

BEITPÄGE ZUR ERFORSCHUNG DES TEKTONISCHEN  
BAUS GRIECHENLANDS

Über die paläogeographische Bedeutung der Kykladenmasse für die tektonische  
Entwicklung des östlichen Teiles Griechenlands\*.

VON

J. TRIKKALINOS\*\*

EINLEITUNG

Es ist durchaus begreiflich, dass die Behandlung des tektonischen Baus der Kykladenmasse und ihrer Randgebiete eine eingehende stratigraphische Untersuchung aller kristalliner Gesteine, welche im aegäischen Gebiet vorkommen, sowie die Untersuchung der sedimentären Schichten, die diese kratonischen Massen umschlingen, voraussetzt. Die Frage der Entstehung und des Alters des Metamorphikums dieser Gebiete benötigt, bevor man den tektonischen Bau der Kykladenmasse untersucht, eine eingehende Behandlung. Es ist nämlich erforderlich, um die Zeit der Einwirkung der verschiedenen orogenen Bewegungen festzustellen, das Alter dieser Schichten genau zu kennen. Über diese so wichtige Frage gibt uns leider die vorhandene Literatur keine eindeutige Antwort. Andererseits aber, was die nicht metamorphen Schichten anbetrifft, bieten uns die vielen Arbeiten Renz's, dieses unermüdlichen Forschers Griechenlands, ein klares Bild. Hier ist die Schichtenzusammensetzung, sowie das Alter der vortertiären sedimentären Ablagerungen, auf Grund von paläontologischen Belegen, eingehend untersucht worden. Gewiss beabsichtige ich hier weder ein Literaturreferat auszuarbeiten noch eine spekulative Theorie aufzustellen, um das Alte und Unsichere mit einem neuen Gewand fortzuführen, sondern ich will, gestützt auf meine eigenen Erfahrungen, die ich während der Untersuchung eines Teiles dieses Gebiets, auf Naxos-Paros, erworben habe, und mit Hilfe der vorhandenen Literatur, bei der die Forschungsergebnisse einiger älteren Arbeiten revisionsbedürftig sind, versuchen, dieses Problem m. A. n.

\* Nachdem diese Untersuchung abgeschlossen war, wurden die Arbeiten über Attika von H. Putzer, C. Renz - J. Trikkalinos, G. Sindowski - J. Trikkalinos und Freyberg, die ich in meinen nachfolgenden Veröffentlichungen über Attika berücksichtigen werde, publiziert.

\*\* 'Ανεκοινώθη κατά τὴν συνεδρίαν τῆς 8 Μαΐου 1952.

Auf Grund dieser Angaben sehen wir, dass das Metamorphikum der Kykladenmasse eine Selbständigkeit besitzt, dass es ringsherum durch sedimentäre Schichten umschlossen ist, und es als eine paläogeographische Einheit betrachtet werden kann. Von diesem nicht metamorphen sedimentären Gürtel sind heute bei den Randinseln des Kykladenmassivs nur kleine Bruchstücke erhalten geblieben.

Im Kykladengebiet sehen wir, dass sich Struktur und Kontour, nämlich ältere und jüngere Gebirgsbildungen nicht decken. Abgesehen davon stellt man hier fest, dass die Kernmasse aus hochmetamorphen und eruptiven Gesteinen zusammengesetzt, während ihr perikykladischer sedimentärer Schichtengürtel aus nicht metamorphen Ablagerungen gebaut ist. Schon aus diesen Gründen ist es nötig, Kernmasse und Randgebiete getrennt zu behandeln.

b) *Gesteinzusammensetzung der Kykladischen Masse.*

Es ist oben erwähnt, dass die stratigraphische und tektonische Erforschung des Metamorphikums der Kykladenmasse bis heute keine befriedigende Ergebnisse geliefert hat. Dies ist auf die Natur des Gesteinskomplexes, aus dem diese hochkratonische Masse gebaut ist zurückzuführen. Die vorsilurischen Schichten dieses Gebiets sind durch regionale Dynamo — und Kontaktmetamorphose derart umkristallisiert und umgewandelt worden dass die Erhaltung irgendeines Lebewesens in diesen Schichten in Form von Versteinerungen unmöglich ist. Viele Forscher haben sich bisher bemüht, diese Frage zu klären. Ihre Forschungsergebnisse reichen aber nicht um das Alter dieser Gesteine festzusetzen.

Die ersten stratigraphischen Angaben über die Gesteinszusammensetzung der Kykladenmasse finden wir bei *Boblaye et Virlet (8)*, *Fiedler (29)*, *Russeger (120)* und *Sawage (121)*. Weiter sind für dasselbe Gebiet gesteinkundliche Untersuchungen von *Foulon* und *Goldschmidt (31)* ausgeführt worden. Die systematischen Untersuchungen aber der Gesteinszusammensetzung eines Teiles des Kykladenmetamorphikums, der attischen Masse, haben erst im Jahre 1883, durch *Büeking* und *Lepsius (12)* begonnen und sind später von *Lepsius* allein (58) fortgesetzt. Durch die geologische Untersuchung Attikas durch *Lepsius* bekamen wir ein Bild des Gesteinsbaus des Metamorphikums des Westgebiets der Kykladenmasse.

Auf Grund dieser Untersuchungen sind die kristallinen Gesteine Attikas, von den älteren zu den jüngeren, in folgenden Stufen unterschieden worden.

1. Kalkglimmerschiefer mit Quarzlinsen (Varischiefer) ca. 100 m.
2. Dolomit und Kalkschiefer (Pirnari Stufe) ca. 200 m.
3. Unterer Marmor ca. 500 m.
4. Glimmerschiefer (Kaessariani Schiefer) ca. 250 m.
5. Oberer Marmor ca. 250 m.

Von diesen Stufen nehmen die ersten zwei nur an der Bildung der südlichen Ausläufer des Hymettosgebirges teil. Von den übrigen jüngeren Stufen bildet der untere Marmor die Kernmasse des Hymettos und Pentelikongebirges, die Niederungen von Athen nach Osten und Norden abschliessen. Den unteren Marmor begegnen wir noch im Pani und Keratea - Berge von Keratea und an der Südspitze Attikas, bei Sunion. Die auf diesen folgenden Kaessariani Schiefer bedecken im Hymettos, Pentelikon und den laurischen Gebirgen grosse Flächen. Dagegen ist der obere Marmor noch als Erosionsrest an verschiedenen Stellen erhalten geblieben und ragt aus den leicht verwitterten Kaessariani Schiefer empor. Aus den Untersuchungen von Lepsius sehen wir, dass die metamorphen Gesteine Attikas von den jüngeren sedimentären Schichten dieses Gebiets durch scharfen Grenzen getrennt sind. In der letzten Zeit sind von Kober (43, S. 304) in Attika auch Gneise festgestellt.

Den Arbeiten Lepsius über Attika folgten die von Philippson (100) welche die Gesteins- und Schichtenzusammensetzung der Inseln der Kykladenmasse behandelt haben. Diese Arbeiten stützen sich, in der Hauptsache, auf Philippson's eigene Beobachtungen und Feststellungen. Nach diesen Untersuchungen sind Philippson's (100, S. 142) die ältesten Gesteine der Kykladenmasse die Gneise, die auf den Inseln Mykonos, Delos, Seriphos und Ios auftreten und die arm an Marmoreinlagerungen sind.

Auf die Gneise folgt eine mächtige Gesteinsserie, die aus einer Wechsellaagerung von dünen Bänken von schiefrigen Gneisen und Marmoren besteht und die auf denselben Inseln anzutreffen ist. Der Übergang von Gneisen zu den anderen kristallinen Gesteinen ist, nach Philippson, auf den Inseln Ios und Antiparos gut zu verfolgen. In diesen kristallinen Gesteinen, die am Aufbau der aegäischen Inseln beteiligt sind, sind verschiedene Bänke von Marmoreinlagerungen vorhanden.

Für die Erforschung des Kykladenmassivs sind weiter die Arbeiten von Ktenas zu erwähnen. Die ersten Versuche Ktenas (49) um dieses Problem zu lösen, haben mit seiner Dissertation über die Inseln Syra und Syphnos, begonnen. Ktenas nimmt an, dass die Inseln Paros, Naxos, Mykonos, Ios und Seriphos aus einem Gneiskern gebaut sind, der nach oben zu einer Gneis-Marmor masse übergeht. Auf diese Kernmasse folgt eine Glimmerschieferserie, die zum Aufbau der übrigen ägäischen Inseln beigetragen hat. Derselbe Forscher hat später auf der Insel Seriphos (51, S. 720) weitere Untersuchungen ausgeführt und hier, von den älteren zu den jüngeren folgende Gesteine festgestellt:

1. Gneis.
2. Marmor, höchste Mächtigkeit 15,0 m.
3. Dolomite, ca. 10,0 m.

4. Ilvaiteführende Gesteine.

5. Kalkhaltige Gneise.

Dieselben Gesteine sind von ihm auch auf der Insel Kythnos aufgefunden worden.

Als letzte Arbeit des leider so früh verstorbenen Ktenas ist diejenige erschienen, die die Gesteinszusammensetzung und den Bau der Kykladenmasse behandelt. Auf Grund von Vergleichsuntersuchungen von Ktenas (54, S. 575), die er auf den Inseln Ikaria, Phurni, Oenoussa, Psara und Antipsara ausgeführt hat, unterschied er, von den älteren zu den jüngeren, folgende Gesteinsgruppen:

3.  $M_3$  Halbmetamorphe quarzitische Schiefer und Phyllite.

2.  $M_2$  Kristalline Schiefer, Gneis und Phyllite.

1.  $M_1$  Aeltere Gesteine, Gneis, Kristalline Schiefer und Marmor.

Den Ktenas'schen Forschungen über die Schichtenzusammensetzung des Kykladengebiets folgten später die von Papavasiliou. Papavasiliou hat durch seine eingehenden Arbeiten auf den Inseln Naxos, Iraklia und Sikinos zur Klärung der Gesteinszusammensetzung und des Baus der Kykladenmasse wesentlich beigetragen. Es ist aber hier zu bemerken, dass Papavasiliou (91, S. 200) dem schiefrigen Granit von Naxos eine zu weitgehende Verbreitung gibt und für die Kykladenmasse den Gneis oder Urgneis durch die Bezeichnung schiefriger Granit ersetzen will. Weiter sind die von Cayeux (19) auf der Inselgruppe von Delos ausgeführten speziellen Untersuchungen zu erwähnen. Cayeux stellt auf Grund von sorgfältigen petrographischen Arbeiten fest, dass auf der Delosinselgruppe Gneise und Marmore vorkommen. In der Hauptsache aber sind diese Inseln aus Granit zusammengesetzt.

Über die Gesteinszusammensetzung der Insel Thira (Santorin) sind verschiedene Ansichten ausgesprochen. Nach Philippon (100, S. 107) besteht die Gebirgsmasse von Profitis Elias aus Tonschiefern und Grauwacken, die von halbkristallinen Kalksteinen überlagert sind. Dieselben Schichten sind von Reck (104, S. 8) als Permokarbon angenommen. Renz (114, S. 153) dagegen betrachtet diese Schichten als metamorphe Gesteine. Für die Ansicht Renz's sprechen m. A. n. die von Reck (104, S. 14) beobachteten Störungssysteme die eine NO-SW, O-W und NW-SO Streichrichtung aufweisen und die mit der Streichrichtung der Störungen des Metamorphikums der anderen Kykladen Inseln zusammenfällt.

In der letzten Zeit ist von Marinos, einem Schüler von Ktenas, die Insel Ios untersucht. Marinos (62, S. 9) erwähnt, dass die Mitte und Südseite dieser Insel aus Gneis besteht, der durch dynamometamorphe Umwandlung des Granits entstanden ist. Auf diesem folgen konkordant kristalline Schiefer, die Marmorbänke enthalten.

Nach der Behandlung der Gesteine der ägäischen Inseln und der des attischen

Metamorphikums werde ich weiter die kristallinen Gesteine Südeuboeas, die die Abgrenzung der Kykladenmasse nach Norden bilden, untersuchen. Das kristalline Südeuboeas besteht nach Deprat (27, S. 28) aus einer Wechsellagerung von Gneisen, Schiefen und Marmoren, welche eine Mächtigkeit von 2.000 bis 2.500 m. erreichen und eine grosse Analogie zu den Gesteinen von Andros und Attika zeigen.

Zusammenfassend ist folgendes über die Gesteine des Kykladenmassivs zu sagen. Aus den Arbeiten von Philippson, Deprat, Ktenas, Papavasiliou und Cayeux sehen wir, dass der Kern des Kykladenmetamorphikums aus einer Gneisgesteinsserie gebaut ist. Nach oben zu folgt ein Gesteinskomplex, der aus einer Wechsellagerung von Gneisen und Marmoren zusammengesetzt ist. Auf diesem kommt eine jüngere Gesteinsserie, die in der Hauptsache aus kristallinen Schiefen und Marmoren besteht. Diese letzten Gesteine, die die äussere Hülle der Kykladenmasse bilden, treffen wir in Attika, Südeuboea, Andros und Kea.

Die von Ktenas und anderen Forschern ausgeführten Vergleichuntersuchungen über die Kykladen — und Lydisch-Karischmasse haben die petrographische Verwandtschaft der Kykladen — und Lydisch-Karischenmasse bewiesen.

#### c) *Das Alter der Gesteine der Kykladenmasse.*

Das Alter der Gesteine des aegäischen Gebiets ist nach den Literaturangaben, folgenderweise bestimmt worden. Nach Boblaye et Virlet (8), Fiedler G. (29) sind die metamorphen Gesteine dieses Gebiets archaisch. Sauvage M. (121) betrachtete die kristallinen Schiefer Attikas als umgewandelte Jura und Kreideablagerungen. Weiter sind von Russeger (120) die kristallinen Schiefer mit den Macignoschichten Italiens d. h. den untersten Gliedern der Kreide zu vergleichen. Cordellas (24, S. 43) hat die Gesteine Attikas auf Grund von fraglichen Krinoidenresten, die er in den Marmoren des laurischen Bergwerksgebiets festgestellt hat, als silurisch angenommen. Nach Fuchs Th. (erwähnt bei Renz 118, S. 117) sind die kristallinen Schiefer Attikas und die anderen Massiven als umgewandelte Macigno (Flysch) zu betrachten. Bittner (4, S. 72) fand eine Altersgleichheit zwischen kristallinen Gesteinen und den sie umhüllenden Kreideschichten. Diese Ansicht ist aber von Bücking (12, S. 936) abgelehnt worden. Zur Aufklärung dieser Frage hat Lepsius durch seine geologische Aufnahme Attikas wesentlich beigetragen. Lepsius unterschied bei seinen Untersuchungen eine ältere metamorphe Masse, die er als azoisch betrachtet hat, von einem sedimentären Schichtenkomplex, der diskordant auf die erste abgelagert ist. Die Ansicht Lepsius über das azoische Alter der kristallinen Gesteine Attikas ist ferner von Philippson für den Zentralpeloponnes und die nord- und südägäische Masse erweitert. Nach Deprat (27, S. 28 u. 40) enthalten die nord- und südeuboeischen Massive archaische Gesteine und altpaläozoische

Schichten. Auch Papavasiliou (91, S. 174) betrachtete die metamorphen Gesteine von Naxos als vordevonisch. Cayeux (14, S. 1119) und Renz (118, S. 119) nahmen ein zumindest teilweise triadisches Alter der Marmore und Dolomite des attischen und kykladischen Metamorphikums an. Negris (84) betrachtete in seinen Arbeiten die Marmore des ägäischen Gebiets als triadisch. Ktenas (54, S. 582) gab den kristallinen Gesteinen der Aegäis ein predevonisch - algonkisches Alter. Nach Kossmat (48, S. 297) gehören das Pelagonische Massiv und die anderen metamorphen Bruchschollen des nordägäischen Gebiets zu den Grundgebirgen und sind durch paläozoischen und mesozoischen Schichten überlagert. Die Annahme Negris über ein triadisches Alter der kristallinen Gesteine Attikas ist von Kober (43, S. 301) zu eigen gemacht.

Aus diesem kurzen Literaturüberblick sehen wir, dass die Ansichten der verschiedenen Forscher über das Alter der Gesteine der Kykladenmasse recht verschieden sind. Die kristallinen Gesteine Attikas, wie es schon von Lepsius nachgewiesen ist, sind keine umgewandelten Kreideablagerungen, umsoweniger gibt es einen Übergang von den Kreideschichten zu den kristallinen Gesteinen. Die Annahme eines mesozoischen Alters der kristallinen Gesteine der Kykladenmasse stützt sich auf die von Bücking im unteren Marmor von Hymettos gefundenen Korallen, die nach der Steinmann's Bestimmung mesozoischen Alters zu sein scheinen. Weiter haben die bei Kaessariani im ob. Marmor festgestellten Algenreste, welche als triadische Gyroporellen identifiziert worden sind, sehr für das mesozoische, und zwar für das triadische Alter dieses Metamorphikums beigetragen. Hier begegnen wir, vor dem Kaessariani Kloster, in den halbmetamorphen Kalksteinen, welche von Lepsius als ob. Marmor kartiert sind, Gyroporellenreste, die ein triadisches Alter dieser Schichten und damit der ganzen kristallinen Serie Attikas beweisen sollen. Die in der letzten Zeit von Trikkalinos (133, S. 309) in den Randgebieten des Metamorphikums ausgeführten Untersuchungen zeigten, dass die Diploporenführenden Kalksteine von Kaessariani zu Renz's Parnesserie gehören, hier Ortsfremd sind und eine Deckscholle bilden, die auf die kristalline Grundmasse des Hymettosgebirges überschoben ist. Ein transgressiver Kontakt zwischen den kristallinen Gesteinen Attikas und den triadischen sedimentären Schichten des Parnesgebirges war nicht festzustellen, da das Kristalline Attikas und die paläozoisch-mesozoischen Parnesschichten durch eine tertiäre Senke getrennt sind. Über das Vorhandensein eines direkten Kontaktes zwischen dem Metamorphikum und seiner sedimentären Hülle sind die in der letzten Jahre von Renz-Mistardis auf der Insel Salamis ausgeführten Untersuchungen besonders zu erwähnen. Es ist nämlich hier auf die Südseite der Insel Salamis von Renz-Mistardis (116, S. 305) und Renz (118, S. 125) festgestellt, dass nicht metamorphe jungpaläozoisch-triadische

Kalksteine mit Diploporen auf die metamorph umgewandelte Schiefergruppe des Peranigebiets überschoben sind.

Aus den erwähnten Untersuchungen zeigt sich zum ersten Mal, dass im Westrandgebiet Attikas, bei Salamis, eine scharfe Trennung zwischen kristallinen Gesteinen und sedimentären Schichten vorhanden ist.

Für die Feststellung des Alters des Metamorphikums sind weiter die Angaben von Cayeux kritisch zu behandeln. Cayeux (14, S. 1117) gibt an, dass die metamorphen Gesteine Westkretas, die eine Mächtigkeit von ca. 3000 m. aufweisen, bestimmbare triadische Versteinerungen enthalten. Schon aus der Schichtenzusammensetzung zeigt sich, dass diese Ablagerungen, die aus Phylliten, Kalken, die zum Teil metamorph umgewandelt sind und mikroskopische Organismen enthalten, und aus Quarziten zusammengesetzt sind, noch Gipsmassen von einer Mächtigkeit von 200 m. einschliessen. Das Vorkommen von Gipsschichten, welche nirgendwo in den metamorphen Gesteinen des Aegäischen Gebiets festgestellt sind, zeigt m.A.n., dass es sich hier um jüngere Schichten handelt, die infolge der alpinen orogenen Vorgänge etwas metamorph umgewandelt sind.

So sehen wir durch obige Ausführungen, dass die Hauptstütze für ein mesozoisches Alter des Metamorphikums der Kykladenmasse gefallen ist.

#### b) *Tektonik.*

Die Erforschung des tektonischen Baus der Kykladenmasse bietet heute noch grosse Schwierigkeiten. Trotzdem ist es möglich auf Grund der Untersuchungen von Philippson, Lepsius, Deprat, Cayeux und Ktenas, ein Bild der Streichrichtungen der Faltungen der Kykladenmasse zu bekommen. Die Angaben von Philippson (100, S. 148) und Ktenas (52, S. 879), dass in diesem Gebiet keine bestimmte Streichrichtung der Faltungen festzustellen ist, spiegelt sich in folgenden Beschreibungen des Baus der Kykladen Inseln. Auf der Insel Andros (100, S. 9) trifft man im nördlichen Teil überwiegend Faltungsbruchstücke, die grosse Schwankungen zeigen und zwischen N-S und NO-SW streichen. Im mittleren Teil dagegen der Insel begegnen wir Streichen der Gesteine, welche NW-SO liegen (s. Taf. II, Fig. 1).

Allgemein betrachtet überwiegt auf dieser Insel das NO-SW Streichen der Gesteine.

Die Insel Tinos zeigt in ihrem südlichen Ende ein NW-SO Streichen der Gesteine (100, S. 23), während am Ende des Polemu Kampos das Streichen zwischen NO 10 SW und NO 70 SW schwankt (s. Taf. II, Fig. 2).

Auf Syra (100, S. 37) herrscht überall im südlichen Teil der Insel ein Streichen der Gesteine, welches zwischen NW 20-70 SO schwankt, während im Norden das

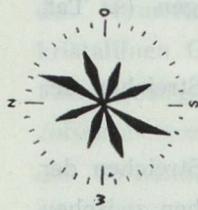


Fig. 1. I. Andros

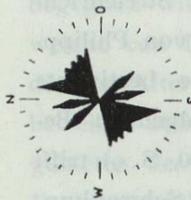


Fig. 2. I. Tinos

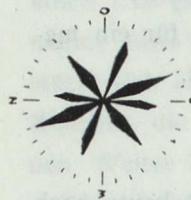


Fig. 3. I. Syra

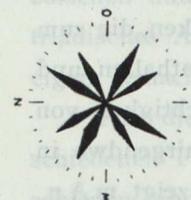


Fig. 4. I. Kea

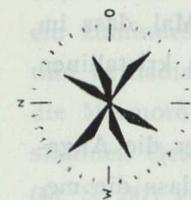


Fig. 5. I. Kythnos

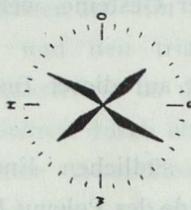


Fig. 6. I. Seriphos

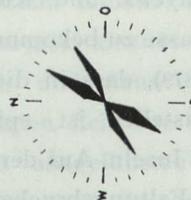


Fig. 7. I. Paros



Fig. 8. I. Naxos



Fig. 9. I. Phofegandros

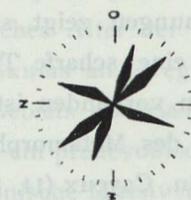


Fig. 10. I. Sikinos



Fig. 11. I. Ios



Fig. 12

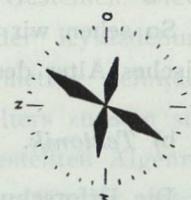


Fig. 13

*faltungsrictungen im kristallinen  
Grundgebirge des Kykladenmassivs*

Fig. 13 Granitische Eruptionsrichtungen  
im kristallinen Kykladenmassiv.

NO-SW Streichen festzustellen ist (s. Taf. II, Fig. 3).

Auf der Westseite des Insel Kea (100, S. 44) begegnen wir ein NW-SO Streichen, während im Hauptteil der Insel die Gesteine streichen NO-SW (s. Taf. II, Fig. 4).

Auf der Insel Kythnos (100, S. 53) haben wir einen ähnlichen Bau der Gesteine, wie es auf Kea der Fall ist. Die kristallinen Gesteine bilden einen Sattel und streichen NO-SW. Nur im südlichen Teil begegnen wir ein anderes Streichen, und zwar NW-SO (s. Taf. II, Fig. 5).

Die Insel Seriphos bildet nach Ktenas einen ca. 9 km. langen Sattel (51, S. 721), der eine NO-SW Streichrichtung aufweist (s. Taf. II, Fig. 6).

Auf Siphnos (100, S. 58) treffen wir vier parallel verlaufende Gebirge, die nach Foulon und Goldschmidt aus mächtigen Marmorzügen bestehen und die NWW-SSO streichen.

Die Insel Paros (100, S. 64), die gegenüber Naxos liegt, besteht aus kristallinen Schiefen und Marmoren, welche in der Hauptsache NO-SW streichen und den Westflügel des Paros-Naxos-Sattels bilden (s. Taf. II, Fig. 7).

Auf der Insel Naxos, welche den Ostflügel desselben Sattels bildet, die Gesteine streichen NO-SW und NW-SO (s. Taf. II, Fig. 8).

Die Schiefer und Marmoren der Insel Pholegandros (100, S. 84) streichen NW-SO (s. Taf. II, Fig. 9).

Die Gesteine von Sikinos (100, S. 89), die als eine Fortsetzung der des Pholegandros zu betrachten sind und flache Falten bilden, streichen NO-SW und NW-SO (s. Taf. II, Fig. 10).

Auf der Insel Ios (100, S. 93), die aus Gneis und Glimmerschiefen und Marmoren gebaut ist, haben wir in der Hauptsache ein NO-SW und NW-SO Streichen der Gesteine (s. Taf. II, Fig. 11).

Die kristallinen Gesteine der Insel Anaphi (100, S. 111) streichen NW 35-65 SO, während die sedimentären Schichten NO 30 SW.

Auf der Insel Delos hat Cayeux (19, S. 110) eine Reihe von Faltungen festgestellt, die eine wechselnde Streichrichtung (19, S. 127) von Osten nach Westen, infolge einer bogenartigen Drehung derselben Faltungen, zeigen.

Der Eliasberg von Santorin besteht aus metamorphen Gesteinen, die NW 15-40 SO streichen.

Aus diesen Untersuchungen und graphischen Darstellungen der Streichen der Gesteine der verschiedenen Inseln der Kykladenmasse bekommen wir folgende zusammenfassende graphische Darstellung (s. Taf. II, Fig. 12). Wir begegnen nämlich hier tektonische Strukturen, welche im allgemein NO-SW und NW-SO streichen.

Die in diesen Inseln vorkommenden Abweichungen der Streichen der Gesteine sind vielmehr auf sekundäre paratektonische orogene Bewegungen, die nach der Entstehung der NO-SW und NW-SO Faltung und Konsolidierung der ägäischen Gebiete eingewirkt haben, zurückzuführen.

Die von Philippson (100, S. 73) auf den Inseln Naxos und Ios innerhalb der metamorphen Masse erwähnten Diskordanzen, die auf eine orogene Phase hindeuten könnten, sind von Papavasiliou (91, S. 173) und Marinou (62, S. 10) nicht bestätigt. Es handelt sich hier vielmehr um atektonische diskordante Erscheinungen.

Es bleibt noch der tektonische Bau der südlichen Euboea und der attischen Masse zu behandeln. Für beide Gebiete liegen uns die Arbeiten von Deprat und Lepsius vor. Auf das Südende der Insel Euboea (27, S. 28) streichen die kristallinen Gesteine im allgemeinen NO-SW. Die Streichrichtung der Faltungen dieses Gebietes lässt sich auch sehr schön aus der tektonischen Karte Ktenas (54) überblicken.

Im Attika begegnen wir, nach Lepsius, in der Hauptsache eine NO-SW Streichrichtung der attischen Gebirge, die auf Hymettos und dem laurischen Gebirge festzustellen ist. Abgesehen von diesem herrschenden NO-SW tektonischen Bau Attikas, stellt es sich hier eine andere NW-SO Faltungsrichtung des Pentelikongebirges fest (s. Taf. II, Fig. 13).

Aus diesem Überblick zeigt sich, dass im Gebiet der Kykladenmasse die orogenen Drücke, wie sie von Ktenas (52, S. 879) für die Inseln Syra, Kythnos und Seriphos erkannt sind, keine bestimmten Streichrichtung aufweisen. Man kann jedoch, gestützt auf die oben zitierten Literatur-Angaben, zeitlich verschiedene Orogenesen unterscheiden. So lassen sich klar, in diesem Gebiet, als relativ älteste struktogene Bewegungen diejenigen zu betrachten, die nicht nur die Kykladenmasse, sondern auch die anderen metamorphen Massive des ägäischen Gebiets nach NO-SW gefaltet und konsolidiert haben. Alle die imposanten tektonischen Formen dieses Gebiets sind aus diesen Gebirgsketten, welche die oben erwähnte Streichrichtung aufweisen, gebildet. Eine relativ jüngere Orogenese ist die NW-SO, durch welche auch das Pentelikongebirge entstanden ist. Das Pentelikongebirge, wie schon oben angegeben ist, hat eine NW-SO Streichrichtung und ist jünger als das Hymettos, wie dies aus der im Kerne dieses Gebirges vorhandenen NO-SW Faltung festzustellen ist. Es lässt sich nämlich nach Lepsius (58, S. 56 u. 58) auf dem Südflügel des Sattels von Pentelikon, nördlich der Lokalität Penteli, beobachten, dass dieses Gebiet, vor der NW-SO Faltung, durch die, auch auf den Hymettos eingewirkten, gleich streichenden, älteren Drücke intensiv gewellt ist.

Schwächere NW-SO streichende jüngere Faltungen des Metamorphikums der Kykladenmasse sind von Papavasiliou (91, S. 152) auf der Insel Naxos beobachtet worden. Hier sind auf dem Südostflügel des Paros-Naxos Sattels kleine

NW-SO Faltungen festgestellt. Auch sind von Philippson (100, S. 24), an einigen Stellen der Kykladeninseln, NW-SO domartige kurze Sättel, welche in ihrem Kerne Granitgesteine verbergen, festgestellt.

Was das Alter und die Richtung der Orogenesen, die das Metamorphikum der Kykladen in verschiedenen Zeiten konsolidiert haben, anbetrifft, so erwähnt Renz (111, S. 465), dass sich die griechischen Falten nicht nach Osten fortsetzen, sondern die älteren gefalteten ägäischen Massive umschlingen.

Nach Ktenas (54, S. 581) ist die Kykladenmasse durch orogene Bewegungen, welche am Ende des Algonkiums eingewirkt haben, konsolidiert. Paeckelmann (89, S. 369) erwähnt, dass die jüngeren Gesteine des Metamorphikums durch algonkische (algonianische) Faltungen konsolidiert sind. Das absolute Alter aller dieser Orogenesen ist nicht so leicht festzustellen. Man kann auf Grund der Desios' (28) Feststellung, wonach auf der Insel Kos nicht metamorphe silurische Ablagerungen auf metamorphen Grundbau abgelagert sind, mit Sicherheit sagen, dass die orogenen Bewegungen des kristallinen Unterbaues vorsilurisch sind.

#### e) *Orogenese und Vulkanismus.*

Schon bei den ersten Anfängen der Erforschung Griechenlands durch Fiedler, Foulon-Goldschmidt u. a., stellte sich das Vorkommen von grossen Massen von eruptiven Gesteinen im Gebiet des Kykladenmassivs fest. Die Ausdehnung dieser Tiefengesteine lässt sich, am schönsten, bei der Philippson's geologischen Karte der Inseln des griechischen Archipels überblicken. Philippson (100, S. 143) sagt, dass in den Kykladeninseln grosse Masse von Gneis-Granit und Granit, als Stöcke, sowie Granitgänge, die bis an den höheren Regionen des Metamorphikums eingedrungen sind, vorkommen.

Auch Lepsius erwähnt in seinem Werk Geologie von Attika (58, S. 70), dass im Gebiet des laurischen Berglandes, bei Plaka, grosse Massen von Granitgesteinen anzutreffen sind. Die Hornfelse aber, welche hier nach Lepsius, wie nach Ktenas (51, S. 721), auf Seriphos anzutreffen sind, stellen Kontaktumwandlungsprodukte dar. Weiter hat Papavasiliou (91, S. 153) auf der Insel Naxos zwei fast gleich streichende NO-SW, aber verschieden altrige, Granitmassive festgestellt. Auf der Inselgruppe von Delos, die von Cayeux untersucht ist, sind ebenfalls grosse Massen von Granitgesteinen festgestellt worden. Wenn man nun die Lage dieser Eruptivmassen im kristallinen Gesteine der Kykladenmasse untersuchen will, so sieht man, dass diese Eruptiva nicht regellos in den kristallinen Gesteinen verteilt, sondern an bestimmten Streichrichtungen gebunden sind. So ist schon längst von Philippson (100, S. 148) erwähnt worden, dass im Kerne von vielen elliptischen Gewölben Gneis-Granitmassen eingeschlossen sind. Auch Ktenas (51, S. 720) gibt an, dass auf der Insel

Seriphos, im Kerne eines Gewölbes, welches NO-SW streicht und 9 km lang und aus Gneisen, Marmoren, Dolomit und Hornfelse gebaut ist, Granitmassen enthalten sind. Dieses Tiefengestein sendet Mikrogranit und Aplitgänge aus. Eine Parallelisierung der Diagramme der Streichrichtungen der Domen und der gewölbeartigen Sättel, welche die Granitmassen einschliessen, mit den Diagrammen, welche die Streichrichtung der Faltungen im Gebiete der Kykladenmasse enthalten, zeigt, dass sich beide Streichrichtungen decken und dass eine Abhängigkeit des Tiefvulkanismus des Kykladenmassivs von den verschiedenen Orogenesen festzustellen ist. Es ist klar, dass dieser Tiefvulkanismus, in der Hauptsache, eine synorogenetische Erscheinung ist, wobei zu bemerken ist, dass das Primäre die verschiedenartigen orogenen Bewegungen sind. Bei diesen struktogenen Bewegungen, die die Gesteine der Kykladenmasse nach zwei entgegengesetzten Richtungen NO-SW (S. Taf. II, Fig. 13) gefaltet und konsolidiert haben, sind entlang der schwachen Linien, der Sattelnachsen, stellenweise, Granitmassen von ihrer tiefer liegenden Hauptmasse in höheren Regionen eingedrungen und haben die eigenartigen Dom- und Gewölbestrukturen des Kykladengebiets hervorgerufen. Das nach diesen Streichrichtungen Empordringen des Magmas hat nicht ein einziges Mal stattgefunden. Papavasiliou (91, S. 153), um einige Beispiele zu erwähnen, sagt, dass im Naxosgebiet zwei verschiedenartige Granitintrusionen stattgefunden haben, bei welchen die jüngere Eruption auf die ältere kontaktmetamorph eingewirkt hat. Auch im Gebiet von Plaka Südattikas haben die, auf Anregung von Ktenas, durch Marinos (60, S. 85) ausgeführten Untersuchungen gezeigt, dass hier nicht einmal das granitische Magma nach höheren Regionen und mit verschiedener Intensität emporgestiegen ist. Der Hauptmagmaufschub, der m. A. n. eine synorogenetische Erscheinung ist, fällt mit der Zeit der jüngeren Auffaltung des laurischen Berglandes und der Entstehung des NO-SW streichenden Sattels des Lauriongebiets zusammen.

Aus den ausgeführten Untersuchungen ergibt sich, dass im Gebiet des Kykladenmassivs eine direkte Abhängigkeit des Tiefvulkanismus von den verschiedenartigen Orogenesen, welche dieses Gebiet nach zwei entgegengesetzten Richtungen verfaltet und konsolidiert haben, vorhanden ist.

f) *Orogenese, Vulkanismus und metamorphe Umwandlung der Gesteine der Kykladenmasse.*

Die Arbeiten Lepsius über Attika haben gezeigt, dass die metamorphe Umwandlung der Gesteine der Kykladenmasse auf eine regionale Dynamometamorphose zurückzuführen ist. Später, bei der Behandlung des geologischen Baus der Inseln Seriphos, Syra und Siphnos, erwähnt Ktenas (51, S. 720, 52, S. 881), dass die metamorphe Umwandlung der Gesteine dieser Inseln auf endogene Kräfte und zwar

auf die in der Tiefe verborgenen Granitmassen zurückzuführen ist. Nach Ktenas haben die Graniteruptionen mit ihrer Wärmeabstrahlung, ihren Dämpfen und ihrer warmen Lösungen die Umwandlung der Gesteine der Kykladenmasse hervorgerufen. Weiter aber unten, auf dieselbe Seite 881, erwähnt derselbe Forscher, dass diese Frage nicht als endgültig gelöst zu betrachten ist, da eingehende Untersuchungen nach dieser Richtung fehlen. Auch Papavasiliou (91, S. 137) führt, auf Grund der von ihm auf der Insel Naxos ausgeführten Untersuchungen, die Metamorphose des Kykladenmassivs auf die Eruptionen bzw. Intrusionen des schiefrigen Granits zurück.

Wenn ich bei der Behandlung dieser Frage von der bewiesenen Annahme ausgehe, dass der Magmaaufstieg entlang der Sattelachsen in der Hauptsache als eine synorogenetische Begleiterscheinung der orogenen Bewegungen zu betrachten ist, so sehe ich gleichzeitig, dass seine räumliche Ausdehnung beschränkt sein muss. In der Tat, wir stellen in dem Kykladenmassiv, obwohl die Graniteruptionen an vielen Stellen vorkommen, fest, dass diese Eruptionen an bestimmte Strukturen gebunden sind und keine allzugrosse regionale oberflächliche Verbreitung zeigen. Dagegen ist die metamorphe Umwandlung eine regionale Erscheinung und hat intensiv auf allen Gesteine der Kykladenmasse eingewirkt. Es zeigt sich m. A. n., daß die vielfach und aus verschiedenen Richtungen hiertätigen intensiven orogenen Drücke und die vorhergegangenen Belastungsdrücke in dieser stets epirogenetisch abwärts bewegten Sedimentationsräume die Hauptenergie bildeten, die die regionale Umwandlung der Gesteine der Kykladenmasse hervorgerufen hat. Die durch die orogenen Bewegungen in höheren Regionen synorogenetisch emporgestiegenen Granitmassen haben selbstverständlich diesen Umwandlungsprozeß der Gesteine des Metamorphikums nur an einigen Stellen sehr begünstigt und diese Areale noch dazu kontaktmetamorph umgewandelt.

Obwohl durch die ausgeführten Arbeiten zur Aufklärung der Stratigraphie und des tektonischen Baus des Metamorphikums der Kykladenmasse ein langer Weg zurückgelegt worden ist, fehlt es noch an speziellen Untersuchungen über die einzelnen Inseln. Nur wenn uns derartige Arbeiten vorliegen, wird die eindeutige Klärung der Stratigraphie und des tektonischen Baus des Metamorphikums des ägäischen Gebietes, wie auch von Renz (116, S. 303 u. 118, S. 149) betont ist, möglich sein. Es liegt hier eine schöne und hochinteressante Aufgabe vor und es wäre sehr zu begrüßen, wenn ein geschulter Petrograph, der gleichzeitig mit der Lösung tektonischer Aufgaben betraut ist, sich diesem Problem widmen wollte. Der Weg ist zwar sehr mühsam aber sehr lohnreich.

## B. Perikykladischer sedimentärer Gürtel.

Die Kykladenmasse, die nunmehr als ein selbständiges Massiv zu betrachten ist, hat bei der weiteren geologischen Entwicklung dieses ostgriechischen Gebietes eine bedeutende paläogeographische Rolle abgespielt. Der Verlauf der jüngeren Gebirgsketten ist von den paläogeographischen Umrissen dieses Massivs, welches nach allen Seiten umschlingen, vorgeschrieben. Die diese metamorphe und hochkonsolidierte Kykladenmasse girlandenartig umschließenden jüngeren sedimentären Ablagerungen sind heute in verschiedenen Bruchstücken abgesondert. Von diesen Bruchstücken ragen einige, heute noch vom Meere als Inseln empor.

Die Untersuchungen der perikykladischen sedimentären Randschichten stossen heute, dank den vielen Arbeiten Renz's, auf keine Schwierigkeiten mehr. Die Behandlung dieser nicht metamorphen Reststücke, welche an der Umrandung der kristallinen Gesteine der Kykladenmasse teilnehmen, will ich von Attika beginnen. Es ist ein Verdienst Renz's, der von den einst als Kreideschichten gehaltenen sedimentären Ablagerungen Attikas eine Reihe von verschiedenartigen Schichten unterschieden hat.

Das attische Metamorphikum, welches die Westumrandung der Kykladenmasse bildet, umfasst die Gebirgsketten von Hymettos, Pentelikon und das laurische Bergland. Auf diesen kristallinen Gesteinen ist eine zum Teil fossilere, nicht metamorphe, Schichtenserie diskordant abgelagert worden, die hier sehr verbreitet und die zuerst von Bücking-Lepsius und nachher von Lepsius allein näher untersucht ist. Diese Schichten bilden, nach Lepsius die Kreideformation Attikas, die aus der Unt. Kreidestufe, den Athener Schiefen und dem Lykabettoskalk, zusammengesetzt ist. Die ältesten nicht metamorphen Schichten der Lepsius Unt. Kreidestufe, welche diskordant auf das attische Metamorphikum abgelagert sind, bestehen aus gelblichen und grauen Mergelschiefen, die aber nicht überall anzutreffen sind. Bücking (12, S. 938) nannte diese Schichten «Schichten von Kara» eine Bezeichnung, die später von Lepsius nicht angenommen ist. Auf diesen Schichten folgen grau-rötliche Kalksteine, welche stellenweise, wie im Lauriongebiet, zu Braun- und Roteisenstein umgewandelt sind. Diese Schichten sind nach Lepsius (58, S. 23) älter als Kreide und gehören vielleicht dem Jura an. Die nächste Schichtenstufe ist die der Athener Schiefer, die aus grünen Schiefen, Sandsteinen und Mergeln zusammengesetzt ist, und die nach Lepsius dem Kreide gehört. Nach Negris (84, S. 5 und 10) dagegen ist in diesen Schichten Trias und Jura (Tithon) enthalten. Diese Ablagerungen sind nach einer älteren Auffassung Renz's (109, S. 462) paläozoisch und den Karbonschiefen von Parnes gleich zu stellen. Auch Blumenthal (erwähnt bei Renz 118, S. 122) stimmt der Ansicht Renz's zu. Nach Kober (43, S. 310) sind

diese Ablagerungen unt. Kreide oder eventuell ob. Kreide. Die letzte Auffassung Renz's ist (118, S. 121), daß die Athener Schiefer zu einer Flyschformation angehören sollten, besonders wenn der Flysch bis zu Maestrichtien hinabreicht. Schliesslich könnte man dazu erwähnen, dass Marinos (61, S. 21) schon von mehreren Jahren mitgeteilt hat, daß eine Bestimmung des Alters dieser Schichten, auf Grund der von ihm gefundenen Versteinerungen, bevorsteht. Aus allen diesen Ausführungen zeigt sich deutlich, daß trotz aller Bemühungen Renz's die Altersfeststellung dieser Ablagerungen nicht einfach ist. Auf den Athener Schiefen folgen die Lykabettoskalke, welche am Randgebiet des Hymettos verbreitet sind und die Turkowounia-Akropolis Hügelserie bilden. Diese Kalke gehören auf Grund der von Ktenas (50, S. 698) festgestellten *Hippurites atheniensis* zu ob. Kreide an. Frühzeitig hat Renz (111, S. 460) als erster erkannt, daß die Lykabettoskalke als eine überschobene Decke auf den Athener Schiefen liegen.

Westlich des Randgebietes des attischen Metamorphikums begegnen wir im Parnesgebirge und an anderen Stellen Attikas die fossilführende, nicht dynamometamorph umgewandelte, paläozoische Sedimenthülle. Diese Ablagerungen sind hier in Attika durch die Niederungen von Athen, die durch tertiäre und diluviale Schichten erfüllt sind, von den erwähnten Schichten der Lepsiuskreideformation getrennt zu treffen. Teile der nicht metamorphen Ablagerungen des attischen Gebiets, die im Parnesgebirge vorkommen, sind auch die Quarzkonglomeraten, welche sich nach Renz (118 b, S. 234) als Mittel-Karbon zu betrachten sind.

Auf diese fossileeren Ablagerungen folgen die ob. Karbonschichten, die zuerst von Renz (107, S. 84) im Parnesgebirge, bei Beletsi, festgestellt worden sind. Sie bestehen aus Schiefen und Grauwacken, die nach Renz (118 b, S. 234) eingelagerte «*Fusulina*» (*alpina* Schellw.), *Pericleites atticus* Renz (*nov. gen.* Renz) und Crinoidenglieder und Bryozoenkalke einschliessen.

Die jüngsten paläozoischen Ablagerungen sind nach Renz (118 b, S. 237) die schwarzen Permkalke, welche an vielen Stellen der nordwestlich von Athen liegenden Gebirgsketten vorkommen. An der westlichen Umrandung der attischen Masse begegnen wir ausserdem noch mesozoische Schichten, welche im Parnesgebirge aus gelbgrauen sandigen glimmerhaltigen unt. Trias (Werfener Schichten) Schiefen, die fossilführende dunkle Kalklinsen enthalten, zusammengesetzt sind. Auf diesen folgen mitteltriadische Diploporenführende Kalke. Diploporenführende mitteltriadische Kalke treffen wir ferner, nach Trikkalinos (133, S. 309), auf dem Westflügel des Hymettossattels bei Kaessariani, welche durch eine tektonische Diskordanz von den kristallinen Gesteinen getrennt sind. Diese Parnesschichten gehören zu einer Triasbruchschole, die gegen das kristalline bewegt und auf dieses überschoben ist.

Die unt. Kreideschichten sind nach Frech-Renz (32, S. 734) auf H. Georgios und im Aegaleosgebirge nach Voreadis (10, S. 443) festgestellt worden.

Ein anderes Bruchstück des perikykladischen sedimentären Gürtels begegnen wir in Südeuboea. Diese Schichten, die bei Tharunia und Panagia vorkommen, bestehen nach Renz (115, S. 192) aus karbonischen und permischen Schiefen und Kalken, die in einer Meeresenge, zwischen den südlichen Ausläufern der pelagischen Masse und der Kykladenmasse, abgelagert worden sind. Es handelt sich um dieselben Ablagerungen, die von Deprat (27, S. 52) und Ktenas (54, S. 577) als Devon angenommen waren. In derselben Meeresenge sind ferner mesozoische Trias-, Jura- und Kreideschichten abgelagert.

Weiter, auf der Westseite der Kykladenmasse, begegnen wir auf der Insel Hydra ein anderes Bruchstück von diesen nicht metamorphen Ablagerungen, welches nach den Untersuchungen von Renz (109, S. 486 u. 118b, S. 253) aus oberkarbonischen Schiefen und Grauwacken mit Fusulinen und Dyasschichten, die schwarzen Lyttoniaführenden Kalke (Lyttonia Richthofeni Kayser) enthalten, zusammengesetzt ist.

Auf Hydra kommen nach Renz (118a, S. 101 u. 118b, S. 253) auch Triasablagerungen vor, die hier eine sehr grosse Verbreitung finden und zwei verschiedenen Faziessystemen angehören, nämlich der Olonos-Pindosserie und der ihr deckenmässig aufruhenden Parnas-Gionaserie.

Auf der südöstlichen Seite des Kykladengebiets liegt die Insel Amorgos, die nach Philippson (100, S. 99) und Renz (114, S. 131) aus sedimentären Schichten aufgebaut ist. Hier ist der fossilleere Kryoneridolomit als Perm zu betrachten. Weiter fand Renz in der Nähe von Amorgos, bei Katokupho, schwarze permische Foraminiferenkalke. Auf der Nordseite der Insel bei H. Ioannis Richti, sind in den dunkelgrauen bis schwarzen Kalken Ammoniten gefunden, die ein ob. karnisches oder noch unt. norisches Alter zeigen.

Die Kammkalke von Amorgos sind nach Renz (114, S. 138) als kretazisch zu betrachten. Hier können eventuell noch Juraschichten teilnehmen.

Auf der Inselgruppe von Makariaes, welche ebenfalls ein Bruchstück des perikykladischen Gürtels bildet, kommen nach Renz (114, S. 140) bei H. Nikolaos Megalodontenkalke vor, während auf Antikeros Gyroporellenkalke.

Zum Schluß ist noch zu erwähnen, daß Cayeux (20, S. 293) auf der Nordseite von Mykonos, bei der kleinen Insel Marmaronisi, die aus graublauen Kalken aufgebaut ist, durch mikroskopische Untersuchungen triadische Gyroporellen (Gyroporella vesiculifera Gumb.) festgestellt hat.

### C. Intrakykladische sedimentäre Ablagerungen.

Sedimentäre Ablagerungen, der Lepsius'schen Kreideformation, begegnen wir auch im Inneren, bei dem attischen Metamorphikum, in Mesogia und Lauriongebiet, wo die unt. Kreidekalke stellenweise metasomatisch zu Rot- und Brauneisenerze umgewandelt sind. Im Gebiet des NO-SW streichenden laurischen Sattels kommen auch die Kalke der Lepsius'schen Lykabetosstufe vor, die aber hier einen abweichenden petrographischen Charakter zeigen. Abgesehen davon, sind nach Trikkalinos (135, S. 4) in diesen Kalken keine Versteinerungen festgestellt worden. Es muß dahingestellt bleiben, ob es sich in diesem Fall um ob. Kreideschichten handelt, oder um solche, die viel älter sind.

Diese nicht metamorphen Ablagerungen sind noch auf der Insel Makronisos und nach Philippson (100, S. 44) auf der südwestseite der Livadibucht der Insel Kea anzutreffen. Die letzte Lokalität besteht aus grauen eisen- und manganhaltigen Kalken, die sich mit den Kalken der Lepsius'schen unt. Kreide Stufe parallelisieren lassen.

Im Gegensatz zu diesen fossilereen Ablagerungen, sind von Trikkalinos (135, S. 4) in der Mitte der Kykladenmasse, auf Paros, bei dem Dorfe von Naussa, grauweiße Rudistenführende ob. Kreidekalke festgestellt worden.

### D. Paläozoische und mesozoische epirogene und orogene Bewegungen im Kykladenmassiv und seinem Randgebiet.

Nach obiger Behandlung des stratigraphischen und tektonischen Baus der kristallinen Kernmasse der Kykladen und der vortertiären sedimentären perikykladischen Ablagerungen, wollen wir weiter versuchen, ein Bild der epirogenen und orogenen Bewegungen, die während des Paläozoikums und Mesozoikums hier eingewirkt haben, zu geben. Es bleibt zu untersuchen, ob das Kykladenfestland während des ganzen Paläozoikums als Abtragungsgebiet gedient hat, oder ob dieses Gebiet, infolge abwärts epirogenen Bewegungen, im Ganzen oder zum Teil, durch das Meer jener Perioden überflutet war.

Übersichtlichkeitshalber behandeln wir im folgenden die tektonischen Ereignisse jeder einzelnen Periode für sich getrennt. Aus den Arbeiten von Renz, Deprat und Ktenas u. a. ergibt sich, daß die Teilstücke des kristallinen Grundgebirges dieses Gebiets während des Paläozoikums als Festland existierten und vom Meer nicht überflutet waren. Diese Ansicht stützt sich einerseits auf der Tatsache, daß im Inneren des Kykladenmetamorphikums nirgendwo paläozoische Ablagerungen festgestellt worden sind und andererseits auf dem Verlauf der paläozoischen Faltung-

gen, welche dieses Massiv umschlingen. Man braucht jedoch nicht viel darüber zu sagen um zu zeigen, daß an der Grenze, wo sich das Labile und Sinkende von dem Stabilen trennt, lokale Strandverschiebungen des Meeres nicht ausgeschlossen waren.

Dagegen sind während des Mesozoikums die paläogeographischen Umriße des Kykladenmassivs, infolge abwärtsepirogenen Bewegungen, gewissen Veränderungen unterworfen. Haug (42, S. 1676) erwähnt, daß das Aegäische Gebiet, zu welchem auch die Kykladenmasse gehört, während des Mesozoikums und Tertiärs als Festland geblieben ist. Nach Cayeux (20, S. 293) soll auf Grund der von ihm auf der Insel Mykonos gemachten Feststellung von Triasschichten, die Kykladenmasse, was die Triasperiode anbetrifft, während jener Zeit ihren festländischen Charakter eingebüßt haben und vom Meer überflutet worden sein. Zu Bekräftigung seiner Ansicht sah sich Cayeux gezwungen, eine Hypothese aufzustellen. So sind nach ihm die mesozoischen Triasschichten von den anderen Stellen des Kykladenfestlandes durch die exogenen Kräfte und durch die marine Erosion entfernt. Selbstverständlich könnten die exogenen Kräfte während der langen geologischen Perioden, eine grosse Erosion und Abtragung aller Schichten, wenn diese Ablagerungen vorhanden wären, hervorrufen. Immerhin aber hätte man in diesem Fall an gewissen Stellen noch kleine Reste von diesen Schichten finden können. Weiter sehen wir aus der geographischen Lage von Mykonos, daß diese Insel am Oststrandgebiet des Kykladenmetamorphikums liegt. Danach ist es leicht erklärlich, daß die Kykladenmasse umpülende Triasmeer hier, wie auch an anderen Randstellen, wie z. B. in Attika und Hydra, Schichten triadischen Alters abgelagert hat, ohne daß das Vorkommen von Triasablagerungen an diesen Stellen eine Überflutung der Kykladenmasse durch die Triasgewässer bedeutet.

Eine während des Mesozoikums abwärtsepirogene Bewegung der Kykladenmasse und die Ablagerung von Triasschichten auf dieser wird indirekterweise von allen Forschern, welche diese kristallinen Gesteine als dynamo- oder kontaktmetamorphungewandelte Triasablagerungen betrachten, angenommen.

Es ist oben erwähnt, daß die paläogeographischen Umriße des Kykladenfestlandes, infolge abwärts- und aufwärtswirkenden epirogenen-isostatischen Bewegungen durch die langen Perioden hindurch, gewisse Abänderungen erfahren haben. An dieser Stelle will ich gewisse Fälle erwähnen, aus welchen hervorgeht, dass einige Westrandgebiete der Kykladenmasse abwärts epirogenetisch bewegt sind und dadurch das Eindringen des Meeres und die Ablagerung von nicht metamorphen Schichten auf die kristallinen Gesteine möglich gemacht haben. Wir begegnen die Lepsiuskreideformation nicht nur am Westrandgebiet des attischen Metamorphikums, sondern auch im Inneren Attikas und auf den Inseln von Makronisos und Kea.

Die Ablagerung von sedimentären Schichten im Inneren der Kykladen ist

auf abwärtsepirogene Bewegungen zurückzuführen, die infolge einer lokalen weitgehenden Erniedrigung des Kykladenfestlandes hervorgerufen sind. Aus der Untersuchung der Schichtenfolge der Lepsius'schen Kreideformation, die im Inneren Attikas anzutreffen ist, stellen wir fest, daß die Unt. Kreidestufe—die aus grauen Kalksteinen, welche stellenweise zum Rot- und Brauneisenstein umgewandelt sind, zusammengesetzt ist—eine wechselnde Mächtigkeit aufweist und nicht überall zu finden ist. So fehlen diese Schichten zwischen Laurion, Legrana und Sunion, sowie zwischen Laurion und dem Hymettosgebirge. Wir begegnen aber dieselben Ablagerungen auf der Westumrandung des Hymettossattels wieder. Lepsius (58, S. 23) nimmt an, daß diese Schichten vor der Ablagerung der Athenerschiefer erodiert sind. Diese Schichtenlücke zeigt uns, nach Trikkalinos (135, S. 3), daß am Ende der Ablagerung der Unter. Kreidestufe aufwärtsepirogene Bewegungen an diesen Lokalitäten stattgefunden haben, welche eine Verlandung und dadurch die Einwirkung der exogenen Kräfte und die Abtragung dieser Schichten ermöglichen haben. Die später hier eingesetzten abwärtsepirogenen Bewegungen waren mit einer Transgression des Athener Schiefermeeres auf einen verschieden verebneten Untergrund verbunden.

Wie oft hier während des Paläozoikums und Mesozoikums strukturbildende Bewegungen eingewirkt haben, läßt sich gerade an diesen Randgebieten, wo sich das Stabile und Labile angrenzen, nicht überblicken. Gewiß ist an einigen Stellen, wie an der Westseite der Lydisch-Karischen Masse, auf der Insel Chios, auf Grund des Vorhandenseins einer Winkeldiskordanz zwischen Devon und Ob. Karbon, eine orogene Bewegung einwandfrei festzustellen. Diese Lokalität aber gehört weder zu dem kykladischen noch zu dem karisch-lydischen Massiv, sondern zu dem paläozoisch-mesozoischen Meeresarm, der durch beide Massive ging. Wenn man sich von diesen Randgebieten entfernt, ist es nicht möglich ein genaues orogenes Phasenbild des Paläozoikums und Mesozoikums des griechischen Gebiets zu geben, da die Literaturangaben nicht ausreichen um ein genaues Bild zu gewinnen.

Wir können aber trotzdem in einem einzigen Fall intensive intramesozoische orogene Bewegungen, welche sich nicht an den Randgebieten des Kykladenfestlands, sondern im Inneren dieses Massivs abgespielt haben, feststellen. Es ist nämlich, nach Trikkalinos (136), in der voroberkretazischen Zeiten, das Zentrum dieses Massivs durch paratektonische orogene Bewegungen betroffen, die, wie es leicht erklärlich ist, diesen hochkratonischen alten Kern nicht mehr falten, sondern in grossen Schollen zerbrechen konnten. Durch diese orogenen Kräfte ist der Paros-Naxossattel, entlang seiner Sattelachse in der NO-SW Richtung, zusammengebrochen und so ein grosses Bruchstück desselben unter dem Meeresspiegel gesunken. Danach ist hier, zwischen den beiden Sattelflügeln, welche heute die Inseln

Paros und Naxos bilden, ein tektonischer Graben entstanden, der die Transgression des oberkretazischen Meeres im Inneren des Kykladenfestlandes und die Ablagerung der rudistenführenden Kalke, die auf der Ostseite der Insel Paros, bei Naussa, festgestellt sind, hervorgerufen hat. Aus diesen Ausführungen sehen wir eindeutig, daß die Anfänge der ersten Zerstückelung der Kykladenfestlandes schon in der Voroberkreidezeit zu stellen sind.

Weiter sind von Renz die Lagerungsverhältnisse zwischen Perm und unt. Trias nicht eindeutig geklärt worden. Anfangs nahm Renz (109, S. 454) in Attika zwischen Paläozoikum und unt. Trias eine Diskordanz an. Bei seinen späteren Publikationen (118, S. 16) aber äusserte er sich zu dieser Frage zurückhaltend, da die Parnesgebirgsketten, wo die paläozoischen und mesozoischen Schichten in gut aufgeschlossenen Profilen zu verfolgen sind, derart durch tektonische jüngere Drücke und Bewegungen beansprucht worden sind, daß es, solange keine speziellen tektonischen Untersuchungen vorliegen, sehr riskant zu entscheiden wäre, ob der jungpaläozoische Sedimentationsprozeß in der Triaszeit ungestört weiter ging oder ob er durch eine Orogenese und Festlandwerden dieses Gebiets unterbrochen wurde.

Für das euboische Gebiet erwähnt Deprat (27, S. 58, Fig. 39), daß der Übergang von den paläozoischen zu den mesozoischen Schichten nicht kontinuierlich ist, sondern daß beide Schichtenkomplexe durch eine Diskordanz getrennt sind, die auf eine Orogenese zurückzuführen ist.

### E. Perikykladische tertiäre Ablagerungen.

Die ältesten Ablagerungen, welche wir am Rande der Kykladenmasse begegnen, sind die eozänen Schichten des Euboeagebiets, die von Deprat beschrieben worden und welche aus einer Wechsellagerung von quarzführenden Schiefnern, Sandsteinschichten und tonigen Schiefnern gebaut sind. Versteinerungen sind in diesen Ablagerungen nicht festgestellt worden. Für die oberen Partien dieses Schichtenkomplexes nimmt Deprat (27, S. 89) ein eozänes Alter an.

An anderen Stellen des perikykladischen Gebiets sind ähnliche Schichten nicht festgestellt worden. Die älteren miozänen Ablagerungen kommen, nach Deprat (27, S. 98), im Südeuboea vor und sind ausschliesslich aus lagunären Schichten des Aquitans gebaut, die diskordant auf dem stark gefalteten Flysch liegen. Gegen diese schon allgemein anerkannte Annahme spricht die Behauptung Frech's (34, S. 120), daß die von Deprat als Aquitan angenommenen Schichten von Kumi, auf Grund des Python (Heteropython) euboicus von F. Roemer (119) viel jünger, und zwar Sarmat sind. Die Ansicht Frech's hat aber keine Anhänger gefunden, da das Alter der Kumischichten auf eine breite paläontologische Grundlage basiert ist.

Die jüngeren neogenen Schichten dagegen zeigen eine viel grössere Ver-

breitung und sind an vielen Stellen des Randgebiets festzustellen. Wir treffen im Euboea die Sarmat-Süßwasserschichten konkordant auf den oligozänen abgelagert. Das Pont ist hier auch vertreten und besteht aus festländischen Hipparionführenden Schichten, welche diskordant auf dem Sarmat abgelagert sind. Weiter sind nach Deprat (27, S. 115) die pliozänen (Piazentin-Asti) Konglomeratablagerungen, die auf der Ostseite der Insel anzutreffen sind, zu erwähnen.

Im Randgebiet des attischen Metamorphikums fehlen die eozänen und oligozänen Schichten. Hier kommen nach Lepsius und Gaudry (37, S. 426) die brackischen Ablagerungen des Miozäns vor, die in Attika sehr verbreitet sind. Diese Schichten aber gehören, nach den vor kurzem veröffentlichten Untersuchungen von Papp (93, S. 2), nicht mehr zum Sarmat sondern zum Pliozän (Astistufe) an. Nach den Untersuchungen von Mitzopoulos (68, S. 301) ist das marine Pliozän (Asti Stufe) auch auf der Ostseite der attischen Halbinsel, bei Raphina, festgestellt worden.

Durch die letzten Untersuchungen von Papp im Alt-Phaleron und von Mitzopoulos auf der Ostseite der attischen Halbinsel bei Raphina ist nachgewiesen, daß hier im Jungtertiär das Astimeer flutete. Danach könnte man annehmen, daß die Fuchs attische Bucht nicht existiert hat und so beide Meere in Verbindung standen und infolgedessen alle Schichten der attischen Niederungen, die von Lepsius als Sarmat angenommen waren, zu der Astistufe gehören.

Gegen diese Annahme spricht die Tatsache, daß im Pikermi Gebiet, nach den Ausgrabungen von Abel (1, S. 82), die Hipparionführenden Schichten diskordant auf den sarmatischen, die nach Gillet (40) pontischen und den nach Papp's genauen Untersuchungen Asti-Schichten liegen. Aus diesen Gründen muß angenommen werden, daß die von Papp im Paläon Phaleron und von Mitzopoulos im Raphinagebiet festgestellten marinen Astischichten eine beschränkte Ausdehnung haben müssen, und daß in den attischen Niederungen die lokalauf tretenden säugertierführenden Pontschichten auf älteren sarmatischen Schichten der brackisch-süßwaßer Phase, liegen. Diese Ansicht findet auch in Papp's (94, S. 268 ff) Angaben, daß nämlich in Attika auch miozäne Schichten vorhanden sein können, eine gewichtige Stütze.

Auf der Insel Milos kommen, nach Sonder (128, S. 188 ff), südlich von Chalakas, ob. Kreide bis eozäne Schichten und oberpliozäne vulkanische Dacit- und Andesitgesteine vor.

Weiter sind von Reck (104, S. 4-5) auf die Südostrandseite der kristallinen Masse, auf der Nord-Therasia der Inselgruppe von Thira (Santorin), brackische Ablagerungen der Sarmats und marines Pliozän in Kalkbrocken festgestellt worden. Die Art und Weise dieses Vorkommens zeigt, daß diese fossilführenden Kalkbrocken sich auf sekundäre Lage befinden und hier Ortsfremd sind. Danach handelt es

sich, im diesem Fall, um tertiäre Schichten, die nicht auf der Insel von Therasia primär abgelagert sind, sondern von nah oder weit hierher transportiert sind.

Als letztes ist das Tertiärvorkommen der zu Amorgos gehörenden kleinen Inseln, Kuponissia, die in der Hauptsache aus neogenen Schollen gebaut sind, zu erwähnen.

Das genaue Alter dieser Schichten kann nach Renz (112, S. 366) nur nach Abschluß seiner Untersuchung auf der Insel Amorgos bestimmt werden.

#### F. Intrakykladische tertiäre Ablagerungen.

Im Inneren des Kykladenmetamorphikums kommen, auf der Ost- und Westseite der Insel Naxos, tertiäre nicht metamorphe Schichten vor, die diskordant auf das kristalline Grundgebirge und die eruptiven Gesteine abgelagert sind. Dieses Vorkommen von sedimentären Schichten zwischen kristallinen Gesteinen ist schon von Philippson (100, S. 73) erwähnt und von Papavasiliou näher beschrieben worden.

Papavasiliou (91, S. 138) unterscheidet zwei Schichtenstufen, eine ältere, welche aus flyschartigen Sandsteinen und Konglomeraten zusammengesetzt und die diskordant auf die gefalteten und steil stehenden älteren sedimentären Schichten abgelagert ist. Das Alter dieser Schichten konnte man damals aus Mangel an Versteinerungen nicht angeben. Spätere Untersuchungen, die von Negris (80, S. 1034) bei Melanes ausgeführt sind, zeigten, daß bei Mitria und Hagios Thalaläos in den älteren Schichten nummulitenführende Kalke und Kalksteingerölle, die Rudistenbruchstücke enthalten, eingelagert sind.

Nachdem Boussac (82, S. 92) die von Papavasiliou - Negris gesammelten Versteinerungen paläontologisch bearbeitet und die Nummulites millecaput Boubée bestimmt hat, ist das Alter dieser transgredierenden Schichten als ob. Lutetien festgestellt worden. Weiter sind, von Negris-Boussac (83, S. 143), bei derselben Lokalität Kalke gefunden, die Turitella bicarinata Eichwald und Cerithium bidentatum Grateloup enthalten. Auf Grund dieser Versteinerungen stellte Boussac auch Helvetschichten fest.

Die Untersuchungen, die von Renz (112, S. 366) später hier ausgeführt worden sind, zeigten, daß auch Oligozän vertreten ist. Über die sedimentären Schichten von Naxos lässt sich nunmehr zusammenfassend folgendes sagen. Abgesehen von den eozänen Schichten, die einwandfrei hier primär abgelagert sind, müssen wir für die übrigen Schichten auf andere Arbeiten warten, die ihre primäre oder sekundäre Lagerung feststellen werden.

Sedimentäre Ablagerungen begegnen wir, nach Cayeux (19, S. 28), auch auf der Inselgruppe von Delos. Auf der Insel Delos sind an vier verschiedenen Stellen

limnische und marine Erosionsreste von sedimentären Schichten anzutreffen. Die limnischen Schichten kommen bei Phourni vor und bilden die Porosablagerungen, die einen travertinartigen Charakter haben. In den Porosschichten der Insel von Rheneia sind Helix terrestre festgestellt. Der marine Poros, der bei Agora vorkommt, besteht aus einem grobkörnigen Kalkstein, der Bruchstücke von Lithothamnien, Foraminiferen und Echinodermen enthält.

Diese Schichten, die nach Cayeux (19, S. 30 u. 32) älter als Alluvium sind, sind von ihm mit ähnlichen tertiären Bildungen parallelisiert, die nach Philippon vorkommen und ein pliozänes Alter haben.

Die zitierten Literaturangaben zeigen, daß das Alter der Porosschichten von Delos heute nicht nur auf Grund einer petrographischen Parallelisierung mit den Philippon's (94, S. 408) Porosablagerungen von Peloponnes einwandfrei festgestellt werden kann, besonders nachdem durch die Arbeiten von Mitzopoulos (66, S. 286 u. 67, S. 430) im Perachora und Peloponnes-Gebiet nachgewiesen worden ist, daß die Porosschichten von Peloponnes ebensogut Pliozän und Quartär sein können.

Danach betrachten wir vielmehr die Porosschichten der Inselgruppe von Delos als diluviale marine Ablagerungen. Derartige diluviale Porosablagerungen, abgesehen der von Delos, Milos und Mykonos, kommen noch an anderen Stellen, wie z. B. entlang der Ostküste des laurischen Berglandes im Südattika vor.

### G. Tertiäre epirogene und orogene Bewegungen im Gebiet der Kykladenmasse und ihrer Randgebieten.

Die Behandlung der peri- und intrakykladischen tertiären Ablagerungen gestattet uns nun die Feststellung der tektonischen Bewegungen, die zu einem weiteren Zuwachs dieses schon während des Paläozoikums und Mesozoikums existierenden Festlandes beigetragen haben.

#### a) *Epirogene Bewegungen.*

Negris (80, S. 1035) nimmt auf Grund des Vorkommens von lutetischen Schichten im Melanes Gebiet an, daß nach der eozänen Transgression eine Verlandung dieses während des Mesozoikums vom Meere überfluteten Kykladenfestland stattgefunden hat.

Es ist schon oben m. A. n. genügend bewiesen, daß die Kykladenmasse während des Mesozoikums als Festland existiert hat. Das lokale Vorkommen im Graben des Melanes Gebiets von eozänen Flyschschichten und rudistenführenden Geröllen kann nicht als Beweis erbracht werden um zu zeigen, daß die Kykladenmasse durch das Ob. Kreide-Eozänmeer überflutet war.

Um diese Frage einwandfrei zu klären ist es erforderlich die tektonischen Verhältnisse des Melanes Gebiets näher zu untersuchen. Wir wissen schon, daß im Bereiche des Paros-Naxos-Sattels, in der voroberkretazischen Zeit, infolge von orogenen Bewegungen hier in der Mitte der Kykladenmasse ein tektonischer Graben entstanden ist, der dem Kykladenfestland umspüllende ob. Kreide-Eozänmeer die lokale Transgression ermöglicht hat.

In diesem labilen Raum sind die rudistenführenden Schichten diskordant auf das krystalline abgelagert. Zwischen den Kreideschichten und den folgenden jüngeren ob. lutetischen Ablagerungen liegt ein Chiatus vor, der auf eine Sedimentationsunterbrechung hindeutet, die auf eine Verlandung dieses Gebiets zurückzuführen ist. Die von Negris erwähnten Gerölle, die an der Basis der eozänen Schichten liegen, zeigen, daß dasselbe Gebiet nach der Ablagerung der ob. Kreide und vor dem ob. Lutetian im ganzen oder zum Teil verlandet war. Alle diese ab- und aufwärts epirogenen Bewegungen, die an dem Paros-Naxos tektonischen Graben gebunden sind, sind auf die leicht erklärliche grosse Mobilität dieses Sedimentationsraumes zurückzuführen.

Auf Grund dieser Ausführungen liegt kein Grund mehr vor, um das Eindringen des ob. lutetischen Meeres im Paros-Naxos Graben als Folge einer, nach Negris-Boussac (82, S. 92) zu weitgehenden Überflutung des Kykladenfestlandes durch die ob. lutetischen Meeresgewässer anzunehmen. Weiter behaupten Negris-Boussac (83, S. 144), nachdem sie in diesem Graben Helvetversteinerungen gefunden haben, daß die Kykladenmasse auch während des Miozäns vom Meere bedeckt war. In demselben Graben aber sind von Renz (112, S. 366) auch oligozäne Versteinerungen festgestellt. Nach diesem Befund bin ich vielmehr berechtigt anzunehmen, daß sich dieses Material hier auf sekundärer Lagerstätte befindet. Infolgedessen schliesse ich während des Oligozäns und Miozäns eine Meeresbedeckung des Kykladenfestlandes aus, die, wenn sie tatsächlich existieren würde, nur im Bereich dieses Grabens verbreitet sein könnte.

Auch das nach Cayeux (22, S. 1797) pliozäne Porosvorkommen von Delos, nachdem es nunmehr als diluvial angenommen ist, schliesst ebenfalls die von Cayeux-Negris behauptete pliozäne Überflutung der Kykladenmasse aus.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß in den Randgebieten des Kykladenfestlandes epirogene isostatische Bewegungen stattgefunden haben, die ein lokales Vordringen und Zurückweichen des Meeres hervorgerufen haben. Diese Bewegungen aber können heute, solange nicht alle Randgebiete dieses Festlandes genau untersucht sind, nicht fixiert werden. Es gibt aber einige Stellen, bei welchen die vorhandenen geologischen Arbeiten als ausreichend betrachtet werden können, um derartige intratertiäre epirogene Bewegungen festzustellen. So sehen wir, nach Lepsius

(58, S. 27), am Westrand der Kykladenmasse, bei Attika, daß dieses Areal, während des ganzen Paläogens, als Abtragungsgebiet gedient hat und erst im Neogen die Niederungen des attischen Gebiets durch abwärts epirogene Bewegungen getroffen sind, die hier das Eindringen des Meeres ermöglicht haben.

So sehen wir, daß hier die Astischichten sehr verbreitet sind, und daß dieselben auf ältere Ablagerungen transgrediert haben.

#### b) *Intratertiäre orogene Bewegungen.*

Bevor ich die Behandlung der intratertiären orogenen Bewegungen beginne, möchte ich die Tiefmorphologie dieses mesozoisch - tertiären Sedimentationsraumes kurz schildern. Während wir in Westgriechenland einen durch das ganze Mesozoikum existierenden Sedimentationsraum hatten, der frei von magmatischen Eruptionen war und bei dem, nach Renz, nur Untergrundsveränderungen stattfanden, begegnen wir in Ostgriechenland mehrere grössere Bruchschollen von kristallinen Gesteinen, die durch enge Meeresskanäle umschlossen waren. Hier hat keine durchgehende mesozoisch - tertiäre Sedimentation stattgefunden, sondern ist dieselbe durch orogene Bewegungen unterbrochen, die von starken Eruptionen begleitet waren. In diesen kanalartigen Parageosynklinalen, die zwischen stehengebliebenen kristallinen Bruchschollen liegen, herrschte eine grosse Mobilität, die das für orogene Bewegungen frühzeitige Reifwerden dieses Gebiets sehr begünstigt hat. Die älteren hauptorogenen Bewegungen haben alpinotype tektonische Strukturen gebildet, die zwischen den alten Massen verliefen und die hier vor der Ablagerung des Oligozäns einwirkten. So haben die perikykladischen jüngeren Gebirge girdandenartig die Kykladenmasse umschlossen. Diese Orogenesen kann man heute nicht überall nachweisen, da grosse Teile dieser Gebirgsgürtel schon durch jüngere struktogene Bewegungen unter dem Meeresniveau gebracht sind. Es gibt aber im perikykladischen Gebiet Stellen, wo wir die Zeit der Einwirkung von tertiären Orogenesen genau fixieren können. So erwähnt Deprat (27, S. 162), daß auf der Insel Euboea das Oligozän diskordant auf stark gefaltetes ob. Eozän abgelagert ist.

Auf den durch die pyrenäische Orogenese erfolgten weiteren Zuwachs und die Versteifung der Randgebieten der Kykladenmasse wirkten jüngere struktogene Bewegungen, die germanotype Gebirgsformen hervorgerufen haben. Diese Bewegungen lassen sich an mehreren stehengebliebenen Bruchschollen des Kykladenfestlandes nachweisen. Auf der Insel Euboea haben, nach Deprat, nach der Ablagerung des Sarmats auf die Aquitanschichten und das kristalline Grundgebirge orogene Bewegungen eingewirkt, die eine Zerstörung des tektonischen Gefüges dieser Schichten hervorgerufen haben.

Infolgedessen hat, im Euboeagebiet, eine diskordante Ablagerung der jünge-

ren Pontschichten auf die tektonisch beanspruchten älteren Sarmatablagerungen stattgefunden. Das Vorkommen von fossilführenden marinen pliozänen Ablagerungen (Piacentin-Asti-Stufe) auf der Insel Euboea zeigt, daß in diesem Gebiet gleich vor der Piacentin-Zeit, intensive tektonische Bewegungen eingewirkt haben, die das Eindringen des pliozänen Meeres und die Entstehung der Südostseite der Insel Euboea hervorgerufen haben. Die gestörte Lage der pliozänen Schichten Euboeas zeigt, daß hier weiter nachpliozäne struktogene Bewegungen der wallachischen Phase eingewirkt haben.

In Attika haben, nach der Ablagerung des Sarmats, intensive orogene Bewegungen der attischen Phase eingewirkt, die germanotype tektonische Gebilde hervorgerufen und die sarmatischen Schichten in Schollen zerlegt haben. Die durch diese Bewegungen gestörten und vor dem Pont abgetragenen Sarmatschichten sind in Attika, bei Pikermi, durch pontische Säugetierschichten, diskordant überlagert.

Die letzten Asti-Ablagerungen sind, nach Trikkalinos (134, S. 441), wiederum durch jüngere orogene Bewegungen gestört worden, und zwar schwächer im inneren Attikas, wegen der höheren Konsolidation des Untergrundes, und intensiver im Küstengebiet, infolge der grösseren Labilität des Untergrundes.

Im Naxosgebiet kann man die Verfaltung der im tektonischen Graben von Paros-Naxos und im Stylidavorsprung vorkommenden fossilführenden ob. lutetischen Schichten auf orogene Bewegungen der pyrenäischen Phase zurückführen.

### Diluviale Ablagerungen.

#### a) *Aussenkykladische diluviale Ablagerungen.*

Aussenkykladische diluviale Schichten, die eine ziemlich grosse Verbreitung haben, begegnen wir an vielen Stellen des Aussenrandes des Kykladenfestlandes. Die stratigraphische Untersuchung dieser Schichten und die Feststellung, ob es sich in diesem Falle um festländische oder marine Ablagerungen handelt, sowie die Untersuchung ihres tektonischen Baus, ist für die paläogeographische Geschichte des Kykladenfestlandes in den nachtertiären Zeiten von besonderer Bedeutung. Obwohl eine durchgehende Ausarbeitung des Quartärs dieser Gebiete noch fehlt, können wir jedoch, auf Grund der Untersuchungen einiger Gebiete, die von Lepsius, Renz, Deprat und Trikkalinos ausgeführt sind, die paläogeographische Entwicklung des Kykladenfestlandes in den nachtertiären Zeiten verfolgen. Auf der Insel Euboea, bei Gides und zwischen Chalkis und Politika, treffen wir, nach Deprat (27, S. 112), quartäre Ablagerungen, die aus roten Tonen und Konglomeraten bestehen und Helix, Zonites und Cyclostomae enthalten. Weiter, an den Westküsten derselben Insel, entlang des Kanals von Euripus, bei Nea Eretria, kommen mä-

chtige Konglomeratablagerungen vor, die aus Kalk- und Serpenteröllen bestehen und die heute einige Meter hoch über dem Meeresspiegel ragen. In Attika sind die quartären Schichten, die am Westrande und im Inneren anzutreffen sind, sehr verbreitet. Es sind die Schichten, aus denen nach Russeger (120, Bd. IV. S. 47) und Neumayr (85, S. 272) die Niederungen von Athen und Mesogaea erfüllt sind.

Diese Schichten sind aus roten Lehmen, Konglomeraten und aus mergeligen fein- und grobkörnigen Sanden zusammengesetzt. Die geologische Karte Attikas von Gaudry (37) zeigt eine verhältnismäßig kleine Ausbreitung dieser Ablagerungen, da Gaudry den säugetierführenden Schichten von Pikermi eine viel grössere Verbreitung gab. Nach ihm bestehen die Nordecke der Ebene von Mesogaea, die Ebene von Marathon und die Gebiete, die um Pentelikon herum liegen, aus pontischen Schichten. Die geologische Karte von Lepsius dagegen gibt fast alle quartären Schichten Attikas als pontische an. Erst nach vielen Jahren ist von Philipsson (103, S. 49) die Vermutung ausgesprochen, daß die Lepsius'sche Pikermi-Stufe, die pontische Schichten enthält, vielmehr aus quartären Ablagerungen zusammengesetzt ist. Die von Trikkalinos (132, S. 448) in diesem Gebiet ausgeführten Untersuchungen haben die Philipsson's Vermutung bestätigt.

Im attischen Gebiet sind, entlang der laurischen Küsten, noch andere quartäre Schichten anzutreffen. Diese Ablagerungen liegen einige Meter über dem Meeresspiegel und sind aus graugelblichen Porossandsteinen, die Muschelbruchstücke enthalten, zusammengesetzt.

Ferner kommen nach Sonder (128, S. 193) auf der Südwestseite der Insel Milos Schotterterrassen vor. Diese Schichten erreichen bei Kuradi eine Mächtigkeit von 50 m. und liegen 110-120 m. über dem Meeresspiegel. Auf der Insel Kimolos begegnen wir nach Sonder (128, S. 194) rezente marine Strandterrassen, die 20-30 m. mächtig sind und 60 m. hoch liegen.

Wir begegnen ebenfalls, nach Renz (114, S. 142), auf der Inselgruppe von Amorgos, bei dem Isthmus von H. Nikolaos und Pesuliabucht der Insel Kato-Kupho, Konglomerate, die aus abgerollten kristallinen Bruchstücken, Eruptivgeröllen und Geröllen von nicht metamorph umgewandelten permischen und alttertiären Kalken, die Foraminiferen enthalten, zusammengesetzt sind. Diese Schichten sind nach Renz quartäre fluviatile Ablagerungen.

#### b) *Intrakykladische diluviale Schichten.*

Im Inneren der Kykladenmasse begegnen wir, auf der Insel Naxos, ausgedehnte diluviale Ablagerungen, die die Ost- und Westküsten dieser Insel umsäumen. An der Ostseite bilden die diluvialen Schichten, die aus kristallinem Grundgebirgsmaterial und Smiergel-Bruchstücken zusammengesetzt sind, den Moutsouna Vorsprung und

zeigen entlang des Küstenbereiches grosse Verbreitung. Auf der Westseite der Insel ist der Hügel, auf dem die Stadt Naxos gebaut ist, und die in der Nähe liegende Insel Palatia, sowie das Aplomatagebiet, aus diluvialen Konglomeraten gebildet. Auf dieser Seite treffen wir die diluvialen Schichten auch im Inneren der Insel, bei Melanes und Mitria. Diese Schichten bestehen aus Geröllen von kristallinen Gesteinen, Flysch, Rudisten und anderen tertiären versteinерungsführenden Kalksteinen und sind 50-60 m. mächtig. Ähnliche Schichten sind, nach Philippson, auch auf der Ostküste der Insel Paros anzutreffen.

Ferner enthält die Inselgruppe von Delos marine und festländische diluviale Ablagerungen, die die Reste von *Elephas antiquus* herbergen.

Zum Schluß ist noch zu erwähnen, daß, wie Philippson (100, S. 31 u. 84) angibt, ebenfalls auf den Inseln Mykonos, Pholegandros und Ios diluviale Schichten, die noch nicht näher untersucht sind, vorkommen. Diluviale Ablagerungen auf der Insel Ios sind auch von Marinós (62, S. 10) bestätigt.

### Vordiluviale orogene Bewegungen im Gebiet des Kykladenfestlandes.

Ein Blick auf die geographische Karte des griechischen Archipels zeigt uns, daß zwischen der Ostumrandung der griechischen Halbinsel und den Küsten Westkleinasiens ein Inselschwarm liegt, der als Kykladen- und Dodekanesinseln bekannt ist. Dem durch die Kykladeninseln Fahrenden fällt gleich auf, daß diese Inseln durch steile Küsten abgegrenzt und als mehrere über dem Meeresspiegel emporragende Bruchschollen eines noch in den allerjüngsten geologischen Zeiten zusammenhängenden Festlandes zu betrachten sind. Die Zeit und die Art der Entstehung der Kykladeninseln ist in der Literatur vielfach behandelt und es sind über die Zeit der Einwirkung dieser tiefgreifenden orogenen Bewegungen verschiedene Ansichten ausgesprochen. Nach Philippson (100, S. 74), der diese Inseln behandelt hat, stellt die Zerstückelung des Kykladenfestlandes ein kontinuierliches Phänomen dar, welches im Miozän begonnen und noch bis zum Quartär andauert hat. Speziell erwähnt Philippson (100, S. 151), daß im Oberpliozän und im älteren Quartär das Kykladenfestland stark erodiert ist und so die verschieden gerichteten Täler entstanden sind. Erst in der Quartärzeit ist, infolge von abwärtsgerichteten Bewegungen, die das ganze Festland betroffen haben, das Meer eingedrungen und die krystalline Masse in ungleich grossen Inseln abgesondert. Durch diese Ingression sind mehrere Buchten, die als untergetauchte Talmündungen zu betrachten sind, gebildet. Diese Philippson'sche Ansicht hat sich Cayeux (22, S. 1798) zu eigen gemacht, er äußert nur, das diese epirogenen Bewegungen erst nach Ablagerung des *Elephas antiquus* begonnen haben.

Nach Renz (118, S. 17) hat die jungtertiäre — quartäre Bruch- und Horstbildung nach der miozänen Hauptfaltung stattgefunden. Cayeux (22, S. 1797 u. 19, S. 132) nimmt ferner an, daß die Aegäische Masse schon im Pliozän zerstückelt war. Infolge dieser orogenen Bewegungen ist, nach Cayeux, das Eindringen des pliozänen Meeres und die Ablagerung der Porossschichten bei Delos möglich gewesen. Diese Bewegungen sind im Pliozän beendet. Weiter erwähnt Cayeux, daß das Vorkommen des *Elephas antiquus* auf der Insel Delos auf die Wiederherstellung der Kykladenmasse als Festland während des Quartärs hinweist.

Die letzte Zerstückelung dieses so von neuem gebildeten Festlandes führt er auf abwärtsepirogene Bewegungen zurück. Nach Seidlitz (122, S. 23) hat die Zerstückelung und die Einsenkung des aegäischen Festlandes in der nachpliozänen Zeit begonnen. Über die Zerstückelung der aegäischen Masse sind weiter die Angaben von Maull und Abel zu erwähnen. Nach Abel (1, S. 144) hat die Entstehung der aegäischen Inseln in der Eiszeit, während nach Maull (63, S. 120) in der spät- oder postglazialen Zeit stattgefunden.

Aus diesem kurzen Literaturüberblick läßt sich die Zeit der Entstehung der Kykladeninseln nicht genau feststellen. Es sind sogar zwei entgegengesetzte Ansichten vertreten worden. So behauptet die eine Ansicht, daß diese Inseln durch orogene Bewegungen, die in der vorpliozänen Zeit eingewirkt haben, entstanden sind. Die Anhänger dieser Auffassung können sich vielleicht auf die tiefgreifenden tektonischen Ereignisse, die in der vorpliozänen Zeit in den Nachbargebieten abgepielt haben, stützen. Nach den letzten eingehenden Untersuchungen von Mitzopoulos (67) über das Alter der tertiären Schichten von Elis im Südwestpeloponnes ergibt sich, daß die tertiären Schichten dieses Gebiets in der unt. pliozänen Zeit abgelagert sind. Diese Schichten, die sekundär in Bruchschollen von wechselnden Dimensionen zerlegt sind, haben grosse Gebiete von Nord- und Südwestpeloponnes transgrediert, die durch die vorpliozänen orogenen Bewegungen getroffen sind. Auch der tektonische Graben des Kanals von Korinth, der Peloponnes von Sterea Hellas trennt, ist in der vorpliozänen Zeit entstanden. In diesem Falle, wenn das Kykladenfestland in derselben Zeit zerstückelt wäre, müssten auch hier, im Inneren dieses Massivs, die marinen unterpliozänen Schichten abgelagert sein, wie es im Nord- und Südwestpeloponnes geschah. Abgesehen aber von den Delos Porossschichten Cayeux's, sind nirgendwo im Kykladengebiet derartige Ablagerungen um diese Inseln festgestellt.

Um das Vorkommen der pliozänen Porossschichten auf der Insel Delos paläogeographisch zu begründen, sah sich Cayeux gezwungen, eine vorpliozäne Zerstückelung des Kykladenmassivs anzunehmen, die die Transgression des pliozänen Meeres in das Zentrum dieses kratonischen Gebiets ermöglicht hat. Nach dem-

selben Forscher ist die Kykladenmasse, nach Ablagerung der pliozänen Schichten, infolge aufwärtsepirogenen Bewegungen wieder zu einem zusammenhängenden Festland geeignet, das am Ende des Tertiärs durch abwärtswirkenden sekundären Bewegungen zum zweiten Male in Schollen abgesondert ist. Es fragt sich nun weiter, ob die Nordwest und Nordost rechtwinkligen Streichrichtungen der Störungen, die nach Sonder (129, S. 204 und 128, S. 226) aus der Reliefinterpretation festzustellen sind, schon vordiluvial sind. Seidlitz (124, S. 263) erwähnt, daß diese Störungen alttertiären Alters sind und erst nach der Faltung eingewirkt haben. Aus der Feststellung des Nordost-Südwest gerichteten tektonischen Grabens von Paros-Naxos sehen wir, daß schon in der Voroberkreidezeit die Kykladenmasse begonnen hat ihren Zusammenhang zu verlieren. Die später erfolgte alpine Orogenese hat durch ihren ungeheuer grossen Druck diese Masse von allen Seiten intensiv gepresst, bis endlich in der nachpliozänen intradiluvialen Zeit die posthumer vertikalen Kräfte der pasadenischen Phase das Kykladenfestland zerstückelt haben. Das Vorkommen von *Elephas antiquus* auf der Insel Delos bestätigt diese Auffassung und zeigt, daß im Frühdiluvium die Kykladenmasse noch als Ganzes existierte. Aus diesen Gründen nehme ich an, daß die Zerstückelung des Kykladenfestlandes als ganzes erst in der nachpliozänen Zeit, und zwar nach der Ablagerung des *Elephas antiquus*, durch orogene Bewegungen der pasadenischen Phase stattgefunden hat.

### **Intra- und nachdiluviale orogene Bewegungen der pasadenischen Phase.**

Die in Attika und um die schon gebildeten Kykladeninseln abgelagerten diluvialen Ablagerungen sind später durch orogene Kräfte der pasadenischen Phase betroffen und dadurch in kleineren Bruchschollen zerlegt worden. Die Untersuchungen von Trikkalinos (136, S. 27) auf der Insel Naxos zeigen, daß es sich nicht um Bewegungen kleinen Ausmasses handelt, sondern um solche, die die diluvialen Schichten des Melanesgebiets intensiv disloziert und in verschiedene Höhenlage gebracht haben.

Auch die von Sonder (128, S. 196) auf der Insel Milos durchgeführten Forschungen ergaben, daß die jüngeren postdiluvialen Störungen bedeutende Reliefveränderungen hervorgerufen haben. Auf diese Bewegungen ist die Entstehung des Paläochora-Grabens und des Hafens von Milos zurückzuführen. Abgesehen von diesen orogenen Bewegungen, die mit beträchtlichen Reliefveränderungen verbunden waren, gibt es noch eine andere Gruppe von Störungen, die nur kleine Schichtenverschiebungen hervorgerufen haben. Die von Trikkalinos (136, S. 35) auf der Ost- und Westseite der Insel Naxos ausgeführten kleintektonischen Messungen stellten fest, daß diese Störungen, wie NO-SW und NW-SO streichen, mit dem Streichen

der grossen Störungen, die die Zerstückelung des Kykladenfestlandes hervorgerufen haben, zusammenfallen. Danach sind diese Bewegungen der postpasadenischen Phase als posthume Bewegungen der grossangelegten diluvialen Störungen, die die Zerstückelung des Kykladenfestlandes hervorgerufen haben, aufzufassen.

### Nachdiluviale epirogene Bewegungen im Gebiet der Kykladeninseln.

Es war zu erwarten, daß die nachpliozäne Zerstückelung der kykladischen Masse, durch die die Kykladeninseln entstanden sind, den Prozess der allgemeinen Hebung dieses Raumes, der noch in den vordiluvialen Zeiten als Festland und Abtragungsgebiet existierte, sehr verwickelte. Die nachpliozäne Zerstückelung hat eine Reihe von sekundären epirogen-isostatischen Hebungen und Senkungen der verschiedenen Inselbruchschollen hervorgerufen, die ein kompliziertes Bewegungsbild lieferten.

Mit der Frage der sekularen Bewegungen der Nachtertiärzeit hat sich Negris, der ein wertvolles Beobachtungsmaterial zusammengestellt hat, beschäftigt. Leider aber war Negris nicht in der Lage diese Angaben richtig auszuwerten und so ist er auf fremdartige tektonische Konstruktionen gekommen, deren Erklärung eine vielfache Transgression und Regression des die Kykladenmasse umspülenden Meeres voraussetzten.

Bei der Behandlung dieser Frage gehe ich von der oben ausgeführten Annahme aus, daß die Kykladeninseln, die heute über das Meer emporragen, Bruchstücke eines noch in der Altdiluviumzeit existierenden Festlandes sind und will, gestützt auf Negris's Angaben, eine Reihe von isostatisch-epirogenen Bewegungen, die in diesem Gebiet in den nachdiluvialen Zeiten abgespielt haben, aufklären. Negris (73, S. 344) erwähnt viele historische Quellen, aus denen es sich zeigt, daß viele Küstengebiete Griechenlands heute unter dem Meeresspiegel liegen. So sind z. B. die Hafenanlagen der Insel Rheneia der Inselgruppe von Delos, die vor 2500 Jahren errichtet sind, heute in einer Tiefe von 0,80 bis 1,25 m. unter dem Meeresspiegel. Weiter sagt Cold (23), daß im griechischen Archipel viele Küstengebiete durch diluviale Hebungen und Senkungen getroffen sind. Besonders ist nach Negris (77, S. 422) die Insel Siphnos zu erwähnen, die, nach der Feststellung von Strandlinien mit Bohrmuscheln, in verschiedenen Höhenabständen in den diluvialen Zeiten diskontinuierlich bis zu einer Höhe von 690 m. keilartig hochgehoben ist. Zussammenfassend ist folgendes zu sagen, daß die Kykladeninseln in der nachquartären Zeiten durch Hebungen und Senkungen isostatisch-epirogener Natur getroffen sind.

Epirogene Bewegungen haben nach Philippson (103, S 53) auch im attischen

Gebiet eingewirkt. Auf Grund von Terrassen, die entlang der Küsten des laurischen Berglandes vorkommen, bestätigt es sich, daß in diesem Raum, in der Quartärzeit, diskontinuierliche Hebungen eingewirkt haben. Interessant ist die von Philippon (103, S. 54) und von Renieris (105, S. 26) gemachte Feststellung, daß die hier in der Tiefe der Täler auftretenden sandigen Porossschichten, die Bruchstücke von Meeresmuscheln enthalten, auf eine Ingression des Meeres zurückzuführen ist. Aus den erwähnten zeigt es sich, daß während sich das ganze laurische Gebiet sekulär hochhebe, entlang des Küstenraumes, infolge einer Weiterabsenkung der Laurion-Makronisi Mulde, entgegengerichtete Bewegungen stattfanden, die von einer Ingression des Meeres begleitet waren. Im Inneren der kristallinen Masse Attikas lassen sich die sekularen Hebungen auf Grund von Terrassen nachweisen. Die Pentelikongebirgsterrassen zeigen weiter, nach Renieris (105, S. 22), daß diese Gebirgsmasse in der Nachquartärzeit intensiv gehoben ist.

Es bleibt noch die Frage des von Kober behaupteten Deckenbaus Attikas und der Kykladenmasse offen, die ich im folgenden zu besprechen möchte. Wie schon erwähnt ist, haben wir, auf Grund der Arbeiten von Renz, Deprat, Lepsius und Ktenas, im Bereich der Kykladenmasse und ihrer Randgebiete zwei Schichtenkomplexe voneinander zu unterscheiden. Ein älterer, welcher aus metamorphen Gesteinen gebaut ist und der den Unterbau dieses Gebiets bildet, und ein jüngerer, der aus normalsedimentären Schichten zusammengesetzt ist und den oberen Bau darstellt, und der an seinen Randgebieten diskordant den Grundbau überdeckt. Die Angaben von Negris und Cayeux über das Alter der metamorphen Schichten des Kykladenmassivs sind von Kober benutzt worden. Kober unterschied auf Grund von tektonischen Untersuchungen, die er im attischen Gebiet im Jahre 1929 ausgeführt hat, eine untere attische Serie, die aus den metamorphen Gesteinen gebaut ist und die ein triadisches Alter haben soll, von einer oberen attischen Serie, die aus transgredierenden normalsedimentären Schichten zusammengesetzt ist. Nach seinen Untersuchungen nahm Kober (43, S. 308) einen vorgosauschen Deckenbau Attikas an und betrachtete die Übereinanderfolge der Schichten der unteren attischen Serie nicht als normale Ablagerungen, sondern als tektonische Schuppen, die im Hymettos und Pentelikongebirge festzustellen sind. So bildet, nach Kober, Attika mit den Kykladen, als ganzes betrachtet, ein in der Mitte der Dinariden liegendes, riesiges Fenster, wo alpine metamorphe Gesteine durch normalsedimentäre mesozoische Schichten ostalpinen Fazies von Nordost regional überschoben sind. Dieses attische Fenster, das einen Durchmesser von 200 km. hat, umfasste das ganze Kykladenmassiv und erstreckte sich von Amorgos bis Athen.

Zur dieser letzten Theorie hat auch Renz Stellung genommen. Renz (118, S. 121) findet die Behandlung dieses Problems als verfrüht, da das Alter der kristall-

inen Gesteine des Kykladenmassivs noch nicht einwandfrei festgestellt ist. Was ferner den grosstektonischen Bau des ägäischen Gebiets anbetrifft, so äussert Renz (118, S. 138) Bedenken, und dies, weil das attisch-kykladische Fenster eine Riesenausdehnung besitzt.

Zum Schluss erwähnt Leyden (59, S. 142), daß nach seinen Untersuchungen, das Auftreten des Vulkanismus in der Peripherie der krystallinen Kykladenmasse eine Verwurzelung dieser Masse in grossen Tiefen voraussetzt. Der kykladische Vulkanismus wäre schwerer verständlich, wenn das Kykladenmassiv ein penninisches Fenster im Faltenbau, d. h. eine verhältnismässig flache und im Untergrund nicht verwurzelte Schubmasse darstellen würde.

Mit dem Problem des Alters und des tektonischen Baus Attikas, dieses einen Teiles des Kykladenmetamorphikums, hat sich auch Trikkalinos (133) befasst. In einem Aufsatz, den er in der Stille's Festschrift veröffentlicht hat, ist das Alter und der tektonische Bau des Grundbaus, nämlich der nach Kober unterer attischen Serie, untersucht worden. Durch diese Untersuchungen hat er bewiesen, daß die bei Kaessariani Attikas vorkommenden Diploporenführenden Schichten überhaupt nichts mit den kristallinen Gesteinen zu tun haben, und daß sie hier Ortsfremd sind. Ebenso wenig ist der Unterbau hier geschuppt, sondern er besteht aus übereinanderliegenden Gesteinschichten. Dadurch ist der Kober's Deckentheorie des Grundbaues Attikas ihre wichtigste Grundlage beraubt.

Zusammenfassend ist folgendes zu sagen: Der Verlauf der jüngeren girlandenartigen perikykladischen Faltengebirge, die aus paläozoischen und mesozoischen Schichten gebaut sind, zeigt uns klar, daß der kristalline Grundbau des Kykladenmetamorphikums als Ganzes betrachtet während des Paläozoikums und Mesozoikums als Festland bestand. Diese Gebirge umgürtelten die kykladische Masse, die für die paläozoischen und alpinen Orogenesen als Rahmen gedient hat.

Die Hauptzerstückelung dieses Massivs und die Entstehung der kykladischen Inseln ist, wie aus den oben gesagten ohne weiteres ersichtlich ist, auf die Einwirkung der passadenischen Orogenese zurückzuführen.

#### Π Ε Ρ Ι Λ Η Ψ Ι Σ

Ὁ συγγραφεὺς ἐξετάζει ἐνταῦθα τὴν παλαιογεωγραφικὴν σημασίαν τῆς Κυκλαδικῆς μάξης εἰς τὴν τεκτονικὴν ἐξέλιξιν τῆς Ἀνατολικῆς Ἑλλάδος.

Εἰς τὸ πρῶτον μέρος τῆς ἀνωτέρω μελέτης, ἣτις στηρίζεται εἰς τὴν ὑπάρχουσαν γεωλογικὴν βιβλιογραφίαν καὶ τὰς ἰδίας τοῦ συγγραφέως ἐρεῦνας εἰς τὴν περιοχὴν τῶν Κυκλάδων νήσων, καθορίζεται ἡ περίμετρος, ἡ πετρογραφικὴ σύσταση, ἡ ἡλικία τῶν πετρωμάτων καὶ στρωμάτων καὶ ἡ τεκτονικὴ ὁδομὴ τῆς Κυκλαδικῆς Μάξης. Διὰ σειρᾶς

διαγραμμάτων δεικνύεται ἡ διεύθυνσις καὶ ἡ ἡλικία τῶν διαφόρων πτυχώσεων, καθὼς ἐπίσης ἡ συμβολὴ τῆς ὀρογενέσεως καὶ ἡφαιστειότητος εἰς τὴν μεταμόρφωσιν τῶν πετρωμάτων τῆς Κυκλαδικῆς Μάζης. Εἰς τὸ δεύτερον μέρος τῆς μελέτης ταύτης ἐξετάζονται αἱ περικυκλαδικαὶ καὶ ἐνδοκυκλαδικαὶ ἰζηματογενεῖς ἀποθέσεις καὶ αἱ διάφοροι ὀρογενετικά καὶ ἡπειρογενετικά κινήσεις, αἱ ὁποῖαι ἐπέδρασαν κατὰ διαφόρους περιόδους εἰς τὴν περιοχὴν τῆς Κυκλαδικῆς Μάζης.

Ἐπὶ τῇ βάσει τῶν ἀνωτέρω, εἰς ἀντίθεσιν δὲ πρὸς τὰς ἐν τῇ σχετικῇ γεωλογικῇ βιβλιογραφίᾳ ἀναφερομένας διαφόρους ἀντιθέτους ἀπόψεις, καταδεικνύεται διὰ τῆς παρουσίας μελέτης ὅτι ἡ Κυκλαδικὴ Μᾶζα, τῆς ὁποίας τμῆμα ἀποτελοῦν αἱ σημεριναὶ νῆσοι τοῦ Αἰγαίου πελάγους, παρέμεινε καθ' ὅλην τὴν διάρκειαν τοῦ Παλαιοζωϊκοῦ, Μεσοζωϊκοῦ καὶ Καινοζωϊκοῦ αἰῶνος ὡς ἐκτεταμένη χέρσος, πέραξ τῆς ὁποίας ἐκ τῆς τότε θαλάσσης ἀνῆλθον καὶ διετάχθησαν αἱ διάφοροι νεώτεροι περικυκλαδικαὶ ὀροσειραὶ.

Τέλος εἰς ὅτι ἀφορᾷ εἰς τὴν διάρρηξιν τῆς Κυκλαδικῆς Μάζης καὶ τὴν ἐκ ταύτης γένεσιν τῶν διαφόρων νήσων τοῦ Αἰγαίου πελάγους, πιστοποιεῖται καὶ διὰ τῆς ἀνωτέρω μελέτης ὅτι αὕτη εἶναι νεωτάτης γεωλογικῆς ἡλικίας, ἐπισυμβᾶσα κατὰ τὴν διάρκειαν τοῦ Διουβίου κατόπιν τῆς ἐπιδράσεως τῆς Πασαδενικῆς ὀρογενέσεως.

## LITERATURVEZEICHNIS

1. *Abel O.*, Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit. Jena 1922.
2. *Arabu N.*, Essai sur la structure de l'Egée. Compt. rend. somm. de la Société géologique de France, IV Série tom. XX 1920, p. 113 - 115. Paris 1920 - 1921.
3. *Arabu N.*, Les bassins tertiaires de l'Egée. Compt. rend. somm. de la Soc. géol. de France, IV Série, tom. XX 1920, p. 115 - 116. Paris 1920 - 1921.
4. *Bittner A.*, Der geologische Bau von Attica, Boeotien, Lokris und Parnassis. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissenschaften math. - naturwiss. Klasse, Bd. 40, S. 1 - 74, Wien 1880.
5. *Bittner A.*, *Neumayr M.* und *Teller Fr.*, Überblick über die geologischen Verhältnisse eines Theiles der ägäischen Küstenländer. Denkschriften der k. Akad. der Wissenschaften. Math. - naturwiss. Klasse, Bd. 40, S. 379 - 415, Wien 1880.
6. *Blumenthal M.*, Über den tektonischen Verband osthellenischer Gebirge. *Eclogae geol. Helvetiae*, Bd. 24, No 2. S. 347 - 372. Basel 1931.
7. *Blumenthal M.*, Zur Kenntnis des Querprofils des zentralen und nördlichen Peloponnes. *Neues Jahrb. für Min. Geol. und Paläontologie. Abt. B. Beil.* Bd. 70, S. 449 - 514. Stuttgart 1933.
8. *Boblaye P.* et de *Virlet Th.*, Expedition scientifique de Morée. Tom. II 2e partie. Géologie et Mineralogie. Paris 1833.
9. *Βορεάδης Γ.*, Ἡ γεωλογία τῆς Σαλαμῖνος Α. Ἡ ἀνάπτυξις τοῦ παλαιοκρητιδικοῦ. Πρακτικὰ Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν, Τόμ. 2, 1927, σελ. 337 - 342. Ἐν Ἀθήναις 1927.
10. *Βορεάδης Γ.*, Αἰγάλεω. Μεγάλη Ἑλλην. Ἐγκυκλοπαιδεία, Τόμ. Β', σελ. 443 - 444, Ἀθήναι 1927.
11. *Βορεάδης Γ.*, Ἡ γεωλογία τῆς Σαλαμῖνος. Β'. Ἡ ἀνάπτυξις τοῦ ἀνθρακολιθικοῦ. Πρακτ. Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν, τόμ. 4, 1929, σελ. 123 - 127. Ἐν Ἀθήναις 1929.
12. *Bücking H.*, Über die Lagerungsverhältnisse der älterer Schichten in Attika. *Sitzungsb. der k. Preuss. Akademie der Wissenschaften zu Berlin.* Bd. XXXIX, S. 935 - 950, Berlin 1884.
13. *Cayeux L.*, Sur les rapports tectoniques entre la Grèce et la Crète occidentale. *Compt. rend. de l'Acad. d. sc.* Tom. CXXXIV, p. 1157 - 1159. Paris 1902.
14. *Cayeux L.*, Sur la composition et l'âge des terrains métamorphiques de la Crète. *Compt. rend. de l'Academie de sc.* Tom. CXXXIV, p. 1116 - 1119. Paris 1902.
15. *Cayeux L.*, Existence du Crétacé inférieur en Argolide (Grèce) *Compt. rend. de l'Acad. d. sc.* Tom. 136, p. 165 - 166. Paris 1903.

16. *Cayeux L.*, Géologie des environs de Nauplie. Existence du Jurassique supérieur et de l'Infracrétacé en Argolide (Grèce). Bull. de la Soc. geol. de France. Tom. IV, Série IV, p. 87-105. Paris 1904.
17. *Cayeux L.*, Découverte de l'Elephas antiquus à l'île de Délos (Cyclades). Compt. rend. de l'Acad. d. sc. Tom. CXLVII, p. 1089-1090, Paris 1908.
18. *Cayeux L.*, Observations sur l'existence d'un continent égéen au pliocène. Bull. de la Soc. geol. de France. 4 Série, t. VIII, 1908, p. 543-544. Paris 1908-1910.
19. *Cayeux L.*, Description physique de l'île de Délos. Paris 1911.
20. *Cayeux L.*, Existence des calcaires à Gyroporelles dans les Cyclades. Compt. rend. de l'Acad. de sc. Tom. 152 p. 292-293. Paris 1911.
21. *Cayeux L.*, Dislocations des îles de Délos, Rhénée et Mykonos (Cyclades). Compt. rend. de l'Acad. de sc. Tom. 152, p. 1529-1531. Paris 1911.
22. *Cayeux L.*, Les transformations du massif des Cyclades à la fin des tertiaires et au commencement de l'époque quaternaire. Compt. rend. de l'Acad. de sc. Tom. 152, p. 1796-1798. Paris 1911.
23. *Cold C.*, Küstenveränderungen im Archipel. Zweite Auflage. München 1886.
24. *Cordella A.*, La Grèce sous le rapport géologique et mineralogique. Athènes 1878. (*Κορδέλλας Α.*, Ἡ Ἑλλάς ἑξεταζομένη γεωλογικῶς καὶ ὀρυκτολογικῶς. Ἀθήνησι 1878).
25. *Cvijić J.*, L'ancien Lac Egéen. Annales de Geographie. Tom. XX, 1911, p. 233-259. Paris 1911.
26. *Deprat J.*, Note sur la Géologie du massif du Pélion et sur l'influence exercée par les massifs archéens sur la tectonique de l'Egéide. Bull. de la Soc. géol. de France. 4 Série, Tom. IV, p. 299-338. Paris 1904.
27. *Deprat J.*, Étude géologique et pétrographique de l'île d'Eubée. Besançon 1904.
28. *Desio A.*, Sulla presenza del Siluriano fossilifero nell'isola di Coò (Egeo). Rend. R. Acad. Lincei, ser. 6, vol X, p. 1020-21. Roma 1929.
29. *Fiedler G.*, Reise durch alle Theile des Königsreiches Griechenlands in Auftrag der Königl. griechischen Regierung in den Jahren 1834 bis 1837. 2 Bde. Leipzig 1841.
30. *Fischer Th.*, Küstenveränderungen im Mittelmeergebiet. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde zu Berlin, Bd. 13, S. 151-162. Berlin 1878.
31. *Foulon H.*, v. und *Goldschmidt V.*, Über die geologischen Verhältnisse der Inseln Syra, Syphnos und Tinos. Separat-Abdruck. Jahrb. d. k. geol. Reanstalt, Bd. 37 I Heft. S. 1-34, Wien 1887.
32. *Frech F.* und *Renz C.*, Zur Kenntnis der Unterkreide von Attika. Cen-

- tralblatt für Min. Geol. und Paläontologie. S. 732-736, Stuttgart 1911.
33. *Frech F.*, Zusammenhang der asiatischen und europäischen Gebirgssysteme. *Pet. Mitteilungen*, 60 Jahrg. II Halbband. S. 68-71. Gotha 1914.
34. *Frech F.*, Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn. *Zeit. d. Geol. Gesellschaft*. Bd. 68. S. 1-325. Berlin 1917.
35. *Friedländer I.* und *Sonder R.*, Eine Studienreise nach den Vulkaninseln Griechenlands. *Zeitschrift für Vulkanologie*, Bd. VIII, S. 4-13. Berlin 1924-25.
36. *Fuchs Th.*, Studien über die jüngeren Tertiärbildungen Griechenlands. *Denkschr. d. Akad. d. Wissenschaften in Wien Math.-naturwiss. Klasse*, Bd. 37. Wien 1877.
37. *Gaudry A.*, Animaux fossiles et Géologie de l'Attique. Tom. I. Text. II Atlas. Paris 1862-1867.
38. *Georgalas G.*, Sur la constitution géologique des îles Phourni (entre Nikaria et Samos). *Compt. rend. de l'Acad. de sc.* Tom. 179, p. 601-604. Paris 1924.
39. *Georgiades N. A.*, Contribution à l'étude du cristallophyllien de Pélion (Thessalie). *Praktika de l'Acad. d'Athènes*, tom. 12, p. 60-70. Athènes 1937.
40. *Gillet S.*, Le pontien saumâtre aux environs d'Athènes. *Compt. rend. somm. de seances de la Soc. Géol. de Fr.* 5e série, p. 45-46. Paris 1938.
41. *Gorceix*, Note sur l'île de Cos et sur quelques bassins tertiaires de l'Eubée, de la Thessalie et de la Madedoine. *Bull. de la soc. geol. de France*. 3e Série. Tom. II. 1873 à 1874, p. 398-403. Paris 1874.
42. *Haug E.*, *Traité de Géologie I. Les phénomènes géologiques*. Paris 1907 II. Les périodes géologiques. Paris 1908-1911.
43. *Kober L.*, Beiträge zur Geologie von Attika. *Sitzungsb. d. Akad. d. Wissenschaften in Wien. Math.-naturw. Klasse, Abteilung I.* Bd. 138 Heft 7. S. 299-327. Wien 1929.
44. *Kober L.*, Die Grossgliederung der Dinariden. *Centralblatt für Min. Geol. und Paläontologie*. Jahrg. 1929. Abt. B., S. 425-437.
45. *Kober L.*, Die erdgeschichtliche Bedeutung der Metamorphiden und das Tauernfenster. *Centralblatt für Min. Geol. und Paläontologie*, Jahrg 1933. Abt. II. S. 305-314. Stuttgart 1932.
46. *Köhne F.*, Petrographie und Geologie der Phurni-Inseln bei Samos. *Neues Jahrbuch für Min. Geol. und Paläontologie*. 73 Beilage-Band. Abt. A. S. 1-78. Stuttgart 1938.
47. *Κόκκορος Π.*, Οί πρασινολιθικοί ήφαίστειοι σχηματισμοί του δευτερογενούς εις την Λαυρεωτικήν. (*Kokkoros P.*, Les roches vertes d'origine volcanique du Laurium. *Praktika de l'Acad. d'Athènes*, tom. 3, p. 604-608. Athènes 1928.
48. *Kossmat F.*, *Paläogeographie und Tektonik*. Berlin 1936.

49. *Ktenas C.*, Die Einlagerungen im krystallinen Gebirge der Kykladen auf Syra und Siphnos. Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen. Bd. XXVI. Heft 4, S. 257-320. Wien 1907.
50. *Ktenas C.*, Sur l'âge des terrains calcaires des environs d'Athènes. Compt. rend. de l'Acad. de sc. Tom. 144. S. 697-699. Paris 1907.
51. *Ktenas C.*, Les phénomènes métamorphiques à l'île de Sériphos (Archipel). Compt. rend. de l'Acad. de sc. Tom. 158, p. 720-722. Paris 1914.
52. *Ktenas C.*, Sur les relations pétrographiques existant entre l'île de Sériphos et les formations environnantes. Compt. rend. de l'Acad. de sc. tom. 158, p. 878-881. Paris 1914.
53. *Ktenas C.*, Sur la découverte du Dévonien à l'île de Chio (Mer Egée). Compt. rend. somm. de la soc. géol. de France. 4e série, tom. XXI 1921, p. 131-132. Paris 1921-1922.
54. *Ktenas C.*, Les plissements d'âge primaire dans la région centrale de la Mer Egée. Compt. rend. du XIII Congrès géologique international 1922, p. 571-583. Liège 1924.
55. *Ktenas C.*, Formations primaires semimétamorphiques au Péloponèse central. Compt. rend. somm. de la soc. géol. de France. 4e Série. Tom. XXIV, p. 61-63. Paris 1924.
56. *Ktenas C.*, Les limites de la région mixte égéenne. Compt. rend. de l'Acad. de sc. Tom. 189, p. 1196-1198. Paris 1929.
57. *Launay L.* de Études géologiques sur la Mer Égée. La géologie des îles de Mételin (Lesbos), Lemnos et Thasos. Ann. des Mines. tom. XIII, p. 157-316. Paris 1898.
58. *Lepsius R.*, Geologie von Attika. Berlin 1893.
59. *Leyden R. von.*, Der Vulkanismus des Golfes von Aegina und seine Beziehungen zu Tektonik. Stiftung «Vulkaninstitut Immanuel Friedländer», No 1. Zürich 1940.
60. *Μαρίνος Γ.*, Νεώτεροι γεωλογικαὶ καὶ πετρολογικαὶ ἔρευναι ἐπὶ τοῦ γρανίτου τῆς Πλάκας τῆς Λαυρεωτικῆς. Πρακτικὰ Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν, Τόμ. 12, σελ. 81 - 89. Ἐν Ἀθήναις 1937. — *Marinos G.*, Nouvelles études géologiques et pétrographiques sur la granite de Plaka de la région du Laurium. Prakt. de l'Acad. d'Athènes. Tom. 12, p. 81 - 89. Athènes 1937.
61. *Μαρίνος Γ.*, Ἡ τεκτονικὴ θέσις τοῦ συστήματος τῶν σχιστολίθων τῶν Ἀθηνῶν εἰς τὴν δυτικὴν ζώνην αὐτοῦ. Πρακτικὰ Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν, Τόμ. 12 σελ. 16-21. Ἐν Ἀθήναις 1937. — *Marinos G.*, Die tektonische Lage des Athener Schiefersystems in seiner westlichen Zone. Prakt. de l'Acad. d'Athènes. Tom. 12, p. 16-21. Athènes 1937.

62. *Μαρίνος Γ.*, Συμβολή εἰς τὴν πετρολογίαν τοῦ Κρυσταλλοσχιστώδους ΝΑ· Ἑλλάδος. Ἡ νῆσος Ἴος. Γεωλογικὰ Χρονικὰ τῶν Ἑλληνικῶν Χωρῶν. τόμ. 1, σελ. 1-42. Ἐν Ἀθήναις 1942.— *Marinos G.*, Contribution à la pétrologie du système cristallophyllien du sud-est de la Grèce. L'île d'Ios. Extrait des Annales Géologiques des pays Helléniques» 1, p. 1-42. Athènes 1942.

63. *Maul O.*, Beiträge zur Morphologie des Peloponnes und des südlichen Mittelgriechenlands. Geogr. Abhandlungen. Bd. X. Heft 3. Leipzig-Berlin 1921.

64. *Mistardis G.*, Sur les grès quaternaires de l'Attique. Compt. rend. de l'Acad. de sc. Tom. 196, p. 1819-1822. Paris 1933.

65. *Mitropoulos M.*, Beiträge zur Entwicklung des oberen Miozäns und seiner Fauna in Akarnanien. Praktika de l'Acad. d'Athènes, tom. 7. S. 21-27. Athènes 1932.

66. *Mitropoulos M.*, Le quaternaire marin (Tyrrhénien) dans la presqu'île de Perachora. Praktika de l'Academie d'Athènes, tom. 8, p. 286-292. Athènes 1933.

67. *Mitropoulos M.*, Über das Alter und die Fauna des Neogens in Elis (Peloponnes). Praktika de l'Acad. d'Athènes, tom. 15, p. 429-436. Athènes 1940.

68. *Μητσόπουλος Μ.*, Τὸ κατώτερον Πλειόκαινον τῆς Ραφήνης. Πρακτικὰ Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν, τόμ. 23, σελ. 295-301. Ἐν Ἀθήναις 1948.— *Mitropoulos M.*, Das Pliozän von Raphina (Attika). Prakt. de l'Acad. d'Athènes. Tom. 23, p. 295-301. Athènes 1948.

69. *Nasse K.*, Bemerkungen über die Lagerungsverhältnisse der metamorphischen Gesteine in Attika. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. 34, S. 151-155. Berlin 1882.

70. *Negris Ph.*, Régression et Transgression de la mer depuis l'Époque glaciaire jusqu'à nos jours. Extrait de la Revue universelle des Mines. 4e série, tom. III, p. 1-33. Liège 1903.

71. *Negris Ph.*, Étude concernant la dernière Régression des mers. Bull. de la Soc. géol. de la France. 4e série. Tom. IV, p. 591-606. Paris 1904.

72. *Negris Ph.*, Étude concernant la dernière Régression de la Mer. Bull. de la soc. géol. de la France. 4e série, tom. IV, p. 156-167. Paris 1904.

73. *Negris Ph.*, Vestiges antiques submergés. Sonderdruck aus den Ath. Mitteilungen, S. 340-363. Athènes 1904.

74. *Negris Ph.*, Nouvelles observations sur la dernière transgression de la Méditerranée. Compt. rend. de l'Acad. de sc. Tom. 139, p. 379-381. Paris 1904.

75. *Negris Ph.*, Contribution à l'étude des dernières Régressions. Bull. de la Soc. géol. de la France. 4 série, tom. VI, p. 519-537. Paris 1906.

76. *Negris Ph.*, Delos et la transgression actuelle des mers, p. 1-24, Athènes 1907.

77. *Negris Ph.*, Submersion et Régression quarternaires en Grèce. Bull. Soc. Geol. de la France. 4 série. Tom. VIII, p. 418-441. Paris 1908.
78. *Negris Ph.*, Observations au sujet des perforations de l'île de Siphnos (Grèce). Bull. de la Soc. géol. de France. 4e série, tom. IX, p. 6, Paris 1909.
79. *Negris Ph.*, Sur l'âge des formations cristallines de l'Attique. Compt. rend. de l'Acad. de sc. Tom. 154, p. 1743-1745. Paris 1912.
80. *Negris Ph.*, Sur la découverte de l'Éocène au-dessus du Cristallophyllien des Cyclades et sur la genèse du faciès cristallophyllien en Grèce. Compt. rend. de l'Acad. de sc. Tom. 157, p. 1034-1036. Paris 1913.
81. *Negris Ph.*, Sur l'âge de la série cristallophyllienne des Cyclades et sur l'époque des plissements qui ont affectée. Compt. rend. de l'Acad. de sc. Tom. 156, p. 829-831, Paris 1913.
82. *Negris Ph.* et *Boussac J.*, Détermination de l'âge lutétien supérieur du Nummulitique de Naxos (Cyclades). Compt. rend. somm. de la Soc. geol. de France, 4e série, tom. 14, p. 91-92. Paris 1914.
83. *Negris Ph.* et *Boussac J.*, Découverte du Miocène à Naxos (Cyclades). Compt. rend. somm. de la soc. geol. de France, 4e série, tom. 14, p. 143-144. Paris 1914.
84. *Negris Ph.*, Roches cristallophylliennes et tectoniques de la Grèce. Athènes 1915.
85. *Negris Ph.*, Phases glaciaires en Grèce, leur relation avec le morcellement de l'Égéïs. Compt. rend. de l'Acad. de sc. Tom. 174, p. 404-406. Paris 1922.
86. *Neumayr M.*, Über den geologischen Bau der Insel Kos und über die Gliederung der jungtertiären Binnenablagerungen des Archipels. Denkschriften der k. Akad. d. Wissenschaften. Math.-naturw. Klasse, Bd. 40. S. 213-314. Wien 1880.
87. *Oekonomides G.*, Die vortertiäre metamorphen Gebiete der östlichen Kykladen. Mitt. d. geolog. Gesellschaft in Wien. Bd. XXVI. S. 137-153. Wien 1953.
88. *Oekonomides G.*, Die Süd-Aegäis vom Tertiär bis zur heutigen Zeit. Centralblatt für Min. Geol. Paläontologie Abt. B. No 5. S. 217-227. Stuttgart 1934.
89. *Oekonomides G.*, Beiträge zur Kenntnis des Paläogens und Neogens auf der Insel Naxos. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt. Bd. 85. Heft 1-4. S. 333-442.
90. *Paekelmann W.*, Ergebnisse einer Reise nach der Insel Chios. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. 91. Heft 5. S. 341-376. Berlin 1939.
91. *Papastamatiou J.*, Sur quelques nouveaux types de roches à corindon de l'île de Naxos (Archipel Grec). Compt. rend. de l'Acad. de sc. tom. 208, p. 2088-2090. Paris 1939.
92. *Papavasiliou S.*, Über die vermeintlichen Urgneise und die Metamor-

phose des krystallinen Grundgebirges der Kykladen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. 61. S. 134-201. Berlin 1909.

93. *Papavasiliou S.*, Die Smirgellagerstätten von Naxos nebst denjenigen von Iraklia und Sikinos. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. 65, 1913. S. 1-123. Bellin 1914.

94. *Papp A.*, 1. Über die Altersstellung der Congerenschichten von Trachones, Piräus und Perama in der Umgebung von Athen. Extrait des «Annales géologiques des pays Hélieniques», tom. 1. S. 1-8, Athènes 1943.

95. *Papp A.*, Über die Entwicklung der Aegais im Jungtertiär. Sitzungsber. der Akad. der Wissenschaften in Wien. Math. - naturw. Klasse, Abt. I, Bd. 155, 8 bis 10 Heft, S. 243-279, Wien 1947.

96. *Penck W.*, Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. Stuttgart 1918.

97. *Petrook J.*, On two pliocene sections at Cape Cavuri in Greece (Preliminary report). Academie Tchèque des sciences. (Ceska Akademie ved a Umeni) Bulletin international. Résumés des travaux présentés. Classe des sciences mathématiques naturelles et de la médecine, tom. XXVIII<sup>e</sup> Année (1927), p. 87-90, Prague 1927.

98. *Philippson A.*, Der Peloponnes. 2 Bände. Berlin 1892.

99. *Philippson A.*, La tectonique de l'Egée. Annales de Géographie. No 32, p. 112-141. Paris 1898.

100. *Philippson A.*, Der Gebirgsbau der Aegäis und seine allgemeineren Beziehungen. Verhandl. des VII Intern. Geographen Kongresses in Berlin 1899. S. 181-191, Berlin 1900.

101. *Philippson A.*, Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Peter. Mitteilungen Ergänz. Nr. 134, S. 1-172, Gotha 1901.

102. *Philippson A.*, Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. Peter. Mitteilungen Ergänz. 167, 177, 178, 179, 180, 183. Gotha 1910-1915.

103. *Philippson A.*, Zusammenhang der griechischen und kleinasiatischen Faltengebirge. Pet. Mitteilungen. Jahrg. 60. II Halbband. S. 71-75. Gotha 1914.

104. *Philippson A.*, Beiträge zur Morphologie Griechenlands. Stuttgart 1930.

105. *Reck H.*, Santorin. Der Werdegang eines Inselvulkans und sein Ausbruch 1925-1928. 3 Bände. Berlin 1936.

106. *Πενιέρης Κ.*, Περί τῶν ἠπειρογενετικῶν κινήσεων καὶ τῆς ἐπιδράσεως αὐτῶν ἐπὶ τῆς μορφολογίας τῆς Ἀττικῆς. Ἐν Ἀθήναις 1938. - *Renieris A.*, Über die epirogenen Bewegungen und deren Einwirkung auf die Morphologie Attikas, Athen 1938.

107. *Renz C.*, Zur Geologie Griechenlands. Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt No 4., S. 77-81, Wien 1907.

108. *Renz C.*, Der Nachweiss von Karbon und Trias in Attika. Centralbl. für Min. Geol. und Paläontologie. Jahrg. 1909. S. 84-87, Stuttgart 1909.
109. *Benz C.*, Der Nachweiss von Lias in der Argolis. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. 61. S. 202-229, Berlin 1909.
110. *Renz C.*, Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. 60. S. 421-636. Wien 1910.
111. *Renz C.*, Die Entwicklung und das Auftreten des Paläozoikums in Griechenland. Geol. Rundschau. Bd. II, S. 455-463, Leipzig 1911.
112. *Renz C.*, Über den Gebirgsbau Griechenlands. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. 64 (1912). S. 437-465, Berlin 1913.
113. *Renz C.*, Beiträge zur Geologie der aegaeischen Inseln. Praktika de l'Academie d'Athènes. tom. II. S. 363-369. Athènes 1927.
114. *Renz C.*, Geologische Untersuchungen auf den aegaeischen Inseln. Praktika de l'Acad. d'Athènes. tom. 3. S. 552-557, Athènes 1928.
115. *Renz C.*, Beiträge zur Geologie der Kykladeninsel Amorgos. Eclogae geologicae Helvetiae. Vol. 26, No 2. S. 131-176, Basel 1933.
116. *Renz C.*, Oberkarbon und Perm auf Euböa. Praktika de l'Acad. d'Athènes. tom. 12, p. 192-202. Athènes 1937.
117. *Renz C.* und *Mistardis G.*, Geologische Untersuchungen auf der Insel Salamis. Praktika de l'Acad. d'Athènes. tom. 13. p. 302-313. Athènes 1938.
118. *Renz C.* und *Mistardis G.*, Der Nachweiss von Orbitolinenkalk im Aegaleos. Praktika de l'Acad. d'Athènes tom. 14. S. 255-257, Athènes 1939.
119. *Renz C.*, Die Tektonik der griechischen Gebirge. - Memoires de l'Acad. d'Athènes, tom. 8. Athènes 1940.
119. *Renz C.* und *Reichel M.*, Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im griechischen Gebirgssystem. I und II. Teil: Geologie und Stratigraphie von C. Renz. Eclogae geologicae Helvetiae. Vol. 38. Nr. 2. 1945, S. 211-313, Basel 1946.
120. *Roemer F.*, Ueber Python Euboicus. Eine fossile Riesenschlange aus tertiären Kalkschiefer von Kumi auf der Insel Euboea. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. XXII, S. 582-590, Berlin 1870.
121. *Russeger J.*, Reise in der Levante und in Europa in den Jahren 1839-1841. Stuttgart 1848.
122. *Sauvage M.*, Observations sur la Géologie d'une partie de la Grèce continentale et de l'île d'Eubée. Ann. des Mines. 4 Série, tom. X. pp. 1-56. Paris 1846. Tiré-à-part.
123. *Seidlitz W. v.*, Der Einbruch der Aegäis und die Bruchbildungen in

levantinischen Gebiet. Jenaische Zeitschrift für Naturwissenschaften. Bd. 64. Neue Folge Bd. 57. S. 21-32. Jena 1928.

124. *Seidlitz W. v.*, Über die Gestaltungsgeschichte des östlichen Mittelmeeres und afrikanische Einflüsse auf den geologischen Bau Europas.- Forschungen u. Fortschritte. Jahrg. 5. No 3. S. 26-28, Berlin 1929.

125. *Seidlitz W. v.*, Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Berlin 1931.

126. *Sieberg A.*, Erdbebengeographie. Handbuch der Geophysik. Bd. IV. Lieferung 3. Berlin 1932.

127. *Sieberg A.*, Untersuchungen über Erdbeben und Bruchscholenbau im östlichen Mittelmeergebiet. - Denkschr. d. Mediz.- Naturwiss. Gesell. zu Jena 18. S. 161-273. Jena 1932.

128. *Skouphos Th.*, Über Hebungen und Senkungen auf der Insel Paros. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. XLIV. S. 504-506. Berlin 1892.

129. *Sonder R.*, Zur Geologie und Petrographie der Inselgruppe von Milos. Zeitschr. f. Vulkanologie. Bd. VIII. S. 181-237. Berlin 1924-1925.

130. *Sonder R.*, Die Lineamenttektonik und ihre Probleme. Eclog. geol. Helvetiae. Vol. 31. S. 199-238. Basel 1938.

131. *Steinman G. and Dames*, Einige Fossilreste aus Griechenland. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. XLII, S. 764-771. Berlin 1890.

132. *Stille H.*, Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.

133. *Trikkalinos J.*, Tektonische und paläogeographische Untersuchungen der nachtertiären Schichten Attikas. Praktika de l'Acad. d'Athènes. tom. 10. p. 447-457. Athènes 1935.

134. *Trikkalinos J.*, Über die Schichtenfolge und den Bau Attikas. - Festschrift zum 60. Geburtstag von H. Stille. S. 303-314. Stuttgart 1936.

135. *Trikkalinos J.*, Über die attischen und wallachischen orogenen Bewegungen in Attika. - Praktika de l'Acad. d'Athènes. tom. XV. p. 437-442. Athènes 1940.

136. *Trikkalinos J.*, Beiträge zur Erforschung des tektonischen Baues Griechenlands. 1. Über die ob. Kreidetransgression auf den kristallinen Schichten der Insel Paros. - Annales géologiques des pays Helléniques, p. 1-6. Athènes 1942.

137. *Trikkalinos J.*, Beiträge zur Erforschung des tektonischen Baues Griechenlands. Über den tektonischen Bau der Insel Naxos. - Annales géologiques des Pays Helléniques, S. 7-37. Athènes 1942.

138. *Weissermel W.*, Eine altpaläozoische Korallenfauna von Chios. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. 90. S. 65-74. Berlin 1938.

139. *Voreadis G.*, Jungkimmerische Faltenbewegung in der osthellenischen Zone mit einem Überblick über die alpidische Orogenese Griechenlands. Praktika

de l'Acad. d'Athènes, tom. 11, p. 451-461. Athènes 1936.

140. *Zeil J.*, Sur la structure de l'Egée. - Compt. rend. somm. de la Soc. géol. de France. IV série. tom. XX, 1920, p. 136-137. Paris 1920-1921.