotopie (die $\text{Nd}_{(i)}$ -Verhältnisse liegen nur knapp über dem Mittel der anderen Gneise (s. Tab. 3, Anhang)) keine signifikante Abweichung von den analysierten Gneisen des Kykladen-Grundgebirges. Da von den Mykonos-Gneisen weder übereinstimmende Zirkon- noch ein Isochronenalter bestimmt werden konnten, basieren die zurückgerechneten $\text{Sr}_{(i)}$ - und $\text{Nd}_{(i)}$ -Verhältnisse auf den gemessenen Zirkonaltern der benachbarten Lokationen als beste Abschätzung des Formationsalters. Zusammenfassend kann für die analysierten Mykonos-Gneise keine Zugehörigkeit zu dem das Grundgebirge aufbauenden basalen Gneiskomplex abgeleitet werden.

Delos

Das ausschließlich auf eine kleinere Schuppe im SW von Delos beschränkte (Augen-) Gneisvorkommen wurde anhand eines Meta-Granites und eines Meta-Granodiorites analysiert. Bezogen auf ein ermitteltes Formationsalter von durchschnittlich 300 Ma betragen die initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse 0.707604 und 0.708070, die entsprechenden $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ -Verhältnisse 0.511896 und 0.511876 (s. Tab. 3, Anhang). Die korrespondierenden ϵNd -Werte variieren von -7.34 bis -6.98. Die Modellalter besitzen Werte von 1.41 und 1.89 Ga. Aus der Isochronendarstellung $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ und $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ kann keine mit den Zirkonaltern korrespondierende Steigung der Isochrone abgeleitet werden.

Naxos

Von den basalen Gneiseinheiten dieser Lokalität wurden drei Meta-Granite, zwei Meta-Granodiorite, ein Meta-Trondhjemit und ein Meta-Qz-Monzonit analysiert. Die initiale Sr und Nd-Isotopie wurde auf durchschnittliche 300 Ma zurückgerechnet (siehe Tab. 2 u. 3 im Anhang). Die hohen Variationen der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ -Verhältnisse von 0.702940 bis 0.723533 stehen im Gegensatz zu den geringen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ -Variationen von 0.511867 bis 0.511916. Die ϵNd -Werte

reichen von -7.57 bis -6.56, die der Modellalter sind deutlich heterogener und reichen von 1.53 Ga bis 2.41 Ga.

Im Rb/Sr-Isochronen-Diagramm (Abb. 7.1.1) bilden die Naxos-Gneise eine erkennbare Linearität, in der Sm/Nd-Isochronendarstellung wird eine solche wegen der geringen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Variation lediglich angedeutet. In beiden Fällen liegt keine die Isochronenkriterien erfüllende Verteilung vor. Der granitische Gneis NA28 besitzt ein für krustale Gesteine zu niedriges $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ -Verhältnis von 0.698299, das als Folge eines alterierten Sr-Systems interpretiert werden muß, wofür eine einsetzende Serizitisierung der Feldspäte im Dünnschliff spricht, obwohl der CIA mit einem Wert von 53 keinen direkten Hinweis darauf gibt. Ursache hierfür ist wahrscheinlich ein früherer Sr-Verlust oder Rb-Gewinn (hervorgerufen durch meteorische Verwitterung, da Plagioklas-Verwitterung > K-Feldspat-Verwitterung) oder dem Zusammenwirken beider Prozesse. Im Gegensatz dazu korrelieren sowohl das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ -Verhältnis als auch das gemessene Zirkonalter mit denen der restlichen Grundgebirgsgneise (s. Kap. 6 und unten).

Paros

Die unteren Gneiseinheiten der Lokalität Paros wurden durch 2 Meta-Granodiorite und 8 Granite auf ihre Sr- und Nd-Isotopenzusammensetzung hin untersucht. Ihre initiale Sr- und Nd-Isotopie wurde im Durchschnitt auf ein Formationsalter von 300 Ma berechnet. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ -Verhältnisse variieren von 0.705810 bis 0.709362 und damit weniger als die der Naxos-Gneise. Die niedrigen $\text{Sr}_{(i)}$ -Verhältnisse der Proben P12 und P32 deuten mit Werten von 0.698299 und 0.686130 sowie hohen Rb/Sr-Verhältnissen auf eine Alteration und somit auf ein offenes Rb/Sr-Isotopensystem was sich in Einklang mit ihren erhöhten CIA-Werten von 60 und 65 steht. Ursache dafür ist wahrscheinlich ein Rb-Gewinn oder ein Sr-Verlust beziehungsweise der Einfluß beider Prozesse (im Dünnschliff ist eine Serizitisierung der Feldspäte erkennbar, s. Kap. 3). Zudem nehmen sie in den meisten geochemischen Diskriminationsdiagrammen eine relativ isolierte Lage ein. Die initiale Nd-Isotopie beider Gneise zeigt dagegen keine signifikante Abweichung vom Mittelwert des übrigen Probenspektrums von Paros und der anderen zentralen Kykladen.

Die $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ -Verhältnisse besitzen eine vergleichsweise geringe Bandbreite der Werte von 0.511821 bis 0.511924. Die initialen ϵNd -Werte variieren von -8.10 bis -6.40 und die Modellalter von 2.1 Ga bis 1.7 Ga. Im Rb/Sr-Isochronendiagramm erzielen die darstellenden Punkte der Paros-Proben (ohne die alterierten Proben P12 und P32) eine deutlich erkennbare Linearität. Aufgrund der wenig variierenden $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse ist eine lineare Anordnung der darstellenden Probenpunkte im Sm/Nd-Isochronendiagramm lediglich schwach ausgeprägt. Eine Isochrone (nach Isochronenkriterien) wird in beiden Fällen nicht erzielt.

Antiparos

Von der Lokalität Antiparos (2 km E von Paros) wurden fünf die basale Gneiseinheit repräsentierende Meta-Granite und ein zu diesen diskordanter Meta-Trondhjemit analysiert. Dabei wurde die initiale isotopische Zusammensetzung der fünf Metagranite auf Basis der ermittelten Zirkonalter von ca. 300 Ma berechnet. Die trondhjemitische Probe AP6 korrelierend zur Probe P1 auf ein (Maximal-) Alter von 100 Ma als beste Näherung berechnet. Die Zirkonanalysen des Trondhjemits AP6 ergaben eine zu geringe Signalausbeute, die auf niedrige Gehalte radiogenen Bleis und somit in Übereinstimmung mit der zum Basement diskordanten Lagerung auf ein relativ jüngeres Alter hindeutet. Auf Paros ergab der Granit P1 ein kretazisches Alter von etwa 100 Ma (s. Kap. 6), welches als beste Näherung zur Berechnung der initialen Sr- und Nd-Zusammensetzung der Probe AP6 herangezogen wurde. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ -Verhältnisse erstrecken sich mit Werten von 0.706361 bis 0.710605 über einen ähnlich großen Variationsbereich wie die Gneise von Paros, dagegen variiert die initiale $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopie der 5 Metagranite lediglich von 0.511850 bis 0.51190, die $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ -Werte von -7.84 bis -6.84. Die Modellalter hingegen stellen sich weniger einheitlich dar und reichen von 1.59 bis 2.46 Ga. Im Rb/Sr-Isochronendiagramm deuten die darstellenden Probenpunkte mit Ausnahme von AP6 eine lineare Anordnung an, genügen jedoch nicht den Anforderungen an eine Isochrone. Im Sm/Nd-Isochronendiagramm wird, nicht zuletzt wegen der geringen Variationsbreite der gemessenen Isotopenverhältnisse, keine Linearität der darstellenden Probenpunkte erzielt.

Isotopisch und geochemisch zeigen die Augengneise von Antiparos (AP1-AP5) keine Abweichungen zum Gros des analysierten Gneisproben-Spektrums und belegen eine zusammen mit den bislang zum Kykladen-Grundgebirge zugehörig interpretierten Granite kogenetische Abstammung. Der Trondhjemit AP6 als diskordanter, aplitischer Gang im Augengneis belegt aufgrund seines relativ jüngeren Intrusionsalters, seines höheren $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisses von 0.512122 und seiner abweichenden geochemischen Signaturen eine separate Aufschmelzphase, die möglicherweise in Zusammenhang mit der Intrusion von P1 steht.

Ios

Die basale Formation der Lokalität Ios wurde anhand dreier Meta-Granite und Meta-Granodiorite isotopisch untersucht. Die initiale Sr- und Nd-Zusammensetzung aller Proben wurde auf ein Alter von durchschnittlich 300 Ma berechnet (s. Anlage 5). Ihre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ -Verhältnisse besitzen einen Wertebereich von 0.707960 bis 0.712292 und liegen somit geringfügig höher als die der anderen Lokalitäten. Die initialen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse variieren in einem engen Bereich von 0.511845 und 0.511889, ebenso die $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ -Werte (-7.73 bis 7.11). Die Modellalter dagegen streuen mit Werten von 1.38 Ga bis 2.05 Ga deutlich stärker. Im Sm/Nd-Isochronendiagramm wird eine lineare Anordnung der Probenpunkte lediglich angedeutet, ohne jedoch die Isochronenkriterien zu erfüllen.

Sikinos

Von einem kleinen Gneiskörper im SW von Sikinos wurden 2 Meta-Granite bezüglich ihrer Sr- und Nd-Isotopie analysiert. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ -, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ - und $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ -Werte wurden auf ein Alter von durchschnittlich 312 Ma berechnet. Die initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte variieren mit Werten von 7.05091 und 7.05861 sowie $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ -Verhältnissen von 0.511844 und 0.511889 vergleichsweise wenig. Die initialen ϵNd -Werte betragen -7.47 und -6.94, die korrespondierenden Modellalter 1.75 und 1.88 Ga. Im Rb/Sr- und Sm/Nd Isochronendiagramm fügen sich die Sikinos-Gneise in den allgemeinen linearen Trend des Gesamt-Probenspektrums ein.

Geochemisch nehmen die beiden Proben in einigen Harker- und Diskriminationsdiagrammen eine, verglichen zum restlichen Probenspektrum, eher marginale Lage ein. Die erhöhten CIA-Werte (> 60) spiegeln sich im Isochronendiagramm jedoch nicht durch eine ausgeprägte Abweichung vom allgemeinen linearen Trend wieder, woraus geschlossen werden kann, daß keine signifikante Änderung der primären chemische Zusammensetzung (bezogen auf 300 Ma) als Folge von Alterationsprozessen erfolgte. Die initialen Sr-Verhältnisse der Sikinos-Gneise können daher als Quell-spezifisierend interpretiert werden. Sie sind generell eher niedrig und liegen, verglichen mit den anderen dem Grundgebirge zugeordneten Gneisen, im unteren Wertebereich. Jedoch stimmen sowohl die Zirkonalter als auch die Nd-Isotopie gut mit den anderen als Grundgebirgsgneisen überein.

7.1.3 Zusammenfassung und Interpretation der Sr/Nd-Isotopenuntersuchungen

Die Sr-Isotopie

Das aus der Rb/Sr-Isochronenberechnung erhaltene $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ -Verhältnis besitzt einen für S-Typ Granite eher niedrigen Wert von 0.7072 ± 0.0019 ($2\sigma_m$, s. Abb. 7.1.1) als Mittelwert aller einzeln berechneten $\text{Sr}_{(i)}$ -Verhältnisse. Letztere zeigen eine für kogenetische Gesteinsserien hohe Variabilität und liegen teilweise unter einem für S-Typ-Granite charakteristischen („Schwellen“-) Wert von 0.708 (vgl. White and Chappel, 1983). Mc Culloch and Chappel (1982) ermittelten für S-Typ-Granodiorite des LFB (Lachlan Folt Belt) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ -Verhältnisse von 0.7094 bis 0.7184. Auch die $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der untersuchten Metagranite zeichnen sich durch eine hohe Variation aus.

Betrachtet man die im Rb/Sr-Verhältnisse die darstellenden Probenpunkte jeder Lokation separat, kann in keinem Fall eine Isochrone berechnet werden, welche die sie definierende Kriterien erfüllen würde. Zusammen aufgetragen (s. Abb. 7.1.1) deutet sich jedoch eine lineare Anordnung der darstellenden Probenpunkte an, deren Steigung mit einem Alter von 316 ± 16 Ma korrespondiert. Da jedoch der MSWD mit 4098 deutlich über dem per Definition für eine Isochrone zulässigen Wert von 2.5 liegt (aus Rollinson, 1993), hat das hieraus ermittelte

Errorchronenalter für sich gesehen kaum eine geologische Gewichtung. Dennoch ist ersichtlich, daß dieses Errorchronen-Alter innerhalb der Fehlergrenzen mit den ermittelten Zirkonaltern übereinstimmt (s. Kap. 6) und belegt, daß die Sr-Isotopie prinzipiell ihre Systematik beibehalten hat, und nicht als Folge von Verwitterung oder Alteration zurückgesetzt wurde. Die beobachteten Variationen der Rb- und Sr-Isotopenverhältnisse reflektieren demnach eher initiale Inhomogenitäten des Ausgangsmaterials als sekundäre Prozesse.

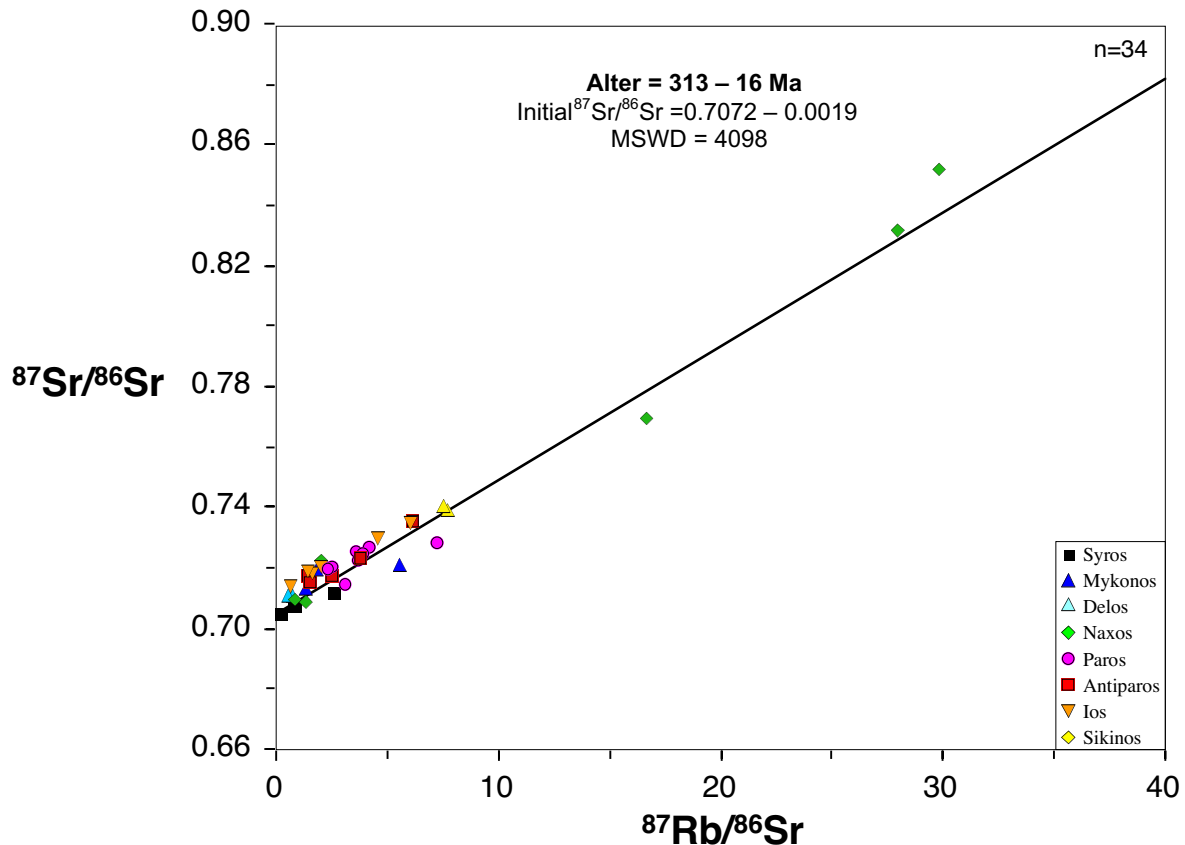


Abb.7.1.1: Die Verteilung der gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse im Isochronendiagramm beschreibt eine lineare Anordnung der Probenpunkte. Das berechnete Errorchronenalter stimmt innerhalb der Fehlergrenzen mit den Zirkonaltern (vgl. Kap 6) überein und dokumentiert somit den Erhalt der Sr-Isotopen-Systematik.

Eine lineare Anordnung der Probenpunkte im Isochronendiagramm kann aber außer durch radiogenen Zuwachs der Tochter-Isotope (im geschlossenen System) auch durch Mischung zweier sich in ihrer initialen Sr-Zusammensetzung unterscheidender Komponenten und/oder durch Alteration (offenes System) erzielt werden. Generell können beide Prozesse im Diagramm $1/\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (bzw. $1/\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) eine lineare, Mischungstypische Anordnung der Probenpunkte verursachen. Ein derartiger Trend ist jedoch nicht nachweisbar (s. Abb. 7.1.2). Auch der Ansatz, das Probenspektrum einer berechneten Mischungslinie zuzuordnen (s. Abb. 7.1.6) liefert keinen Hinweis auf eine Zwei-Komponenten-Mischung.

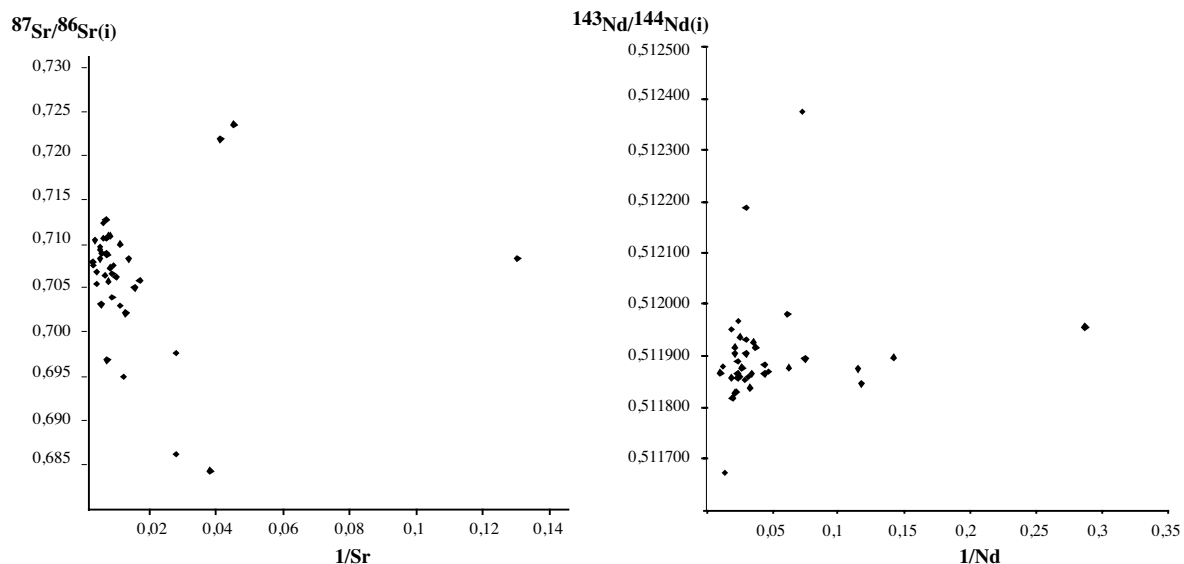


Abb.7.1.2: Die analysierten Granitoide in den Diagrammen $1/\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ (links) und $1/\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$ (rechts) deuten keine binäre Mischung inform einer linearen Anordnung der Probenpunkte an. Die aufgrund der ererbten Zirkone nachgewiesene heterogene Zusammensetzung wurde demnach in Bezug auf die Sr- und Nd-Isotopie zum Zeitpunkt der spätkarbonischen Aufschmelzung nivelliert.

Fazit: Die Sr-Isotopie dokumentiert eine eindeutige Linearität der Proben im Isochronendiagramm mit einer hohen Abweichung des MSWD vom eine Isochrone definierenden Wert von 2.5. Die diese Abweichung bedingenden Variationen der einzelnen Isotopenverhältnisse können prinzipiell durch Alteration, Mischung oder unvollständige Homogenisierung der Quelle bzw. eine Wechselwirkung dieser Prozesse verursacht werden. Die Geochemie und der Erhalt der Sr-Isotopen-Systematik zeigen jedoch, daß Alteration und Verwitterung bis auf wenige Ausnahmen keinen das Isotopen-System „resettenden“ Einfluß genommen hat. Auch eine binäre Mischung zwischen einer mantelartigen und granitoiden Komponente kann weder für die Sr- noch die Nd-Isotopie nachgewiesen werden (s. Abb. 7.1.6). Demzufolge lassen sich die beobachteten Variationen der Sr-Isotopenverhältnisse als initiale Inhomogenitäten der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Zusammensetzung, bedingt durch unvollständige Durchmischung während der Schmelzphase, oder als Existenz mehrerer separater Schmelzkörper mit ähnlicher chemischer und isotopischer Zusammensetzung interpretieren.

Die Vari-Gneise von Syros sowie der leukokrate, trondhjemitische Gneis AP6 zeigen im Vergleich zu den zuvor beschriebenen Grundgebirgsgneisen eine deutlich abweichende Sr-Isotopie, was im Einklang mit den Zirkonmessungen auf eine eigenständige und jüngere Schmelzphase hindeutet.

Die Nd-Isotopie

Das durchschnittliche initiale $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis aller analysierter Proben besitzt einen für krustal abgeleitete Gesteine erhöhten Wert von 0.51187 ± 0.00011 ($2\sigma_m$). Dieser liegt beispielsweise etwas über dem Wertebereich zu Mc Culloch and Chappels (1982) I-Typ-Granodioriten des LFB (Lachlan Folt Belt), deren initiale $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen von

0.511111 bis 0.511325 variieren. Für I-Typ-Granite ermittelten die Autoren Werte von 0.51160 bis 0.511640. Die Vari-Gneise von Syros und der Gneis AP6 heben sich vom restlichen Probenspektrum durch deutlich höhere $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ -Verhältnisse ab und belegen wie die Rb/Sr-Isotopie eine vom übrigen Probenspektrum separate Genese. Dagegen zeigen weder die $\text{Nd}_{(i)}$ - noch die $\text{Sr}_{(i)}$ -Verhältnisse der Mykonos-Gneise (welche wie die Vari-Gneise in den meisten geochemischen Diagrammen eine marginale Lage einnehmen) vom restlichen Spektrum der Grundgebirgsgneise abweichende Werte. Im Gegensatz zu den streuenden initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werten zeichnen sich die $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ -Verhältnisse durch geringere Variationen aus.

Analog zur Bestimmung des Rb/Sr-Isochronenalters stellt sich die Situation beim verwitterungsresistenteren Sm/Nd-Isotopensystem dar. Im Isochronendiagramm (Abb. 7.1.3) wird eine Linearität der analysierten Gneisproben lediglich angedeutet und kann nicht zur Altersbestimmung herangezogen werden. Die ermittelten Variationen werden wegen der hohen Alterationsresistenz als initiale Inhomogenitäten der Quelle interpretiert. Es ist jedoch auch beim Sm/Nd-System anzumerken, daß das aus der mittleren Steigung der Probenpunkte rein rechnerisch ermittelte „Alter“ von 311 ± 130 Ma (MSWD = 163) mit dem des Rb/Sr-Systems und den Zirkonaltern übereinstimmt. Wegen der hohen Abweichung der darstellenden Probenpunkte von einer linearen Anordnung (großer Fehler, hoher MSWD) hat jedoch dieses Errorchronen-Alter für sich gesehen keinerlei geologische Relevanz im Sinn der Isochronen-Definition. Zieht man jedoch in Betracht, dass die initialen Variationen der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse im ungestörten System erhalten blieben, besitzt die mittlere Steigung der Probenpunkte im Isochronendiagramm dennoch eine geologische Relevanz, nichtzuletzt deswegen, weil sie mit den Altern der beiden anderen Isotopensysteme korreliert.

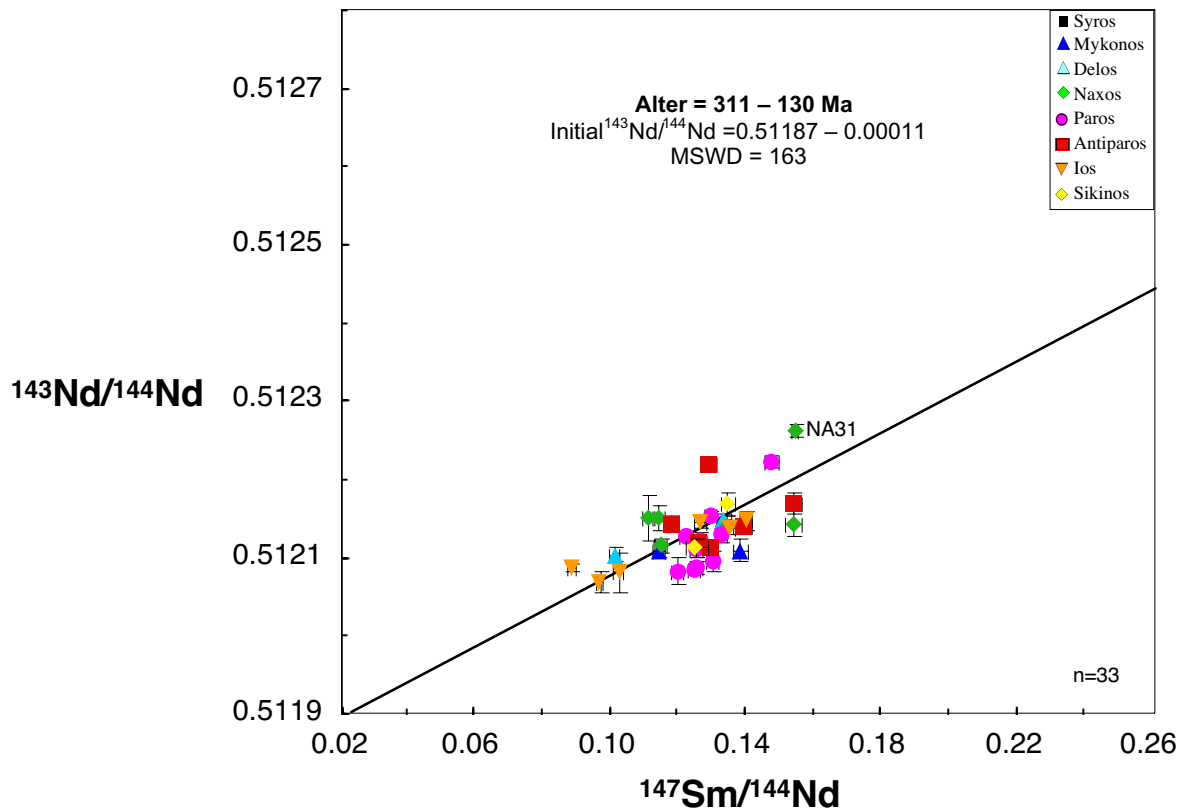


Abb.7.1.3: Die Verteilung der gemessenen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse im Isochronendiagramm zeigt keinen eindeutigen linearen Trend. Das mittlere Alter der Errorchrone entspricht den Zirkonaltern, hat jedoch für sich alleine gesehen aufgrund des hohen Fehlers und des daraus resultierend hohen MSWDs lediglich eine eingeschränkte geologische Relevanz.

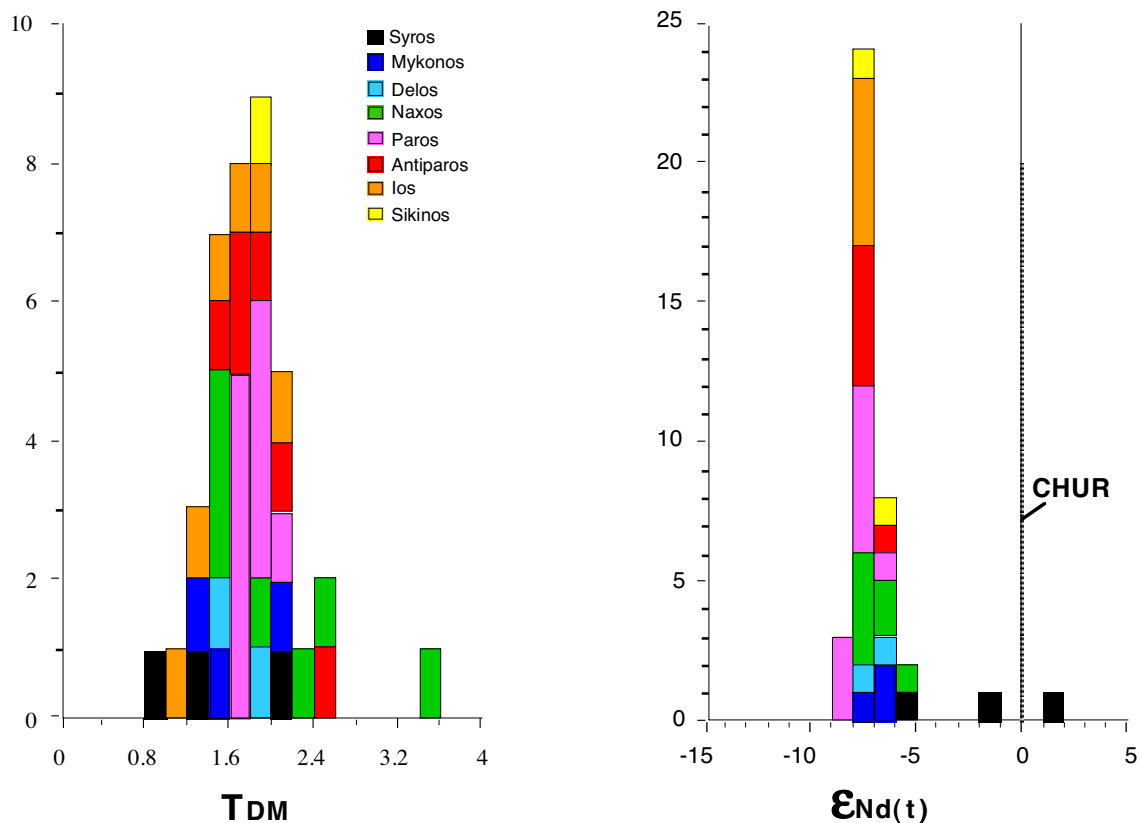
Im Diagramm $1/\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ ist analog zum Rb/Sr-System keine lineare Anordnung der Probenpunkte gegeben. Das heißt, daß auf die Nd-Isotopie weder Alteration noch Mischung einen sichtbaren Einfluß genommen haben. Es sei jedoch angemerkt, daß die Variation der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ -Verhältnisse sehr gering ist, und teilweise nur knapp über den 2σ -Fehlern liegt.

Fazit: Analog zur Sr-Isotopie zeigt die Nd-Zusammensetzung eine Streuung der Probenpunkte im Isochronendiagramm. Da das Sm/Nd-Isotopensystem als deutlich resistenter gegenüber sekundären Prozessen angesehen wird, reflektieren die ermittelten Variationen nicht den Einfluß von Alteration und Verwitterung, sondern die initiale Heterogenität des Ausgangsmaterials. Diese deutet entweder auf eine unzureichende Durchmischung eines relativ hochviskosen felschen Magmas oder auf die gleichzeitige Existenz mehrerer, voneinander getrennter Magamen ähnlicher Zusammensetzung hin. Letzteres bedeutet, daß die Gneisvorkommen der unterschiedlichen Lokalitäten nicht komagmatisch wären, sondern eine Vielfalt gleich alter aber diskreter Magmenkörper mit ähnlicher geochemischer und isotopischer Zusammensetzung darstellen, deren Aufschmelzung zeitgleich in ein und demselben tektonischen Umgebungsmilieu erfolgte (s.u. und Kap. 8).

$\epsilon\text{Nd}(t)$ -Werte und Modellalter

Die im Durchschnitt auf ein Formationsalter von 300 Ma zurückgerechneten ϵNd -Werte der basalen Gneise sind durch für krustal abgeleitete Granitoide leicht erhöhte Werte von -9 bis -5 und einer Häufung bei ca. -7.5 charakterisiert (s. Abb. 7.1.4). Die Vari-Gneise von Syros (SYR1 und SYR3) dokumentieren mit Werten von -1.84 und $+1.86$ einen höheren Anteil einer Sm-angereicherten Komponente und unterstreichen so eine von den übrigen Gneisen separate Entwicklung.

Häufigkeit



7.1.4: Häufigkeitsverteilung der Modellalter (links) und der ϵNd -Werte (rechts) zeigt eine Häufung der Modellalter bei ungefähr 1.8 Ga und einem für krustendominierte Gesteine leicht erhöhten mittleren ϵNd -Wert von -7 .

Damit befinden sie sich beispielsweise im Überlappungsbereich von S- und I-Typ Granitoiden des LFB mit einer Tendenz zum S-Typen.

Legt man Castros (1991) Modell der granitoiden Hybridtypen zugrunde, lassen sich diese leicht erhöhten ϵNd -Werte durch die Beteiligung einer alten, S-Typ-artigen ($\rightarrow$ proterozoische Zirkonalter, s. Kap. 5) und einer Sm-reicheren, mantelartigen Komponente erklären. Eine vollständige Durchmischung in ein und demselben Magmenkörper wurde allerdings nicht erreicht, was die Variationen in den Isochronendiagrammen und das Fehlen eines Mischungstrends dokumentieren (Abb. 7.1.6).

Fazit: Aufgrund der Sr- und Nd- Isotopie kann im Einklang mit der Geochemie und den Zirkonaltern das Vorhandensein mehrerer, separater Magmen, die unter Beteiligung einer

sedimentär geprägten, älteren kontinentalen Krustenkomponente und einer mafischeren, möglicherweise mantelähnlichen Komponente aufgeschmolzen wurden, postuliert werden. Ein derartiges Szenario deutet auf einen aktiven Kontinentalrand (VAG-Milieu) als wahrscheinliches Entstehungsmilieu (Tectonic Setting) hin (s. Kap. 8). Hierbei bedingt die Hitze des aufsteigenden Magmas ein Aufschmelzen der umgebenden kontinentalen Kruste und eine Mischung (Hybridisierung, s. Kap. 8) beider Magmen.

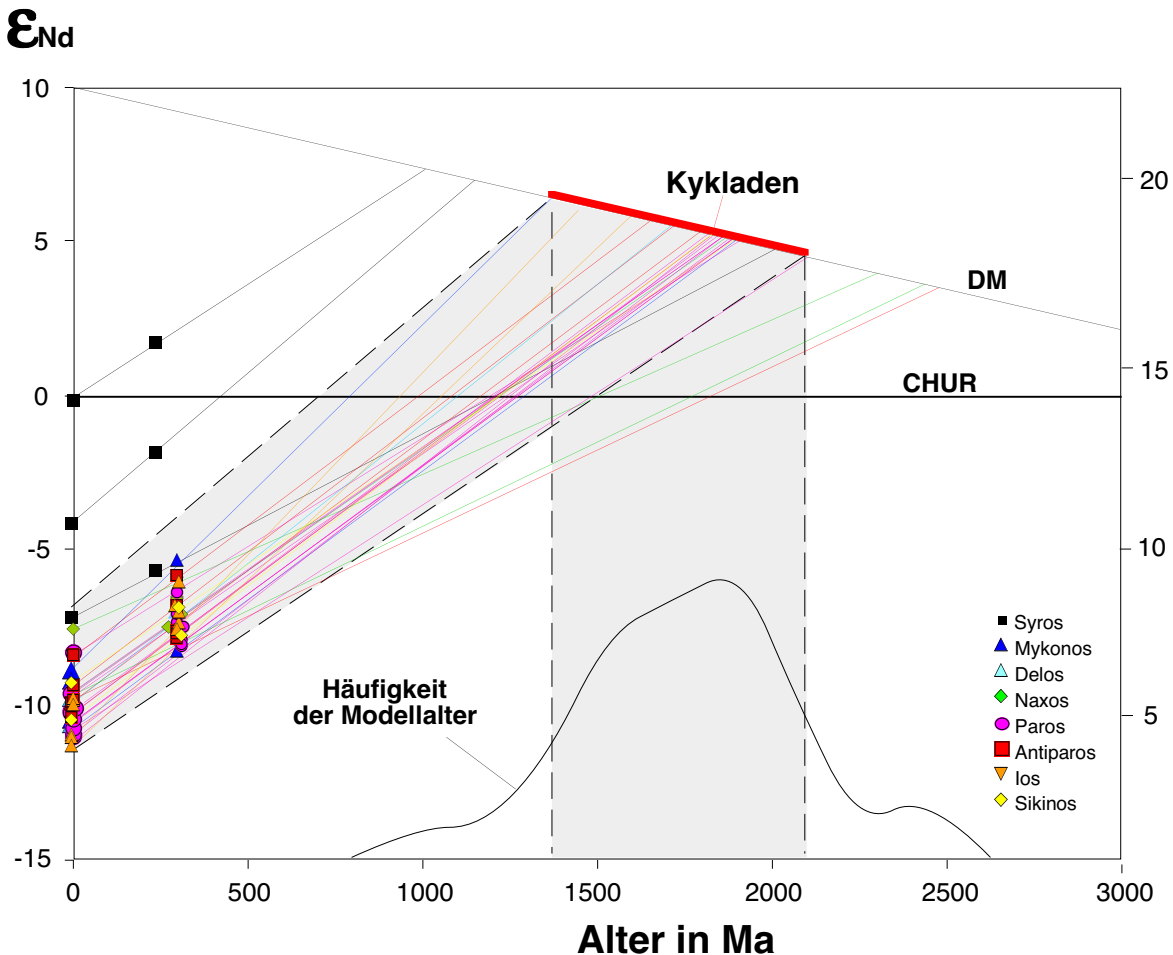


Abb. 7.1.5: Der Zusammenhang der ϵ_{Nd} -, der $\epsilon_{Nd}(300)$ -Werte und die Häufigkeit ihrer korrespondierenden Modellalter. Der Alterspeak liegt bei ca. 1.8 Ga, einem für krustale Gesteine durchschnittlicher Wert. Die Probe NA3 kann aufgrund ihres hohen Modellalters von 3.57 Ga nicht mit einem derartigen „single stage“ Modell interpretiert werden.

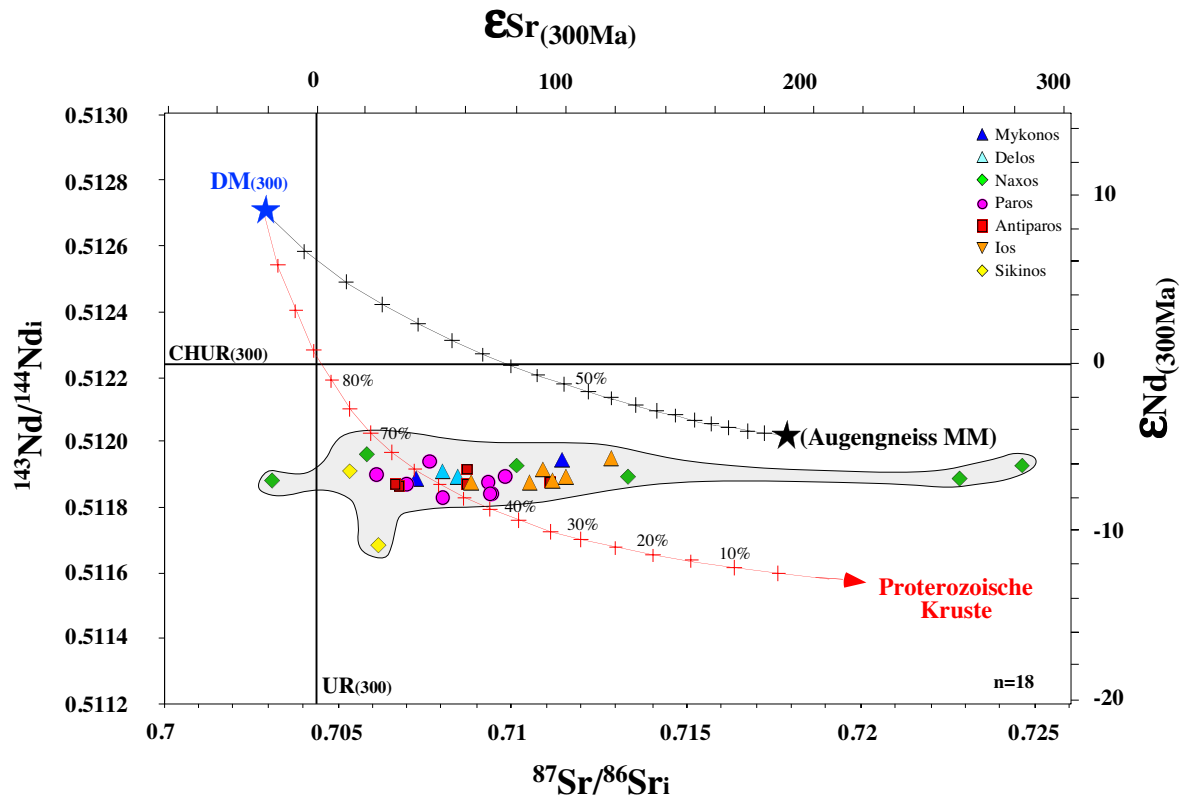


Abb. 7.1.6: Darstellung des Probenspektrums im Diagramm ϵ_{Nd_i} vs ϵ_{Sr_i} mit den korrespondierenden Sr- und Nd-Isotopenverhältnissen. Für je zwei Mischungsendglieder (DM nach Rollinson, 1993/Augengneis aus dem Menderes Massiv nach Diss. C. Dannat, 1997 sowie DM und proterozoische Kontinentkruste nach Rollinson, 1993) wurden Mischungslinien berechnet. Ein kongruenter Diskriminationstrend der untersuchten Proben konnte nicht verifiziert werden und korreliert damit mit den Variationen in den Isochronen-Diagrammen, welche als initiale Inhomogenitäten separater Magmenkörper interpretiert wurden. Die Proben P12 und P32 liegen mit Sr_i -Werten < 0.7 außerhalb des Darstellungsbereiches und müssen als alteriert interpretiert werden.

8. Das tektonische Entstehungsmilieu der Grundgebirgsgneise (Tectonic Setting)

8.1 Ziel

Die Genese granitoider Gesteine mit hoher Krustenbeteiligung steht, im Gegensatz zu den Mantel-abgeleiteten (M-Typen, s.u.), in direktem Zusammenhang mit den tektonodynamischen Prozessen der kontinentalen Kruste und damit zu dem ihre Aufschmelzung verursachten Orogenzyklus. Aus diesem Grund nimmt die Analyse ihres paläotektonischen Entstehungsmilieus (Tectonic Setting) in Bezug auf die Rekonstruktion geodynamischer Abläufe in der kontinentalen Lithosphäre eine Schlüsselposition ein, da Informationen über die zum Zeitpunkt der Bildung vorherrschenden Geneseprozesse konserviert wurden.

Die bislang nur vereinzelt untersuchten basalen Granitintrusionen des Kykladenkristallins im Zentrum des Hellenidenbodens versprechen Aufschluß über die ihre Aufschmelzung bedingten geodynamischen Prozesse und das tektonische Entstehungsmilieu (Tectonic Setting) zu geben. Die hiervon abgeleiteten Ergebnisse stellen in Verbindung mit den Zirkondatierungen (s. Kap. 6) ein Fragment zur Rekonstruktion der regionalen, präalpidischen Orogene dar.

8.2 Allgemeines

Die Zusammensetzung einer granitischen Schmelze wird bedingt durch die Zusammensetzung und Herkunft ihrer Quelle/n (z.B. sedimentär, magmatisch, hybrid usw.), dem Aufschmelzgrad der/des Protolithen, der Art und Zusammensetzung der anwesenden Fluide, der Interaktion mit dem Residuum und Nebengestein sowie den vorherrschenden P/T- Bedingungen. Das Zusammenwirken dieser Prozesse und Parameter resultiert in charakteristischen Element- und Isotopen-Signaturen, die das jeweilige Entstehungsmilieu repräsentieren. Dieser primärmagmatische Fingerabdruck kann jedoch durch postmagmatische Vorgänge in der Kruste in vielfältiger Weise verändert werden. So vermögen sekundäre Alterationsprozesse, wie das Einwirken von Fluiden, spätere Metamorphoseereignisse oder der Einfluß meteorischer Verwitterung, die ursprüngliche chemische Zusammensetzung signifikant zu verändern („offenes System“).

Sowohl die chemische Variation der Quelle/n sowie Art und Anteil der beteiligten Kontaminanten als auch die Auswirkungen von Metamorphosen und Alteration führen dazu, daß jedes granitoide Gestein letztendlich einzigartig ist. Diesem Umstand und der Tatsache, daß die genauen Prozesse der Granitentstehung, des Aufstiegs und der Inplatznahme im Detail noch diskutiert werden, ist es zu verdanken, daß bis heute keine alle Aspekte berücksichtigenden, generell anwendbaren Genesemodelle existieren. Die Vielzahl an beobachteten geochemischen Analogien in der Element- und Isotopenverteilung bei Gesteinen aus vergleichbaren Entstehungsmilieus brachte eine ebensolche Vielzahl an unterschiedlichen petrogenetischen Klassifikationsmodellen hervor. Einige davon beinhalten geochemisch-petrologische Aspekte, die Art der Quelle und das Tectonic Setting in ein und demselben Modell (z.B. MISA-Typen

nach Chappel & White, 1984 → s.u.). Eine Zusammenstellung der am verbreitetsten zur Anwendung gekommenen Klassifikationsschemata und Genesemodelle findet sich bei Barbarin (1990).

8.3 Das Tectonic Setting des präalpidischen Kykladen-Grundgebirges

Das paläotektonische Entstehungsmilieu der karbonischen Grundgebirgsgneise der zentralen Kykladen wird im Folgenden anhand in der Literatur verbreitet Anwendung gefundener Klassifikationsschemata von Shand (1943), Chappel and White (1974, 1983), Pearce et al. (1984), Harris et al. (1986), Castro et al. (1991) dargestellt. Sie beruhen generell auf der Verteilung der Haupt- und Spurenelemente.

Shand (1943) unterscheidet aufgrund der Verhältnisse von Al_2O_3 zu Na_2O , K_2O , und CaO zwischen peraluminen, metaaluminen und peralkalinen Granitoiden, wobei der krustale Charakter mit zunehmender Al_2O_3 -Dominanz zunimmt. Die subalkalinen Granitoide des Kykladenkristallins besitzen ASI (= A/CNK)-Verhältnisse von ca. 1.0 bis 1.3 und höher und somit eine deutlich ausgeprägte Peraluminität (s. Kap. 5 und Abb. 8.3g). Diese Al_2O_3 -Dominanz ist charakteristisch für Gesteine höheren Krustenanteils und ist hauptsächlich auf die Mobilisierung der Alkalien sowie der Abfuhr von Si und der damit verbundenen relativen Anreicherung von Al während der Feldspatverwitterung zurückzuführen. Die Existenz älterer, ererbter Zirkone (s. Kap. 6) zeigt, daß diese Krustenkomponente heterogen zusammengesetzt ist. Die Variationen der Zirkonalter dokumentieren die Beteiligung von jüngeren und älteren Komponenten, was sich als Hinweis auf einen sedimentären Zyklus interpretieren läßt.

Vereinfachend läßt sich festhalten, daß peralkaline Granitoide mit einem M- oder I-Typ (Chappel and White, 1974; 1983), metaalumine Granitoide mit einem I-Typ oder einem Hybrid-Typ (nach Castro et al. 1991, s.u.) und peralumine Granitoide mit einem S-Typ korrelieren.

Chappel and White (1974, 1983) definierten vier Granit-Endgliedtypen, die MISA- (oder SIMA-) Typen und schlagen mit dieser Klassifikation eine Brücke von der rein modalen/chemischen Zuordnung hin zur Klassifikation des Quellengesteins und klassifizieren damit indirekt das entsprechende Tectonic Setting. Nach dieser Klassifikation leiten sich die meso- bis melanokraten **M-Typ** Granite (mantle) durch intensive magmatische Differentiationsprozesse (entsprechend Bowens fraktionierter Kristallisation) direkt von Mantelschmelzen ab und zeigen keine signifikante krustale Kontamination. Typischerweise sind die ASI-Werte und $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnisse < 1 . Die initialen ϵNd -Werte im Bereich des Mantels liegen bei -10 oder noch darunter. Als Beispiel hierfür seien Plagiogranite und Gabbros im Bereich ozeanischer Rücken und Inselbögen sowie Tonalite und Quarzdiorite aufgeführt.

I-Typ Granite (igneous) beinhalten im Gegensatz zu den M-Typen und den krustendominierten S-Typen (sedimentary) sowohl eine Krusten- als auch eine Mantel-Komponente zu variablen Anteilen. Dies spiegelt sich petrographisch im mafischen Mineralbestand wider, dessen Hauptkomponenten Biotit, Muskovit (wobei Biotit $>$ Muskovit) Hornblende und Titanit sind.

Akzessorisch treten Ilmenit und Magnetit auf, Granat dagegen selten oder gar nicht. Ein charakteristisches Zuordnungskriterium ist das Auftreten von Phosphor, welcher sich nach Chappel and White (1983) in reinen Quarz-Feldspatschmelzen nahezu unlöslich verhält und dessen Vorhandensein eine I-Typ-Abstammung andeutet.

S-Typ Granite (sedimentary) enthalten neben Feldspäten und Quarz als petrographisches Charakteristikum in der Regel mehr Muskovit als Biotit. Granat und Cordierit, treten seltener und nur bei erhöhter Peraluminosität, entsprechend der chemischen Zusammensetzung des sedimentären Ausgangsmaterials, auf. Das Auftreten von Granat als Folge eines AL-Überschuß weist auf vorhergehende Verwitterungsprozesse hin (chemische Verwitterung). So verhalten sich bei einer Serizitisierung der Feldspäte die Elemente Na, Ca, Sr und Pb mobil und K wird in Tonmineralen zurückgehalten, was charakteristisch hohe K_2O/Na_2O -Verhältnisse bedingt. Letztere korrelieren positiv mit dem Reifegrad eines Sedimentes. Ob es sich bei einem S-Typen tatsächlich um einen solchen oder um einen alterierten I-Typen handelt, beide können unter Umständen ähnliche geochemische Signaturen aufweisen, läßt sich am Erhaltungszustand primärer Minerale im Dünnschliff abschätzen.

A-Typ Granite (anorogen/alkali granite) weisen im allgemeinen hohe SiO_2 - (>77 Gew. %) und K_2O - sowie niedrige, durch geringe Schmelzgrade bedingte Ca-Konzentrationen auf. Zudem sind die Konzentrationen stark geladener Kationen sowie der Elemente Nb, Sn und der REE erhöht. Sie konzentrieren sich unter Komplexbildung bevorzugt in der Schmelze. Eu wird hingegen im Anorthit zurückgehalten. Da sich Ga im Schmelzanteil konzentriert und Al, gebunden im Plagioklas, der Schmelze entzogen wird, resultieren charakteristisch hohe Ga/Al-Verhältnisse. Entgegen der ursprünglichen Namensgebung (anorogen) wurden A-Typen aber auch in orogenen Milieus nachgewiesen (s. Übersicht von Cobbing, 1996), weshalb die alternative Bezeichnung "Alkali-Granit" verwendet wird.

Vergleich der untersuchten Granitoide mit den MISA-Typen: Die subalkalinen, peraluminen Gneise des Kykladengrundgebirges weisen keine geochemischen und petrologischen Gemeinsamkeiten zu einem M-Typ auf (s. Kap. 3 und 5). Im Gegensatz zu typischen I-Typen sind sie durch niedrigere Gehalte an CaO , MgO , MnO sowie P_2O_5 charakterisiert. Das Probenspektrum tendiert aufgrund leicht erhöhter A/CNK-Verhältnissen von > 1 zum S-Typ, jedoch ist eine teilweise Überlappung zum I-Typ vorhanden. Dies deutet darauf hin, daß die bei der Aufschmelzung beteiligten Quellen nicht ausschließlich sedimentärer Natur waren. Auch die Variation der Zirkonalter und die Zirkonmorphologien belegen die Existenz mehrerer Quellenkomponenten (s. Kap. 6). Zudem liegt die Mehrzahl der analysierten Proben nominell im unalterierten Bereich mit CIA-Werten zwischen 45 und 55, einem für reine Sedimente vergleichsweise niedrigen Wert. Die relativ hohen K_2O/Na_2O - und A/CNK-Verhältnisse variieren von 1.1 und 1.3 und entsprechen denen von S-Typ-Graniten, was aus petrologischer Sicht (s. Dünnschliffanalysen im Anhang) durch das Fehlen eines charakteristischen mafischen Mineralbestandes sowie dem teilweisen Auftreten von Granat untermauert wird. Die hohen

SiO₂- und K₂O-Gehalte bei gleichzeitig niedrigen Ca-Konzentrationen ähneln denen des A-Typs jedoch sind die Konzentrationen stark geladener Kationen, der REE sowie der Ga/Al-Verhältnisse deutlich niedriger als bei diesem.

Pearce et al. (1984) unterscheiden vier Granittypen, die je ein spezielles Tectonic Setting repräsentieren:

- Ocean Ridge Granites (ORG): Assoziiert an anomale Rücken.
- Volcanic Arc Granites (VAG): Assoziiert an ozeanische Bögen und aktive Kontinentalränder.
- syn/post Collision Granites (syn-COLG): Assoziiert an Kontinent/Kontinent- und an Kontinent/Bogen-Kollisionen.
- Within Plate Granites (WPG): Assoziiert an intrakontinentale Ringkomplexe und verdünnte kontinentale Kruste.

Diese Einteilung erfolgte empirisch und basiert auf den Analyseergebnissen von ca. 600 Granitoiden bekannten Tectonic Settings. *Pearce et al. (1984)* klassifizieren aufgrund der Verteilung der Elemente Rb, Ta, Nb, Y und Yb. Das Ionenpotenzial dieser Elemente nimmt in genannter Reihenfolge zu und demnach die Inkompatibilität ab. Demnach gehört das Element Rb zur Gruppe der LILE (Large Ion Lithophile Elements), Ta, Nb, Y und Yb zu den HFSE (High Field Strength Elements), die aufgrund ihres höheren Ionenpotenzials im allgemeinen ein eher immobiles Verhalten bei Alterationsprozessen an den Tag legen. Rb kann aufgrund seines niedrigen Ionenpotenzials bei Verwitterung leichter als die zuvor genannten Elemente mobilisiert werden, was jedoch für den Großteil des untersuchten Probenspektrums nicht zutrifft (s. Kap. 3 und 5 sowie die lineare Anordnung der darstellenden Probenpunkte im Isochronendiagramm Kap. 7). Die eher kompatiblen HFSE Yb und Y zeigen bei Schmelzbildungsprozessen aufgrund ihres höheren Ionenpotenzials eine geringere Affinität zur Schmelze, Rb dagegen bevorzugt wegen seines niedrigeren Ionenpotenzials den schmelzflüssigen Anteil. In Analogie reichern sich die LILE bei Kristallisationsprozessen vermehrt in der Schmelze an. Das Element Nb wird während krustaler Prozesse abgereichert, was eine charakteristisch negative Nb-Anomalie bei Graniten höheren Krustenanteils (z.B. COLG und VAGs) bedingt (s. *Pearce et al. 1984*).

Die Unterteilung zwischen WPG+ORG einerseits und VAG+COLG+ORG andererseits erfolgt nach *Pearce et al. (1984)* aufgrund der Komponenten SiO₂ und Nb.

Aufgrund relativ niedriger Nb-Konzentrationen, was im allgemeinen als Hinweis auf krustale Prozesse interpretiert wird, befindet sich das Probenspektrum im Bereich von VAG+COLG+ORG (vgl. negative Nb-Anomalie in den Multielementdiagrammen, Kap. 5.2.2).

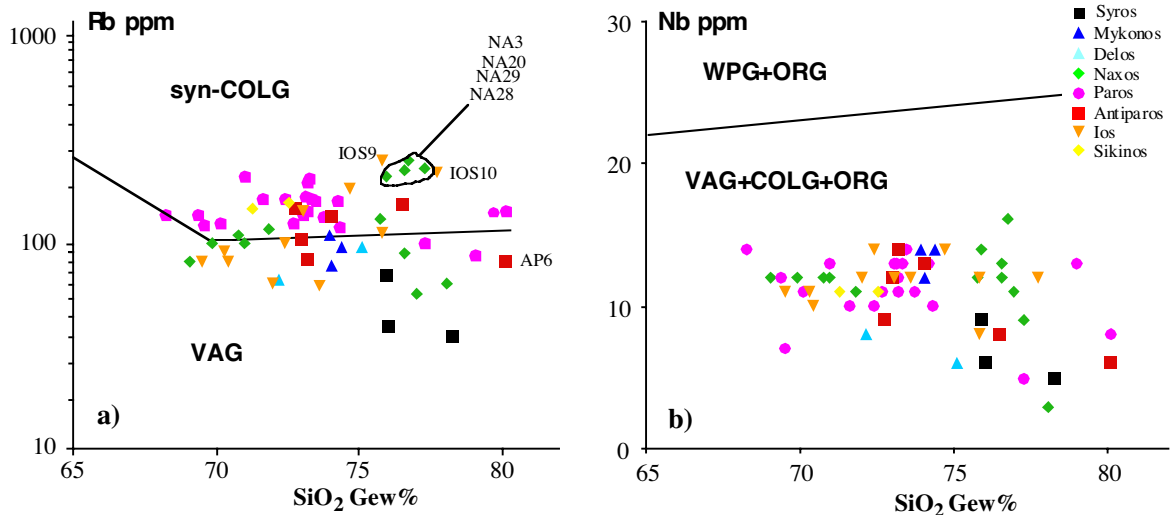


Abb. 8.3a/b: Aufgrund der intermediären Rb-Konzentrationen ist eine Unterscheidung zwischen dem syn-Colg- und dem VAG-Milieu nicht möglich. Die Nb-Gehalte liegen hingegen ausnahmslos in einem für VAG/COLG/ORG-typischen Bereich niedriger Konzentrationen.

Im Variationsdiagramm SiO₂ vs Rb folgt das Probenspektrum, abgesehen von den Vari-Gneisen auf Syros, die ausschließlich im Bereich des VAG liegen, keinem eindeutigen Trend (Abb. 8.3a). Die Rb-Konzentrationen sind vielmehr durch eine relativ hohe Variationsbreite charakterisiert und variieren von 50 bis 300 ppm. Dies ist möglicherweise das Resultat einer alterationsbedingten Rb-Zufuhr im Zuge eines Sedimentationszyklusses *vor* der karbonischen Aufschmelzungsphase. Das Element Rb kann in diesem Fall nicht als absolutes Unterscheidungskriterium zwischen VAG und COLG herangezogen werden.

Im Diagramm Y vs Nb lassen sich die analysierten Proben aufgrund ihrer niedrigen Y-Konzentrationen fast ausschließlich dem VAG und syn-COLG zuordnen. Analog hierzu fallen die Probenpunkte auch im Diagramm Nb+Y vs Rb, bedingt durch niedrige Y+Nb- und mittlere bis hohe Rb-Konzentrationen, überwiegend ins VAG-Feld.

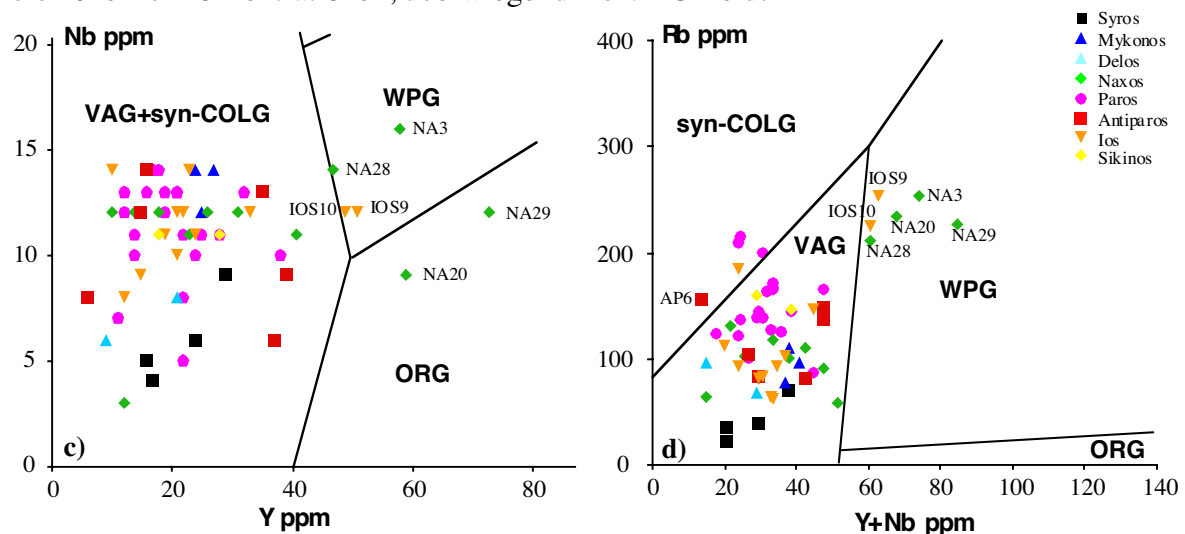


Abb. 8.3c/d: Aufgrund der generell niedrigen Y-Konzentrationen kommt für die Mehrzahl der Proben WPG und ORG als Entstehungsmilieu nicht in Betracht. Das Gros des Probespektrums befindet sich in beiden diesen Diagrammen jeweils im linken Diagrammbereich des syn-COLG und VAG. Nimmt man hypothetisch für einen Teil der Proben eine alterationsbedingte Rb-Zufuhr an, so würde ein dadurch bedingter Bias eine Verschiebung der

darstellenden Probenpunkte in das syn-COLG Feld verursachen (Abb. 8.3d). Dennoch kommt die Mehrzahl der Proben noch im VAG-Feld zu liegen, weshalb eine Zuordnung zum syn-COLG ausgeschlossen werden kann.

Da alterationsbedingte Elementmobilisation generell zu Fehlinterpretationen führen kann, sei die hierdurch zu erwartende Einfluß in den betroffenen Diagrammen nachfolgend kurz abgeschätzt. Die Verwitterung der Silikate, allen voran der Feldspäte, ist in der Regel der Prozeß, der sich am merklichsten auf die Pearce'schen Klassifikationsschemata auswirkt und am ehesten nachweisbar ist. Im Zuge der Feldspatverwitterung und einhergehender Serizitisierung reichern sich die Elemente K und Rb bedingt durch deren Einbau in sekundär gewachsenen Biotit und Muskovit relativ an. In diesem Fall würden sich die darstellenden Probenpunkte hauptsächlich vom VAG in Richtung syn-COLG verschieben (s. Abb. 8.3d). Dies wäre bei den Proben P12, IOS12, SIK1 und SIK4 aufgrund höherer CIA-Werte und der im Dünnschliff erkennbaren Serizitisierung denkbar, jedoch liegen diese alle bis auf P12 im Diagramm Rb vs Y+Nb (Abb. 8.3d) im VAG-Bereich, letztere im syn-COLG-Feld nahe der Trennungslinie. Eine Verschiebung der Probe P12 vom VAG zum syn-COLG könnte stattgefunden haben.

Im Vergleich zu Rb verhalten sich die Elemente Nb und Y immobil. Ausgenommen davon sind Chloritisierungsprozesse, die eine Erhöhung der Y-Konzentrationen bedingen (z.B. Rollinson 1993). Im Dünnschliff konnte jedoch kein Chlorit nachgewiesen werden und aufgrund des weitgehenden Fehlens mafischer Minerale, welche das Ausgangsmaterial für eine Chloritisierung dargestellt hätten und einer nur schwach ausgeprägten positiven Y-Anomalie (siehe Spiderdiagramme, Kap. 5), kann eine Veränderung der Y-Konzentrationen ausgeschlossen und letztere als primär magmatisch interpretiert werden.

Die Ermittlung des Tectonic Settings nach Pearce et al. (1984) läßt sich wie folgt zusammenfassen:

1. Ozeanische Rücken und Intraplatten-Regime kommen als tektonisches Entstehungsmilieu nicht in Frage.
2. Die Unterscheidung zwischen VAG und syn-COLG auf der einen und ORG und WPG auf der anderen Seite erfolgt in guter Übereinstimmung zu den petrologischen und (isotopen-) geochemischen Ergebnissen. Demnach erfolgte die Schmelzbildung der Vorläufer der basalen Grundgebirgsgneise (mit Altern von ca. 300-320 Ma, s. Kap. 6) in einem Vulkanbogen- oder Kollisionsregime (VAG und COLG).
3. Eine weitere Spezifizierung zwischen VAG und (syn-) COLG kann mit Hilfe der "Pearce-Diagramme" trotz einer unverkennbaren Tendenz zum VAG (s. Tab. 8.3) nicht eindeutig erbracht werden. Das VAG- Milieu läßt sich nach Pearce zudem in ein rein ozeanisches- und ein Ozean-Kontinent-Bogen Regime gliedern. Die vorwiegend krustal geprägten Verteilungsmuster der Haupt- und Spurenelemente schließen einen *ozeanischen* VAG als mögliches Tectonic Setting aus. Vielmehr entsprechen die untersuchten Grundgebirgsgranitoide denen eines Ozean-Kontinent-Bogen-Regimes und repräsentieren demnach einen aktiven Kontinentalrand mit erhöhtem heterogenem Krustenanteil (siehe Zirkonalter, Kap. 6).

Tab. 8.3: Zuordnung der Grundgebirgsgranitoide zum Tectonic Setting nach Pearce et al. (1984).

	ORG	WPG	VAG	syn-Colg
Syros			+	
Mykonos			+	
Delos			+	
Naxos	+	+	+	+
Paros			+	+
Antiparos			+	
Ios		+	+	+
Sikinos			+	+
	1	2	8	4

Harris et al. (1986) unterscheiden aufgrund der Komponenten Rb/Zr vs SiO₂ (Abb. 8.3e) zwischen VAG und syn-COLG, beruhend auf der Beobachtung, daß sich das inkompatiblere Rb gegenüber Zr während krustaler Prozesse relativ anreichert. Die Grundgebirgsgneise des Kykladenkristallins sind durch hohe Zr-Konzentrationen gekennzeichnet und liegen daher größtenteils im Feld des VAG. MacDonald et al. (1992) unterscheiden aufgrund von Nb vs Rb/Zr (Abb. 8.3f) aktive Kontinentalränder und „reife“ Inselbögen, das Innere von Kontinenten und ozeanische Extensionszonen. Die untersuchten Granitoide des Kykladengrundgebirges zeigen hierin eine gute Übereinstimmung zu aktiven Kontinentalrändern und reifen Inselbögen. Brown et al. (1984) definieren im Diagramm Nb gegen Rb/Zr die Referenzfelder PCA (Primitive Continental Arcs), NCA (Normal Continental Arcs) und MCA (Mature Continental Arcs) auf Basis mesozoischer und känozoischer magmatischer Kontinentalbögen wonach die Metagranitoide des Kykladengrundgebirges überwiegend mit dem NCA korrelieren (s. Abb. 8.3g).

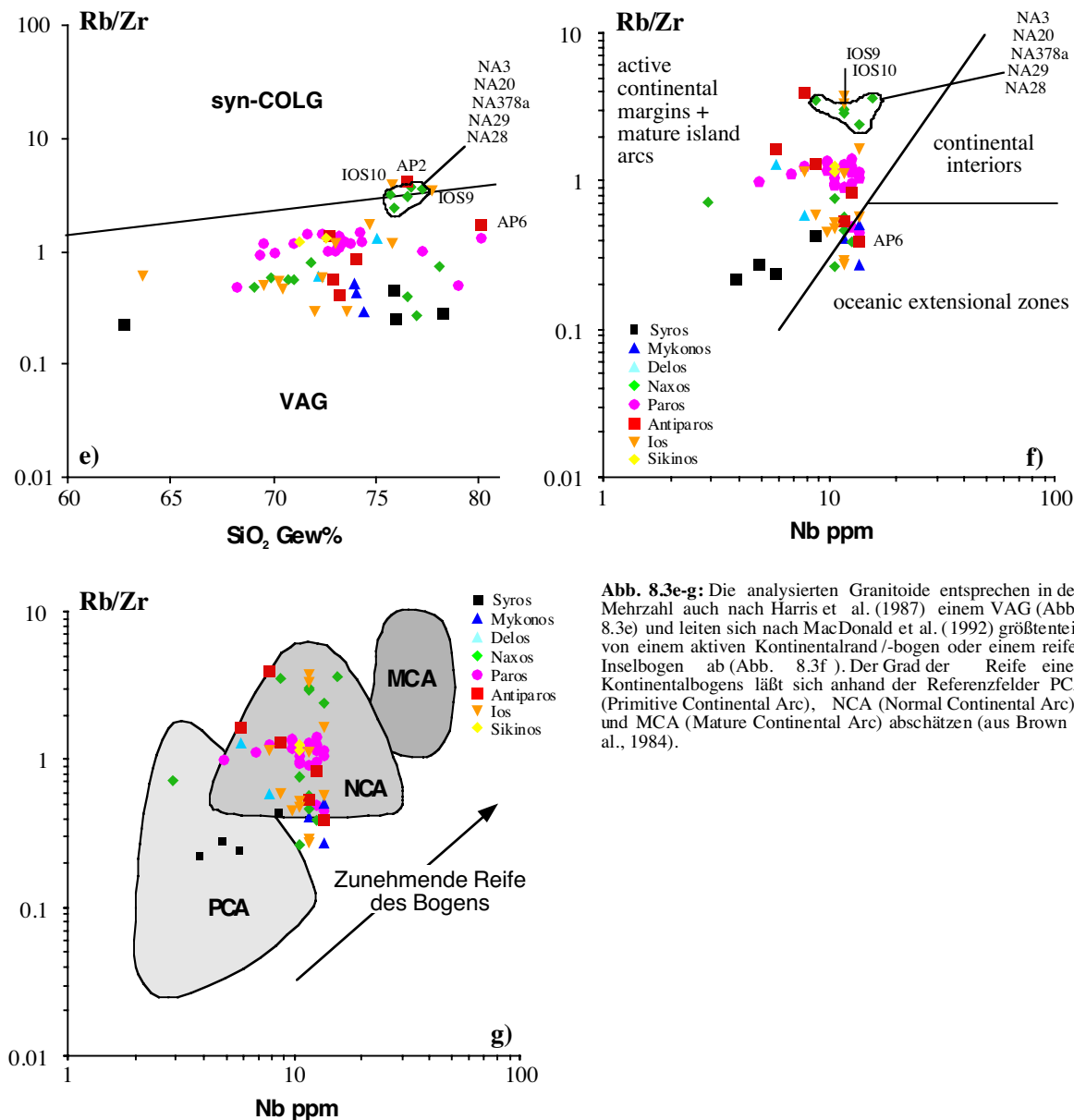


Abb. 8.3e-g: Die analysierten Granitoide entsprechen in der Mehrzahl auch nach Harris et al. (1987) einem VAG (Abb. 8.3e) und leiten sich nach MacDonald et al. (1992) größtenteils von einem aktiven Kontinentalrand/-bogen oder einem reifen Inselbogen ab (Abb. 8.3f). Der Grad der Reife eines Kontinentalbogens lässt sich anhand der Referenzfelder PCA (Primitive Continental Arc), NCA (Normal Continental Arc) und MCA (Mature Continental Arc) abschätzen (aus Brown et al., 1984).

Castro et al. (1991) sehen in der großen Bandbreite der chemischen Zusammensetzung von Graniten das Ergebnis von Mischungs- bzw. Hybridisierungs-Prozessen zwischen S- (Sedimentary) und M-Typen (Mantle, entspricht dem I Typ, s.o.) als Haupt-Endglieder. Je nach Dominanz eines dieser beiden Komponenten erfolgt eine Zuordnung zu den Hybridtypen **Hs** ($\text{ASI} > 1$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \geq 1$, $\epsilon\text{Nd} < 0$ oder variabel), **Hss** (50% S-Typ + 50% M-Typ, $\text{ASI} = \pm 1$) oder **Hm** ($\text{ASI} < 1$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = \pm 1$, $\epsilon\text{Nd} \geq 0$ oder variabel).

Die untersuchten Granitoide des Kykladen-Grundgebirges sind durch das Vorhandensein ererbter Zirkone unterschiedlicher Alter charakterisiert (s. Kap 6). Diese Tatsache deutet in Verbindung mit den Variationen in den Isochronendiagrammen und der vorhandenen Überlappung der Probenpunkte über mehrere Tectonic-Setting-Bereiche in den jeweiligen Pearce-Diagrammen auf eine heterogene Zusammensetzung des Ausgangsmaterials (Quelle) hin.

Castros Modell der Einteilung in Hybridtypen trägt diesem Umstand Rechnung, beinhaltet aber für sich gesehen weniger Informationsgehalt über das tektonische Bildungsmilieu als dies bei Pearce der Fall ist. Die Endglieder bei Castro lassen sich jedoch mit Pearce' Tectonic Setting in etwa korrelieren. Demnach entsprechen der S- und Hs-Typ dem (syn-) COLG-, der Hss-Typ dem WPG-, der Hm-Typ dem VAG- und der M-Typ dem ORG-Setting. Die untersuchten Granitoide besitzen hinsichtlich ihrer im allgemeinen höheren ASI-Werte von 1-1.3, intermediärer bis leicht erhöhter K_2O/Na_2O -Verhältnisse und den niedrigen initialen ϵNd -Werten von ca. -8 bis -6 eine gute Übereinstimmung zum **Hs-Typ** (s. Kap. 5 und Kap. 7).

Pitcher, Chapman and Hall (1993) beschreiben im Gegensatz zu den zuvor genannten Autoren ausschließlich das tektonische Entstehungsmilieu, ohne eine zusätzliche Granit-Klassifikation vorzunehmen. Generell unterscheiden die Autoren zwischen orogenen und anorogenen Entstehungsmilieus. Das orogene Milieu gliedert sich in **ocean island arc**, **continental margin arc**, **post closure uplift** und **continental collision** (Transpression). Anorogene Milieus finden sich in den Riftzonen wieder. In diesem Modell lassen sich die basalen Granitoide des Kykladenkristallins dem continental margin arc/continental collision Milieu zuordnen.

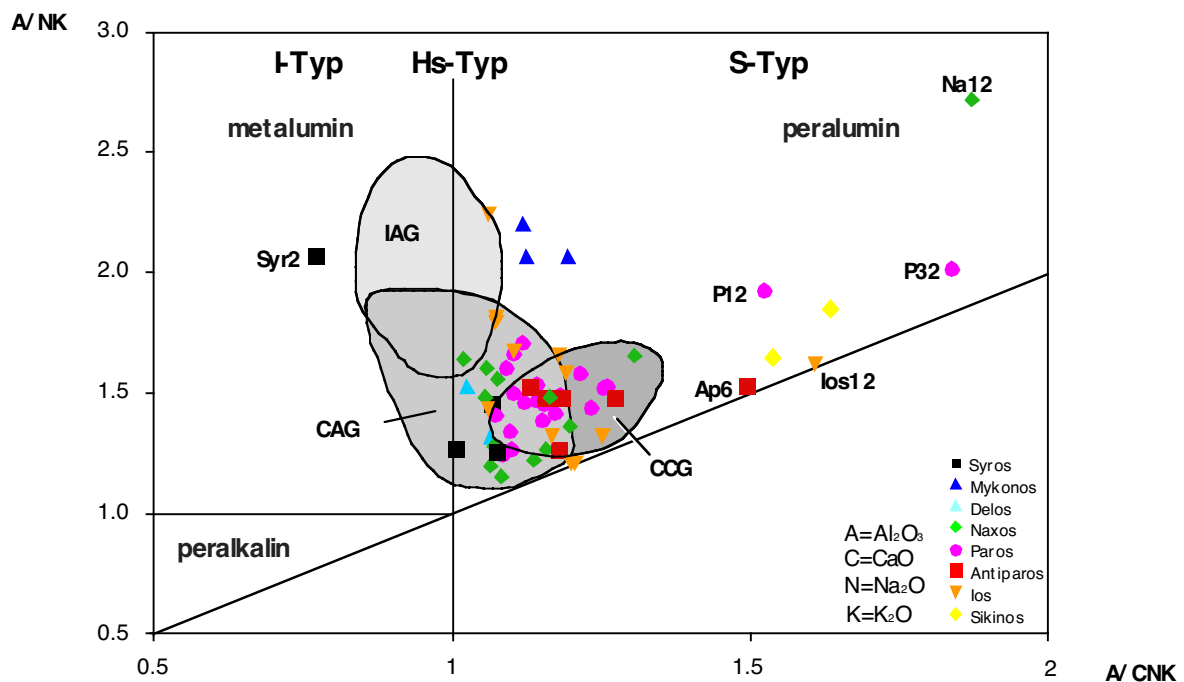


Abb. 8.3h: Shand's Index nach Maniar et al. (1989) und Einteilung in S- Hs- und I-Typen der basalen Gneise des Kykladenkristallins. Die untersuchten Proben konzentrieren sich im Bereich der Kontinentalbogen- und Kontinentkollisionsgranite (CAG/CCG) und korrespondiert mit der Zuordnung zum aktiven Kontinentalrand (s.o.). Sie zeichnen sich durch hohe ASI (A/CNK) aus und befinden sich im peraluminen Bereich des Hs- und S-Typs. Die alterierten Proben P12, P32, Ios12, der Aplitt AP6, die mafischeren Gneise von Mykonos und die Vari-Gneise von Syros nehmen wie in den meisten geochemischen Variationsdiagrammen (s. Kap.5) eine isolierte Lage ein.

Die Analyse des tektonischen Entstehungsmilieus der granitoiden Grundgebirgsgneise des Kykladenkristallins läßt folgende Rückschlüsse zu:

- Die Relativ hohen A/CNK-Verhältnisse und eine ausgeprägte Peraluminität dokumentieren eine höhere Beteiligung kontinentaler Kruste während der Aufschmelzungsphase.
- Geochemisch und petrologische Übereinstimmung mit einem S-Typ-Granit.
- Nach Castros Hybridtypen-Modell korrespondiert das Probenspektrum mit dem Hs-Typ.
- Nach Pearce gestaltet sich die eindeutige Zuordnung schwierig, da das Probenspektrum in einigen Pearce-Diagrammen sowohl VAG- als auch COLG- Attribute aufweist. Anhand der Komponenten Y+Nb gegen Rb leitet sich jedoch eindeutig eine Zugehörigkeit zum **VAG** ab
- Anhand Shand's Index nach Maniar et al. ist eine Überlappung des Probenspektrums über die Referenzfelder des *Continental Arc Granite* und *Continent Collision Granite* (CAG/CCG) ersichtlich, wobei der größere Teil im CAG-Feld zu liegen kommt.

Zusammenfassend läßt sich festhalten, daß die karbonischen Grundgebirgsgneise des Kykladenkristallins einem konvergenten tektonischen Entstehungsmilieu (VAG/CAG) unter Beteiligung einer in sich heterogenen, überwiegend sedimentären Krustenkomponente abstammen.

9. Altersbestimmung der naxotischen Marmore der Mittleren Kykladen-Einheit

Allgemeines

Die vollständig rekristallisierten und somit fossilfreien Marmore der Mittleren Kykladeneinheit wurden auf ihre Pb- und Sr-Isotopenzusammensetzung zur Bestimmung ihres Ablagerungsalters untersucht. Generell gelten Karbonate als wenig verwitterungsresistent und eine Kontrolle über den Zustand der primären Zusammensetzung wie im Falle der Granite (z.B. der CIA) existiert nicht. Aus diesem Grund wurde bei der Probennahme besonderes Augenmerk auf eine Entnahme aus tiefliegenden, frisch angeschnittenen Schichten gerichtet. Die dort entnommenen Splits wurden vor ihrer Bearbeitung im Labor erneut zertrümmert. Von dieser Fraktion wurden der weiteren naßchemischen Aufbereitung nur die innenliegenden Fragmente zugeführt.

9.1 Ziel der radiometrischen Analysen der Marmore

Die in dieser Arbeit untersuchten Marmore von Naxos (Probenlokationen s. geol. Karte, Abb. 2.2.3.3) stellen in Wechsellagerung mit Metapsammiten, Metapeliten sowie mengenmäßig untergeordneten Metavulkaniten die Mittlere Kykladen-Einheit auf Naxos dar (Dürr et al., 1978). Die Marmore der Mittleren Kykladeneinheit repräsentieren eine fossilarme, wahrscheinlich mesozoische Karbonatplattform, welche als Äquivalent zu Teilen der weiter im W gelegenen Apulischen Plattform interpretiert werden kann (z.B. Dürr 1986). Während des Eozäns und des Oligozän/Miozäns unterlagen die Plattformsedimente der M1-Hochdruck- sowie der M2-Grünschiefer-Metamorphose und wurden im Miozän durch die M3-Hochtemperatur-Metamorphose ein drittes Mal metamorph überprägt. Der ursprüngliche Fossilgehalt rekristallisierte dadurch nahezu vollständig, sodaß eine Datierung aufgrund biogener Komponenten kaum möglich ist. Dennoch wurden die naxotischen Marmore aufgrund eines bisher einzigartigen Bryozoen-Fundes (Dürr & Flügel, 1979) der Oberen Trias zugeordnet. Da bislang keine weiteren das Alter repräsentierende Fossilien gefunden werden konnten, wurde im Rahmen dieser Arbeit das Sedimentationsalter der Marmore anhand radiometrischer Methoden mittels Sr- und Pb-Isotopenanalyse ermittelt. Die Sr-Zusammensetzung der Marmore wurde hierbei mit der des Meerwassers zu einem bestimmten Zeitpunkt korreliert (Kap. 9.2). Mit Hilfe der Pb-Isotopie wurde näherungsweise eine Pb/Pb-Isochrone erzielt (Kap. 9.3).

9.2 Die Sr-Isotopie der naxotischen Marmore

9.2.1 Allgemeines

Das System der globalen Meeresströmungen bewirkt eine im Vergleich zu geodynamischen Prozessen schnelle Durchmischung und damit verbunden globale Nivellierung der marinen Sr-Isotopie. Als Folge weisen die aus dieser homogenisierten wässrigen Lösung ausgefallenen chemischen Sedimente zu jedem beliebigen Zeitpunkt global eine nahezu identische Sr-Zusammensetzung auf. Bei der Ausfällung mariner *nicht*-siliziklastischer Sedimente wird, wie im Fall der Karbonate, die Sr-Isotopie des Meerwassers zum Zeitpunkt der Ablagerung

„eingefroren“ und bleibt, sofern kein radioaktives Mutterisotop (Rb) sowie Alterationsprozesse beteiligt sind, durch die Zeit hinweg unverändert erhalten. Das rezente marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis besitzt einen Wert von 0.70906 ± 0.00003 (z.B. Faure 1986). Das marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis variierte im Laufe der Erdgeschichte als Folge geodynamischer Prozesse und der Beschaffenheit des durch die Verwitterung freigesetzten Sr. Somit indiziert die Sr-Isotopie des Meerwassers indirekt die mittlere petrographische Zusammensetzung der zu dieser Zeit vorwiegend verwitterten Gesteine. Als die die Sr-Isotopie des Meerwasser am stärksten prägenden Endglieder lassen sich junge Vulkanite mit niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen und alte kontinentale Kruste mit hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen identifizieren (z.B. Faure, 1986). Da die Anteile dieser Quellen als Folge der jeweils vorherrschenden während der Erdgeschichte stark variierenden geodynamischen Aktivität deutlich schwankten, und zudem auch immer noch weitere, anders zusammengesetzte Quellen involviert waren, unterlag die Sr-Isotopie des Meerwassers charakteristischen Schwankungen, die sich in der Sr-Meerwasserkurve von Burke et al. (1982) reflektieren (siehe Abb. 9.2.2.2). Durch Korrelation der analysierten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse mit denen der Sr-Meerwasserkurve ist im Idealfall, d.h. unter dem Umstand, daß die Proben eine primäre Sr-Isotopie aufweisen, eine Datierung im weiteren Sinne möglich. Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß die Sr-Meerwasserkurve eine idealisierte Interpolation eines an sich mehr oder minder heterogenen Datensatzes darstellt. Die Streuung der Referenzwerte impliziert an sich einen schwer abschätzbaren, wohl hohen Fehler (in Abb. 9.2.2.1 schematisch durch die Breite der Meerwasserkurvenlinie dargestellt). Der analytische Fehler der analysierten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Einzelverhältnisse liegt deutlich darunter und kann demnach vollständig vernachlässigt werden.

9.2.2 Ergebnisse der Sr-Isotopie

Das mittlere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis der naxotischen Marmore weist einen niedrigen Wert von 0.707490 ± 0.000014 ($=2\sigma_m$) auf und leitet sich als Mittelwert von 18 Einzelanalysen ab (s. Abb. 9.2.2.1/9.2.2.2 und Tab. 5 im Anhang). Da die Analyse der Sr-Isotopie an „ungespiketen“ Proben erfolgte, kann eventuell vorhandenes ^{87}Rb durch Detektieren von ^{85}Rb basierend auf einer für Karbonate repräsentativen Rb-Zusammensetzung näherungsweise herausgerechnet werden. Es konnte jedoch bei keiner Probe ^{85}Rb nachgewiesen werden. Somit kann ein Zuwachs radiogenen ^{87}Sr durch Rb ausgeschlossen werden. Das relativ niedrige $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis schneidet die Sr-Meerwasserkurve an den Flanken zweier markanter Negativpeaks in Perm und Jura. Somit lassen sich das Frühe, das Späte Perm sowie der Frühe Jura und die Späte Kreide als potenzielle Ablagerungsalter ableiten (s. Abb. 9.2.2.1).

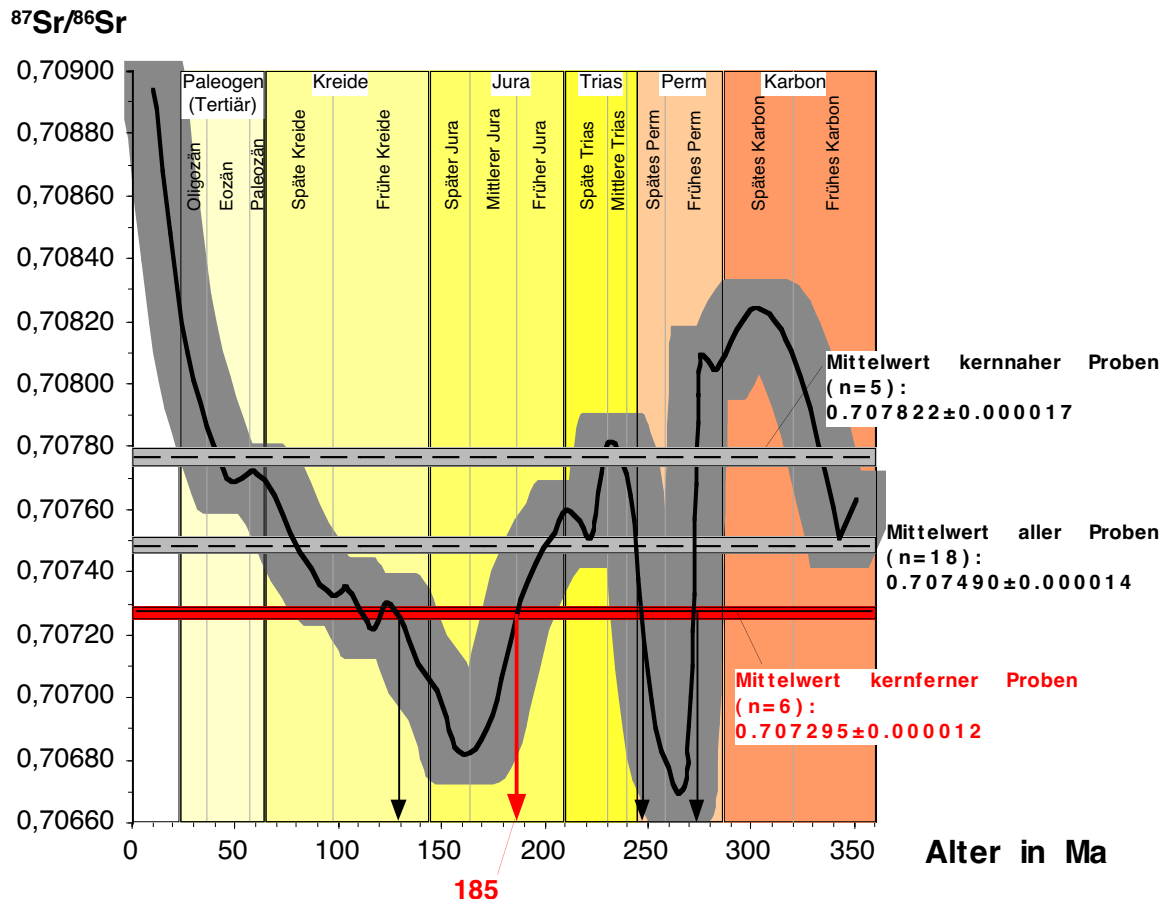


Abb. 9.2.2.1: Die zeitabhängige $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Variation mariner Karbonate (nach Burke et al. 1982, Zeitskala nach Palmer 1983). Die Breite der Kurve symbolisiert die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Streuung der von Burke gemessenen Einzelwerte. Gestrichelt dargestellt ist das mittlere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 18 ausgewählten Marmorproben mit einem Wert von 0.707490 ± 0.000014 (s. Abb. 9.2.2.2). Dieser Wert kann als Maximalwert interpretiert werden, da eventuell eingefangenes Sr aus dem Gneisdom auf jeden Fall höhere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse bedingen würde. Zur Alterskorrelation wurden aus diesem Grund lediglich die kernfernen Marmore herangezogen (0.707295 ± 0.000012 , rote Linie). Dieser Werte kreuzt sich mit Burkes Meerwasserkurve an vier Punkten, welche die möglichen Ablagerungsalter auf der X-Achse repräsentieren. Das mittelmittjurassische Alter von 185 Ma korreliert mit dem Alter der Pb-Isochrone (s.u.).

Wegen wiederholter metamorpher Überprägung und der vergleichsweise geringen Resistenz von Karbonaten hinsichtlich chemischer Verwitterung muß deren Einfluß auf die Sr-Zusammensetzung in Betracht gezogen werden.

Da Marmore selten eine hundertprozentig monomineralische Kalzit-Zusammensetzung aufweisen, ist eine geringfügige Veränderung der Sr-Zusammensetzung durch einen metamorph bedingten Zusammenbruch OH-führender Minerale (z.B. Muskovit) und eine so verursachte Sr-Mobilisation in wässriger Lösung nicht auszuschließen. Mögliche externe Sr-Kontaminanten stellen die mit den Marmoren in Wechsellagerung befindlichen silikatischen Metasedimente der Mittleren Kykladen-Einheit sowie der zentrale, migmatisierte Gneisdom der Unteren Einheit dar. Beide Einheiten weisen wesentlich höhere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse auf, was im Falle einer Sr Mobilisierung zu einer Erhöhung der durchschnittlichen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Marmore geführt hätte. Die primären $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Marmore lägen somit unter den Gemessenen, was eine noch eindeutigere Zuordnung zu einem der beiden Negativpeaks der Sr-Meerwasserkurve zur Folge hätte. Das abgeleitete Alter hingegen wird dadurch nur wenig

beeinflusst, da die gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse die Meerwasserkurve an den sehr steilen Flanken der Negativpeaks schneiden. D.h. eine relativ hohe Änderung der gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse auf der Y-Achse (Abb. 9.2.2.1) hat lediglich eine geringe Variation des Alters auf der X-Achse des Diagramms zur Folge. Ebenso verhält es sich für den hypothetischen Fall der Rb-Anwesenheit. Diese hätte im Laufe der Zeit eine radiogen bedingte Erhöhung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse verursacht. Die wahren primären $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse lägen in diesem Fall also unter den gemessenen und somit noch eindeutiger im Bereich der beiden negativen Peaks der Sr-Meerwasserkurve. Das gemessene $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis kann demnach als Maximalwert interpretiert werden.

Hinweise auf eine Vererbung von Sr aus den Metasedimenten inform erhöhter $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im Bereich der Kontaktzonen konnten nicht nachgewiesen werden. In einem N/S-Profil hingegen, das durch die Proben NA58a bis NA71 repräsentiert wird (s. Kap. 2, Abb. 2.2.3.3), weisen die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Marmore mit zunehmender Nähe zum migmatisierten Gneisdom (NA58a bis NA63) ein deutlich höheres mittleres $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.707822 ± 0.000017 auf als das der im Süden entnommenen, kernfernen Proben (NA64 bis NA71) mit einem mittleren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.707295 ± 0.000012 . Dies deutet möglicherweise auf eine Mobilisierung von radiogenerem Sr aus dem migmatisierten Gneisdom hin. Zur Bestimmung des tatsächlichen „primären“ mittleren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses wurden daher ausschließlich migmatitferne Proben herangezogen (NA64-NA71). Der höhere Wert des gesamten Probenspektrums stellt demnach lediglich den Maximalwert dar.

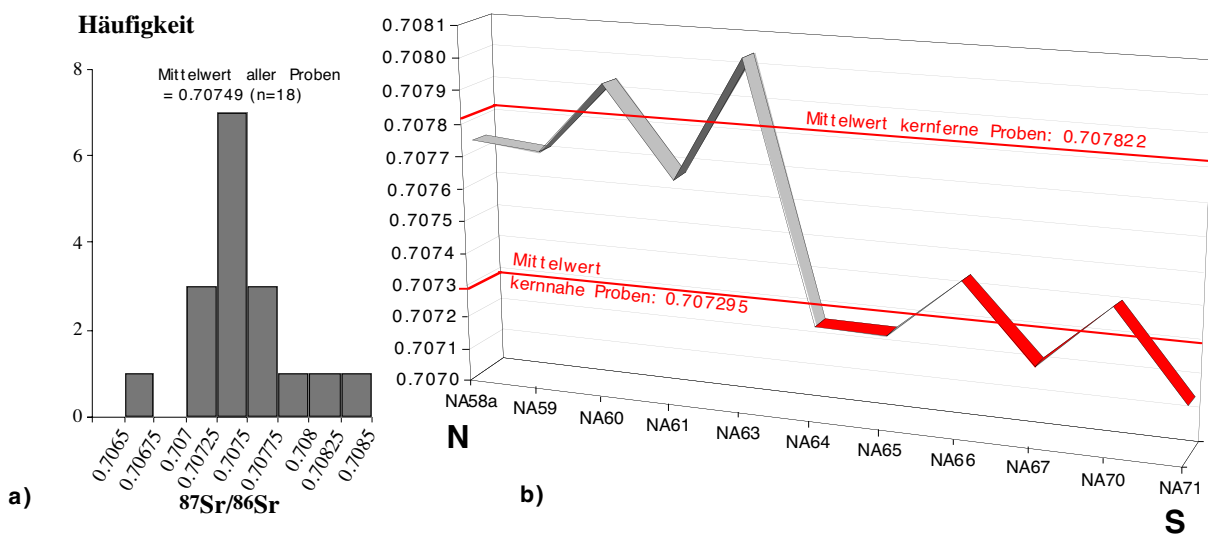


Abb. 9.2.2.2: Der Mittelwert von 18 analysierten Marmoren besitzt ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.707490 (links). Im Intervall von 0.70700 bis 0.70775 kommen über 75% der Proben zu liegen. Die Entnahmelokationen der Marmore NA58a bis NA71 beschreiben ein die metamorphen Isolinien kreuzendes Nord/Süd-Profil und weisen eine generelle Abnahme der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse mit zunehmender Entfernung vom migmatisierten Gneisdom nach Süden hin auf (rechtes Diagramm). In die Berechnung des mittleren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses flossen daher nur die migmatitfernen Proben ein (NA64–NA71, roter Kurvenbereich).

Zusammenfassung

Mit zunehmender Entfernung vom migmatisierten Gneisdom und gleichzeitigem Übergang in die niedriger metamorphen Randbereiche nehmen die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Marmore ab, was als abnehmende Kontamination durch radiogeneres Sr aus dem Migmatitdom interpretiert

wird. Die Sr-Isotopie von 6 migmatitfernen Marmoren besitzt ein relativ niedriges mittleres $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.707295, welches in der Sr-Meerwasserkurve eindeutig einem der markanten negativen Peaks des Perms oder Juras zugeordnet werden kann. Als potenzielle Ablagerungsalter können das Frühe und Späte Perm, der Mittlere Jura sowie die Frühe Kreide angesprochen werden.

9.3 Die Pb-Isotopie der naxotischen Marmore

9.3.1 Allgemeines

U und Th besitzen in magmatischen Systemen meist eine Wertigkeit von +4 und verhalten sich geochemisch kohärent, da sie sich aufgrund ihrer geringen Radienunterschiede in vielen Verbindungen substituieren. U verhält sich jedoch im oxidierenden Milieu, wie im Meerwasser, wasserlöslich, da es sich mit O zum Uranylion UO_2^{+2} verbindet, in dem es die Wertigkeit +6 besitzt. Das Uranylion bildet in seiner Wertigkeit von +2 Verbindungen, die wasserlöslich sind. Das Element Th, das ähnliche chemische Eigenschaften wie U aufweist kommt aber nur im 4-wertigen Oxidationszustand vor und seine Verbindungen sind generell wasserunlöslich. Dieses chemische Verhalten führt zu einer Trennung der Elemente U und Th voneinander und somit zu einem in Marmoren generell niedrigen Th/U-Verhältnis von nur 0.77 im Vergleich zur Schmelze Erdmantel, in der das Th/U-Verhältnis bei etwa 3.5 liegt (z.B. Faure, 1986). Die U-Konzentration einer wässrigen Lösung wird demnach durch deren Redoxpotenzial erhöht oder erniedrigt. Die hellen Lagen eines gebänderten Marmores sind durch niedrigere Gehalte huminsäurehaltiger, organischer Substanzen charakterisiert und repräsentieren ein oxidierendes marines Milieu. Die dunkleren Lagen und Bänder deuten auf ehemals höhere Huminsäuregehalte und damit auf ein eher reduzierendes Ablagerungsmilieu hin. Demnach finden sich in den hellen Marmorlagen generell höhere U-Konzentrationen als in den dunklen Lagen. Diese Eigenschaft reflektierte sich bereits während der Messung im TIMS in Form einer signifikant höheren Signalausbeute bei den leukokraten Proben.

Die innerhalb einer gebänderten Marmorlage enthaltene sedimentationsbedingte progradierende Altersabfolge liegt deutlich unterhalb des erwarteten Altersfehlers und wird vernachlässigt. Demnach kann für das ausgewertete Probenspektrum von einer einheitlichen primären Pb-Zusammensetzung, die der des Meerwassers entspricht, ausgegangen und die gemessenen Variationen der $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - sowie $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse als Resultat der primären Bandbreite der $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ - bzw. $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse interpretiert werden. Somit sind alle Voraussetzungen zur Entstehung einer Isochrone gewährleistet. Die hiervon abgeleitete Altersberechnung aus der ermittelten Pb-Zusammensetzung beruht dabei auf folgenden Formeln:

$$(1) \quad ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_1 t} - 1), \lambda_1 = 1.55125 \cdot 10^{-10}$$

$$(2) \quad ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_2 t} - 1), \lambda_2 = 9.84850 \cdot 10^{-10}$$

$$(3) \quad \Rightarrow (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i) / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i) = 1/137.88 ((e^{\lambda_2 t} - 1) / (e^{\lambda_1 t} - 1))$$

$$(4) \quad \Rightarrow m = 1/137.88 ((e^{\lambda_2 t} - 1) / (e^{\lambda_1 t} - 1))$$

Davon ausgehend formieren kogenetische Serien eines isotopisch geschlossenen Systems im Diagramm $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ eine Isochrone.

9.3.2 Ergebnisse der Pb-Isotopie

Die Analyse der Pb-Zusammensetzung zeigt für die Proben in unmittelbarer räumlicher Nähe zum migmatisierten Gneisdon eine eindeutige Nivellierung der $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse (s. Abb. 9.3.2.1). Im Gegensatz zu diesen weisen die entfernteren Marmorproben erwartungsgemäß keine nachweisbare Veränderung ihrer Pb-Isotopie auf. Zur Darstellung im Isochronendiagramm und zur Berechnung des Isochronenalters wurden demnach nur Proben aus den weiter entfernten, niedriger metamorphen Marmoreinheiten der Mittleren Kykladeneinheit herangezogen.

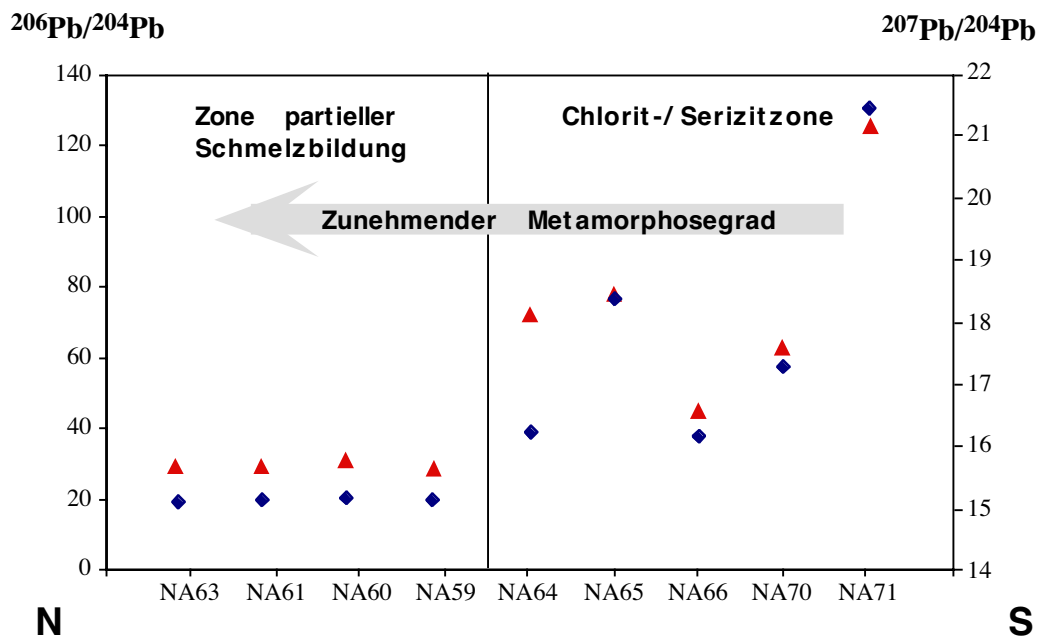


Abb. 9.3.2.1: Die ermittelten $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - (Dreiecke) und $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse (Rauten) entlang eines teilweise diskordant zu den metamorphen Isograden (Jansen, 1973) verlaufenden N/S-Profils zeigen eindeutig eine Homogenisierung der migmatitnahen, in der Zone partieller Schmelzbildung befindlicher Marmore NA59-NA63. Da nicht ausgeschlossen werden kann, daß dieser Variation eine Vererbung von mobilisiertem Pb aus dem Migmatiten zugrunde liegt, wurden sie nicht zur Berechnung eines Pb/Pb-Isochronenalters herangezogen.

Die Pb-Isotopie von 16 untersuchten Marmorproben von Naxos weist eine Variation ihrer $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse von 18.7904 und 15.6161 bis 129.9411 und 21.1447 und auf bildet eine Isochrone mit einem Alter von 172 ± 17 Ma bei einem MSWD von 2.5 (s. Abb. 9.3.2.2). Die Proben NA65 und NA71 definieren aufgrund ihrer höheren radiogenen Isotopenverhältnisse von 75.9491/18.4357 und 129.9411/21.1447 maßgeblich die Steigung der Isochrone und somit das die Steigung der Isochrone repräsentierende Alter.

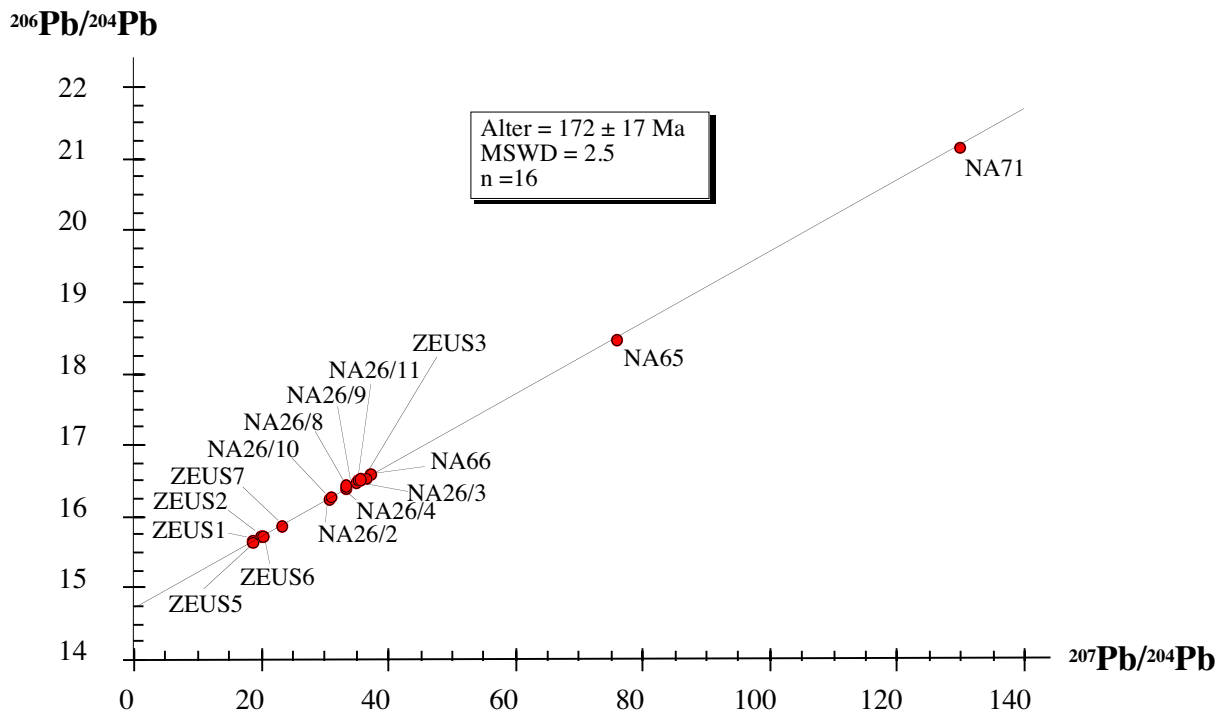


Abb. 9.3.2.2: Die Variationen der Pb-Isotopie von 16 Marmorproben der Lokation Naxos bilden eine Isochrone mit einem Alter von 172 ± 17 Ma. Die in die Berechnung des MSWDs eingeflossenen 2sm-Fehler liegen aufgrund niedriger Pb-Konzentrationen und damit verbunden niedriger Signalausbeute auf einem hohen Niveau von durchschnittlich 0.0726 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) und 0.0267 ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Sie sind jedoch kleiner als die probendarstellenden Symbole und daher nicht abgebildet.

Das mittelmitteljurassische Isochronenalter von 172 ± 17 Ma wird als das Ablagerungsalter der naxotischen Marmore der Mittleren Kykladeneinheit interpretiert.

9.4 Zusammenfassung der Marmor-Isotopenanalysen

Sowohl das Sr- als auch das Pb-Isotopensystem der in unmittelbarer Nachbarschaft anstehenden Marmore reflektieren den Einfluß der Migmatisierung des zentralen Gneisdoms. Diese weisen eine erhöhte, radiogenere Sr-Zusammensetzung sowie eine Nivellierung in der Pb-Zusammensetzung auf. Mit zunehmender Entfernung und Überschreiten der Isograden hin zu den niedriger-metamorphen Einheiten im Süden, scheinen beide Isotopensysteme geschlossen. Die hier ermittelte Sr-Isotopie zeichnet sich durch markant niedrige $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus und stimmt mit denen der Sr-Meerwasserkurve des Mittleren Juras bei etwa 185 Ma überein, beinhaltet jedoch aufgrund der ihrerseits interpolierten Sr-Meerwasserkurve einen schwer abzuschätzenden, hohen Fehler. Aufgrund der nahezu vollständigen Rekristallisation der biogenen Bestandteile und der aufgrund isoklinaler Verfaltung schwer zu interpretierenden stratigraphischen Abfolge, stellt dieses Alter v.a. im Zusammenhang mit dem Isochronenalter dennoch einen wichtigen Hinweis dar und untermauert das Isochronenalter. Das mit Hilfe der Pb-Isotopie bestimmte mittelmitteljurassische Isochronenalter von 172 ± 17 Ma stimmt innerhalb des Fehlers gut mit dem Sr-Meerwasser-Korrelationsalter überein. Da das Isochronenalter einen wesentlich kleineren Fehler beinhaltet, wird das Alter von 172 ± 17 Ma als Ablagerungsalter der Marmorvorläufer bzw. als das Alter der sich anschließenden Diagenese und Schließung des U/Pb-Isotopensystems interpretiert. Dieses Alter schlägt damit eine Brücke zu dem von

Thiebault (1982) angegebenen triassischen bis oligozänen Altersbereich für die weiter im Westen und Süden anstehende Plattenkalkserie der Vorlandzone im Bereich der Externen Helleniden.

10. Zusammenfassung

10.1 Geochemie, Isotopie, Geochronologie

Das rezente geologische Erscheinungsbild der Helleniden im östlich-mediterranen Raum sowie seiner westlichen und östlichen Nachbarn wurde durch drei alpidische Orogenphasen intensiv geprägt, was eine Rekonstruktion früherer Orogen- und Krustenbildungsprozesse sehr erschwert. Als geologische Relikte der präalpidischen Ära konnten die metamorph überprägten basalen Granite und Granodiorite der zentralen Kykladen identifiziert werden. Ihre geochemischen, isotopischen und geochronologischen Charakteristika geben Auskunft über Art und Zusammensetzung der Quelle, das tektonische Entstehungsmilieu sowie das Intrusionsalter und charakterisieren somit den für ihre Entstehung zugrundeliegenden orogenen Prozeß.

Die **Hauptelementverteilung** der amphibolitfaziell überprägten Orthogneise von Delos, Naxos, Antiparos, Paros, Sikinos und Ios klassifiziert diese als überwiegend unverwitterte, subalkaline und perluminöse Granite und einige wenige Granodiorite. Obwohl tendenziell Analogien zu magmatischen Fraktionierungstrends bestehen, deutet die Variation der Haupt- und Spurenelementverteilung aufgrund der höheren Streuung der Werte um den idealisierten Trend eher die Genese mehrerer ähnlicher Schmelzen als ein komagmatisches Reservoir an. Die Verteilung der **Spurenelemente** zeigt eine weitgehende Übereinstimmung zu den Durchschnittswerten der oberen, kontinentalen Kruste. Dabei weisen die Verteilungsmuster von Naxos, Antiparos, Paros und Ios nahezu deckungsgleiche Kurvenverläufe in den Multielement-Diagrammen auf. Ähnlich stellen sich auch die Verteilungsmuster der Gneise von Delos und Antiparos dar. Dies belegt ihre Zugehörigkeit zu ein und derselben Einheit, die sich ihrerseits aus separaten, geochemisch jedoch sehr ähnlichen Quellen zusammensetzt. Die Gneise von Mykonos und Syros („Vari“-Gneise) gehören dieser Einheit nicht an und dokumentieren eine eigenständige Genese.

Die Variationen der Haupt- und Spurenelementverteilung ähneln denen magmatischer Fraktionierungstrends im fortgeschrittenen Stadium und zeigen, daß die basalen Gneisvorkommen von Delos, Naxos, Antiparos, Paros, Sikinos und Ios eine kogenetische, jedoch keine komagmatische Einheit darstellen. Das heißt, daß sie sich von demselben karbonischen Ereignis ableiten lassen, im Zuge der Aufschmelzung aber keine vollständige Durchmischung und Homogenisierung erfuhren. Dies läßt sich dadurch erklären, daß es an mehreren Lokationen zur Aufschmelzung und damit zur Entstehung mehrerer voneinander getrennter Magmenkammern kam.

Hinsichtlich ihres **Entstehungsmilieus (Tectonic Setting)** zeigen die Grundgebirgsgneise von Delos, Naxos, Antiparos, Paros, Sikinos und Ios aufgrund ihrer krustalen Element-Signaturen Ähnlichkeiten zu einem S-Typ-Graniten im klassischen Sinn. Die Streuung der geochemischen Trends und das Auftreten ererbter Zirkone (s.u.) belegen jedoch auch eine heterogene

Zusammensetzung und somit die Beteiligung verschiedener Quellen. Diesem Umstand wird das Hybridtypenmodell besser gerecht, wonach die Grundgebirgsgneise einem Hs-Typ entsprechen. Die Entstehung dieser Hs-Typen erfolgte im tektonischen Umfeld eines Vulkanbogens (→ VAG).

Auch die **Sr- und Nd-Isotopie** der Grundgebirgsgneise resultiert in einer mehr oder minder stark ausgeprägten Streuung der darstellenden Probenpunkten im jeweiligen Isochronendiagramm. Dessenungeachtet lassen sich eine Rb/Sr-Errorchrone von 313 ± 16 Ma und eine Sm/Nd-Errorchrone von 311 ± 130 Ma berechnen. Für sich alleine gesehen beinhalten diese Alter aufgrund des Nichterfüllens der Isochronenkriterien eine untergeordnete geologische Relevanz. Die Streuung in der Sr- und Nd-Isotopie beruht jedoch nicht auf sekundärer Alteration oder Verwitterung, sondern reflektiert die initiale Inhomogenität ähnlicher und gleich alter, jedoch unterschiedlicher Quellen.

Die zurück gerechneten initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse weisen für krustal dominierte Gesteine eher niedrige Wert von ca. 0.7072 auf und liegen knapp unter dem von White and Chappel definierten Schwellwert von 0.708 für typische S-Typ-Granite. Das relativ niedrige $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis korreliert dagegen gut mit der geochemischen Klassifizierung als Hs-Hybridtyp, wonach bei der Granitgenese neben einer sedimentären Komponente noch eine weniger krustal geprägte (→ niedrigere $\text{Sr}_{(i)}$ -Verhältnisse) Komponente beteiligt war.

Die **Modellalter** sind durch einen breiteren Variationsbereich von 1.6 bis 2 Ga charakterisiert. Die Verteilung der ϵNd -Werte kulminiert in einem Peak bei ca -7 und -8, einem für kontinentale Kruste leicht erhöhten Wert. Reine S-Typen besitzen i.d.R. deutlich niedrigere Werte, insbesondere bei Beteiligung sehr alter Kruste, welche in den analysierten Gneisen durch die Existenz proterozoischer Zirkone nachgewiesen wurde.

Sowohl die Streuung der Modellalter als auch die erhöhten ϵNd -Werte korrelieren mit dem bereits aufgrund der Geochemie und Isotopie erhaltenen Modell der Hybridisierung und lassen sich analog dazu durch die Existenz mehrerer ähnlicher aber voneinander unabhängiger Quellen erklären, was durch den Vergleich zu binären Mischungslinien untermauert wird

Die **Zirkonanalysen** an den Grundgebirgsgneisen von Delos, Naxos, Antiparos, Paros, Sikinos und Ios liefern übereinstimmend spätkarbonische Alter von ca. 300 Ma. Diese werden als das Intrusionsalter der granitischen Gneisvorläufer, dem Grundgebirge der Kykladen, interpretiert. Eine untergeordnete Population mit Altern von 315-320 Ma stellt möglicherweise eine ererbte Komponente dar. Die Existenz älterer Körner von über 2.3 Ga belegt die Beteiligung einer sehr alten, krustalen Komponente und somit die heterogene Zusammensetzung des Ausgangsmaterials und korreliert mit der aufgrund der geochemischen und isotopischen Ergebnisse vorgenommenen Zuordnung zum Hs-Hybridtyp.

Zusätzlich zu den Grundgebirgs-Einheiten wurden erstmalig auch die Marmore der mesozoischen, metasedimentären Mittleren Kykladen-Einheit radiometrisch analysiert. Die **Altersbestimmungen an den Marmoren** erfolgten anhand ihrer Sr- und Pb-Isotopie.

Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis ausgewählter Marmore von Naxos besitzt einen Durchschnittswert von 0.707295, und stimmt mit den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen der Sr-Meerwasserkurve im Frühen und Späten Perm, im Mittleren Jura und in der Späten Kreide überein.

Eine Pb/Pb-Isochrone von 16 untersuchten Marmorproben korrespondiert mit einem Alter von ca. 172 ± 17 Ma. Dieses Alter wird als das Ablagerungs- bzw. Diagenesealter der Marmore aus der Mittleren Kykladeneinheit interpretiert und stimmt innerhalb des Fehlers mit der Sr-Zusammensetzung des Meerwassers am Ende des Mittleren Juras vor ca. 185 Ma überein.

10.2 Regionaler Vergleich

Das Kykladenkristallin als zentraler Abschnitt der Helleniden findet seine unmittelbare geographische Fortsetzung im östlich angrenzenden Menderes Massiv und in der im NW gelegenen Pelagonischen Zone. Die spätkarbonischen Intrusionsalter der Grundgebirgsgranitoide der Kykladen grenzen diese klar von den präkambrischen Grundgebirgseinheiten des Menderes-Massivs (Dannat & Reischmann 1996) ab. Eine Fortsetzung der karbonischen Grundgebirgsalter findet sich jedoch in der nördlich zum Menderes Massiv gelegenen Sakarya-Zone (→ 294 und 313 Ma: Özmen & Reischmann, 1999), in der NW befindlichen Pelagonischen Zone (→ spätkarbonische Granitoide von ca. 300 Ma: Yarwood & Aftalyon, 1976; Mountrakis 1984; auf Kreta: Seidel et al., 1982; Koroneos et al. 1993; Reischmann et al. 2001; Anders et al. 2002; Turpaud & Reischmann 2003) und im Osten der benachbarten Vadar-Zone (Anders et al. 2003, 2005).

Die geographische Verbreitung der karbonischen Grundgebirgseinheiten (s. Abb. 6.11.2) belegt das Ausmaß eines bedeutenden, überregionalen Orogenprozesses vor ca. 300 Ma im Späten Karbon, welcher die Gebiete der heutigen Pelagonischen Zone, der Vadar-Zone, der zentralen Kykladen, und des Sakarya-Kontinentes erfaßte (vgl. Gegenüberstellung in Abb. 10.2.1).

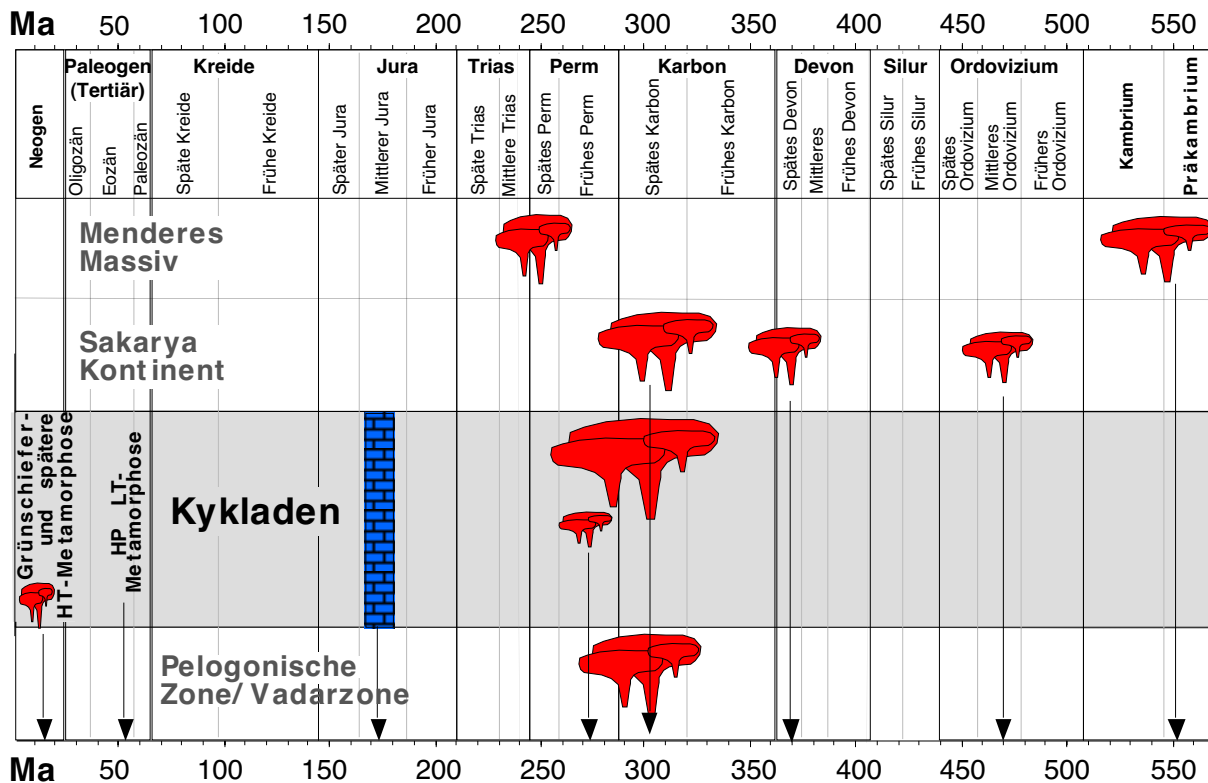


Abb.10.2.1: In rot: Gegenüberstellung präalpidischer Intrusionsereignisse des Kykladen-Grundgebirges und seiner Nachbarn (Autoren siehe Abb. 6.11.2 / Kap. 6). In blau: Karbonatsedimentation (diese Arbeit).

10.3 Paläogeographische Interpretationen

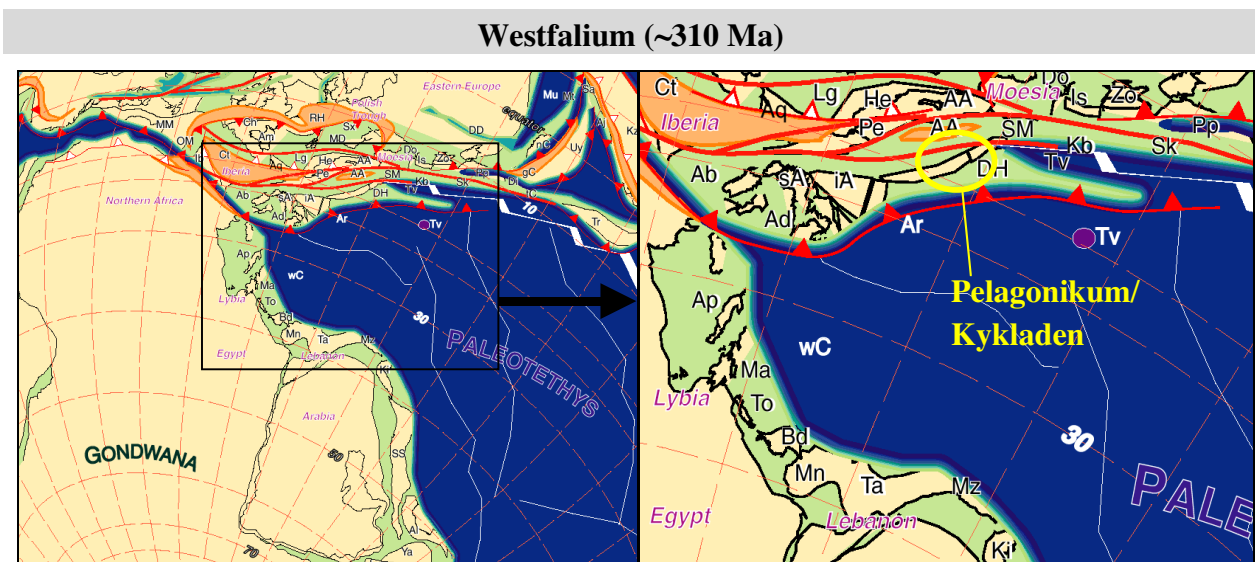


Abb. 10.3.1: Paläotektonische Rekonstruktion des Tethysraums im Späten Karbon (Westfalium) nach Stampfli et al. (2001). Es bedeuten: Ap=Apulia, At=Attika, DH=Dinariden/Helleniden, IA=Izmir/Ankara, Ma=Mani, Mn=Menderes, Pl=Pelagonikum, Sk=Sakarya, SM=Serbo-Makedonium, Ta=Taurus.

Während des Späten Karbons vor ca. 310 Ma (Westfalium) befand sich das heutige Gebiet der Kykladen am Südrand Laurasias und somit am Nordrand der Paleotethys im Bereich der Dinariden/Helleniden (→DH, s. Abb. 10.3.1). Die rezent an das Kykladenkristallin angrenzenden geographischen Nachbarn wie Euböa, Kreta und das Menderes Massiv lagen

dagegen am südwestlichen Paleotethysrand an der NE-Küste Gondwanas. Zu dieser Zeit herrschte nordwärts gerichtete Subduktion der Paleotethys u.a. unter die Dinariden/Helleniden, die sich demnach im Bereich des Vulkanbogens befanden. Krustenverdickung, Hitzeeinjektionen durch Vulkanismus und resultierend an vielen Orten Aufschmelzung der kontinentalen Kruste im Backarc-Bereich waren die Folge und markieren so die Geburtsstunde des Kykladen-Grundgebirges. Diese Schmelzen intrudierten dabei in ein heute nicht mehr in Nachbarschaft anstehendes Nebengestein. Die Zusammensetzung des aufgeschmolzenen protolithischen Materials bestand, außer einer überwiegend sedimentären Komponente, die Ähnlichkeiten zur oberen kontinentalen Kruste aufwies, aus mindestens einer weiteren Krustenkomponente proterozoischen Alters. Aufgrund der vergleichsweise schwach krustal geprägten Sr- und Nd-Isotopie kann die Beteiligung einer weiteren, mafischeren Komponente gefolgert werden, was in einem Vulkanbogen-Setting als wahrscheinlich erachtet werden kann. Diese heterogene Zusammensetzung spiegelte sich in regional leichten Inhomogenitäten der geochemischen und isotopischen Komposition wieder. Aufgrund der diskreten Schmelzbildung an verschiedenen Lokationen erfolgte keine Homogenisierung infolge magmatischer Durchmischung, und bewirkte ein „Einfrieren“ der initialen Quelleninhomogenitäten nach Unterschreiten der Schließtemperatur.

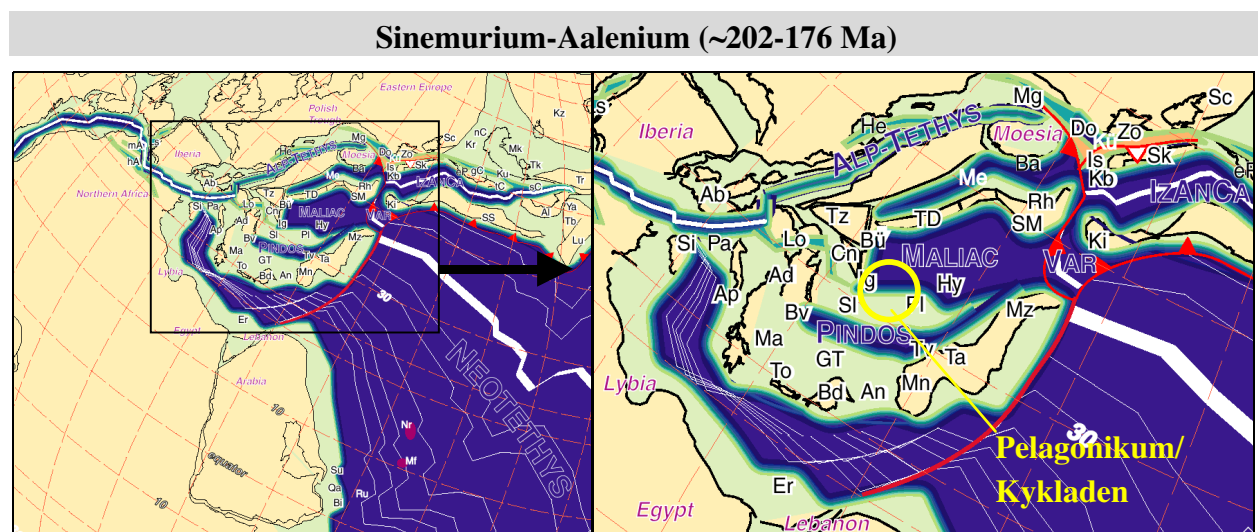


Abb. 10.3.1: Paläotektonische Rekonstruktion des Tethysraums im Frühen bis Mittleren Jura (Sinemurium-Aalenium) nach Stampfli et al. (2001).

Während des Frühen/Mittleren Juras lag das Gebiet des heutigen Kykladenbasements wahrscheinlich im Bereich des Pindos Ozeanbeckens und es herrschten marine Bedingungen vor (s. Abb. 10.3.1). In diesem vergleichsweise kleinen Randbecken kam es zur Ablagerung der Karbonathorizonte der heutigen Mittleren Kykladeneinheit. Ab dem Eozän wurden die spätkarbonischen Grundgebirgsgranite und die überlagernden mitteljurrassischen Sedimente im Zuge der alpidischen Orogenzyklen mehrfach metamorph überprägt. Als Folge der M2-HT-Metamorphose während des Oligozäns kam es lokal, wie z.B. auf Naxos zur Migmatisierung der

Grundgebirgsgranite/-gneise. Anschließende Hebung über den Meeresspiegel und einsetzende Erosion der metasedimentären Serien führten zur Exhumierung der Grundgebirgsgneise und zum rezenten geologischen und morphologischen Erscheinungsbild der Inselwelt der Kykladen.

Literaturverzeichnis

A

- Allègre, C. J. & Rousseau, D. (1984): The growth of the continent trough geological time studied by Nd isotope analysis of shale. *Earth Planet Sci. Lett.*, 76, 19-34.
- Altherr, R., & Seidel, E. (1977): Speculations on the geodynamic evolution of the Attic-Cycladic Crystalline Complex during alpidic times. *Proceedings of the VI Coll. on the Geology of the Aegean Region, Athens, Greece*
- Altherr, R., Schliestedt, M., Okrusch, M., Seidel, E., Kreuzer, H., Harre, W., Lenz, H., Wendt, I. & Wagner, G.A. (1977): Geochronology of high pressure rocks on Sifnos (Cyclades, Greece). *Contrib. Mineral. Petrol* 70: 245-255.
- Altherr, R., H. Kreuzer, Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G.A., Keller, J., Harre, W. & Höhndorf, A. (1982): A Late Oligocene/Early Miocene High Temperature Belt in the Attic-Cycladic Crystalline Complex (SE Pelagonian, Greece). *Geol. Jb. E* 23: 97-146.
- Anders, B., Reischmann, T. & Poller, U. 2002: Geochronology and Isotope Analysis of Basement Rocks from the Pelagonian Zone, Greece. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, A19.
- Anders, B., Reischmann, T. & Poller, U & Kostopoulos, D. 2003a: Age and origin of granitic rocks within the Vardar Zone, N Greece. *Geological Survey of Japan, Interim-Report 29, Hutton Symposium V*, 2.
- Anders, B., Reischmann, T. Poller, & U. Kostopoulos, D. (2005): Age and origin of granitic rocks of the eastern Vardar Zone, Greece: new constraints on the evolution of the Internal Hellenides. *J. Geol. Soc. London*, 162,1-14.
- Andriessen, P.A.M., Banga, G. & Hebeda, E.H. (1987): Isotopic age study of pre-alpine rocks in the basal unit on Naxos, Sikinos and Ios, Greek Cyclades. *Geologie en Mijnbouw*, 66, 3-14.
- Andriessen, P.A.M., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A.Th. & Verschure, R.H. (1979): Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine orogene of Naxos (Cyclades, Greece). *Contrib. Mineral. Petrol.* 69: 215-225
- Auboin, J. (1959): Contribution a l'étude géologique de la Grèce septentrional: les confins de L'Épire et de la Thessalie.- *Annales géologique des pays helléniques* 9, 1-484.

B

- Blake, M. C, Bounneau, M., Geyssant, J. Kienast, J. R., Lepvrier, C., Maluski, H. & Papanikolaou, D. (1981): A geological renaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece. *Bull. Geol. Soc. America* 92, 247-254.
- Bonin, B. C.-o., Brandlein, P., Bussy, F., Desmons, J., Eggenberger, U., Finger, F., Graf, K., Marco, C., Mercolli, I., Oberhänsli, R., Ploquin, A., Quadri, A., v. Raumer, J., Scaltegger, U., Steyrer, H. P., Visona, D. & Vivier, G. (1993): Late Variscan magmatic evolution of the evolution of the Alpine basement. In *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (Hrsg. J. F. von Raumer and F. Neubauer), Springer Verlag, 171-201.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. & Webb, P. C. (1984): The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society of London*. 141, 413-426.

Brunn, Jan H. (1974): Le probleme de l'origine des nappes et de leurs translations dans les Taurides occidentales. (in Debat sur la structure des Taurides occidentales, SOC. GEOL. FR., BULL. Vol. 16, No. 2, p. 101-106.

Burke, W. H., R., E. Denison, E. A. Hetherington, R.B. Koepnick, N. F. Nelson and J. B. Otto (1982): Variation of Seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10, 516-519.

C

Cahen, L., Snelling, N. J., Delhal, J. & Vail, J. R. (1984): The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press.

Castro, A. et al. (1991): H-type (hybrid) granitoids: A proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth Science Rev.*, 31, Elsevier Science Publ. B. V., Amsterdam, 237-253.

Chappell, B. W. & White, A. J. R. (1974): Two contrastic granite types. *Pacific Geology*, 8, Tokai Uni press., Tokyo, Japan, 144-173.

Chappell, B. W. (1984): Source rocks of I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 310, 693-707.

Cobbing, J. (1996): Granites an overview. *Episodes*, Vol. 19, 4, 103-106.

Covey-Crump, S. J. & Rutter, E.H. (1989): Thermally-induced grain growth of calcite marbles on Naxos Island, Greece. *Contrib Mineral Petrol* (1989) 101: 69-86.

Cox, K.G., Bell, J.D. & Pankhurst, R. J. (1979): The interpretation of igneous rocks. Unwin Hyman, London: 450 pp.

D

Dannat, C., (1997): Geochemie, Geochronologie und Nd-Sr-Isotopie der granitoiden Kerngneise des Menderes-Massivs, SW Türkei. Dissertationsarbeit (unveröff.), Universität Mainz, 120 S.

Dürr, S. & Flügel, H. (1979): Contribution à la stratigraphie du cristallin des Cyclades: Mise en évidence du Trias supérieur dans les marbles de Naxos (Grèce). – *Rapp. Com. Int. Mer. Medit.* 25/26 (2a): 31-32.

Dürr, S. (1986): Das Attisch-kykladische Kristallin. In: V. Jacobshagen (Hrsg.): *Geologie von Griechenland*. 116-149.

Dürr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M. & Seidel, E. (1978): The Median Aegean Crystalline Belt: Stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: H. Closs, D.H. Roeder & K. Schmidt (eds.): *Alps, Apennines, Hellenides*. Schweizerbart. 455-477.

E

Engel, M., Reischmann, T. (1998): Single zircon geochronology of orthogneisses from Paros, Greece. *Bull. of Geol. Soc. of Greece*, Vol. XXXII / 3, 91-99.

Engel, M., Reischmann, T. 1999: Geochronology of the pre-alpine basement of the central Cyclades, Greece. *Journal of Conference Abstracts*, 4, 806, EUG 10.

F

Faure, G., P.M. Hurley, and J. L. Powell (1965): The isotopic composition of strontium in surface water from the North Atlantic Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 209-220

Faure, Gunter (1986): *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, 589 S.

Franz, L., Okrusch, M. & Bröcker, M. (1993): Polymetamorphic evolution of pre-Alpidic basement rocks on the island of Sikinos (Cyclades, Greece). *N. Jb. Miner. Mh. Jg.* 193, H. 4, 145-162.

G

Gautier, P., Brun, J. P. & Jolivet, J. (1993): Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades islands, Greece). *Tectonics*, 12, 1180-1194.

Gessner, Klaus (2000): Eocene nappe tectonics and late-Alpine extension in the central Anatolide belt, eastern Turkey – structure, kinematics and deformation history. *Dissertationsarbeit (unveröff.)*, Universität Mainz, 74 S.

Goldstein, S., O'Nions, K. & Hamilton, P. J. (1984): A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dust and particulates from major river systems. *Earth Planet Sci. Lett.*, 56, 180-181.

H

Hannappel, A., Reischmann, T. (2003): Rhyolitic dikes of Paros Island, Cyclades. In: *The South Aegean Active Volcanic Arc*, 7, ELSEVIER, publication date: 2005, 398 S.

Harris, N.B.W.; Pearce, J.A.; Tindle, A.G., (1986): Geochemical characteristics of collision-zone magmatism, *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, No. 19, 67-81.

Henjes-Kunst, F. & Kreuzer, H. (1982): Isotopic dating of pre-alpidic rocks from the island of Ios (Cyclades, Greece). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 245-253.

Hetzel, R. & Reischmann, T. 1996: Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes Massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geological Magazine*, 133, 565-572.

Himmerkus, F., Reischmann, T. & Kostopoulos, D. (2003): The Serbo-Macedonian Massif, the oldest crustal segment of the Internal Hellenides, identified by zircon ages. *Geophysical Research Abstracts*, 5, 05671.

Himmerkus, F., Reischmann, T. & Kostopoulos, D. (2005): Late Proterozoic and Silurian basement units within the Serbo-Macedonian Massif, Greece: the significance of terrane accretion in the Hellenides., *J. Geol. Soc. London*, in press.

Himmerkus, F., Anders, B., Reischmann, T. & Kostopoulos, D. (2005): Gondwana-derived terranes in the northern Hellenides. *Geol. Soc. Amer. Memoirs*, submitted.

Hine, R.; White A. J. R. (1983): Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America*, 159, 21-34.

I

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.

J

Jacobsen, S. B. & Wasserburg, G. J. (1980): Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet Sci. Lett.*, 139-155.

Jacobshagen, V. (Hrsg, 1986): *Geologie von Griechenland*. Gebrüder Bornträger, Berlin, 363 S.

Jansen, J.B.H. & Schuiling, R.D. (1976): Metamorphism on Naxos: Petrology and geothermal gradients. *Amer. J. Sci.* 276: 1225-1253.

K

Key, S., (1998): The geological evolution of the Cyclades, Greece: Constraints from shrimp U-Pb geochronology. PhD thesis (unpubl.), ANU Canberra. 335 pp.

Kober, B. (1986): Whole-grain evaporation $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 93, 482-890.

Kober, B. (1987): Single zircon evaporation combined with Pb^+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 93, 63-71.

Koroneos, A., Christofides, G., Del Moro, A. & Kiliass, A. (1993): Rb/Sr geochronology and geochemical aspects of the Eastern Varnountas plutonite (NW Macedonia, Greece). –*N. Jb. Miner., Abh.* 161: 141-169.

L

Le Maitre, R.W. (1976): Some Problems of the Projection of chemical data in to mineralogical classifications. *Contributions to mineralogy and petrology*, 56, 181-189.

Le Maitre, R.W. (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms, Blackwell Scient. Publ., Oxford, 193 S.

Le Pichon, X. & Angelier, J. (1979): The Hellenic arc and trench system: a key to the evolution of the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 60, 1-42.

Lister, G.S., Banga, G., & Feenstra, A., (1984): Metamorphic core complexes of cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12: 221-225.

Liew, T. C., Hofmann, A. W. (1988): Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian fold. belt of central Europe: indications from a Nd and Sr isotope study. *Contrib. Miner. Petrol.*, 98, 129-138.

Loos, St. & Reischmann, T. (1999): The evolution of the southern Menderes Massif in SW Turkey as revealed by zircon dating. *J. Geol. Soc. London*, 156, 1021-1030.

Loos, St. & Reischmann, T. (2001): Discussion on the evolution of the southern Menderes Massif in SW Turkey as revealed by zircon dating. *J. Geol. Soc. London*, 158, 393-395.

M

MacDonald, R., Smith, R. L., & Thomas, J. E. (1992): Chemistry of subalkalic silicic obsidians. – *Geol. Sur. Prof. Paper*, 1523.

McCulloch, M. T. & Chappell, B. W. (1982): Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 58, 51-64.

Mountrakis, D. (1982): Emplacement of the Kastoria ophiolite on the western edge of the internal Hellenides (Greece). *Ofioliti*, 7, 397-406.

Mountrakis, D. (1984): Structural evolution of the Pelagonian zone in north-western Macedonia, Greece. In: J.E. Dixon & A.H. Robertson (Hrsg): The geological evolution of the Eastern Mediterranean, *Geol. Soc. Spec. Pub.* 17, 581-590.

Miyashiro, A. (1978): Nature of alkalic volcanic rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 91-104.

N

Nesbitt, H. W. & Young, G. M. (1982): Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717.

Neubauer, F. & Raumer J. v. (1993): The Alpine basement-Linkage between Variscides and East-Mediterranean mountain belts. In *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (Hrsg. J. F. von Raumer & F. Neubauer), Springer Verlag, 641-63.

O

Özmen, F., & Reischmann, T., (1999): The age of the Sakarya Continent in W Anatolia: Implications for the evolution of the Aegean region. *Terra Abstracts*, Vol. 11, 880: 805.

P

Pe-Piper, G., Panagos, A. G., Piper, D. J. W. & Kotopouli. C. N. (1982): The (?) mid Triassic volcanic rocks of Lakonia, Greece. *Geol. Mag.*, 119, 77-85.

Pe-Piper, G. & Piper, D., J.W. (2002): The igneous rocks of Greece. *The Anatomy of an orogen*. Gebrüder Borntraeger Berlin Stuttgart: 573 Seiten

Pearce, J. A.; Harris, N. B.W.; Tingle A. G., (1984): Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.

Pupin, J.P. & Turco, G. 1975. Typologie de zircon accessoire dans les roches plutonique dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques. *Pétrologie*, 1: 139-156.

R

Reischmann T. (1998): Pre alpine origin of tectonic units from the metamorphic complex of Naxos, Greece, identified by single zircon Pb/Pb dating. *Bull. of Geol. Soc. of Greece*, Vol. XXXII / 3, 101-111.

Reischmann, T. & Anthes , G. 1996. Geochronology of the Mid German Crystalline Rise west of the River Rhine. *Geologische Rundschau*, 85, 761-774.

Reischmann, T., Kostopoulos, D. K., Loos, S., Anders, B., Avgerinas, A., & Sklavounos, S. A. 2001: Late Palaeozoic magmatism in the basement rocks southwest of Mt. Olympus, Central Pelagonian Zone, Greece: Remnants of a Permo-Carboniferous magmatic arc. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 34, 985-993.

Roesler, G. (1978): Relics of non-metamorphic sedimentes on central Aegean islands. In: Cloos, H., Roeder, D. & Schmidt, K. (Hrsg.): *Alps, Apennines, Hellenides*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 480-481.

Rollinson, H. (1993): Using geochemstral data: Evaluation, presentation, interpretation. *Elongman, Essex*, 354 S..

S

Stacey, J.S. & Kramers, J.D. (1976): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planetary Science Letters*, 26, 207-221

Steiger, R.H. & Jäger, E. (1977): Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planetary Science Letters*, 36, 359-362.

Seidel, E., H. Kreuzer and W. Harre (1982): A late Oligocene /early Miocene high pressure belt in the External Hellenides. *Geol. Jb.*, E 23, 165-206.

Stampfli, G., Borel, G., Cavazza, W., Mosar, J. and Ziegler, P.A. (Eds.), 2001, *The Paleotectonic Atlas of the PeriTethyan Domain*. European Geophysical Society.

Stampfli, G. M. & Borel, G. D. 2002: A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17-33.

Stampfli, G. M., Rosselet, F., & Bagheri, S. 2004: Tethyan oceans and sutures. In *Proceedings of the 5 th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology* (eds. A. A. Chatzipetros and S. B. Pavlides) Thessaloniki, Greece, April 14-20, 2004, Ref: T1-21.

T

Thelin, P. (1983): Les gneiss ocellés de la nappe du Grant-Saint Bernard. Essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'hérédité pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse).- Thèse de doctorant, Université de Lausanne.

Thiébaud, F. (1982): Évaluation géodynamique de Hellénides externes en Péleponnèse méridional.- *Soc. géol. du Nord, Lille, Publ.* 6, 574 S.

Thomson, S. N., Stöckhert, B. & Brix, M. R. (1998): Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: implications for the speed of tectonic processes. *Geology*, 26, 259-262.

Turpaud, P. & Reischmann, T. 2003: Zircon ages of granitic gneisses from the Rhodope (N. Greece), determination of basement age and evidences for a Cretaceous intrusive event. *Geophysical Research Abstracts*, 5, 04435.

V

Vavassis, I., De Bono, A., Valloton, A., Stampfli, G.M., Cosca, M. & Amelin, Y. (1999): U-Pb and Ar-Ar geochronological data from the Pelagonian Basement in Evia (Greece): Geodynamic implications. for the evolution of the Paläotethys. *Terra Abstracts*, Vol. 11: 314.

Vera, J.A., Salas, R. and Bitzer, K., 2001, Rhaetian-Hettangian, Iberia and Western Mediterranean. In: Stampfli, G., Borel, G., Cavazza, W., Mosar, J. and Ziegler, P.A. (Eds.), 2001, *The Paleotectonic Atlas of the PeriTethyan Domain*. European Geophysical Society.

W

Wawzenitz, N., (1994): Ein miozäner metamorpher Kernkomplex (Insel Thassos, Rhodope-Massiv) . Variszische Vorgeschichte und Exhumierung mittelkrustaler Gesteine. – *Erlanger geol. Abh.* 124: 61-75.

White, A. J. R. & Chappel, B. W. (1983): Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geol. Soc. of America, Mem.* 159, 21-34.

Y

Yarwood, G. A. & Aftalion, M. (1976): Field relations and U-Pb geochronology of a granite from the Pelagonian zone of the Hellenides (High Pieria, Greece). *Bull. Soc. Geol. France*, (VII), 18, 259-264.

York, D. 1969: Least squares fitting of a straight line with correlated errors, Earth Planetary Science Letters, 5, 320-324.

Z

Ziegler, P.A. (1993): Late Paleozoic – Early Mesozoic plate reorganization: Evolution and demise of the Variscan fold belt. In Pre-Mesozoic Geology in the Alps (Hrsg. J. F. v. Raumer und F. Neubauer), Springer Verlag, 203-216.

Anlagen

Anlage 1: Hauptelemente

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +Fe ₀	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
Syr1	75,95	0,21	12,90	2,05	0,02059	0,24	1,44	4,31	2,85	0,0309	100
Syr2	62,77	0,60	13,81	6,67	0,10217	5,28	6,19	3,35	1,09	0,1226	100
Syr3	78,29	0,20	12,37	1,33	0,01009	0,29	0,89	4,87	1,73	0,0101	100
Syr5	76,05	0,31	13,31	1,78	0,02022	0,37	1,83	4,18	2,10	0,0303	100
Myk1	74,44	1,00	11,42	4,90	0,05037	1,80	2,22	2,05	2,01	0,1108	100
Myk2	74,09	0,74	12,46	4,20	0,08082	1,27	3,01	2,34	1,68	0,1313	100
Myk3	73,99	0,79	12,23	4,32	0,06090	1,51	2,72	2,37	1,87	0,1319	100
Del1	75,12	0,21	13,54	1,48	0,02009	0,37	1,34	3,11	4,78	0,0301	100
Del2	72,21	0,32	14,52	2,79	0,04024	0,66	2,55	3,74	3,11	0,0704	100
Na3	76,77	0,06	13,19	1,15	0,03022	0,40	0,55	3,41	4,41	0,0201	100
Na4	71,86	0,33	15,01	2,42	0,03005	0,65	2,35	3,17	4,11	0,0701	100
Na12	70,78	0,49	15,87	4,57	0,07239	1,94	1,45	1,61	2,96	0,2585	100
Na20	77,34	0,06	12,72	0,66	0,03032	0,09	0,76	2,83	5,49	0,0202	100
Na27	69,91	0,44	15,33	3,41	0,05079	1,11	2,71	3,69	3,23	0,1219	100
Na28	75,96	0,10	13,22	1,42	0,02004	0,38	0,45	3,03	5,40	0,0200	100
Na29	76,61	0,07	12,72	1,40	0,06116	0,28	0,40	3,35	5,10	0,0204	100
Na31	69,09	0,44	15,33	3,70	0,06151	1,38	3,14	3,70	3,02	0,1333	100
Na32	76,59	0,20	12,77	2,53	0,03059	1,19	1,12	3,11	2,43	0,0306	100
Na35	71,01	0,40	15,10	2,82	0,04088	0,72	2,27	3,58	3,98	0,0920	100
Na58	77,01	0,16	12,56	2,46	0,04009	0,67	1,26	3,90	1,92	0,0200	100
Na378a	75,78	0,10	14,32	0,70	0,02001	0,16	0,78	3,51	4,39	0,2302	100
Na379	78,13	0,09	12,52	0,98	0,00996	0,14	1,08	3,81	3,24	0,0100	100
P1	73,26	0,24	14,82	1,59	0,03018	0,38	1,81	3,63	4,19	0,0402	100
P2	73,50	0,23	14,26	2,07	0,03016	0,42	1,30	3,35	4,74	0,1106	100

Anlage 1: Hauptelemente

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
P3	71,01	0,31	15,96	2,01	0,04022	0,54	2,11	3,64	4,30	0,0704	100
P4	72,46	0,26	14,85	2,40	0,04022	0,65	1,56	3,19	4,53	0,0503	100
P5	70,15	0,39	15,69	3,19	0,08034	0,98	2,64	3,38	3,36	0,1205	100
P6	77,31	0,08	13,07	0,65	0,01002	0,14	0,87	3,20	4,67	0,0000	100
P7	69,40	0,48	15,45	3,78	0,06011	1,28	2,58	3,36	3,50	0,1102	100
P8	73,23	0,31	14,35	2,52	0,04021	0,64	1,76	3,08	3,98	0,0905	100
P9	73,76	0,26	14,66	2,04	0,03019	0,70	1,11	3,14	4,11	0,1811	100
P10	74,36	0,16	14,83	1,40	0,02017	0,34	0,96	3,32	4,47	0,1412	100
P11	79,07	0,08	11,80	1,08	0,01003	0,08	0,77	3,18	3,93	0,0000	100
P12	73,21	0,41	14,79	2,81	0,04053	1,06	1,10	1,34	5,09	0,1520	100
P13	71,65	0,32	14,83	2,74	0,05041	0,79	1,66	2,94	4,94	0,0706	100
P14	73,14	0,28	14,55	2,19	0,04022	0,54	1,43	2,99	4,72	0,1207	100
P15	73,10	0,31	14,57	2,39	0,03055	0,63	1,40	3,14	4,28	0,1528	100
P16	73,37	0,31	14,63	2,33	0,05042	0,71	1,13	2,94	4,41	0,1210	100
P17	68,29	0,51	16,91	2,99	0,06020	0,85	2,71	4,28	3,26	0,1405	100
P30	69,58	0,26	15,72	3,54	0,10041	1,48	1,26	4,44	3,54	0,0803	100
P32	80,16	0,28	11,30	2,21	0,03046	0,68	0,29	0,40	4,59	0,0508	100
P33	72,71	0,34	14,89	2,46	0,05033	0,83	1,54	3,21	3,86	0,1208	100
P34	74,25	0,19	14,10	1,98	0,05008	0,42	1,12	3,13	4,67	0,0801	100
Ap1	73,25	0,35	14,42	2,64	0,02008	0,59	1,48	3,63	3,52	0,1004	100
Ap2	76,55	0,06	13,88	0,46	0,01006	0,10	0,41	3,48	4,90	0,1508	100
Ap3	74,07	0,31	14,57	1,96	0,02009	0,52	0	2,96	4,62	0,0904	100
Ap4	73,01	0,35	14,79	2,29	0,02022	0,51	1,34	3,27	4,32	0,1011	100
Ap5	72,80	0,31	14,15	2,72	0,06022	0,98	1,76	2,88	4,24	0,1004	100
Ap6	80,12	0,05	13,08	0,62	0,00000	0,14	0,09	3,96	1,92	0,0101	100
Ios1	72,03	0,39	15,05	3,20	0,05105	0,69	2,00	3,85	2,57	0,1736	100
Ios2	70,49	0,37	15,98	2,76	0,03040	0,56	2,70	3,54	3,49	0,0912	100

Anlage 1: Hauptelemente

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +Fe ₀	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
Ios3	69,54	0,37	16,44	2,91	0,03137	0,59	3,37	3,55	3,13	0,0941	100
Ios4	74,73	0,19	14,26	1,39	0,01015	0,35	0,32	2,85	5,65	0,2436	100
Ios5	70,34	0,35	16,06	2,78	0,03051	0,57	3,30	3,47	3,00	0,0915	100
Ios6	73,11	0,27	14,38	2,24	0,04010	0,39	1,93	3,30	4,29	0,0602	100
Ios7	72,44	0,39	14,75	3,04	0,04045	0,77	1,66	3,74	2,95	0,2124	100
Ios8	63,70	0,51	19,10	4,08	0,06102	1,11	5,19	3,58	2,47	0,2034	100
Ios9	75,84	0,07	14,24	0,52	0,00000	0,18	0,00	3,39	5,74	0,0202	100
Ios10	77,77	0,06	13,16	0,51	0,00000	0,14	0,01	3,38	4,95	0,0200	100
Ios11	73,65	0,19	14,68	1,76	0,03036	0,41	0,78	3,59	4,85	0,0506	100
Ios12	75,86	0,20	14,81	1,73	0,00000	0,26	0,03	2,63	4,47	0,0207	100
Sik1	72,60	0,42	14,51	3,74	0,04068	1,56	0,36	2,89	3,74	0,1424	100
Sik4	71,32	0,60	15,81	3,97	0,04089	0,63	0,63	2,67	3,83	0,4906	100

Anlage 2: Spurenelemente

	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Sc ppm	V ppm	Cr ppm	Co ppm	Ni ppm	Cu ppm	Zn ppm	Ga ppm	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Nb ppm	Ba ppm
Syr1	25	43	7	25	7	4	10	4	101	3	5	10	15	69	70	29	158	9	429
Syr2	6	5	6	8	5	22	173	234	73	70	36	55	14	22	177	17	101	4	158
Syr3	9	13	2	12	3	2	16	0	189	4	7	9	13	35	108	16	127	5	225
Syr5	11	21	5	14	6	3	18	0	80	5	3	13	13	39	177	24	162	6	262
Myk1	21	41	6	23	5	16	95	94	86	15	24	77	14	96	127	27	342	14	313
Myk2	15	30	7	19	4	13	87	70	77	19	18	58	16	77	112	25	185	12	216
Myk3	33	55	6	27	8	11	77	72	118	29	14	64	15	110	221	24	214	14	349
Del1	16	26	5	16	4	2	19	3	102	4	4	27	14	95	265	9	73	6	1209
Del2	20	28	6	17	6	13	33	0	107	4	2	44	16	67	317	21	111	8	1211
Na3	13	27	4	18	5	7	5	5	1	4	3	37	22	252	22	58	68	16	121
Na4	34	68	9	34	4	9	24	4	6	3	4	43	17	117	128	23	152	11	1294
Na12	26	64	9	27	6	9	61	52	12	28	28	74	19	110	69	31	200	12	571
Na20	19	37	6	22	10	5	4	0	223	5	5	8	18	233	40	59	66	9	154
Na27	35	63	8	32	10	10	41	15	97	10	6	59	20	99	181	26	173	12	941
Na28	13	29	5	18	6	4	7	0	239	5	5	28	19	210	35	47	87	14	294
Na29	25	43	7	26	10	5	5	1	180	4	5	35	19	226	22	73	74	12	153
Na31	28	49	9	25	5	10	48	24	76	11	10	68	19	81	249	18	172	12	968
Na32	33	51	9	29	9	11	14	5	175	7	7	57	17	89	149	35	226	13	351
Na35	43	79	11	38	7	10	30	8	192	5	4	46	18	101	153	14	183	12	1600
Na58	30	53	9	28	5	10	6	0	107	2	10	48	17	57	68	41	213	11	511
Na378a	4	1	3	7	7	3	4	1	0	2	3	15	17	130	81	10	42	12	606
Na379	13	19	5	15	9	3	6	3	85	4	6	17	14	63	107	12	87	3	795
P1	22	43	5	20	5	4	10	7	110	4	5	48	21	209	191	12	157	12	726
P2	40	74	9	38	9	4	13	3	127	3	4	69	21	163	135	18	138	14	978
P3	29	53	5	24	7	4	12	2	102	4	5	47	22	214	260	12	184	13	661
P4	31	56	6	28	4	9	29	6	79	4	6	45	16	165	131	24	119	10	681
P5	28	51	5	23	8	8	47	16	68	5	0	65	21	127	153	22	134	11	509
P6	17	29	4	19	5	2	5	5	118	3	5	9	15	99	59	22	99	5	640
P7	28	54	5	29	4	10	59	15	63	5	5	74	20	138	156	19	150	12	673
P8	28	47	5	25	7	7	29	7	88	3	5	54	18	143	118	28	135	11	671
P9	29	52	5	25	3	3	20	18	65	7	6	53	17	135	132	14	116	11	929

Anlage 2: Spurenelemente

	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Sc ppm	V ppm	Cr ppm	Co ppm	Ni ppm	Cu ppm	Zn ppm	Ga Ppm	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Nb ppm	Ba ppm
P10	23	39	2	20	3	2	8	6	85	4	8	39	19	120	125	14	101	10	1196
P11	35	66	9	35	10	4	3	7	121	3	6	25	16	87	43	32	176	13	812
P12	28	71	6	26	4	5	26	4	77	6	4	75	21	200	85	17	189	14	855
P13	20	33	3	20	4	7	35	15	86	6	4	48	17	165	144	38	121	10	702
P14	39	47	6	31	6	4	18	6	83	4	3	66	20	170	151	21	133	13	834
P15	18	37	4	21	4	5	20	5	81	5	5	52	21	138	128	16	139	13	735
P16	33	54	5	29	6	5	21	4	90	3	5	76	22	166	113	21	144	13	761
P17	42	78	8	33	5	7	18	1	92	4	5	67	24	137	281	17	296	14	763
P30	21	34	2	12	6	6	42	7	74	3	3	51	17	122	183	11	106	7	796
P32	30	61	5	28	6	5	30	12	127	3	8	41	13	143	38	22	111	8	727
P33	24	47	6	22	5	5	25	5	101	4	2	63	20	125	145	25	126	11	725
P34	28	52	4	26	4	4	9	5	188	4	5	73	22	162	127	19	112	13	742
Ap1	30	71	8	32	4	7	33	0	93	5	2	57	19	83	183	16	208	14	683
Ap2	6	5	2	7	1	1	4	0	100	1	4	12	16	155	71	6	38	8	440
Ap3	40	62	10	35	6	5	23	1	83	3	4	59	19	136	159	35	161	13	909
Ap4	37	71	8	31	9	6	29	2	90	4	4	70	21	104	210	15	192	12	925
Ap5	49	59	13	45	11	12	42	20	66	7	5	48	15	148	89	39	111	9	539
Ap6	5	1	3	8	7	2	5	0	105	3	4	15	13	81	26	37	49	6	106
Ios1	34	66	12	33	5	7	22	0	14	3	3	80	21	63	265	21	217	12	1183
Ios2	29	51	7	28	6	8	28	7	21	6	8	50	18	82	145	21	180	10	1654
Ios3	21	40	7	14	4	8	30	7	26	7	5	51	18	81	156	19	168	11	1503
Ios4	12	18	4	13	6	1	8	0	22	4	3	20	18	183	41	10	109	14	507
Ios5	22	37	7	20	6	6	26	5	27	5	4	45	17	91	134	24	174	11	1274
Ios6	28	53	6	27	7	7	18	3	59	5	4	48	18	145	89	33	129	12	921
Ios7	27	53	8	27	5	4	26	8	50	8	6	76	19	101	239	23	174	14	946
Ios8	24	42	5	19	4	8	55	6	46	8	4	81	23	91	261	15	151	9	686
Ios9	14	23	4	15	7	5	7	0	138	4	6	23	19	252	11	51	67	12	
Ios10	17	24	5	15	9	5	4	0	105	3	5	14	19	223	11	49	67	12	145
Ios11	38	67	10	35	8	8	19	0	16	3	1	79	20	62	263	22	221	12	1198
Ios12	23	35	5	21	4	6	15	4	104	5	3	35	16	111	25	12	96	8	1100
Sik1	21	38	5	17	5	7	57	42	64	20	13	58	18	158	69	18	125	11	510
Sik4	9	16	3	12	6	9	60	47	78	21	14	78	19	146	59	28	124	11	556
San1	15	22	4	13	1	13	59	21	65	11	17	43	9	56	217	14	95	7	220

Anlage 2: Spurenelemente

	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Sc ppm	V ppm	Cr ppm	Co ppm	Ni ppm	Cu ppm	Zn ppm	Ga ppm	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Nb ppm	Ba ppm
San2	25	47	8	14	7	16	67	31	38	17	6	46	9	30	288	25	92	8	204
San3	17	35	7	18	4	19	59	28	35	9	10	34	8	46	332	16	140	8	250

Anlage 3: Normativer Mineralbestand (CIPW-Norm)

Probe	Gesteinsart	Quartz	Orthoclase	Albite	Anorthite	Nepheline	Diopside	Hypersthene	Olivine	Magnetite	Illmenite	Apatite	Hematite	Leucite	Total
Syr1	Granit	35,46	16,85	36,51	6,95	0,00	0,00	3,05	0,00	0,52	0,39	0,07	0,00	0,00	99,81
Syr2	Tonalit	16,84	6,46	28,36	19,52	0,00	8,47	17,15	0,00	1,71	1,14	0,29	0,00	0,00	99,94
Syr3	Trondhjemit	40,35	10,20	41,25	4,34	0,00	0,00	2,22	0,00	0,34	0,38	0,02	0,00	0,00	99,09
Syr5	Trondhjemit	38,40	12,42	35,41	8,88	0,00	0,00	2,84	0,00	0,46	0,60	0,07	0,00	0,00	99,08
Myk1	Granodiorit	45,41	11,91	17,31	10,27	0,00	0,00	9,53	0,00	1,25	1,89	0,26	0,00	0,00	97,84
Myk2	Granodiorit	43,99	9,91	19,83	14,08	0,00	0,00	7,69	0,00	1,08	1,40	0,31	0,00	0,00	98,30
Myk3	Granodiorit	43,22	11,04	20,10	12,63	0,00	0,00	8,37	0,00	1,11	1,50	0,31	0,00	0,00	98,27
Del1	Granit	34,60	28,26	26,35	6,43	0,00	0,00	2,60	0,00	0,38	0,40	0,07	0,00	0,00	99,09
Del2	Granodiorit	30,80	18,37	31,66	12,17	0,00	0,00	4,93	0,00	0,71	0,61	0,17	0,00	0,00	99,42
Na3	Granit	37,63	26,08	28,88	2,62	0,00	0,00	2,46	0,00	0,29	0,11	0,05	0,00	0,00	98,13
Na4	QZ-Monzonit	30,65	24,27	26,78	11,22	0,00	0,00	4,39	0,00	0,62	0,63	0,17	0,00	0,00	98,73
Na12	QZ-Monzonit	42,32	17,48	13,65	5,50	0,00	0,00	10,28	0,00	1,17	0,92	0,61	0,00	0,00	91,93
Na20	Granit	37,81	32,43	23,94	3,63	0,00	0,00	1,02	0,00	0,17	0,12	0,05	0,00	0,00	99,17
Na27	Granodiorit	27,19	19,09	31,20	12,66	0,00	0,00	6,70	0,00	0,87	0,83	0,29	0,00	0,00	98,83
Na28	Granit	35,40	31,92	25,61	2,11	0,00	0,00	2,73	0,00	0,36	0,19	0,05	0,00	0,00	98,36
Na29	Granit	35,58	30,12	28,38	1,84	0,00	0,00	2,48	0,00	0,36	0,14	0,05	0,00	0,00	98,92
Na31	Granodiorit	25,61	17,87	31,31	14,69	0,00	0,00	7,77	0,00	0,95	0,84	0,32	0,00	0,00	99,36
Na32	Granit	43,70	14,34	26,31	5,36	0,00	0,00	6,09	0,00	0,65	0,39	0,07	0,00	0,00	96,91
Na35	QZ-Monzonit	27,86	23,50	30,27	10,66	0,00	0,00	4,98	0,00	0,72	0,76	0,22	0,00	0,00	98,96
Na58	Trondhjemit	41,91	11,37	32,99	6,13	0,00	0,00	4,76	0,00	0,63	0,30	0,05	0,00	0,00	98,14
Na378a	Granit	36,91	25,96	29,72	2,37	0,00	0,00	1,19	0,00	0,18	0,19	0,55	0,00	0,00	97,07
Na379	Granit	40,57	19,13	32,20	5,27	0,00	0,00	1,53	0,00	0,25	0,17	0,02	0,00	0,00	99,16
P1	Granit	30,95	24,79	30,73	8,72	0,00	0,00	2,72	0,00	0,41	0,46	0,10	0,00	0,00	98,86
P2	Granit	31,68	27,98	28,33	5,71	0,00	0,00	3,50	0,00	0,53	0,44	0,26	0,00	0,00	98,44

Anlage 3: Normativer Mineralbestand (CIPW-Norm)

Probe	Gesteinsart	Quartz	Orthoclase	Albite	Anorthite	Nepheline	Diopside	Hypersthene	Olivine	Magnetite	Illmenite	Apatite	Hematite	Leucite	Total
P3	Granit	27,22	25,43	30,80	10,02	0,00	0,00	3,58	0,00	0,51	0,59	0,17	0,00	0,00	98,32
P4	Granit	31,09	26,80	26,97	7,40	0,00	0,00	4,48	0,00	0,61	0,50	0,12	0,00	0,00	97,97
P5	Granodiorit	29,11	19,88	28,64	12,32	0,00	0,00	6,17	0,00	0,82	0,74	0,29	0,00	0,00	97,96
P6	Granit	38,42	27,59	27,04	4,32	0,00	0,00	1,11	0,00	0,17	0,15	0,00	0,00	0,00	98,81
P7	Granodiorit	27,37	20,66	28,40	12,10	0,00	0,00	7,56	0,00	0,97	0,91	0,26	0,00	0,00	98,24
P8	Granit	34,29	23,53	26,03	8,14	0,00	0,00	4,54	0,00	0,65	0,59	0,21	0,00	0,00	97,97
P9	Granit	35,80	24,26	26,57	4,31	0,00	0,00	4,11	0,00	0,52	0,50	0,43	0,00	0,00	96,50
P10	Granit	35,04	26,40	28,08	3,83	0,00	0,00	2,50	0,00	0,36	0,31	0,33	0,00	0,00	96,86
P11	Granit	43,15	23,23	26,89	3,83	0,00	0,00	1,55	0,00	0,28	0,15	0,00	0,00	0,00	99,07
P12	Granit	40,99	30,06	11,32	4,49	0,00	0,00	5,82	0,00	0,72	0,77	0,36	0,00	0,00	94,52
P13	Granit	29,61	29,20	24,91	7,79	0,00	0,00	5,17	0,00	0,70	0,61	0,17	0,00	0,00	98,17
P14	Granit	33,04	27,87	25,27	6,30	0,00	0,00	3,88	0,00	0,56	0,53	0,29	0,00	0,00	97,74
P15	Granit	33,72	25,28	26,54	5,92	0,00	0,00	4,34	0,00	0,61	0,58	0,36	0,00	0,00	97,36
P16	Granit	35,02	26,04	24,92	4,81	0,00	0,00	4,42	0,00	0,60	0,59	0,29	0,00	0,00	96,70
P17	Granodiorit	22,73	19,27	36,25	12,52	0,00	0,00	5,36	0,00	0,77	0,97	0,33	0,00	0,00	98,20
P30	Granit	23,52	20,95	37,55	5,70	0,00	0,00	8,09	0,00	0,91	0,50	0,19	0,00	0,00	97,40
P32	Granit	57,62	27,12	3,35	1,13	0,00	0,00	4,25	0,00	0,57	0,54	0,12	0,00	0,00	94,70
P33	Granit	33,82	22,78	27,17	6,85	0,00	0,00	4,85	0,00	0,63	0,65	0,29	0,00	0,00	97,03
P34	Granit	34,26	27,58	26,53	5,04	0,00	0,00	3,44	0,00	0,51	0,36	0,19	0,00	0,00	97,91
Ap1	Granit	33,48	20,82	30,75	6,67	0,00	0,00	4,50	0,00	0,68	0,67	0,24	0,00	0,00	97,80
Ap2	Granit	36,72	28,94	29,44	1,06	0,00	0,00	0,78	0,00	0,12	0,11	0,36	0,00	0,00	97,53
Ap3	Granit	35,73	27,43	25,08	3,65	0,00	0,00	3,46	0,00	0,50	0,59	0,21	0,00	0,00	96,65
Ap4	Granit	32,98	25,51	27,63	6,01	0,00	0,00	3,81	0,00	0,59	0,67	0,24	0,00	0,00	97,44
Ap5	Granit	33,43	25,03	24,37	8,06	0,00	0,00	5,65	0,00	0,70	0,59	0,24	0,00	0,00	98,07
Ap6	Trondhjemit	49,02	11,32	33,52	0,38	0,00	0,00	1,12	0,00	0,16	0,10	0,02	0,00	0,00	95,65

Anlage 3: Normativer Mineralbestand (CIPW-Norm)

Probe	Gesteinsart	Quartz	Orthoclase	Albite	Anorthite	Nepheline	Diopside	Hypersthene	Olivine	Magnetite	Ilmenite	Apatite	Hematite	Leucite	Total
Ios1	Granit	33,26	15,20	32,57	8,79	0,00	0,00	5,45	0,00	0,82	0,74	0,41	0,00	0,00	97,25
Ios2	Granodiorit	28,78	20,60	29,93	12,78	0,00	0,00	4,54	0,00	0,71	0,71	0,22	0,00	0,00	98,26
Ios3	Granodiorit	27,59	18,48	30,00	16,09	0,00	0,00	4,83	0,00	0,74	0,70	0,22	0,00	0,00	98,64
Ios4	Granit	35,26	33,40	24,13	0,02	0,00	0,00	2,44	0,00	0,36	0,37	0,58	0,00	0,00	96,56
Ios5	Granodiorit	29,54	17,74	29,35	15,77	0,00	0,00	4,63	0,00	0,71	0,67	0,22	0,00	0,00	98,64
Ios6	Granit	31,77	25,36	27,91	9,16	0,00	0,00	3,58	0,00	0,57	0,51	0,14	0,00	0,00	99,01
Ios7	Granit	33,67	17,45	31,66	6,84	0,00	0,00	5,42	0,00	0,78	0,75	0,50	0,00	0,00	97,08
Ios8	Granodiorit	19,07	14,60	30,29	24,40	0,00	0,00	7,49	0,00	1,04	0,97	0,48	0,00	0,00	98,35
Ios9	Granit	33,65	33,91	28,72		0,00	0,00	1,04	0,00	0,13	0,13	0,05	0,00	0,00	97,51
Ios10	Granit	38,72	29,26	28,58		0,00	0,00	0,95	0,00	0,13	0,11	0,05	0,00	0,00	97,72
Ios11	Granit	31,11	28,64	30,39	3,53	0,00	0,00	3,12	0,00	0,45	0,37	0,12	0,00	0,00	97,74
Ios12	Granit	42,16	26,40	22,23	0,02	0,00	0,00	2,68	0,00	0,44	0,37	0,05	0,00	0,00	94,35
Sik1	Granit	36,77	22,12	24,44	0,84	0,00	0,00	8,30	0,00	0,96	0,79	0,34	0,00	0,00	94,56
Sik4	Granit	38,19	22,65	22,58		0,00	0,00	6,00	0,00	1,01	1,15	1,16	0,00	0,00	92,69

* = sekundär karbonatisiert

Anlage 4: Zirkonanalysen (Pb/Pb-Evaporationsmethode)

Probe	Korn	Meßdatum /Position	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	±2σm	Alter des Korns in Ma	±2σm (Ma)	Mean of age population
SAMOS109	a	15.11.97-8	0,052366	0,000045	301,4	2	Mean: 304,2
	b	29.11.97-12	0,052447	0,000324	304,9	14,2	
	c	8.12.97-1	0,052480	0,000173	306,4	7,5	
	d	26.1.98-3	0,051194	0,000233	249,6	10,5	
	e	8.2.98-4	0,050157	0,000049	202,5	2,3	
	f	8.2.98-8	0,050211	0,000181	205	8,4	
	h	8.12.97-5	0,058603	0,000047	552,4	1,8	
	i	29.11.97-13	0,071356	0,000156	976,6	4,5	
	j	25.2.98-x	0,050117	0,000053	200,6	2,5	
	k	25.2.98-3	0,050102	0,000041	199,9	1,2	
	l	25.2.98-alt	0,050347	0,000067	209,7	3,1	
SYR5	a	12.10.98-8	0,050413	0,000702	214,2	32	Mean: 215,8
	b	12.10.98 - 9	0,050483	0,000452	217,4	20,8	
MYK1	a	21.9.98-2	0,052609	0,000483	312	21	Mean: 304,1
	b	21.9.98-3	0,055767	0,000105	459,4	4,2	
	c	21.9.98-4	0,054413	0,000382	388,2	15,9	
	d	21.9.98-6	0,053142	0,000071	334,9	3,1	
	e	21.9.98-7	0,052398	0,000175	302,8	7,6	
	f	21.9.98-8	0,057720	0,000173	519	6,6	
	g	21.9.98-10	0,054023	0,000119	372	5	
	h	28.9.98-6	0,056311	0,000199	464,7	7,8	
	j	7.10.98-11	0,052269	0,000122	297,5	2	
	k	10.98-12	0,054081	0,000157	374,5	6,6	
	l	09.05.2000	0,109537	0,000072	1791,7	1,2	
	m	15.05.2000	0,056363	0,000089	474,5	3,5	
	n	16.05.2000	0,052737	0,000076	317,5	3,3	
DEL 1	a	03.11.1997	0,052249	0,000042	296,3	1,9	Mean: 298,7
	b	8.11.97-3	0,063493	0,000287	724,4	9,6	
	c	8.11.97-4	0,052144	0,000076	291,8	3,3	
	d	8.11.97-5	0,052449	0,000040	305,1	1,8	
	e	8.11.97-6	0,052133	0,000106	291,3	4,7	
	f	8.11.97-7	0,052560	0,000078	309,9	3,8	
	g	8.11.97-8	0,052205	0,000036	294,4	1,6	
	h	2.1.98-9	0,052306	0,000035	298,8	1,5	
	i	2.1.98-10	0,052307	0,000073	298,8	3,2	
	j	2.1.98-11	0,052308	0,000026	298,9	1,1	
	k	30.12.1997	0,052248	0,000060	296,3	2,6	
	l	5.1.98-12	0,082464	0,000120	1256,6	2,9	
	m	5.1.98-13 a	0,052415	0,000036	303,6	1,6	
DEL 2	a	16.2.98-5	0,052248	0,000018	296,3	1,3	Mean: 298,7
	b	16.2.98-6	0,052256	0,000105	297,6	4,6	
	c	16.2.98-7	0,052302	0,000037	298,7	1,3	
	d	20.2.98-8	0,052846	0,000130	322,2	5,6	

Anlage 4: Zirkonanalysen (Pb/Pb-Evaporationsmethode)

Probe	Korn	Meßdatum /Position	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	±2σm	Alter des Korns in Ma	±2σm (Ma)	Mean of age population
NA28	e	20.2.98-8a	0,052322	0,000009	299,5	0,6	Mean: 299,9
	f	20.2.98-8 b	0,052611	0,001477	312,1	9,1	
	g	22.2.98-2	0,052413	0,000067	303,5	3,2	
	h	22.2.98-5	0,052306	0,000180	298,8	7,9	
	i	25.2.98-2a	0,052328	0,000021	299,8	0,9	
	j	25.2.98-2b	0,052343	0,000020	300,4	0,9	
	k	25.2.98-3	0,052293	0,000035	298,2	2,2	
	l	26.2.98-2	0,052223	0,000046	295,2	2	
	n	26.02.98-6	0,052462	0,000048	305,6	2,1	
	o	26.02.98-7	0,052393	0,000015	302,6	0,7	
	p	26.02.98-8	0,052757	0,000075	302,3	0,8	
	q	26.02.98-10	0,052965	0,000830	327,3	3,5	
	r	27.2.98-10	0,052835	0,000100	321	4,3	
	a	25.2.00-10	0,051883	0,000084	280,3	3,7	
	b	25.2.00-3	0,052692	0,000298	315,8	12,9	
	c	27.03.00-1	0,052221	0,000044	295,1	2	
P1	d	27.3.00-2	0,052360	0,000036	301,2	1,6	Mean: 297,5
	e	27.3.00-3	0,053145	0,000031	335	1,3	
	f	19.4.00-1	0,052384	0,000043	302,2	1,9	
	g	19.4.00-2	0,052336	0,000076	300,1	3,3	
	h	19.4.00-3	0,052375	0,000211	301,8	9,2	
	j	22.05.2000	0,052277	0,000093	297,6	4,1	
	k	29.05.2000	0,052272	0,000050	297,3	2,2	
	l	29.5.22-11	0,052017	0,000103	286,2	4,5	
	m	5.6.00-4	0,052978	0,000095	327,9	4,1	
	n	5.6.00-5	0,052362	0,000270	301,3	11,8	
	o	5.6.00-6	0,052538	0,000158	308,9	6,9	
	p	5.6.00-7	0,054938	0,000167	409,7	6,8	
	a	1	0,048199	0,000131	111,1	6,1	
	b	2	0,050039	0,000050	197	2,5	
	c	3	0,047745	0,000242	90,1	11,2	
	d	4	0,046564	0,000278	39,8	10,9	
P4	e	5	0,047114	0,000747	62	33,4	Mean: 297,5
	f	6	0,051639	0,000061	269,5	2,7	
	g	7	0,052428	0,000024	304,1	1,1	
	h	8	0,052016	0,000214	286,1	9,5	
	i	9	0,049649	0,000218	179	10,2	
	j	10	0,047266	0,000332	68,6	14,2	
	k	11	0,049892	0,000235	190,2	10,9	
	l	12	0,052231	0,000233	295,5	10,2	
	a	1	0.052474		306	7	
	b	2	0.052992		328,5	11	
	c	3	0.052805		320,5	2	
	d	4	0.052853		322,5	4	
	e	5	0.052338		300	2	

Anlage 4: Zirkonanalysen (Pb/Pb-Evaporationsmethode)

Probe	Korn	Meßdatum /Position	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	±2σm	Alter des Korns in Ma	±2σm (Ma)	Mean of age population
P7	f	6	0.052958		327	3	303,0
	a	1	0.052443		304,8	5	
	b	2	0.052356		301	8	
	c	3	0.052522		308	3	
	d	4	0.052610		312	2	
	e	5	0.052398		302,8	1	Mean:
	f	6	0.052329		299,8	2	303,3
P12	a	1	0.052742		317,7	3	
	b	2	0.062313		684	7	
	c	3	0.052756		317,9	3	
	d	4	0.052706		316,1	4	
	e	5	0.052363		301	10	
	f	6	0.052739		317,6	2	
	g	7	0.056159		458	4	Mean:
	h	8	0.069880		924,8	8	301,0
P14	a	1	0.052369		301,6	4	
	b	2	0.142913		2262,8	4	
	c	3	0.052498		307,2	5	
	d	4	0.057075		494,4	5	
	e	5	0.052553		309,6	3	
	f	6	0.052583		310,8	2	
	g	7	0.066079		808,9	1	
	h	8	0.052764		318,7	1	
	i	9	0.052454		305,3	5	
	j	10	0.052597		311,4	2	
	k	11	0.053188		336,8	3	
	l	12	0.052689		315,4	5	Mean:
	m	13	0.052741		317,7	2	304,7
P16	a	1	0.052691		315,5	3	
	b	2	0.052700		315,9	4	
	c	3	0.052613		312,2	4	
	d	4	0.052730		317,2	3	
	e	5	0.054709		400,3	2	
	f	6	0.052704		316	9	
	g	7	0.052599		311,5	1	Mean:
	h	8	0.052723		316,9	7	315,0
P34	a	1	0.052751		318	9	
	b	2	0.052309		298,9	6	
	c	3	0.077069		1123	3	
	e	5	0.052702		316	3	
	f	6	0.052882		323,8	5	
	g	7	0.052460		305,5	6	
	h	8	0.052361		301,2	5	

Anlage 4: Zirkonanalysen (Pb/Pb-Evaporationsmethode)

Probe	Korn	Meßdatum /Position	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	±2σm	Alter des Korns in Ma	±2σm (Ma)	Mean of age population
AP1	i	9	0.052852		322,4	3	Mean: 301,9
	j	10	0.052719		316,7	7	
	k	11	0.052701		315,9	4	
	a	24.8.98-4	0,052383	0,000022	302,2	1,4	Mean: 301,0
	b	24.8.98 -5	0,146326	0,000056	2305,3	1	
	c	24.08.98-6a	0,052486	0,000029	307,6	2,5	
	d	24.08.98-6b	0,052360	0,000026	295,5	1,7	
	e	25.08.98-7	0,052482	0,000139	306,5	6,1	
	f	25.08.98-6	0,052546	0,000029	306,7	1,3	
	g	26.08.98-12	0,052317	0,000005	299,3	0,3	
	h	28.8.98-9	0,052141	0,000005	291,6	0,4	
	i	28.8.98-10	0,052466	0,000030	305,8	1,9	
	k	1.9.98-4	0,052386	0,000194	302,3	12	
	m	14.9.98-8	0,052269	0,000061	297,2	3,8	
n	14.9.98-9	0,052308	0,000149	298,9	9,2		
o	14.9.98-10	0,052297	0,000305	298,4	19		
IOS1	a	1	0,052778	0,000124	319,3	5,3	Mean: 297,6
	b	2	0,052329	0,000076	299,8	3,3	
	c	3	0,052149	0,000133	292	5,9	
	d	4	0,052326	0,000218	299,7	9,6	
	e	5	0,052360	0,000171	301	7,5	
	f	6	0,052207	0,000212	294,5	9,3	
	g	7	0,052375	0,000090	301,8	4	
	h	9	0,052133	0,000128	291,3	5,6	
	i	10	0,052343	0,000281	300,4	12,3	
IOS2	a	1	0,052377	0,000042	301,9	1,9	Mean: 307,0
	b	2	0,052966	0,000059	327,3	2,6	
	c	3	0,052603	0,000106	311,7	4,6	
	d	4	0,052385	0,000061	302,3	2,7	
	e	5	0,052531	0,000090	308,6	3,9	
	f	6	0,052235	0,000087	295,7	3,9	
	g	8	0,052550	0,000054	309,4	2,4	
	h	9	0,052569	0,000065	308,4	1,6	
	i	10	0,052581	0,000057	310,8	2,5	
	j	11	0,052652	0,000069	313,8	3	
	IOS5	a	1	0,052887	0,000069	324	
b		2	0,052772	0,000126	319	5,4	
c		3	0,052602	0,000119	311,7	5,2	
e		5	0,052516	0,000026	307,9	1,1	
f		7.7.97-7	0,052555	0,000049	309,4	2,2	
g		25.7.97-9	0,052594	0,000022	311,3	1	
h		25.7.97-10	0,052547	0,000015	309,3	0,6	
i		3.11.97-f	0,052331	0,000048	299,9	2,1	
j		28.7.97-1	0,052283	0,000145	297,8	6,4	

Anlage 4: Zirkonanalysen (Pb/Pb-Evaporationsmethode)

Probe	Korn	Meßdatum /Position	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	±2σm	Alter des Korns in Ma	±2σm (Ma)	Mean of age population
IOS11	k	28.7.97-3	0,052559	0,000022	309,8	1	Mean: 306,9
	l	28.7.98-11	0,052458	0,000048	305,4	2,1	
	m	28.7.98-12	0,052867	0,000038	323,1	1,6	
	a	15.12.97-5	0,052469	0,000020	305,9	0,9	Mean: 305,1
	b	17.12.1997-10	0,054358	0,000072	385	3	
	c	20.12.97-11	0,053071	0,000020	321,8	0,9	
	d	20.12.1997-12	0,052425	0,000027	304	1,2	
	e	20.12.97-13	0,052354	0,000129	301	5,6	
	f	15.12.97-3	0,052496	0,000060	307,1	2,6	
	g	15.12.1997-4	0,052484	0,000025	306,6	1,1	
	h	15.12.97-9	0,052573	0,000079	310,4	3,4	
	i	12.1.98-1	0,052698	0,000017	315,8	0,7	
	j	12.1.98-4	0,052671	0,000131	315,7	5,7	
	k	12.1.98-6a	0,052504	0,000080	307,4	3,5	
	l	12.1.98-6b	0,052421	0,000057	303,8	2,5	
	n	19.198-11	0,052454	0,000038	305,3	1,7	
	o	26.1.98-11	0,052319	0,000038	299,4	1,7	
SIK1	a	15,5,98-15	0,118088	0,000502	1027,5	7,6	Mean: 301,7
	b	15,5,98-16	0,052242	0,000138	296	6,1	
	c	11,5,98-a	0,052617	0,000010	312	4,3	
	d	11,5,98-b	0,052364	0,000202	301,4	8,7	
	e	11,5,98-c	0,058528	0,000743	549	5,9	
	f	11,5,98-d	0,062694	0,000632	697,9	3,2	
	g	10,6,98	0,052378	0,000041	301,3	1,4	
	h	10,7,98-2	0,060925	0,000747	636,5	4	
	i	10,7,98-7	0,052407	0,000169	303,2	1,1	
	j	13,7,98-11	0,052484	0,000521	306,5	3,1	
	l	20,7,98-12	0,013858	0,007653	2209,5	12	
	m	20,7,98-11	0,052768	0,000458	318,8	3,1	
SIK4	a	3.8.98-5	0,052944	0,000040	326,4	1,7	Mean: 300,0
	b	3.8.98-3	0,052279	0,000097	297,6	4,3	
	c	20.7.98-9	0,051181	0,000300	249	13,6	
	d	3.8.98-2	0,052318	0,000106	299,3	4,6	
	e	10.7.98-?	0,052359	0,000034	301,1	1,5	
	f	4.8.98-7	0,052319	0,000150	299,4	6,6	
	g	4.8.98-10	0,075449	0,000053	1080	1,4	
	h	24.7.98-2a	0,052539	0,000117	308,9	5,1	
	i	24.7.98-2b	0,052152	0,000085	292,1	3,8	
	j	24,7,98-6	0,052369	0,000024	301,6	1,1	
	k	24,7,98-8	0,053315	0,000238	342	5	
	l	24,7,98-9	0,052586	0,000034	311	1,5	
	m	15.3.98-15	0,117766	0,000491	1922,7	7,5	
	n	15.3.98-16	0,053061	0,000154	331,4	6,6	

Anlage 4: Zirkonanalysen (Pb/Pb-Evaporationsmethode)

Probe	Korn	Meßdatum /Position	Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶	±2σm	Alter des Korns in Ma	±2σm (Ma)	Mean of age population
SAN3	a	10.8.98-3	0,057655	0,000151	516,1	5,8	
	b	10.8.98-4	0,062115	0,000170	678,1	5,8	
	c	10.08.1998	0,059320	0,000453	578,9	16,7	
	d	11.8.98-4	0,058820	0,000164	560,4	6,1	
	e	11.8.98-5	0,096084	0,000220	1496,6	2,9	
	f	11.8.98-6	0,114840	0,000045	1877	0,7	
	g	11.8.98-8	0,063323	0,000070	719,1	2,4	

Anlage 5: Rb/Sr und Sm/Nd-Isotopie

Lokalität / Probenbez.	Gesteinstyp	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2sm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(i)	e(Sr)t	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2sm	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (i)	e(Nd)	e(Nd)t	t (Ma)	Tdm (Ga)
SYROS																		
SYR 1	Granit	70	76	2,6508	0,711173	12	0,702124	-32	6,5	32,3	0,1224	0,512427	20	0,512235	-4,12	-1,84	240	* 1,21
SYR 2	Tonalit	20	183	0,3147	0,704137	14	0,703063	-19	3,9	16,1	0,1467	0,512266	16	0,512036	-7,25	-5,72	240	* 2,00
SYR 3	Trondhjemit	33	113	0,8443	0,706824	10	0,703942	-7	2,9	13,5	0,1318	0,512631	13	0,512424	-0,13	1,86	240	* 0,97
MYKONOS																		
MYK 1	Paragneis	96	128	2,1829	0,717530	17	0,708211	55	6,4	32,8	0,1180	0,512164	5	0,511931	-9,25	-6,22	302	1,57
MYK 2	Paragneis	80	123	1,8818	0,718929	12	0,710896	93	6,3	32,9	0,1160	0,512158	14	0,511930	-9,37	-6,29	300	* 1,55
MYK 3	Paragneis	112	239	1,3579	0,712719	10	0,706922	37	6,9	36,9	0,1130	0,512097	10	0,511875	-10,55	-7,35	300	* 1,59
DELOS																		
DEL 1	Granit	80	310	0,7521	0,710804	10	0,707604	46	1,2	7,0	0,1001	0,512092	10	0,511896	-10,66	-6,98	299	1,42
DEL 2	Granodiorit	64	335	0,5493	0,710415	11	0,708070	53	3,5	15,9	0,1321	0,512135	9	0,511876	-9,80	-7,34	300	1,89
NAXOS																		
NA 3	Granit	230	24	28,0052	0,831404	16	0,721830	248	2,5	8,6	0,1741	0,512214	9	0,511900	-8,27	-7,49	275	3,57
NA 4	QZ- Monzonit	97	138	2,0393	0,721896	12	0,712725	119	4,2	22,5	0,1134	0,512103	9	0,511868	-10,44	-7,08	316	1,59
NA 27	Granodiorit	102	191	1,5478	0,716292	13	0,709684	76	8,4	45,0	0,1131	0,512138	15	0,511916	-9,75	-6,56	300	* 1,53
NA 28	Granit	207	36	16,7467	0,769195	14	0,698299	-86	18,6	74,3	0,1516	0,512162	6	0,511867	-9,28	-7,57	298	2,41
NA 29	Granit	224	22	29,9186	0,851278	20	0,723553	273	4,7	26,0	0,1100	0,512131	16	0,511915	-9,89	-6,57	300	* 1,50
NA 31	Granodiorit	81	255	0,9229	0,709483	11	0,705543	17	13,1	51,9	0,1524	0,512250	9	0,511950	-7,58	-5,88	300	* 2,23
NA 58	Trondhjemit	41	89	1,3448	0,708681	11	0,702940	-20	4,6	20,9	0,1328	0,512128	12	0,511867	-9,94	-7,50	300	* 1,92
PAROS																		
P 1	Granit	208	190	3,1707	0,713868	23	0,709362	68	7,1	35,7	0,1210	0,512113	4	0,511885	-10,23	-7,45	289	1,70
P 4	Granit	165	126	3,7812	0,722114	15	0,705810	21	8,7	40,9	0,1280	0,512141	6	0,511887	-9,70	-7,05	303	1,79
P 5	Granodiorit	121	136	2,5851	0,719933	11	0,708897	65	4,6	22,4	0,1251	0,512109	10	0,511863	-10,32	-7,58	300	* 1,79
P 7	Granodiorit	138	169	2,3534	0,719457	7	0,709007	66	8,7	42,5	0,1234	0,512073	7	0,511821	-11,02	-8,10	312	1,81
P 12	Granit	202	81	7,2744	0,727808	9	0,694990	-132	5,8	29,7	0,1187	0,512070	17	0,511824	-11,07	-7,92	317	1,73
P 13	Granit	163	120	3,9473	0,724138	7	0,707287	42	6,6	27,2	0,1459	0,512210	8	0,511924	-8,35	-6,40	300	* 2,10
P 14	Granit	177	142	3,6206	0,725124	8	0,708945	66	9,1	44,6	0,1239	0,512075	9	0,511820	-10,99	-8,08	314	1,82

Anlage 5: Rb/Sr und Sm/Nd-Isotopie

Lokalität / Probenbez.	Gesteinstyp	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2sm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(i)	e(Sr)t	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2sm	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (i)	e(Nd)	e(Nd)t	t (Ma)	Tdm (Ga)
P 16	Granit	158	108	4,2518	0,726697	16	0,707636	47	10,4	48,8	0,1288	0,512083	14	0,511817	-10,83	-8,10	315	1,91
P 32	Granit	139	36	11,3298	0,734498	14	0,686130	-259	10,3	50,4	0,1241	0,512099	13	0,511856	-10,51	-7,73	300	* 1,78
P 34	Granit	151	111	3,9390	0,724556	21	0,706672	33	8,4	38,6	0,1312	0,512117	11	0,511843	-10,16	-7,49	319	1,90
ANTIPAROS																		
AP 1	Granit	82	156	1,5156	0,717097	14	0,710605	89	8,2	39,7	0,1245	0,512106	8	0,511861	-10,37	-7,60	301	1,78
AP 2	Granit	156	73	6,2308	0,734938	18	0,708338	57	9,6	42,1	0,1381	0,512126	10	0,511855	-9,98	-7,74	300	* 2,06
AP 3	Granit	135	152	2,5591	0,717358	22	0,706433	30	7,0	33,1	0,1280	0,512101	6	0,511850	-10,47	-7,84	300	* 1,86
AP 4	Granit	104	191	1,5842	0,715072	9	0,708309	56	6,2	32,3	0,1164	0,512130	11	0,511901	-9,91	-6,84	300	* 1,59
AP 5	Granit	132	100	3,8296	0,722710	15	0,706361	29	7,8	30,9	0,1524	0,512157	13	0,511857	-9,39	-7,70	300	* 2,46
AP 6	Trondhjemit	81	26	9,0758	0,723030	19	0,710133	79	0,7	3,5	0,1278	0,512206	9	0,512122	-8,43	-7,55	100	* 1,67
IOS																		
IOS 1	Granit	61	264	0,6671	0,713217	11	0,710379	86	5,0	33,0	0,0951	0,512075	5	0,511889	-10,98	-7,11	299	1,38
IOS 2	Granodiorit	82	141	1,6829	0,718053	12	0,710677	90	14,6	86,9	0,1014	0,512069	25	0,511865	-11,10	-7,35	308	1,46
IOS 3	Granodiorit	78	155	1,4547	0,718668	11	0,712292	113	4,0	24,0	0,1046	0,512056	13	0,511845	-11,35	-7,73	308	1,53
IOS 5	Granodiorit	89	126	2,0438	0,720027	8	0,711010	95	16,1	77,9	0,1253	0,512132	7	0,511878	-9,87	-7,05	310	1,75
IOS 6	Granit	143	90	4,6190	0,729758	12	0,710038	81	9,3	40,8	0,1385	0,512134	13	0,511862	-9,83	-7,60	300	* 2,05
IOS 11	Granit	16	8	6,0657	0,734297	18	0,707960	52	6,3	28,4	0,1335	0,512125	8	0,511858	-10,01	-7,55	305	1,94
SIKINOS																		
SIK 1	Granit	171	64	7,80	0,739055	8	0,705091	11	2,9	13,2	0,1333	0,512155	15	0,511889	-9,41	-6,94	306	1,88
SIK 4	Granit	152	58	7,59	0,740343	14	0,705861	22	6,0	12,0	0,1225	0,512100	11	0,511844	-10,49	-7,47	319	1,75

* = geschätztes Alter

Anlage 6: Sr- und Pb Isotopie der Marmore

Probe	Intensität (V)/Anzahl Meßblöcke	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb korrigiert	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb korrigiert	±2s	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb korrigiert	±2s	Meßtem- peratur °C	Std 981/982-Farktionie- rungskorrektur ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb; ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb; ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁴ Sr/ ⁸⁶ Sr	2SM
ZEUS1	0.15 - 0.12	18,756914	0,0100	15,636375	0,0084	38,458314	0,0205	1286-1304	-0,0200; -0,0323; -0,0036	0,708318	0,056298	0,000018
ZEUS2	1.10-0.76	20,224028	0,0025	15,699888	0,0019	38,481891	0,0047	1255-1299	-0,0200; -0,0323; -0,0036	0,707275	0,056472	0,000019
ZEUS3	0.10-0.06	36,691523	0,0577	16,524014	0,0265	38,592109	0,0606	1274-1322	-0,0200; -0,0323; -0,0036	0,707224	0,056327	0,000012
ZEUS4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,707370	0,056453	0,000008
ZEUS5	0.32-0.58	18,790378	0,0044	15,616100	0,0036	38,382440	0,0089	1258-1289	-0,0200; -0,0323; -0,0036	0,707942	0,056451	0,000012
ZEUS6	2.42-0.53	20,549920	0,0028	15,699640	0,0021	38,314036	0,0053	1291-1312	-0,0200; -0,0323; -0,0036	0,707305	0,056392	0,000015
ZEUS7	0.71-0.63	23,442645	0,0042	15,859416	0,0028	38,770667	0,0070	1295-1310	-0,0200; -0,0323; -0,0036	0,706687	0,056313	0,000090
ZEUS7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,706506	0,056299	0,000013
NA58a	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,707736	0,056525	0,000017
NA59	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,707715	0,565020	0,000010
NA60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,707941	0,056553	0,000025
NA61	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,707670	0,056515	0,000018
NA63	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,708048	0,056511	0,000016
NA64	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,707266	0,056498	0,000009
NA65	0.11 - 0.08	75,949135	0,1003	18,435718	0,0242	38,755114	0,0511	1296-1314	-0,1054; -0,1346; -0,1081	0,707262	0,056501	0,000012
NA66	0.18 - 0.06	37,251176	0,0238	16,577712	0,0109	38,598368	0,0247	1278-1319	-0,1054; -0,1346; -0,1081	0,707448	0,056497	0,000013
NA67	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,707220	0,056483	0,000016
NA70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,707416	0,056500	0,000010
NA71	0.22 - 0.16	129,941089	0,1100	21,144659	0,0180	38,559137	0,0326	1224-1298	-0,1054; -0,1346; -0,1081	0,707156	0,056505	0,000009
NA26/2	10	30,699681	0,0143	16,226012	0,0143	38,683528	0,0341	-	1,0028; 1,0733; 1,0933	-	-	-
NA26/3	10	35,453707	0,0601	16,475913	0,0280	38,959280	0,0661	-	1,0028; 1,0733; 1,0933	-	-	-
NA26/4	20	33,313934	0,0448	16,358476	0,0221	38,908941	0,0526	-	1,0028; 1,0733; 1,0933	-	-	-
NA26/8	19	33,446559	0,0447	16,380576	0,0225	38,981778	0,0519	-	1,0028; 1,0733; 1,0933	-	-	-
NA26/9	20	35,189688	0,0515	16,463147	0,0239	38,995629	0,0569	-	1,0028; 1,0733; 1,0933	-	-	-
NA26/10	16	31,130517	0,0338	16,252501	0,0174	38,871184	0,0421	-	1,0028; 1,0733; 1,0933	-	-	-
NA26/11	20	35,465044	0,0455	16,495271	0,0212	39,047034	0,0506	-	1,0028; 1,0733; 1,0933	-	-	-

Anlage 7: Petrographie

Marmore

Probe	Gesteinsart	Pl	Qz	Kf	Mu	Sz	Bio	Hbl	Gt	Cc	Ep	Cl	Habitus/Textur	Deformationsgrad (makroskopisch, gech tzt)	Verwitterungsgrad (abgesch tzt anhand der Anwesenheit von Fe III-Oxiden und sekund ren Mineralumwandelung en)
NA26	Geb nderter Marmor									++			massig, reine monomineralische Zusammensetzung, mittelk rnig (2-8mm)	hoch	nicht erkennbar

Metasedimente

SYR1	Gneis		++	+	+						+/-		gleichk rnig	gering	gering
SYR2	Gneis	+	+		+	+							garallelgef ge	hoch	gering
SYR5	Leukokrater Gneis	++	+	+	+	+					+/-		bimodale Korngr \$enverteilung (grob-/feink rnig)	hoch	hoch
MYK1	Melanokrater Gneis	+	++				++						schwach ausgepr gtes Parallelgef ge	gering	nicht erkennbar
NA12	Gneis		+	+	+								rel. gleichk rnig	hoch	gering
NA378	Quarzitischer Gneis		+	+	++								rel. gleichk rnig	gering	m \$ig

Metagranite (Orthogneise)

DEL1	Granitischer Gneis	++	+	+			+						Parallelgef ge, feink rnig	hoch	nicht erkennbar
DEL2	Granitischer Gneis	++	+	+			+						bimodale Korngr \$enverteilung (grob-/feink rnig)	gering	nicht erkennbar
NA28	Granitischer Gneis	+	++		+/-	+	+						rel. grobk rnig	undeformiert	gering
P1	Granit	++	++		+		+						Plagioklas z.T. myrmekitisiert, gro\$e Xenokrysten, grobk rnig	gering	nicht erkennbar
P2	Granitischer Augengneis	+	+	+	+		+						feink rnig	hoch	nicht erkennbar
P3	Granitischer Augengneis	+	+	+	+		+						rel. grobk rnig	gering	nicht erkennbar
P4	Granitischer Augengneis	+	+				+	+					feink rnig, sekund re Qz-G nge	hoch	gering
P5	Granitischer Gneis	+	+	+	+		+						rel. grobk rnig	gering	nicht erkennbar
P6	Granitischer Gneis	++	++		+/-		+						bimodale Korngr \$enverteilung (grob-/feink rnig)	gering	gering
P7	Granitischer Gneis	+	+		+		+						rel. grobk rnig	undeformiert	nicht erkennbar
P8	Granitischer Gneis	+	+		+		+						bimodale Korngr \$enverteilung (grob-/feink rnig), Plagioklas z.T. myrmekitisiert, sekund re Qz-G nge	hoch	gering
P9	Granitischer Gneis	+	+		++								feink rnig, sekund re Qz-G nge	hoch	nicht erkennbar
P10	Granitischer Gneis	+	+		++				+/-				feink rnig, vereinzelte gr \$ere Quarz-Xenocrysten	gering	nicht erkennbar
P11	Granitischer Augengneis	+	+		+/-		+/-						feink rnig, vereinzelte gr \$ere Quarz-Xenocrysten	gering	nicht erkennbar
P12	Granitischer Augengneis	+	+		+		+						feink rnig, sekund re Qz-G nge	hoch	hoch
P13:	Granitischer Augengneis	+	+		+/-		+						feink rnig, vereinzelte gr \$ere Feldspat-Xenocrysten	hoch	gering
P14	Granitischer Augengneis	+	+		+		+						feink rnig, vereinzelte gr \$ere Feldspat-Xenocrysten	hoch	nicht erkennbar
P15	Granitischer Gneis	+	+		+		+						stark geschert und geb nder, Qz-Rekristallisation	hoch	gering

Anlage 7: Petrographie

Probe	Gesteinsart	Pl	Qz	Kf	Mu	Sz	Bio	Hbl	Gt	Cc	Ep	Cl	Habitus/Textur	Deformationsgrad (makroskopisch, gech tzt)	Verwitterungsgrad (abgesch tzt anhand der Anwesenheit von Fe III-Oxiden und sekund ren Mineralumwandlung en)
P16	Granitischer Augengneis	+	+		+		+						stark geschert, feink rnig, vereinzelte gr §ere Feldspat-Xenocrysten, sekund re Qz-G nge	hoch	gering
P30	Granitischer Gneis	+	+		+		+		+/-				Plagioklas z.T. myrmekitisiert	undeformiert	nicht erkennbar
P32	Granitischer Gneis	+	+		+		+						stark geschert, feink rnig	hoch	hoch
P34	Granitischer Gneis	+	+		+		+						vereinzelte gr §ere Qz- und Feldspat-Xenocrysten (z.T. myrmekitisiert	gering	nicht erkennbar
AP1	Granitischer Augengneis	+	+	+	+		+						feink rnig, sekund re Qz-G nge, Feldspataugen zerschert	hoch	gering
AP2	Granitischer Augengneis	+	++	+	+								sekund re Qz-G nge	m §ig	nicht erkennbar
AP3	Granitischer Augengneis	+	+	+	+		+						mittelk rnig, gro§e Feldspataugen	gering	gering
AP4	Granitischer Augengneis	+	+	+	+/-		+						sekund re Qz-G nge, Feldspataugen zerschert und z.T. angel st	hoch	gering
AP5	Granitischer Augengneis	+	+	+	+/-		+						gro§e Feldspataugen m. Karlsbader Zwillingen	hoch	nicht erkennbar
AP6	Applitischer leukokrater Gneis	+/-	+	+/-	+								stark geschert, sehr feink rnig	hoch	nicht erkennbar
IOS1	Granitischer Gneis	+/-	+	+/-	+				+				stark geschert, viele Minerale sigmoidal deformiert,	hoch	nicht erkennbar
IOS2	Granitischer Gneis	+	++	+	++				+				Quarz und Muskovit in Lagen akumuliert	hoch	nicht erkennbar
IOS3	Granitischer Augengneis	+	+	+	+	+			+			+/-	gro§e Feldspataugen z.T. mit Karlsbader Zwillingen, Konzentration von Quarz und Muskovit in Lagen	hoch	nicht erkennbar
IOS4	Granitischer Gneis	+	+	+	+								feink rnig	gering	nicht erkennbar
IOS5	Granitischer Augengneis	+	+	+	+	+			+				gro§e Feldspataugen z.T. mit Karlsbader Zwillingen, Konzentration von Quarz und Muskovit in Lagen	hoch	nicht erkennbar
IOS6	Granitischer Gneis	+	+	+	+				+			+/-	sehr feink rnig, sekund re Qz-G nge	hoch	nicht erkennbar
IOS7	Granitischer Augengneis	+	+	+	+				+				feink rnig, zahlreiche feine Quarz- und Feldspataugen	hoch	nicht erkennbar
IOS8	Granitischer Gneis	+	+	+	+								sehr feink rnige, melangeartige Matrix mit gro§en Quarzaggregaten	hoch	nicht erkennbar
IOS9	Granitischer Gneis	+	+	+	+	+							feink rnige Matrix aus Serizit, darin gro§e Muskovit- und Mikroklin-K rner	hoch	m §ig
IOS10	Granitischer Gneis	+	+	+	+	+							feine Matrix aus Qz, Fsp und Mu darin gro§e Mikroklin-K rner/Karlsbader Zwillinge	hoch	nicht erkennbar
IOS11	Granitischer Gneis	+	+	+	+								sekund re Qz-G nge, Muskovit in Lagen akkumuliert, gro§e Mikroklin-K rner/Karlsbader Zwillinge	hoch	nicht erkennbar
IOS12	Granitischer Augengneis	+	+	+	+	+	+						feine Matrix, darin gro§e Fsp-Augen mit deutlicher Serizitisierung,	m §ig	m §ig
SIK1	Granitischer Augengneis	+	+	+	+	+	+		+/-					hoch	m §ig
SIK4	Granitischer Augengneis	+	+	+	+	+							feink rnige Matrix darin gro§e Muskovit und Plagioklas-K rner. Mit sekund ren Fe-Oxiden verf llte Hohlr ume	hoch	m §ig

Es bedeuten: Pl = Plagioklas, Qz = Quarz, Kf = Kalifeldspat, Mu = Muskovit, Sz = Serizit, Bio = Biotit, Hbl = Hornblende, Gt = Granat, Cc = Kalzit, Ep = Epidot, Cl = Chloritoid