

Die vortertiären metamorphen Gebiete der östlichen Klykaden.

Von **G. Th. Ökonomidis**, Saloniki.

Vorwort.

Im Sommer 1932 unternahm ich, von der Universität Thessaloniki beauftragt, eine Studienreise nach den Kykladen-Inseln Syros, Naxos und Seriphos.

Das Material zur vorliegenden Arbeit studierte ich im Naturhistorischen Museum zu Wien und fühle mich verpflichtet, Herrn Hofrat Prof. Dr. F. X. Schaffer für sein freundliches Entgegenkommen bestens zu danken.

Ferner danke ich noch den Herren Privatdozent Dr. Friedrich Trauth und Ing. Pavlos Giannelia, Sekretär der griechischen Gesandtschaft in Wien, die mir in so großzügiger Weise behilflich waren.

I. Teil.

Die vortertiären metamorphen Bildungen der östlichen Klykaden (Naxos)

Naxos.

Wie eine unregelmäßig-eiförmige, langgestreckte Masse mit steilen Ostküsten und sanfteren Westküsten zeichnet sich am Horizont die Insel Naxos.

Durch ihre ganze Erstreckung zieht sich eine Bergkette mit NNE-licher Richtung, die auch dem Hauptfaltungsverlaufe der Insel entspricht und letztere in zwei gänzlich ungleiche und unähnliche Gebiete teilt: In ein östliches, das hauptsächlich aus Marmoren besteht und sehr gebirgig und steil ist, und in ein verhältnismäßig flacheres mit Gneisen und Graniten.

Das Flächenausmaß der Insel ist nach Stelbitzky 448.8 km², während es Wizotkzi mit bloß 423 km² angibt, ihre Länge nach Philippson 34 km und ihre Breite 24 km.

Die Höhen der Hauptkette erreichen 1000 m, die Senkungen und Pässe gehen nirgends unter 500 m. Hier sind auch die höchsten Erhebungen der Kykladen anzutreffen: Zas mit 1003 m, Phanari mit 908 m, Mavrovuni mit 950 und Diodi mit 850 m. Die Insel mit ihren felsigen und nackten Gipfeln, mit steilen Gehängeböschungen und bewachsenen Talsohlen ist der Überrest einer einstigen großen Festlandmasse, die von orogenen Kräften seitlich zusammengepreßt wurde, jedoch den epirogenen Charakter eifersüchtig gewahrt hat, so daß sie eher wie ein kleines Festland erscheint.

Die Gneise und Marmore verlaufen größtenteils in parallelen NNE-lich gerichteten Zügen und bilden dabei die meisten Gipfel des westlichen steilen Teiles, während im östlichen Teile und beim Zas das Schichtglied des besonders großkörnigen Marmors vorherrschend ESE-liche Streichrichtung aufweist.

Genau dasselbe Streichen bieten diese Gesteine in der parallel gegenüberliegenden Gebirgskette von Paros dar, weshalb sie R. Lepsius¹⁾ auch der gleichen Altersstufe zuweist, sie aber jedenfalls für älter erachtet als den marmorhaltigen Schiefer von Attika, der nach Lepsius möglicherweise von den Bergketten dieser Inseln durch Denudation bereits entfernt worden wäre.

A. TEKTONIK.

Die Entstehung der kristallinen Serie der Ost-Kykladen.

Die Kristallin-Serie der Insel Naxos besitzt offenbar einen viel größeren Umfang, als ihm ein einfacher, lokaler Kontakt-Metamorphismus ohne Teilnahme eines starken Druckes hätte ergeben können.

Sie ist also wohl vielmehr durch Zusammenwirken eines Kontakt-Metamorphismus mit ungeheuren tektonischen Druckkräften wie sie Weinschenk als Piezokontakt-Metamorphose bezeichnet entstanden.

Wir nehmen hier eine teilweise Unterbrechung der epirogenen Erscheinungen durch eine ziemlich langdauernde Geosynkinalzeit wahr, die in Intervallen durch orogene Faltungen geschaffen wurde.

Die magmatischen Gesteine dieser Geosynkinalphase habe ich auf Naxos in beträchtlicher Höhe (Aetofolia) 340 m (Korona)

¹⁾ R. Lepsius, Geologie von Attika, S. 230.

1000 m gefunden; im Westen dagegen abgesunken und unter das Meer tauchend, wo sie das Substratum eines submarinen Plateaus bilden.

Dieses wurde in späteren Perioden von tertiären und quar-
tären Sedimenten überlagert, die von abgesunkenen Schollen
stammen, von Absenkungen infolge isostatischer Vorgänge zur
damaligen Zeit.

Al. Philippson²⁾ (1889, p. 120) folgert aus den unregel-
mäßigen Zerstückelungen dieser Schichten, daß die kristalline
Masse der Kykladen wiederholt und von verschiedenen Seiten
her in Faltung gestaucht wurde, sodaß mir nun die Masse überall
von Faltungsketten durchsetzt erscheint.

Es ist klar, daß eine häufig wiederholte Faltung diesem aus
unnachgiebigen Gneisen und plastischen Gesteinen (Marmor und
Schiefergesteinen) gebildetem Komplex starke Zerknitterungen
aufgeprägt hat. So ergibt sich also, daß die kristalline Masse
der Kykladen einen sehr alten, lange Zeit in kontinentalem Zu-
stande gewesen und zu verschiedenen Perioden und von ver-
schiedenen Seiten her stark gepreßten Kern darstellt. Diesem
Umstande schreibt Philippson ihr unregelmäßig zerknittertes
Aussehen zu, im Gegensatz zu dem einfacheren Habitus der
diesen Kern umgebenden, jüngeren gefalteten Zonen.

Ich bin mit Al. Philippson in bezug auf die beobachtete
Faltung und die starken seitlichen Pressungen, die der kristalline
Kern der Kykladen periodisch erfahren hat, einig, aber nicht in
dem von ihm daraus gezogenen Schlusse, daß diese Masse lange
Zeit ein Epirogengebiet gewesen sei.

Im Gegenteil, der Kranz von Faltungen und die Gesteine,
die sie umgeben, zeugen für die Art ihrer stufenweisen Erhebung
zu verschiedenen Perioden. Die an den Ausläufern übereinstim-
mende Schichtung und Faltung dieser kristallinen Kerne in Attika
und Skyros mit den unmittelbar darauf aufsitzenden Kalksteinen
und kristallinen Schieferu der Kreide, sprechen meines Erachtens
für das nicht zu hohe Alter dieser Masse.

Aber noch sicherer erweist sich dies im Osten und Südosten
der erwähnten Kerne, aus den in gewissen Entfernungen sicht-
baren Fetzen des festen Mantels aus paläozoischen Schiefen und
mesozoischen und eozänen Kalken, der in obigen Streichrichtun-

²⁾ A. Philippson, La tectonique de l'Egée, p. 120.

gen die Ränder der die Kerne umgebenden und aus Schiefer bestehenden Gebirgskette bedeckt.

Es ist leicht verständlich, daß dann, wenn ein Geosynklinal-Gebiet sich in Perioden abschnittsweise faltet, die ja widerstandsfähigeren, magmatischen Lagen, bei seitlichem Drucke sich stufenweise horstartig erheben und das Magma in den Faltungsrichtungen austritt, während wir im Zentrum die Bildung von batholithischen Gesteinsmassen sehen, die sich infolge des senkrechten und seitlichen Druckes in den Faltungsrichtungen zu langgestreckten, elliptischen, gewölbten Massen ausbilden unter vollkommener Metamorphose der sie überdeckenden, verschiedenen alterigen Ablagerungen.

Dies ist auch bei der kristallinen Masse der Kykladen der Fall gewesen. Solange sie im Zustande der Umprägung durch die antekarbonen und antelutetischen Bewegungen war, war die Umwandlung der vor dem Auftreten dieser Kräfte gebildeten Sedimente völlig das Ergebnis der Piezokontakt-Metamorphose. Sowie aber diese Masse im Alt-Tertiär aufhörte, das Wirkungsgebiet der orogenen Bewegungen zu sein, sehen wir nun hier in Naxos die ersten nicht metamorphen Sedimente des Flysches. Der Grund davon war, daß die pyrenäischen und postsarmatischen Bewegungen auf den Kern der Insel nicht mehr stark genug einwirkten, um noch eine Metamorphose zu bewirken.

So treten uns also in der Geosynklinale dort, wo die Sedimentation eine stärkere war, deutlich Zonen der neueren Faltungen entgegen, während die Plutonite den Faltungen stärkeren Widerstand leisteten und sich als batholithische Masse erhoben, intervallweise infolge der Faltung mit ihrem granitischen Magma in die Sedimente eindringend.

Die Auswirkung der Faltung im Bereiche der kristallinen Schiefergesteine ist die gewesen, daß sich über sie die jüngeren Sedimente in seitlichen Wellen schoben, wobei im Inneren der gesenkten Becken Falten gebildet wurden und gleichzeitig das Magma bis zur Oberfläche der höchsten Stellen der Faltungszonen emporstieg und hier austrat. Die plastischen Gesteine teilten sich in kleinere Synklinen mit parallelen oder auch mit sich schräg durchkreuzenden Achsen.

Das heutige unterseeische Plateau der Kykladen von 150 bis 200 m Tiefe sehe ich als ein Gebiet an, das sich nicht gefaltet hat, sondern zu einem allerdings allseitig von Falten um-

gebenen Kompressionshorst umgestaltet worden ist. J. Deprat³⁾ nimmt das Vorhandensein einer großen archaischen Masse an, die sich wahrscheinlich in dem weiten Umfange der heutigen ägäischen Senkung und Attikas ausgebreitet hat.

Nördlich dieser Masse hat zu irgendeiner früheren geologischen Periode eine tiefe Geosynklinale bestanden, die im Norden von den archaischen Massen des Olympos und des Pellions begrenzt war. An einer ihrer beiden Seiten stand sie in Verbindung mit der Synklinale des Pindos und an der anderen mit der ägäischen Senkung.

Ich kann auf Naxos nicht die Anwesenheit von Urgestein annehmen, weil der Gneis und das metamorphe System der Insel sich als das Ergebnis einer teilweisen Unterbrechung des epirogenen Zustandes dieser großen, von antekarbonen und antetriasischen Orogenesen und von der Erhebung der granitmagmatischen Lagen stammenden Geosynklinale erwiesen hat. Andererseits schließt die durch Ph. Negris innerhalb des Marmors nachgewiesene Algenart *Diplopora* gänzlich „Urgestein“ aus, was auch von K. Ktenas⁴⁾ bestätigt wird.

Die primären Ablagerungen und die metamorphen Schichten, die die kristalline Schiefermasse der Kykladen umgeben, stammen aus den ersten, den herzynischen vorangegangenen Faltungsperioden, die von J. Deprat⁵⁾ als antekarbonen Faltungen bezeichnet, von K. Ktenas⁶⁾ zutreffender mit den orogenen Bewegungen identifiziert worden sind, die in der ersten Hälfte der paläozoischen Zeit oder am Ende des Algonkiums auftraten. Während dieser Faltungsperiode dürfte, meine ich, der Untergrund einer nicht gefalteten Innenregion der Kykladen zu einem Kompressionshorst umgebildet worden sein.

Die Metamorphose der Ablagerungen vollzog sich vollkommen, insbesondere im Osten, auf den Inseln Ikaria, Fourni, Oenouse, Psara, Antipsara, das heißt in der Masse der kristallinen Schiefer von Lydien und Karien und in geringerem Aus-

³⁾ J. Deprat, *Etude géologique et pétrographique de l'île d'Eubée*, p. 118.

⁴⁾ K. Ktenas, *Les plissements d'âges primaires dans la région centrale de la mer Egée*, p. 581.

⁵⁾ J. Deprat, *Études géologiques et pétrographiques de l'île d'Eubée*, p. 118.

⁶⁾ K. Ktenas, *Les plissements d'âges primaires dans la région centrale de la mer Egée*, p. 581.

maße auf den Inseln Samos und Lesbos, wogegen im westlichen Umkreise keine Metamorphose der Sedimente auftritt.

Wenn wir die Leitlinien der Faltungen des Devons untersuchen, so sehen wir, daß im westlichen Umkreise die Faltenachsen NNE-, ENE- und SE-lich laufen und so gegen das Zentrum des Aegäischen Meeres konvergieren, während sie sich im östlichen Umkreise gegen Norden richten. Das gleiche Streichen zeigt auch die Entwicklung der alpinen Falten. Die Richtungen der Falten haben grundlegende Bedeutung, weil sie einerseits die Unsymmetrie der kristallinen Masse der Kykladen und andererseits die Entwicklung des kristallinen Gesteinskomplexes nach zwei Hauptstreckungsrichtungen — Ost und Nord — erklären. Wenn die kristallinen Gesteine Urgesteine wären, würde ihr Auftreten keine Beziehung zum Austritt des Magmas in den Falten haben; aber gerade das Zutreffen eines solchen Verhältnisses zeigt deutlich, daß sie das Ergebnis eines weitaus größeren Phänomens, als einer solchen lokalen Metamorphose sind. Sie sind eben vielmehr durch das Zusammenwirken der Kontakt-Metamorphose und der Piezokontakt-Metamorphose im Sinne Weinschenk's entstanden.

Die orogenen Pressungen dieser Perioden haben den Kompressionshorst der Kykladen geschaffen; das heißt, diese Masse ist eine Prägung, die diesen Pressungen zu verdanken ist. Es trifft nicht zu, wenn Al. Philipsson und J. Deprat, um die verschiedenen Richtungen dieser Falten zu erklären, annehmen, daß die kristallinen Massen der Nord-Aegäis und Kariens und Lydiens schon vorher bestanden und die Rolle von Widerstandsmassen gegenüber der herzynischen Faltung gespielt hätten.

Die granitmagmatischen Lagen der Geosynklinale wurden bei den antekarbonen und antelutetischen Bewegungen stark seitlich gepreßt und haben dabei die elliptischen batholithischen Massen gebildet, auf die dann die paläozoischen und mesozoischen Ablagerungen aufgeschoben worden sind. Diese sind dann beim Eindringen des Magmas während der Faltungen durch die Piezokontakt-Metamorphose zu den metamorphen Schichten der östlichen Kykladen, das heißt zur mesozoischen metamorphen Aegäis geworden.

Die neuen pyrenäischen und postsarmatischen Faltungen haben zur Zerstückelung dieser Massen an den bereits bestehenden Bruchlinien der früheren Faltungen beigetragen und an

diesen Bruchlinien offenbart sich nun nach dem im Ober-Pliozän erfolgten Auftauchen der Aegäis, auch der heutige Vulkanismus.

Mit J. Deprat⁷⁾ nehmen wir an, daß eine Senkung stattgefunden hat, bei der die Meereswässer lange Zeit innerhalb der Geosynklinale blieben, so daß sie über dem früheren Relief transgressive Ablagerungen lieferten; die Sedimentation beginnt mit den diskordant auf den primären Schichten aufsitzenden Konglomeraten und endet mit den diploporenführenden metamorphen Kalken (Naxos).

Nach meiner Ansicht hat dieser fossilienhältige Triaskalk auf den Kykladen im späteren Mesozoikum ein Festland gebildet, das, wie aus der unregelmäßigen Lagerung der kretazischen Formation auf den Schiefen von Kea und Attika hervorgeht, während der Kreidezeit stark gefaltet worden ist.

Dieses Festland dürfte während der darauffolgenden äußerst starken Faltungen des Oligozäns und des Miozäns in Schollen zerstückelt und während des Postpliozäns unter den Meeresspiegel versenkt worden sein.

Bei den antelutetischen Bewegungen wurde das mesozoische Kykladen-Festland stark gefaltet und auf das granitische, primäre Substrat geschoben.

Dieses wurde durch parallele Bruchlinien in den Richtungen der herzynischen Faltungen geteilt, an denen das Granitmagma gelegentlich der Faltung eingedrungen ist, dabei das metamorphe System der Kykladen hervorrufend.

Während dieser Periode vollzog sich auch die Intrusion der Gabbros und Diabase (Ophitogabbros) und Peridotite, die schon in einzelnen Gebieten von Naxos stark zu Serpentin verwittert sind.

B. STRATIGRAPHIE.

Antetertiäre Zeit.

Eruptive und kristalline Gesteine.

Ursprüngliche magmatische Bildungen, Piezo-
und Kontakt-Metamorphose.

Naxos zeigt uns den Übergang von den plutonischen Eruptiv-Gesteinen zu den kristallinen Schiefen, das heißt, von den

⁷⁾ J. Deprat, Études géologiques et pétrographiques de l'île d'Eubée, p. 118.

Graniten zu den Gneisen mit einer Zwischentype, der von früheren Forschern geschaffenen Type des Gneis-Granites. Das Vorhandensein von Einschlüssen innerhalb der Gneise und das Auftreten derselben in einzelnen Gebieten als Gänge gestatten uns, diese kristallinen Schiefer als Eruptiv-Gesteine mit ursprünglich schieferiger Textur anzunehmen.

Diese Erscheinung tritt uns ausnahmsweise bei den granitischen und gabbroiden Gesteinen von Naxos entgegen, in denen uns die mineralischen Bestandteile mit einer mehr oder minder ausgeprägten parallel-schieferigen Textur entgegengetreten. Die Erklärung dieser Anordnung muß den starken Pressungen zugeschrieben werden, die auf das Magma im Stadium seiner Erhärtung bald nach seinem orogen bedingten Emporsteigen eingewirkt haben. Bei einem, unter solchen Bedingungen erfolgten Magma-Auftreten werden einzelne der Gesteinskomponenten, wie der Glimmer (Biotit) eine zum halbflüssigen Magma parallele Richtung als Folge des einseitigen Druckes annehmen.

Diese Erscheinung der parallelen Anordnung und der Schieferung tritt hauptsächlich am Rande der Eruptiv-Masse auf, während gegen ihr Inneres mehr die massige Struktur vorherrscht.

Ich halte das Gneismassiv für eine Eruptivmasse mit einer im Stadium der Erhärtung des Magmas entstandenen schieferigen Struktur und glaube daher es von der gänzlich anders gearteten großen Reihe sonstiger Paragneise genetisch unterscheiden zu müssen.

Die Gneisgranite haben die mesozoischen und in Naxos wahrscheinlich auch die paleozoischen Ablagerungen, (die unverändert nirgends mehr auf der Insel angetroffen werden), durch den Injektion- und Kontakt-Metamorphismus und im Vereine mit gleichzeitiger Einwirkung der orogenen Druckkräfte in kristalline Schiefer umgewandelt.

Indem sie nach den Faltenrichtungen in die Ablagerungen eindringen, standen sie unter der Einwirkung eines seitlichen Streß, der anschließend an die Faltungen derart auf die in Verfertigung begriffenen Gneisgranite eingewirkt hat, daß er sie an ihrer Peripherie in schieferige Gesteine umwandelte: den Glimmer und auch sonstige Komponenten mit ihrer Flächenausdehnung senkrecht zur Druckrichtung stellend. So ist die beob-

achtete Schieferung der Einwirkung des Streß während des Stadiums der Gesteinserhärtung zuzuschreiben.

Da aber die Reichweite dieser Pressungskraft nicht bis ins Innere der Granitmassen geht, haben sich diese hier natürlich noch ihre ursprüngliche massige Struktur bewahrt.

Die als Hauptbestandteile dieser Gneisgranite von Naxos neben dem Biotit beobachteten Chlorite, Kaliglimmer und Granate müssen ebenfalls Streß zugeschrieben werden. (Theorie Weinschenkens.)

An der Außenseite des Granites zeigt sich uns eine Zone der Injektion und des Kontaktes, wie sie besonders durch die geologischen Beziehungen der einzelnen metamorphen Gesteinstypen von Naxos bestätigt wird. Diese Injektion zeigt sich uns namentlich in dem Vorhandensein von Marmor-Gneis-Schiefern, Pegmatiten und Apliten. In weiterer Entfernung nimmt der kristalline Charakter der Kontaktgesteine ab: Wir beobachten innerhalb der Quarzphyllite wohl zunächst noch Adern und Äderchen von turmalinführendem Quarz, aber dann schließlich in noch weiterer Entfernung nur noch zahlreiche turmalinfreie Quarzarten.

Die Schiefrigkeit der durch die Kontakt-Metamorphose entstandenen umgebenden Gesteine ist nicht so sehr Rest der ursprünglichen Struktur, als vielmehr hauptsächlich die Folge des gewaltigen Streßdruckes.

Die Kristallisations-Schieferung ist also unter einem Streß entstanden, der während der Faltungen einwirkte und die parallele Anordnung der Gesteinskomponenten bei der Verfestigung des Granit-Magmas innerhalb der ringsherum in Wölbungen angeordneten Schichten bewirkte. Die granitischen Apophysen verlaufen in verschiedenen Richtungen, die zu den sie umgebenden Schichten teils parallel, teils senkrecht gerichtet sind.

1. Gneis-Granit.

Die Gneise von Naxos sind vollkristalline eruptive schieferige Silikat-Gesteine mit makroskopisch sichtbarem Feldspat. Sie treten im Nordwesten und Westen der Insel in elliptischen Batholithen auf, deren höchste Stellen der Gipfel des Koronos mit 1000 m und der des Ätopholia mit 340 m sind. Ihr elliptisches Gewölbe ist nicht ganz enthüllt, sondern wird durch die Bruchlinie von Angares, durch das Zutagetreten von Gabbro und die

aus feinkörnigem Marmor und Biotitamphibolit-Schiefer bestehende Synklinale von Genesis unterbrochen.

I. Koronos Gneis-Massiv.

Dieses müssen wir petrographisch in zwei Teile teilen. Der erste Teil ist ein aus Biotit, Gneis und Zweiglimmer-Gneis bestehendes Gebiet mit verschiedenen mächtigen Lagern von Marmor und Schiefer, das sich zwischen der von Marmor und kristallinen Schiefenr ausgebauten Region von Genesis-Diodu und Strongilovuno und der eigentlichen Masse von Koronos ausbreitet.

Der zweite Teil ist die eigentliche Masse von Koronos aus feinschieferigem Gneis mit fünf abwechselnden, schief gefalteten Zonen, von denen drei aus Marmor mit in deren Mitte vorkommenden Smirgellagern bestehen, während die anderen zwei Zonen ein Abwechseln von Marmoren und Glimmerschiefern zeigen.

II. Aetopholia und Hypsili.

Gneis-Massiv.

Die Masse von Aetopholia und der Höhen von Hypsili ist ein reiner Biotit- und Hornblende-Gneis, ähnlich wie der in Mykonos und Delos⁸⁾.

Außer diesen Gneisen treten hier auch Gebiete von porphyrischem Granit mit Biotit und Amphibol auf, ferner Gneisgranit, Granit mit Biotit und Zweiglimmergranit mit Turmalin und Granat, deren Struktur in einigen Gebieten, z. B. am Berge Epanokastro völlig massig ist und also ohne irgendwelche Schieferung.

Al. Philippson⁹⁾ schreibt die regelmäßige Anordnung der Flaserung dieser eruptiven Gesteine dem Gebirgsdrucke zu.

Der Biotitgranit tritt hauptsächlich am Rande der Ellipse auf, während die Turmalinpegmatite in parallelen Adern die vorherrschende Schichtenrichtung an der Basis der mittelkörnigen zweiten Marmorzone in der Nähe der Smirgelvorkommen senkrecht durchschneiden.

Am Ostende der Ellipse erscheint ein Granulitvorkommen, das nach S. Papavassiliou¹⁰⁾ ein feinkörniger Hornblende-

⁸⁾ Al. Philippson, Beiträge, S. 142.

⁹⁾ Al. Philippson, Ibido, S. 72 und 143.

¹⁰⁾ S. Papavassiliou, Ueber die vermeintlichen Urgneise und die Metamorphose des kristallinen Grundgebirges der Kykladen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 61. Bd., 1909, Berlin, S. 180.

Pyroxen-Granulit mit Knotenbildung im geologischen Niveau von Komiaki darstellt. Ihm ist auch die von Al. Philippson¹¹⁾ beobachtete Kontakt-Metamorphose des Südhanges der Limnä-Ebene zu verdanken.

Somit unterscheiden wir auf Naxos zwei Typen von Gneis.

1. Gneis von Koronos: Er ist kompakt, feinkörnig, mit zahllosen Feldspat-Kristallen. Seine weniger schieferigen Varianten sind granitähnlich¹²⁾.

2. Von Granit umgebene Gneise, die sich durch eine Unmenge von Biotit, großem Feldspat und Granat auszeichnen¹³⁾.

Eine ähnlich große Variabilität des Gneises ist durch L. Gayeux¹⁴⁾ von Delos und den umgebenden Inseln bekanntgemacht worden.

Die beiden erwähnten Gneistypen auf Naxos erscheinen durch die wichtige Bruchlinie von Melänes-Angares getrennt.

Die erstere Gneisart ist Hornblende-Glimmergneis mit Quarz, Biotit, Hornblende, großen Feldspaten (meist Orthoklas-Kristallen) mit schieferiger bis porphyrisch-körniger Struktur. Sie tritt im West der Insel auf und bildet die Hauptmasse des Ätopholia, des Hypsili, des St. Georgs und des Styliis.

Die zweite Gneisart ist stark schieferig und feinkörnig und Orthoklas, Quarz, Biotit, Muskowit und Granaten zeigend. Hornblende fehlt fast gänzlich. Dieser Gneis tritt im Nordwesten der Insel als ein elliptisches Gewölbe mit NNE-SSW-lichem Streichen auf.

Inmitten dieses Gneises kommt ein Granit zutage, der an den zueinander rechtwinkeligen und parallel zu den antikarbonen resp. herzynischen Falten laufenden Spalten emporgedrungen ist, wohl hauptsächlich infolge der in der Ägäis so wichtigen Oberpliozänen Pressung. Apophysen dieser Lakolithen sind die dort beobachteten Gänge von Granit, Pegmatit und Granulit, die die Erscheinungen der Kontakt-Metamorphose wie auch die pneumatolytische Entstehung der Smirgelvorkommen hervorgerufen haben. Diese neueren Ausbrüche, wie die früheren haben Veränderungen im ganzen Umkreise des Gneises hervorgerufen, der

¹¹⁾ Al. Philippson, Beiträge, S. 75 und 78.

¹²⁾ R. Lepsius, Feinschiefriger Gneis, nach Al. Philippson Biotit-Gneis, nach Papavassiliou Schiefergranit benannt.

¹³⁾ R. Lepsius, Grobkörniger flaseriger Biotit-Gneis, nach Al. Philippson Gneisgranit, nach S. Papavassiliou Flasergranit benannt.

¹⁴⁾ L. Caveux, Description de l'île de Delos, Paris 1911, p. 7.

sich gegenüber den orogenen Pressungen weit widerstandsfähiger gezeigt hat als gegenüber der ihn vielmehr am Kontakte bleibend verändernden Einwirkung der Granitmagmen. Auf den gewaltigen seitlichen Gebirgsdruck reagierten die verschiedenen Gesteine von Naxos, wie dies ja auch ganz selbstverständlich, verschieden. Indem die Gneise Widerstand leisteten, krümmten sich die Marmore in flachen Falten und die Glimmerschiefer zerbröckelten.

Diese Einwirkung des jüngeren Magmas auf die älteren Gesteine bei seinem Auftauchen — in Form unregelmäßiger Massen oder Adern — bis zu den oberen Zonen der kristallinen Schiefer empor, scheint in den Kykladen großen Umfang angenommen zu haben, da Al. Philippson¹⁵⁾ in Tiнос solchen Gneisgranit inmitten von Amphibolithen in den oberen Partien der kristallinen Schiefermassen festgestellt hat.

2. Pegmatite.

Den Pegmatitgängen begegnen wir im Norden der Ellipse. Im NW-lichen Gebiete häufen sie sich zu eng nebeneinanderliegenden parallelen Reihen, die im Gebiete von Amomaxi und im Tale von Komiaki die allgemeine Streichrichtung der Schichten der Insel senkrecht schneiden, das heißt eine WNW-ESE-liche Erstreckung darbieten.

Selten gelangen diese Gänge bis in die Niveau's der oberen Schiefer, bleiben vielmehr meistens, und zwar dies besonders im Gebiete von Amomaxi in Berührung mit dem unteren Marmor.

Bei den Pegmatiten können wir einerseits glimmerarme und andererseits zweierlei Glimmer führende unterscheiden; beide jedoch durch Turmalin charakterisiert. Zu den ersteren gehören die Pegmatite des nordwestlichen Gebietes, zu den zweiten die von Amomaxi.

Die Pegmatite werden von Quarzgängen begleitet, die südlich der Ellipse derart reich an Turmalin werden, daß sie in Sideropetra geradezu als Turmalin-Quarzfels ausgebildet sind.

3. Schiefer und Marmor.

Horizont 1: Grobkörniger, grauweißer von körnigem Smirgel durchsetzter Marmor.

Horizont 2: Der Zweiglimmergneis und der Biotitamphibolgneis wird allmählich zu biotitischem, muskovitischem und zwei-

¹⁵⁾ Al. Philippson, Beiträge, p. 143.

glimmerigem Schiefer mit Granat und seltener mit Turmalin. Darunter erscheint Quarzschiefer. Südlich von Sangri zeigt sich in diesem Horizonte Talkschiefer mit Tremolit und mit zum Teil sekundär limonitischen Pyrit-Kristallen und Amphibolit mit Epidot.

Horizont 3: Weiße und graublau Marmore mit dicken ungleichen Körnern. Dieser Horizont schließt in der Nähe der Schlucht des Lyonatales Tremolit und Asbest ein, bei Kalogeros von Apollo Hornblende mit Epidot und im Gebiete von Amomaxi die berühmten Smirgellager.

Diese Horizonte wechseln von unten nach oben in der Umarmelung des elliptischen Gneisgewölbes ab. Sie sind zumeist in sehr langgestreckte schiefe Falten gelegt; stellenweise haben sie aber eine gewölbeartige Lagerung infolge des Empordrängens des lakkolithischen Granitmagmas angenommen. Sie bilden die unteren kristallinen Schieferhorizonte von Naxos, die Biotitgneise mit etwas Marmor und die Marmorgneise und Glimmerschiefer¹⁶⁾.

Im Osten und Südosten, wo das Magma nur mit Apophysen eingewirkt hat, sind diese metamorphen Schichten ebenfalls stark und in der gleichen Richtung wie sonst gefaltet, aber sie entbehren hier einer Gewölbeanordnung und bilden vielmehr langgestreckte parallele Streifen. Es sind dies die oberen Horizonte des metamorphen Komplexes von Naxos, die nach oben fortschreitend weniger und weniger metamorphosiert sind, bis sie schließlich im obersten Gipfel der Insel bei Za sogar noch Spuren organischen Lebens zum Vorschein kommen lassen.

Horizont 4: Zweiglimmerschiefer, Biotitschiefer mit Granat, Rutil, Staurolith, Magnetit, Turmalin, auch Apatit und Zirkon und alternierend feinkörnige Marmore mit körnigem Smirgel.

Horizont 5: Blaugraue, feinkörnige, kompakte Marmore mit Magnetit und graugrünem Smirgel, den S. Papavassiliou¹⁷⁾ Chloritoidsmirgel nennt, da er reichlich Chloritoid enthält.

In diesem Horizonte der Marmore fand Ph. Negris am Gipfel des Za, des höchsten Berges der Insel, Spuren von Versteinerungen, die der Gattung *Diplopora* angehören und also

¹⁶⁾ Al. Philippson, Beiträge, S. 145.

¹⁷⁾ S. Papavassiliou, Die Smirgelstätten von Naxos neben denjenigen von Iraklia und Sykonos. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1. Heft, 65. Bd., 1913, S. 82 bis 84.

nach K. Ktenas¹⁸⁾ jedenfalls ein archäozoisches Alter des Gneissystems hier ausschließen.

Nach Professor M. J. Pia¹⁹⁾ in Wien, der diese Algen näher untersucht hat, handelt es sich da zweifellos um metamorphe Gesteine der mittleren Trias.

Nach L. Cayeux²⁰⁾ hat auf der Halbinsel Marmoronisi, nördlich von Mykonos, ebenfalls ein feinkörniges und tiefblaues über dem porphyrischem Granit lagerndes Marmorgestein gefunden, das von H. Douvillé wegen der Führung einer nahen Verwandten von *Gyroporella vesiculifera* Gumb, der Trias zugewiesen wird. Nach dem genannten Forscher²¹⁾ sind die Gesteine aus Westkreta, die M. Raulin als archaische Talkschiefer erwähnt, metamorphe Gesteine, die der Trias oder vielleicht der höheren Trias samt dem Lias angehören. Diese metamorphen mesozoischen Schichten erstrecken sich seines Erachtens weiter bis in den Peloponnes und nach Kreta und Attika.

Ebenso treten nach R. Sonder ähnliche metamorphe Gesteine auch auf Milos auf; so der grobkörnige Marmor des Kteniafelsens, die Serizitphyllite und Serizitschiefer auf dem Lulos; der Muskovitgneis, der epidothältige Serizitalbitgneis und der Epidotalbitgneis im SE-lichen Gebiete von Prasonisi und Muskovitgneis in den südöstlichen Ausläufern des Propheten Elias²²⁾.

C. Renz²³⁾ erwähnt auf den Makarischen Inseln Megalodontenkalk, Triasdolomit und Nummulitenkalk und J. Deprat²⁴⁾ auf dem Berge Delphi in Mittel-Euböa Kalkstein mit Megalodonten der oberen Trias.

¹⁸⁾ K. Ktenas, Les plissements d'âges primaires dans la région centrale de la mer Egée, p. 581, Congrès géologique international, Comptes Rendus de la XIII. Section en Belgique, 1922.

¹⁹⁾ J. Pia, Neues Jahrbuch für Mineralogie 1922, S. 114.

²⁰⁾ L. Cayeux, Existence de calcaires à gyroporelles, dans les Cyclades, Compte Rendus des Séances de l'Académie de Sciences, Tome 152, p. 292, Paris 1911.

²¹⁾ L. Cayeux, Sur la décomposition et l'âge des terrains métamorphiques de la Crète, C. R. Ac. S. 4, 134, p. 1117, Paris 1902.

²²⁾ R. Sonder, Zur Geologie und Petrographie der Inselgruppe von Milos. Zeitschrift für Vulkanologie, Heft 8, 1924 bis 1925, S. 188.

²³⁾ C. Renz, Geologische Untersuchungen auf den Aegäischen Inseln. Bericht der Athener Akademie, 3. S. 552, 1928.

²⁴⁾ J. Deprat, Notes préliminaires sur la Géologie de l'île d'Eubée, Bulletin de la Société Géologique de France, 4^e série, Tome III, 1908, p. 234—235.

Daher kann man ersehen, daß auf den Kykladen ein mesozoisches Meeresgebiet bestanden hat, das uns die stark in Marmor verwandelten und Versteinerungen führenden erwähnten Trias-Kalke hinterlassen hat.

Dieses Festland ist bei den darauffolgenden stärkeren Faltungen des Oligozäns und Miozäns zerstückelt und nach dem Pliozän unter das Meer versenkt worden.

4. Gabbroide Gesteine.

Die Gabbroiden-Gesteine treten in größeren intrusiven Massen oder als Adern in gewissen Abständen voneinander innerhalb der Bruchzone mit NNE-SSW-licher Erstreckung und in einer Ausdehnung von ungefähr 10 km auf.

Diese Ausbrüche erscheinen in den unteren Horizonten als typische Gabbros, während sie in den oberen innerhalb der Marmore gelegenen Niveaus in Serpentin und Serpentinasbest übergehen. Bei St. Thalaläo und im Flysch des Dorfes Melanes werden sie zu dünnschieferigen grünen Amphiboliten.

a) Das Auftreten bei St. Thalaläo und Melanes.

Im Gebiete St. Thalaläo erscheinen sie unmittelbar unter dem Flysch und den Konglomeraten des Eozäns, wobei sie Marmor und Gneis durchsetzen. Sie treten uns entweder in massiger tiefgrüner Ausbildung oder als deutlich schieferige Amphibolite entgegen. Diese ihre letztere Entwicklung ist der Einwirkung des starken Dynamo-Metamorphismus zu verdanken, der die kretazischen Faltungen ergriffen hat.

Die gleiche Schieferigkeit des Gabbros infolge der Dynamo-Metamorphose beobachtet J. Deprat²⁵⁾ auf dem Berge Kakt-sades auf Euböa und er zögert nicht²⁶⁾ die Serpentin- und Amphibolitschiefer Griechenlands in den meisten Fällen als Gabbroiden anzusehen, die durch starken Dynamo-Metamorphismus eben gänzlich umgewandelt worden seien.

Bei St. Thalaläo besteht der sandsteinartige Flysch ausschließlich aus grünen und roten Körnern von Gabbroiden, woraus wir schließen, daß im Eozän diese Eruptivgesteine eine starke Abtragung erfahren haben, wobei hier ein Süßwasserhorizont des

²⁵⁾ J. Deprat, Études géologiques et pétrographiques de l'île d'Eubée, p. 180.

²⁶⁾ J. Deprat, Ibid., p. 182.

Flysches ²⁷⁾ mit einem sporadischen Auftreten von pflanzlichen Stengel-Aggregaten (wahrscheinlich von Gramineen-Halmen) gebildet worden ist. Der Flysch im Dorfe Melanes schließt 5 bis 7 cm dicke Stücke eines schieferigen, einem Amphibolit-Schiefer gleichenden Gabbros ein.

b) Vorkommen bei Azari und der Halbinsel Mutzuna.

In diesem Gebiete haben wir Diabas-Eruptionen (Ophitgabbros) die zu Serpentin mit makroskopischen aus Diallag hervorgegangenen Bastitblättern und mit körnigem Magnesit verwittert sind. Wie aus der mikroskopischen Untersuchung hervorgeht, sind diese Serpentine offenbar sekundär von den Gewässern des darüberliegenden pliozänen Kalktuffes durchtränkt gewesen.

Die unzähligen auf dem Azari ausgestreuten Bomben (Sammlung von Naxos des Geologischen Institutes der Universität in Thessaloniki) bezeugen die Gewalt der Ausbrüche. An der Ostküste der Insel (Gebiet von Mutzuna) haben die basischen Eruptionen den oben erwähnten Horizont 4 der Biotit- und Zweiglimmerschiefer-Kontakt-Metamorphose verändert; dabei sind diese Schiefer zu einem quarzphyllitischen Tonschiefer geworden, der sehr feinkörnigen graugrünen Marmor einschließt. Ihre mikroskopische Untersuchung zeigt eine Tonschiefermasse mit Quarz, Glimmer, Calcit und Eisenerzen.

Ich nehme an, daß diese Ausbrüche in der oberen Kreidezeit stattgefunden haben, da sie unmittelbar unter den eozänen Konglomeraten und dem Flysch liegen.

Literaturen-Verzeichnis:

1. 1898 — Lepsius R.: Geologie von Attika, S. 79, 147—148, Berlin.
2. 1898 — Philippson A.: La Tectonique de l'Égée (Grèce, Mer Egée, Asie Mineure Occidentale) Annales de Géographie, Tome VII, p. 112, Paris.
3. 1901 — Philippson A.: Beiträge zur Kenntnis der geologischen Inselwelt. Mit 4 Karten, Ergänzungsheft N. 134, 3^o „Petermanns Mitteilungen“, S. 71—82.
4. 1902 — Cayeux L.: Sur la décomposition et l'âge des terrains métamorphiques de la Crète. C. R. Ac. S. t. 134, pag. 1117—1119, Paris.
5. 1902 — Philippson A.: Zur Pindos-Geologie. Verh. f. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, XXI, p. 52—69.
6. 1903 — Deprat J.: Note Préliminaire sur la géologie de l'île d'Eubée. — Bulletin de la Société géol. de Fr., 4. Serie, T. III^o, p. 229—242, Paris.

²⁷⁾ G. Th. Oekonomidis, Beiträge zur Kenntnis des Paläogens auf Naxos. Inaugural-Dissertation Thessaloniki 1933.

7. 1904 — Deprat J.: Etude géologique et pétrographique de l'île d'Eubée, Paris.

8. 1907 — Ktenas K.: Die Einlagerungen im Kristallinen Gebirge der Kykladen auf Syra und Siphnos (mit Fig. und einem Profil im Text, und einer Tafel). Mineral. Petrogr. Mitt., Bd. XXVI, H. 4, S. 257—320, Referat im Geol. Zentralbl., Bd. XI^o, N. 139.

9. 1908 — Ph. Négris: Submersion et regression quaternaires en Grèce, B. S. G. Fr., 4ème Série, Tome VIIIe, p. 422.

10. 1908 — Dolfus G.: Observations à la suite de la communication de Ph. Négris: Submersion et regression quaternaires en Grèce, B. S. G. Fr., 4ème Série, VII^o, p. 441.

11. — Dolfus G.: Remarques sur les perforations des blocs présentées par l'auteur à la Société géologique de France, B. S. G. Fr., Série VII, p. 543.

12. 1909 — Papavassiliou S. A.: In Naxos über die vermeintlichen Urgneise und die Metamorphose des Kristallinen Grund-Gebirges der Kykladen (Tafel II und 2 Textfiguren). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 61. Bd., Berlin, S. 134—201.

13. 1911 — Cayeux L.: Exploration Archéologique de Delos. Description Physique de l'île de Delos, I. Partie, Paris.

14. 1911 — Cayeux L.: Existence de calcaires à gyroporelles dans les Cyclades. Comptes rendus des Science de l'Académie des Sciences, Paris, Tome 152, p. 292, Paris.

15. 1913 — Papavassiliou S. A.: Die Smirgellagerstätten von Naxos nebst denjenigen von Iraklia und Sikinos. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, A. Abhandlungen, I. Heft, 65. Bd., Berlin, p. 1—123.

16. 1915 — 1920. — Bourcard J.: Les confins Albanais administrés par la France, p. 34—54.

17. 1922 — Pia J.: (Négris Ph.: Roches cristallophylliennes et tectonique de la Grèce, 2ème appendice, Athènes 1919, I—XIV und 211—310. Textfiguren 56—100, Taf. 26—47. Neues Jahrbuch für Mineral. I. 1922, p. 113).

18. 1922 — Ktenas K. A.: Les plissements d'âge primaires dans la Région centrale de la Mer Egée (Planche II), p. 571—583, Congrès géologique international, Comptes rendus de la XIII session en Belgique.

19. 1924 — 1925. — Sender R.: Zur Geologie und Petrographie der Inselgruppe von Milos. Zeitschrift für Vulkanologie, Heft 8.

20. 1928 — Renz C.: Geol. Unters. auf den Ägäischen Inseln. Praktika Akad. Athen, 3., 1928, p. 552.

21. 1933 — Oekonomidis G. T.: Beiträge zur Kenntnis des Paläogens auf Naxos. Inaugural-Dissertation Thessaloniki.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 1933

Band/Volume: [26](#)

Autor(en)/Author(s): Ökonomidis G. Th.

Artikel/Article: [Die vortertiären metamorphen Gebiete der östlichen Klykaden. 137-153](#)