

ΠΡΑΓΜΑΤΕΙΑΙ ΤΗΣ ΑΚΑΔΗΜΙΑΣ ΑΘΗΝΩΝ

ΤΟΜΟΣ 8^{ος}

DIE TEKTONIK
DER GRIECHISCHEN GEBIRGE

VON
CARL RENZ

MIT ZWEI GEOLOGISCHEN KARTEN



20 NOV. 1958

ΕΝ ΑΘΗΝΑΙΣ

ΓΡΑΦΕΙΟΝ ΔΗΜΟΣΙΕΥΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΑΚΑΔΗΜΙΑΣ ΑΘΗΝΩΝ

1940

1. EINLEITUNG.

Als ich im Jahre 1903 auf Korfu zum ersten Mal griechischen Boden betrat, stellte ich mir nach einem vorläufigen Überblick über diese ionische Insel und das ihr gegenüberliegende Festland die Aufgabe, die Stratigraphie der normal-sedimentären, praeneogenen Formationen von Hellas weiter auszubauen.

Rein tektonische Fragen traten im Anfangsstadium meiner geologischen Tätigkeit naturgemäss noch in den Hintergrund nach dem Grundsatz: ohne Stratigraphie keine Tektonik!

Zusammenfassende tektonische Darlegungen mit Übersichtskarten lagen bereits von M. NEUMAYR⁽¹⁾, A. PHILIPPSON⁽²⁾ und J. DÉPRAT⁽³⁾ vor, als ich 1912 den ersten Versuch wagte, den tektonischen Leitlinien des griechischen Gebirgsbaues nachzugehen (Lit. No 57).

Nachdem ich nun in jahrelanger, allerdings zeitweise unterbrochener Arbeit den von mir gewählten Ausschnitt aus der griechischen Stratigraphie in seinen Hauptzügen geklärt zu haben glaube, möchte ich mit nachstehender Übersicht den zweiten Versuch machen, einen nach dem derzeitigen Stand unseres Wissens zusammengestellten vorläufigen Entwurf zum tektonischen Bild der hellenischen Gebirge zu liefern.

(1) Denkschrift. der Wiener Akad. der Wiss. (math. nat. Kl.) 1880, Bd. 40, M. Neumayr: Tektonischer Teil. S. 383-395 (mit Übersichtskarte).

(2) A. Philippson: La tectonique de l'Égée. Annales de Géographie. Paris 1898, Bd. 7, S. 112-141 (mit Übersichtskarte).

(3) J. Déprat: Note sur la géologie du massif du Pélion et sur l'influence exercée par les massifs archéens sur la tectonique de l'Égée. Bull. soc. géol. de France 1904, Bd. 4, S. 299-338.

Wenn auch die Entwirrung der hellenischen Gebirgsstruktur inzwischen ein gutes Stück weitergekommen ist, so liegt doch, um das Endziel einer einwandfrei feststehenden Tektonik zu erreichen, bei der vielfach noch recht undurchsichtigen Lage im Osten ein noch weiter, arbeitsreicher Weg vor uns.

Es sei auch gleich zu Anfang vorausgeschickt, dass ich das aegaeische Kristallin nicht persönlich studiert habe und hierüber lediglich referiere, wie ich überhaupt eine Verantwortung nur für meine eigenen Untersuchungen übernehme.

Die griechischen Gebirge bestehen neben den geographisch auf die Aegaeis beschränkten kristallinen Grundgebirgsmassen der Urgebirgskerne und metamorph veränderten Sedimentformationen in der Hauptsache aus gefalteten palaeozoischen, mesozoischen und tertiären gewöhnlichen, d. h. von einer Metamorphose unberührten, vorwiegend marinen Ablagerungen, in die zeitweise und in seiner regionalen Verbreitung mehr oder minder zurücktretend eruptives Magma eingedrungen ist und zwar namentlich im Osten des Landes.

Rein vulkanische junge Gebirgsteile, wie beispielsweise das argolische Vorgebirge Methana mit dem entsprechenden Teil von Poros, die Krommyonia, Aegina, Milos, Thera (Santorin), die kleinasiatische Küsteninsel Nysiros und die Ausbrüche von Kos spielen eine räumlich nur untergeordnete Rolle und markieren die Fortsetzung des jungen korinthischen Bruchsystems durch die Aegaeis.

2. HISTORISCHER RÜCKBLICK.

Die Anschauungen über das geologische Alter der die griechischen Gebirge aufbauenden Sedimente haben im Laufe ihrer Erforschungsgeschichte bedeutende Wandlungen durchgemacht.

Werfen wir zunächst einen kurzen Rückblick auf den Werdegang der geologischen Erforschung des Landes.

Die Gesteine der *kristallinen Massive der Aegaeis* wurden von den sie bearbeitenden Forschern teils für alt (archaisch bis altpalaeozoisch), teils für metamorphosierte Kreide (bis Oberjura) gehalten.

Im ersten Fall handelt es sich demnach um alte Urgebirgsmassive

mit ihren metamorph veränderten regulären Umhüllungen; im zweiten Fall wurden im Metamorphikum jüngere metamorphosierte und zwar in erster Linie kretazische Bildungen angenommen, die aus den unmittelbar benachbarten normalen Sedimenten durch regionale Übergänge hervorgegangen sein sollten.

Den älteren Verfechtern dieser zweiten Auffassung galten diese angrenzenden unveränderten Sedimente in ihrer Gesamtheit ausnahmslos als Kreide, worauf ich sogleich zurückkomme.

In neuerer Zeit wiesen einige Autoren Teile des aegaeischen Metamorphikums der Trias zu. Überzeugende Beweise hierfür wurden indessen nur von L. CAYEUX⁽¹⁾ auf Kreta durch Fossilfunde erbracht.

Vor einigen Jahren trat dann L. KOBER⁽²⁾ mit einer erneuten stratigraphischen Aufteilung des attischen Metamorphikums hervor, das nach diesem Autor in seiner metamorphosefreien Umrahmung ein dem «Tauernfenster» der Ostalpen vergleichbares «penninisches Fenster» bilden soll.

Abgesehen von der als gesichert zu betrachtenden tektonischen Scheidung des Metamorphikums von seiner normalen sedimentären Umrandung, die übrigens schon aus meiner im Jahre 1912 gemachten Feststellung⁽³⁾ der deckenmässigen Überschiebung der Athener Schiefer durch die Akropoliskalke hervorging, basiert auch die KOBER'sche Gliederung des attischen Metamorphikums noch auf keinen unumstösslichen Tatsachen, sodass M. BLUMENTHAL⁽⁴⁾ inzwischen beträchtliche, wenn auch seinerseits nicht durch Beweise belegte Einwände gegen die Stratigraphie KOBER'S vorbringen konnte.

Auf Grund seiner Studien in Attika kehrt neuerdings auch J.

(1) L. Cayeux: Sur la composition de l'âge des terrains métamorphiques de la Crète. C. r. Acad. des sc., Paris 1902, t. 134, p. 1116-1119 und L. Cayeux: Sur les rapports tectoniques entre la Grèce et la Crète occidentale. C. r. Acad. des sc., Paris 1902 (20 Mai).

(2) L. Kober: Beiträge zur Geologie von Attika. Sitz.—Ber. Akad. Wiss. Wien (math. nat. Kl.) 1929, Abt. I., Bd. 138, H. 7, S. 299-326.—L. Kober: Die Grossgliederung der Dinariden. Centralbl. für Min. u. s. w. 1929 (Abt. B.), S. 426.

(3) Lit. N° 57, S. 460.

(4) M. Blumenthal: Über den tektonischen Verband osthellenischer Gebirge. Eclogae geol. Helvetiae 1931, Bd. 24, N° 2, S. 347-372.

TRIKKALINOS⁽¹⁾ zu der Ansicht zurück, dass das attische Metamorphikum praedevonischen Alters sei und dass somit der Annahme eines Deckenbaues in Attika ein gewichtiger Grundpfeiler fehle. Es wird hierauf im speziellen Teil noch näher eingegangen werden.

Jedenfalls bleibt aber die einwandfreie Aufhellung der Altersfrage des aegaeischen Kristallins bzw. Mesometamorphikums und seine stratigraphische Gliederung immer noch eine unerlässliche Voraussetzung für die restlose Lösung der tektonischen Probleme in der Aegaeis.

Die normal-sedimentären vorneogenen Gesteine der griechischen Gebirge und Inseln wurden anfangs von wenigen Ausnahmen abgesehen durchweg der Kreideformation zugeteilt, weil man darin an palaeontologischen Beweismitteln zunächst nichts anderes als kretazische Leitfossilien entdeckt hatte. Diese Altersdeutung war gleicherweise bestimmend für die frühere stratologische Beurteilung der praeneogenen Ablagerungen des Dodekanes und der Insel Cypern (Cyprus).

Bei der stratigraphischen Analyse des praeneogenen hellenischen Sedimentkomplexes wiederholte sich daher der anfänglich auch in Bosnien, der Herzegowina, in Albanien und in anderen Teilen des Mittelmeergebietes begangene Irrtum, da auch dort die geographische Verbreitung der Kreide zuerst ebenfalls viel zu reichlich bemessen worden war.

Die allumfassende Zuweisung der praeneogenen Sedimente von Hellas zur Kreide war das Trugbild, das die stratigraphische Auffassung der älteren Forscher mit Einschluss von M. NEUMAYR, A. BITTNER, F. TELLER und R. LEPSIUS beherrschte, eine Auffassung, die heute nurmehr historisches Interesse beanspruchen kann.

Die Ausnahmefälle von dieser ehemaligen Altersdeutung bildeten der schon P. BOBLAYE und TH. VIRLET (1833) gelangene Nachweis eines Oberjura-Aufschlusses in der Argolis, sowie die Entdeckung eines englokalisierten Vorkommens von oberkarbonischem Fusulinenkalk auf der Insel Chios durch F. TELLER (1880). Ferner hatte J. PARTSCH (1896) auf Korfu Oberlias nebst allgemeinem Jura beobachtet und den dortigen obertriadischen Hauptdolomit als fragliche Trias gedeutet; er wertete aber seine auf Korfu gewonnenen Erfahrungen bei der Bearbeitung der übr-

(1) J. Trikkalinos: Über die Schichtenfolge und den Bau Attikas. Stille-Festschrift (Verl. Ferd. Enke). Stuttgart 1936, S. 303-314.

gen ionischen Inseln nicht aus und wandte sich hier wieder den Anschauungen Neumayr's zu.

Der Beginn einer neuen Aera in der geologischen Erforschungsgeschichte des Landes wurde von A. PHILIPPSON eingeleitet, der im Peloponnes und im festländischen Hellas das Eozäen mit seinen weitverbreiteten Nummulitenkalken feststellte und auch auf Ithaka ein Vorkommen von Nummulitenkalk antraf. Zudem wies A. Philippson in der Argolis noch Tithon und im epirotischen Vyrostal Mittellias nach.

Heute wissen wir auf Grund meiner eigenen Untersuchungen⁽¹⁾ in allen Teilen des alten Hellas mit seiner ionischen und aegaeischen Inselwelt⁽²⁾, in Épirus, Südwestalbanien, auf Kreta, Rhodos, (Rodi) und Chios, dass auch *palaeozoische* und *praekretazisch-mesozoische Formationen* einen überaus gewichtigen Anteil am Aufbau der kontinentalen Gebirge der südlichen Balkanhalbinsel, des Peloponnes und der ionischen und aegaeischen Inseln übernehmen.

Zu dieser Erkenntnis trugen weiter bei: die Studien von L. CAYEUX auf Kreta und in der Argolis, von J. DÉPRAT auf Euboea, von A. DESIO auf Kos (Coo), von G. GEORGALAS im Peloponnes, von K. KTENAS in Lakonien und auf Chios und von F. PLEININGER auf Kos, um nur die wichtigsten Arbeiten herauszugreifen.

3. ALLGEMEINE ÜBERSICHT.

a. Stratigraphie.

Gemäss unserer heutigen Kenntnis rekapituliere ich zunächst in einer kurzen Zusammenstellung die stratigraphische Aufteilung der nor-

(1) Ein Verzeichnis meiner Arbeiten findet sich am Schluss dieser Abhandlung.

(2) Die Abgrenzung meines Arbeitsfeldes gegen Norden wird ohne Rücksichtnahme auf die heutigen politischen Grenzziehungen durch eine annähernd gerade Linie markiert, die von der Bucht von Valona über das Tempetal zum Golf von Smyrna verläuft, wobei die magnesischen Inseln und Chios inbegriffen sind. Das nördlich dieser Linie liegende Territorium wird von F. Kossmat, sowie von G. Georgalas, N. Liatsikas, M. Mitzopoulos, J. Trikkalinos und anderen Kollegen bearbeitet. Für die beiderseitige Bearbeitung des Gebietes durch F. Kossmat und mich für das Handbuch der Regionalen Geologie wurde die gleiche Teilungsgrenze angenommen. In mein Arbeitsgebiet wurden ausserdem noch der Dodekanes mit

malen Sedimente, die am Aufbau des hier tektonisch zu besprechenden Gebietes im ganzen beteiligt sind, ohne schon jetzt auf ihre später zu erörternde zonar-fazielle Ausscheidung einzutreten.

Nach einem von A. DESIO⁽¹⁾ auf der anatolischen Küsteninsel Kos (Coo) in Form von schwarzen und grauen, geschieferten Kalken mit *Fenestella cornicula* MGH. und *Orthis noctilio* SHARPE nachgewiesenen SILURVORKOMMEN (ORDOVICIANO SUPERIORE) ist die älteste, bis jetzt durch palaeontologische Urkunden festgelegte Formation Griechenlands das DEVON von Chios.

Nach K. KTENAS⁽²⁾ enthalten die von ihm als Mitteldevon angesprochenen devonischen Schiefer und Kalke von Chios Korallen (*Favosites cristatus*, *Striatopora vermicularis*, *Acervularia pentagona*), sowie *Stringocephalus*.

W. WEISSERMEL⁽³⁾ beschreibt aus den gleichen Bildungen die auf ein allgemein unterdevonisches Alter weisenden Korallen: *Disphyllum* (*Phacellophyllum*) *trigemma* (QUENST.) var., *Psetophyllum* (?) sp., *Columnaria* (*Pycnophyllum*) *breviradiata* WEISSERM., *Tamnopora orthostachys* (PEN.) var. *minor* WEISSERM., *Favosites* cf. *gotlandicus* L., *Favosites* cf. *styriacus* HÖRN., *Alveolites* cf. *multiperforatus* SALÉE, *Auloporidarum* (?) sp. und *Heliolites* n. sp.

Aus dem von J. DÉPRAT ausgeschiedenen Devon von Euboea liegen zunächst nur recht dürftige und fragwürdige palaeontologische Beweise vor.

UNTERKARBON ist im aegaeischen Gebiet ebenfalls vorhanden, aber, abgesehen von seiner Vertretung auf Kos, palaeontologisch noch nicht genügend fundiert.

Dagegen ist die relativ weite Verbreitung von OBER- bzw. MITTELKARBON mit MOSCOVIEN und OURALIEN, sowie von PERM auf der Insel Hydra und weiteren ihr benachbarten argolischen Küsteninseln (Ostpelopon-

dem von mir untersuchten Rhodos und das schon entlegene Cypern einbezogen, das ich im Anschluss an meine griechischen Arbeiten gleichfalls studiert habe.

(¹) A. DESIO: Sulla presenza del Siluriano fossilifero nell' isola di Coo (Egeo). Rend. Accad. Lincei, Cl. Sc. fis., S. 6^a, Vol. 11, p. 1020-21. - A. Desio in XLVI Congres. della Soc. geol. Ital. a Rodi, Roma 1933, p. 29.

(²) K. Ktenas: Recherches sur la géologie de la Mer Égée. I. Sur la découverte du Devonien à l'île de Chio. C. R. somm. Soc. géol. de France 1921, p. 131-133.

(³) W. WEISSERMEL: Eine altpalaeozoische Korallenfauna von Chios. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1938, Bd. 90, H. 2, S. 65-74.

nes), im Kithaeron-Parnes-Beletsi-Mavrinorazug, im Aegaleos und auf Salamis in Attika, in Mittel- und Nord-Euboea, in der östlichen Othrys und auf Chios durch einwandfreie palaeontologische Beweise fest verankert.

Das an manchen der vielen Aufschlüsse über Quarzkonglomeraten folgende OBERKARBON wird vorwiegend durch Fusulinenkalk-Einlagerungen oder grauwackenartige Fusulinengesteine des MOSCOVIEN (mit *Fusulina* s. str., verwandt mit *Fusulina rockymontana* ROTH et SKINNER) und OURALIEN (*Pseudofusulina alpina* SCHELLW. und ihre Gruppe, *Schwagerina princeps* EHR.) vertreten, die einem Komplex von meist dunklen Schiefeln, glimmerigen Sandsteinen und Grauwickensandsteinen angehören. Dazu kommen noch gleichartige Ablagerungen mit Crinoiden (wovon *Platycrinus*), Korallen (*Trachypora* cf. *austini* WORTHEN = *T. achilleos* HERITSCH, *Amplexus* u. a.), Brachiopoden (*Spirifer* div. spec. *Productus* div. sp. u. s. w.) und Gastropoden (*Euomphalus subquadratus* MEEK and WORTHEN, *Macrocheilus nitidulus* MEEK and WORTHEN, *Bellerophon* div. sp.). Ein in Attika aufgesammelter, aus einem schwarzen Kalk des Beletsi stammender Ammonit, *Pericleites atticum* RENZ, steht beim Abwägen seiner Verwandtschaftsverhältnisse entwicklungsgeschichtlich zwischen oberkarbonischen und permischen Formen, gehört aber seinem Muttergestein nach bereits dem Perm an.

Im PERM sind unter den Leithorizonten in erster Linie die schwarzen Lyttonienkalke von Hydra und Mittel-Euboea hervorzuheben (mit *Lyttonia richthofeni* KAYSER, bzw. *Lyttonia nobilis* WAAGEN), die auf Hydra noch weitere für dieses Alter bezeichnende Brachiopoden führen, wie *Enteles* (*Enteleles*) mit *E. waageni* GEMM., *Oldhamina*, *Richthofenia*, *Derbya*, *Orthothes*, zahlreiche *Productiden* u. s. w. Dazu gesellen sich *Liebea sinensis* FRECH, *Orthoceras* cf. *maubesiense* HANIEL u. a. nebst Foraminiferen.

Am meisten verbreitet sind teils dunkle, teils lichte, z. T. mit dolomitischen Gesteinen in Verbindung stehende permische Foraminiferenkalke (in erster Linie Mittelperm) mit Neoschwagerinen (*N. craticulifera* SCHWAGER, *N. margaritae* DÉPRAT, *N. globosa* YABE), Verbeekinen (*V. verbeeki* GEINITZ), Sumatrinen (*S. annae* VOLZ), Fusulinen (*Fusulina* cf. *elongata* SHUMARD, *Palaeofusulina prisca* DÉPRAT, *Palaeofusulina nana* LIKHAREW u. a.) Depratellen, Staffellen (*Staffella deprati* YABE), sowie

Vertretern der Lageniden mit *Spandelina* bzw. *Padangia* und *Pachyphloia* (bisher bekannt aus dem Mittelperm von Sumatra).

Hieran reihen sich ferner Angehörige der Gattungen: *Orobias*, *Endothyra*, *Endothyranella*, *Hemigordius*, *Cribrogenerina*, *Climacammina*, *Glomospira* (*Glomospira pusilla* GEINITZ), sowie *Bradyina rotula* (EICHW.), *Tetrataxis conica* EHR. nebst *Mizzia velebitana* SCHUBERT. Ausserdem erscheinen in diesen Permkalken noch Korallen⁽¹⁾ (wie u. a. *Polythecalis rosiformis* HUANG, *Dibunophyllum renzi* HERITSCH, *Caninia trinkleri* SCHIND.).

Als weitere charakteristische Bildung treten im Liegendkomplex der Lyttonienkalke schwarze Fusulinellenkalke und Fusulinellenschichten (Hydra, Attika, östliche Othrys, Chios), hinzu, z. T. in Verbindung mit dichten, durch dünne, alternierende Schieferzwischenlagen unterbrochenen Dolomitbänken (Kryoneridolomit von Hydra und Amorgos).

Aequivalente der aegaeischen Foraminiferenkalke des Perms habe ich auf dem Wege der Tethys nach den fernöstlichen Regionen noch weiterhin auf der Insel Cyperu festgestellt.

Quarzite bzw. quarzitische Sandsteine und Sandsteine von z. T. roter Färbung im höheren Perm erinnern an die Bildungen der Gröden-Schichten (Hydra). Weiter finden sich noch schwarze Bellerophonkalke (Hydra).

Zu dem anstehenden Perm Ostgriechenlands kommen dann ferner die foraminiferenhaltigen Permkalkkomponenten im neogenen Pesuliakonglomerat der Kuphonisia (Kykladen) mit Neoschwagerinen, Verbeekinen, Sumatrinen, Fusulinen u. s. w. des Mittelperms, die darauf schliessen lassen, dass nicht weit davon unveränderte mittelpermische Kalke anstanden. Ebenfalls nur auf sekundärer Lagerstätte wurde Oberkarbon im Dodekanes auf Rhodos⁽²⁾ (Rodi) angetroffen, das sonst auch noch auf Kos und Leros wiederkehrt.

(1) Mein in Griechenland gesammeltes oberkarbonisches und permisches Korallenmaterial wurde von Herrn Professor F. Heritsch palaeontologisch bearbeitet; die palaeontologische Beschreibung meines karbonischen und permischen Foraminiferenmaterials wurde von Herrn Dr. M. Reichel übernommen mit Einschluss der Arten, die bereits von mir bestimmt worden waren.

(2) Carlo Migliorini e Ardito Desio: Il carbonifero nell' isola di Rodi (Egeo). Boll. Soc. geol. ital. Roma 1930, Vol. 49, fasc. 2, p. 345-354.

Ein weiterer Aufschluss mit Fusulinengesteinen (Oberkarbon oder Perm?) wurde aus Lakonien bekannt (KTEXAS).

Von den mesozoischen Formationen ist die *Trias* mit allen ihren Unterabteilungen nachgewiesen und über die festländischen Gebirge und Inseln mit Einschluss von Rhodos (Egeo) weit verbreitet.

Die *Untertrias* wird durch fossilführende alpine Werfener-Schichten mit Seiser- und Campiler-Aequivalenten vertreten, so in Attika (Belepsi, Parnes) und auf Hydra. Dortige Oolithkalke mit Gastropoden legen gleicherweise einen Vergleich mit den alpinen Gastropodenoolithen nahe.

Auf Chios wurde dagegen ein zweites Vorkommen der als Këirakalke bezeichneten, berühmten untertriadischen Cephalopodenkalke (oberes Werfénien) der albanischen Merditaserie mit ihrer reichen und einzigartigen Ammonitenfauna festgestellt, in der die Columbiten, Paranauniten und die übrigen zugehörigen albanischen Faunenkomponenten wiederkehren.

In der *Mittel- und Obertrias* sind in Ammonitenfazies Aequivalente der Bulogkalke mit z. T. sehr ausgiebigen und artenreichen Cephalopodennestern dieser bosnischen Fauna (Hydra), sowie die argolischen *H. Andreas-Schichten* mit ihrer reichhaltigen *mittelkarnischen* Ammonitengemeinschaft und die gleichfalls argolischen *Asklepieionkalke* hervorzuheben. Letztere enthalten in roter Hallstätter Kalkfazies eine lückenlose Folge von Ammoneezonen, die sich von den *Trinodosusschichten* ab bis hinauf zu den *mittelkarnischen Zonen* einschliesslich in der zusammengehörigen Kalkmasse aneinanderschliessen.

Teilglieder der letzteren Fazies wurden jüngst auch in der westlichen Othrys nachgewiesen (bei Archanion, Lit. 121).

Von *oberkarnischen* Ammoniten ist bis jetzt nur ein aus den schwarzen Richtikalken von Amorgos stammender *Placites* cf. *oldhami* MOJS. bekannt.

Im Westen des Landes sind im *Karnikum* schwarze Carditakalke hervorzuheben (ionischer Bezirk), sowie die einen hervorragenden Leit-horizont abgebenden karnischen bis unternorischen, kieseligen und auch kalkigen *Halobienschichten*, die sich vom nördlichen Pindos ab über Aetolien, den Peloponnes und die kretische Inselbrücke bis nach Rhodos (Rodi) verfolgen liessen.

Wichtige Triasglieder sind weiter die Aequivalente der ostalpinen

Wettersteinkalke (Diploporenkalke), des *Hauptdolomits* und der *Dachsteinkalke* (Megalodontenkalke, Gyroporellenkalk). Bemerkenswert sind hierbei noch *oberrorische* Korallenkalke mit *Zlambachkorallen* und obertriasisch-rhätische Korallenkalke.

Ebenso fehlt es auch in der *Juraformation* nicht an stratigraphischen Richtlinien, die beweisen, dass auch der Jura im Einklang mit der Konkordanz seiner Schichtenfolge durchgehend zur Ablagerung gelangte.

Wichtige Fossilhorizonte bilden im ionischen Bezirk die *unter-* und *mittelliassischen* Brachiopodenlager in den mächtigen, die Dachsteinkalke gleichartig fortsetzenden Basalkalken des oberliassischen Ammonitico rosso (ionische Dachsteinkalke).

Mit *Domeriano*-Ammoniten führenden lokalen Vorläufern schliesst sich dann die Ammonitenfazies selbst mit dem *oberliassischen Ammonitico rosso*, der auch in der Argolis wiederkehrt, an die ionische Dachsteinkalk-Entwicklung an, gefolgt von dem habituell sehr ähnlich ausgebildeten *Unterdogger*, beide mit reichen Ammonitenfaunen (im Oberlias allein mit mehr als 120 verschiedenen Formen).

Die ionischen Dachsteinkalke gleicherweise ablösend treten daneben *oberliassische Posidonien*schichten auf, die innerhalb einer anderen Faziesserie sonst noch auf Rhodos nachgewiesen wurden.

Im *Mitteldogger* stellen sich weitere Ammonitenkalke ein mit einer Fauna der Humphriesianumschichten, auf die im *Oberdogger* ein *zweiter oberer Posidonienhorizont* folgt, der bis ins Callovien hineinreichen kann.

Im Malm gehören die Aulacomyellenhornsteine und die *Aptychenschichten* des Westens mit lokal auftretenden *tithonischen Ammonitenkalcken* und die *Cladocoropsiskalke* (unteres Kimméridgien bis Séquanien) des Ostens mit den sie überlagernden *tithonischen Ellipsactinien-Sphaeractinienkalcken* (*E. ellipsoidea* STEINM., *E. caprensis* CAN., *Sph. dicotoma* CAN.) zu den stratigraphisch wegleitenden Fossilhorizonten. Dazu kommen noch Diceratenkalke (*Heterodicerias luci* DEFR.) und Actaeoninenkalke (*Actaeonina acuta* ORB.).

Die zugunsten der älteren Formationen und des Alttertiärs räumlich stark zurückgedrängte *Kreide* ist ebenfalls in ihrem ganzen stratologischen Umfang entwickelt.

Wichtige, über das ganze Land verteilte Fossilhorizonte sind die *Orbitolinenschichten des Cenoman* und der in den *oberkretazischen Hip-*

puritenkalken enthaltene Foraminiferenhorizont des *Maestrichtien*, sowie die Hippuriten-Radiolitenkalke selbst, in denen auf Grund der Rudisten *Turon*, *Emscher*, und *Senon* nachgewiesen wurden.

Von allgemeinem Interesse sind ferner die in den transgressiven Bildungen der osthellenischen Kreidetransgressionen neben anderen Fossilgruppen geborgenen reichen *Korallenfaunen des Cenoman*, worunter *Aspidiscus cristatus* LAM. und *Aspidiscus felixi* RENZ als Begleiter meiner, weitere 111 Korallentypen umfassenden Aufsammlungen hervorzuheben sind, sowie unterkretazische Requienienkalke, Urgonkalke mit Apricardien (Toucasien), die unterkretazischen Ammonitenkalke der Argolis, die nach L. CAYEUX dem Hauterivien angehören (Barrémien nach v. UHLIG) und mittelkretazische Exogyrenkalke (*Exogyra columba* LAM. (Lit. 101).

Das die Kreide mit *Paleozän*, *Eozän* und *Oligozän* überlagernde *Alttertiär* wurde in Kalk- und Flyschfazies durch den Nachweis reicher Foraminiferenfaunen stratigraphisch zergliedert und bis zum *Aquitanien* auch palaeontologisch sichergestellt, wobei die miogypsinenführenden Zwischenkalke im oberen ionischen Flysch anzeigen, dass die Flyschfolge hier bis ins *Burdigalien* hineinreicht.

Der oberste Flysch und das jüngere Miozän werden durch eine durchgreifende Diskordanz von einander getrennt.

Die diskordant in das vorher gefaltete Gebirge eingreifenden Ablagerungen des höheren Miozän und Pliozän bestehen in der Hauptsache aus strandnah abgesetzten Gesteinen (Konglomerate, Gips, Mergel, Sandsteine), zum Teil aber auch aus kontinentalen Bildungen (Pontien).

Jüngeres marines *Miozän* ist auf den westlichen und südlichen Randbezirk Griechenlands beschränkt (Ionische Inseln, akarnanische Westküste, Epirus, Kreta), weitere Vorkommen finden sich bei Athen und in Thessalien.

Marine Ablagerungen des *Pliozän* verteilen sich im allgemeinen auf die gleichen Gegenden im Westen und Süden des Landes, sonst herrschen brackische und Süßwasser-Bildungen.

Den Abschluss bilden quartäre und alluviale Ablagerungen von untergeordneter Verbreitung.

Die *zonare Feingliederung* konnte in den verschiedenen Formationen noch nicht überall fortlaufend durchgeführt werden, da zwischen den Fossilhorizonten auch wieder längere fossilfreie und auch petrographisch

nicht zu trennende konkordante Schichtenpartien eingeschaltet sind, die unter Sammelnamen zusammengefasst wurden. Solche *Spezialbezeichnungen für einzelne prägnante Schichtengruppen* wurden teils für Griechenland neu geschaffen (wie Pantokratorkalke, Viglaeschichten, Tripolitzakalke⁽¹⁾ etc), teils bei fazieller Übereinstimmung von der Alpen- bzw. Dinariden- oder Apenninenstratigraphie übernommen (wie Werfenerschichten, Kōirakalke, Bulogkalke, Wettersteinkalke, Dachsteinkalke, Hauptdolomit, Ammonitico rosso, Flysch u. s. w.).

Die aus dem stratigraphischen Auflösungsprozess hervorgegangene Ausgestaltung der historischen Geologie hat in den verschiedenen griechischen Landesteilen nicht gleichen Schritt gehalten. Die regionalen Unterschiede in der Vervollkommnung der geologischen Landeskunde rühren z. T. auch daher, dass ich nach vorbereitenden Orientierungsreisen durch ganz Griechenland die eigentliche systematische Durchforschung des hellenischen Bodens vom ionischen Meer her gegen die Aegaeis vornehme.

Zufolge der gewählten Arbeitseinteilung ist das westliche Hellas mit dem ionischen Archipel zurzeit besser bekannt als der Osten, wo es sich vorerst noch um mehr örtlich umgrenzte Forschungsbezirke handelt, deren durchgängige Verknüpfung sich noch nicht überall anstandslos durchführen liess. Doch konnte auch in den aegaeischen Landesteilen die Altersbestimmung der an ihrem Aufbau beteiligten Felsarten in Zusammenarbeit mit meinen oben genannten Kollegen schon soweit gefördert werden, dass heute unter Beiseitelassung des Metamorphikums keine stratigraphisch umstürzenden Überraschungen oder belangreicheren Erweiterungen mehr zu erwarten sind.

Obwohl daher meine eigenen stratigraphischen Arbeiten noch nicht zum Abschluss gekommen sind, erschien mir eine erneute Zusammenfassung aller bisherigen Untersuchungsergebnisse nunmehr doch geboten, da sich das angesammelte Tatsachenmaterial auf viele Einzelschriften verteilt. Ein vollzähliges Verzeichnis aller meiner Griechenland betreffenden Abhandlungen bildet den Abschluss dieser Darlegungen.

Gegenüber meinen ersten Publikationen ergaben sich im Laufe der

⁽¹⁾ Die Bezeichnung «Tripolitzakalke» wurde erstmals von A. Philippson gewählt.

fortschreitenden Untersuchungen noch manche Abänderungen. Die Berichtigungen betrafen in erster Linie Folgerungen, die auf Grund von Angaben früherer Autoren bei der vergleichweisen Heranziehung der damals von mir noch nicht durchforschten Gegenden gezogen wurden. Namentlich im Anfang meiner geologischen Tätigkeit in Griechenland war ich naturgemäss noch vielfach auf die bereits vorhandene Literatur angewiesen, wobei ich die veröffentlichten Forschungsergebnisse in den von mir noch nicht betretenen Gebieten zunächst als feststehend anerkennen musste.

b. Die Fazieszonen.

Die ausgeschiedenen Formationen überziehen nun mit ihren Teiligliedern das griechische Territorium nicht in jeweils gleichbleibender fazieller Ausstattung, sondern es macht sich innerhalb der verschiedenen Formationen mit dem die Streichrichtung verquerenden Fortschreiten vom ionischen zum aegaeischen Meer ein mehrmaliger Fazieswechsel geltend, wobei sich streichende, einheitliche Faziesbänder, d. h. faziell individualisierte und aus der dinarischen Streichrichtung allmählich bogenförmig nach Osten drehende Längszonen herauschälen lassen, die allgemein mit den tektonischen Gebirgseinheiten zusammenfallen.

Vom westlichen Aussenrand wurden gegen die Aegaeis weiterschreitend folgende Fazieszonen, bzw. Gebirgseinheiten ausgeschieden:

1. die *Paxoszone* als vermutliche Fortsetzung der apulischen Tafel (Adriatis),
2. die zunächst als autochthon zu betrachtende *adriatisch-ionische Zone* (einfache Falten und Schuppen), die nach innen, d. h. im nächst inneren Streifen des allgemeinen Zonenbogens in
3. die *Tripolitza-Subzone* übergeht; beide geschieden durch das beiderseits verlängerte westaetolische Flyschband und dessen zentralpeloponnesischem Aequivalent (Tripolitzafliesch) als Gemeinschaftsdach von
4. der *Olonos-Pindoszone*, deren Sedimente den westaetolischen, bzw. Tripolitzafliesch überschieben (Schuppenbau im Pindoszug und Decke im Peloponnes, Kythera, Kreta, Rhodos),
5. die *Parnass-Kionazone*, deren Kalkmassen deckenbildend über das Olonos-Pindosystem, bzw. den Pindosfliesch übergreifen, sowie
6. die *osthellenische Zone*, die als höheres Stockwerk zusammen mit

der Parnass-Kionaserie den Deckenbau der ostgriechischen Gebirge formt und schliesslich von 3 bzw. 5 und 6 tektonisch abgetrennt

7. *das zentralpeloponnesisch-kretische, das attisch-kykladische und das pelagonische Massiv.*

Der mannigfache regionale Fazieswechsel der jeweiligen unveränderten Sedimentformationen, der zur Ausscheidung der Fazieszonen 1-6 führte, tritt im Anblick der äusseren Gebirgs- und Landschaftsformen wenig hervor und enthüllt sich erst bei sorgfältigen Einzelaufnahmen.

Dazu kommt, dass sich gleichartige Gesteinstypen mehrfach in oft weit auseinanderliegenden Formationen wiederholen.

Ein jungpalaeozoischer, mesozoischer oder alttertiärer Kalk zeigt bei gleichen Bankungsverhältnissen in jeweils gleicher Höhenlage über dem Meer dieselben Oberflächenformen und dieselben Verkarstungserscheinungen und ebenso sehen sich Flysch, Werfener- und Oberkarbon-Schiefer äusserlich oft zum Verwechseln ähnlich, wobei ein Vergleich der oberkarbonischen Schiefer- und Grauwackensandsteine mit dem Flysch besonders augenfällig wird. Das gleiche gilt für die jungpalaeozoischen (p.p.), triadischen und kretazischen Dolomite oder für gewisse Partien in den Hornsteinkomplexen der adriatisch-ionischen, Olonos-Pindos- und osthellenischen Zone. Auf den Kuphonisia (Kato- und Ano-Kupho, Glaronisi) und Makariaes-Inseln (H. Nikolaos) der Kykladen treten sogar noch im Neogen limnische Plattenkalke auf, die in ihrem Habitus von den mesozoischen und alttertiären Plattenkalken kaum zu unterscheiden sind.

Mit Gliederungen nach lediglich lithologischen Gesichtspunkten lässt sich daher in Griechenland nicht viel anfangen. Daher mag es auch kommen, dass die ersten Erforscher des Landes so ziemlich alle vorneogenen Sedimente zunächst einheitlich für Kreide hielten, zumal auch die Hippuriten und sonstigen Rudisten bei ihrer weitverbreiteten Massenhäufung zu den vordringlichsten griechischen Versteinerungen zählen.

c. Die Faltungen, die Bruchbildung und die Kombination der griechischen Zonen mit den aussergriechischen Anschlusszonen.

Die *Hauptfaltung* der normal-sedimentären, vorneogenen Faziesserien erfolgte in der *Zwischenzeit zwischen den letzten Niederschlägen des Flyschs, die im ionischen Gebiet die Schwelle des Miozän noch über-*

schreiten (Miogypsinenschichten des Burdigalien), und der Transgression des jüngeren Miozän, in dem sich vor allem die Ablagerungen des Tortonien⁽¹⁾ durch reiche Faunen auszeichnen.

Im ostgriechischen Bereich, in dem das Schlussglied des Flyschs stratigraphisch noch nicht so genau fixiert ist, bleibt demnach ein weiterer Spielraum und dementsprechend lässt sich dort auch die Hauptfaltung zeitlich noch nicht mit gleicher Sicherheit präzisieren.

J. DEPRAT verlegte die tertiäre Hauptfaltung auf Euboea ins Oligozän, da er die dortigen Kumi-Schichten, die transgredierend über die älteren Formationen der euboeischen Schichtenfolge übergreifen, dem Aquitanien zuwies.

Ganz allgemein ist jedenfalls der Faltungsbeginn von Osten nach Westen hinaufgerückt.

Der mitteltertiären Gebirgsfaltung ging in den Verbreitungszügen der äusseren Zonen (adriatisch-ionische Zone, Olonos-Pindoszone) jedenfalls eine lange Periode der tektonischen Ruhe und kontinuierlichen Meeresedimentation voraus, die das Mesozoikum und die Kalksedimentation des Alttertiärs umfasste und bei deren Niederschlag sich die durch säkulare Hebungen und Senkungen hervorgerufenen Niveauänderungen des Meeresbodens in den jeweiligen intrazonaren Faziesfolgen wieder spiegeln.

Erst in Flysch schalten sich zeitweilig Konglomerateinlagerungen ein.

Zeitweise empfindlichere Störungen verursachten im Mesozoikum lediglich Bewegungen mit beschränktem Aktionsradius, wie sie sich in vertikalen, submarinen Grosschollenbewegungen im ionischen Oberlias und älteren Dogger äussern. Abgesehen davon wurde aber, wie betont, die fortlaufende Sedimentablagerung in den westlichen Zonen durch keine aktiven Gebirgsbewegungen gestört.

Weitere und auch tiefgreifendere *mesozoische tektonische Bewegungen* wirkten sich allein im Osten aus und ergeben sich hier aus der sich in der Oberkreide allgemein ausbreitenden osthellenischen Kreidetransgression (Gosau) und ihrer Vorläufer (Cenoman und älter).

⁽¹⁾ Meine Aufsammlungen aus dem ionischen Tortonien (Leukas, Kalamos und Akarnanien) wurden von E. Baumberger und Max Mitzopoulos palaeontologisch bearbeitet. Vergl. Lit. No 128 u. 129, sowie 123.

Ausstrahlungen dieser osthellenischen Bewegungen machen sich westwärts noch durch das Auftreten von Bauxitlinsen bemerkbar, die als Zwischenschaltung in der Kalkfolge der benachbarten mittelgriechischen Hochgebirgsstöcke (Parnass-Kionazone) eine Emersionsphase markieren.

Diese kretazischen Gebirgsbewegungen innerhalb der osthellenischen Zone verraten sich auch durch die aus der albanischen Merditaserie stammenden und in die adriatisch-ionische Flyschsedimentation der im Nordwesten von Korfu gelegenen Insel Othoni eingeschwemmten Gerölle.

Ich habe nämlich im höheren Flysch der Insel Othoni (Fanó) reichliche Gerölle von Ophiolithen mit ihren in der osthellenischen Serie (Merditaserie) damit verbundenen Begleitgesteinen festgestellt. Diese Gerölle wurden jedenfalls aus einem der heutigen Lage nach inneralbanischen Ophiolithfestland durch Flüsse in das ionische Flyschmeer verfrachtet, sodass also in der mit dem Senon abschliessenden albanischen Merditazone die Gebirgsbildung bez.w. der Vorschub der Merditaserie schon zu einer Zeit erfolgte, als im adriatisch-ionischen Faziesraum Griechenlands noch die fortlaufende und mit der unteren Miozän-Schwelle endende Sedimentation anhielt.

Was nun die alten *palaeozoischen Faltungen* anbelangt, so nimmt J. DÉPRAT auf Euboea eine zwischen Karbon und Trias zu setzende Faltungsperiode an, da sich dort die Trias mit einem basalen Transgressionskonglomerat über die abradierten Schichtköpfe der zu Isoklinalfalten zusammengepressten Karbonschiefer legen soll. Eine solche weite tektonische Diskordanz im Sinne DÉPRAT'S, kann hier aber nicht in Frage kommen.

Ich habe nämlich neuerdings im Jungpalaeozoikum von Mittel-Euboea permische Lyttonienkalke und ebenfalls permische Foraminiferenkalke mit weiteren Permgliedern nachgewiesen (Lit. N° 119). Vermutlich handelt es sich bei den betreffenden Konglomeraten der DÉPRAT'schen Profile um Verrucano, wobei jedoch kaum anzunehmen ist, dass in der an die Konglomerate anschliessenden triadischen Schichtenfolge DÉPRAT'S die von mir im benachbarten Attika festgestellten Werfener-Schichten tatsächlich fehlen sollten.

Ob ferner die Quarzkonglomerate im Liegenden des Oberkarbons, wie sie auch im Schosse des Parnes in Attika auftreten, auf eine vor-

gängige, prae- oder allenfalls auch intrakarbonische Gebirgsbewegung hindeuten, lässt sich hier mangels eines nach unten weitergehenden Profils zurzeit noch nicht entscheiden, wäre aber im Zusammenhang mit der varistischen Gebirgsbildung durchaus annehmbar.

DÉPRAT gibt allerdings ein scheinbar kontinuierliches Profil aus dem Gebirgszug von Vathya in Mittel-Euboea, d.h. aus der direkten mitteleuboeischen Verlängerung des gleichen Gebirgsstückes in Attika mit dem Parnes-Karbon und -Perm; es scheinen mir aber in diesem Querschnitt von Vathya Überschiebungen im Spiel zu sein, zumal hierin die von mir im nördlichen Streichbezirk angetroffenen karbonischen Schiefer und Fusulinengesteine des Moscovien und Ouralien fehlen, die in der Umgebung von Partheni, Panagia und Tharunia noch mit schwarzen korallen- und foraminiferenführenden Permkalken in Verbindung stehen.

Dagegen geht aus dem von K. KΤΕΝΑΣ auf der Insel Chios aufgestellten Devon-Karbonprofil mit aller Deutlichkeit hervor, dass zwischen dem dortigen Mitteldevon bis? Oberdevon (Unterdevon nach Weissermel) und dem Mittelkarbon eine Schichtenlücke mit tektonischer Diskordanz vorliegt.

Jedenfalls werden aber solche alte und dann auch nur am Aegaeisrand aufgedeckte tektonische Bewegungen durch die alles ummodelnde tertiäre Faltungstektonik und Bruchbildung unterdrückt und treten heute nurmehr verwischt in unser Blickfeld.

Die der miozänen Hauptfaltung auf dem Fusse folgende *jungtertiär-quartäre Dislokationsperiode* führte dann mit ihren gewaltigen Vertikalverschiebungen das Werk der weiteren Herausmodellierung des heutigen Oberflächenreliefs des Landes fort.

Die Hebungen und Senkungen dieser jungen Bruchbildung, deren Nachwehen in mancherlei rezenten und aus historischer Zeit beglaubigten Niveauveränderungen⁽¹⁾ der Strandlinien, sowie in den häufigen Erderschütterungen unserer Tage ausklingen, übte namentlich in den Aussenbezirken der hellenischen Halbinsel einen bestimmenden Einfluss auf die Gestaltung des Landschaftsbildes aus.

(1) Ph. Negris hat sich viel mit diesen Fragen beschäftigt, wenn ich auch seinen z. T. übertriebenen Vorstellungen nicht immer zu folgen vermag. Vergl. ferner u. a. auch Ardito Desio: Indizi di bradisismi recenti nell'isola di Tèlendo (Egeo). Rivista di Scienze naturali «Natura» Milano 1928, Vol. 19.

Auf eine weiter in die tertiäre Vorzeit zurückreichende Bruchbildung weist der von Albanien nach Thessalien hinübergreifende albanische Skumbigraben, der mit marinen Ablagerungen des Oligozän und Untermiozän erfüllt ist, die ihrerseits noch starke Krustenbewegungen zeigen.

Die jungtertiär-quartäre Bruchbildung formte die heutige Inselplastik und die Küstengliederung mit den weit ins Meer vorspringenden Landzungen, den Meerengen und tief eingreifenden Meerbusen. Eine Reihe kleinerer, verzweigter, fjordähnlicher Buchten und enger Meerestrassen könnten indessen mit A. PHILIPPSON als Erosionstäler gedeutet werden, die bei der letzten diluvialen Senkung untergetaucht sind.

Die junge Bruchtektonik schuf ferner die das gefaltete Gebirge durchsetzenden Binnenbecken und Binnenebenen mit den öfters darin zurückgebliebenen Binnenlandseen.

Welch gewaltiges Ausmass die hier noch in junger Zeit erfolgten Niveauänderungen erreichen, zeigen z. B. einerseits der westliche ionische Randbruch, der an der Südwestküste des Peloponnes mit jähem Absturz zu einer Meerestiefe von 3000 m. hinabführt und andererseits die über 1700 m. hochgehobenen Pliozänablagerungen am Nordrand der peloponnesischen Gebirge.

Das junge Bruchsystem lässt im ganzen keine bestimmte richtungsgleiche Allgemeinanordnung mit dem ihm vorangegangenen Faltenwurf erkennen, wenn auch einige Hauptbrüche, wie der ionische Randbruch, mit der Streichrichtung der adriatisch-ionischen Faltenachsen gleichlaufen.

Dagegen entspricht z. B. der korinthische Golf in seinem westlichen Teil wieder einem ausgesprochenen Quergraben und ebenso weist auch der ambrakische Meerbusen Querbruchcharakter auf. Doch fällt die mehrfache Parallelität der Hauptsprünge unter sich ins Auge, wie sie M. NEUMAYR schon auf seiner tektonischen Karte zum Ausdruck gebracht hat.

Das Grossbruchsystem erweitert sich vielfach zu einem aus unzähligen Verwerfungen geknüpften Bruchnetz von jeseits mehr lokaler Bedeutung, das namentlich in den am meisten betroffenen Aussengebieten zu einer weitgehenden Zerstückelung führte.

In neuerer Zeit hat sich W. v. SEIDLITZ noch viel mit den jun-

gen Bruchsystemen im östlichen Mittelmeergebiet beschäftigt; ich verweise auch hier auf die wichtigen Arbeiten dieses Autors⁽¹⁾.

Jedenfalls hebt sich überall in Hellas-abgesehen etwa vom Pin-dos-, die grosse Abhängigkeit der Berg-, Tal- und Küstenformen von dem das Land durchschneidenden jungen Bruchsystem klar heraus.

Die durch die Bruchbildung geschaffenen Beckenformen und Ein-bruchsfelder wurden dann durch Abtragungsmaterial eingeebnet oder mit neogenen Ablagerungen erfüllt, die ihrerseits auch sonst vielfach den durch die Faltungstektonik gestalteten Untergrund auf weite Strecken hin überziehen und dessen Zusammenhang oberflächlich unterbinden.

Dazu kommen noch *posthume Faltungsbewegungen*, bei denen auch junge neogene Sedimente in flache Falten gelegt wurden, die mancher-orten mit deutlicher Prägung hervortreten.

Alle diese der Hauptfaltung nachfolgenden Vorgänge haben den ursprünglichen, durch die Faltungstektonik geschaffenen Bau heute gros-senteils nurmehr in ruinenhaftem Zustand zurückgelassen und zwar na-mentlich in den Randgebieten der griechischen Halbinsel und auf den Inselgruppen, wo z. T. nur noch weit und breit alleinstehende, aus ihrem organischen tektonischen Verband gerissene Gebirgstrümmer den Mee-resspiegel überragen.

Für die Rekonstruktion des so zugerichteten mitteltertiären Faltungs-gebäudes kommt den faziellen und tektonischen Verhältnissen in der *aussergriechischen Umwelt* eine erhöhte Bedeutung zu. Dies gilt vor allem für das geschlossenere Gebirgsland in dem nordwestlichen dinarischen Anschlussstück, in dem sich die verschiedenen Gebirgseinheiten der Reihe nach ungestörter zusammenfügen.

Die jungen Faltensysteme der Dinariden setzen sich mit durch-schnittlichem NW-SE bis NNW-SSE Streichen auf der griechischen Halbinsel und dem Peloponnes fort und wenden sich in Mittelgriechen-land und im Peloponnes nach Osten um, um girlandenartig nach Klein-

(1) Vergl. u. a. W. v. Seidlitz: Der Einbruch der Aegaeis und die Bruchbil-dungen im levantinischen Gebiet. Jenaische Zeitschr. f. Naturw. 1928, Bd. 64 und: Über die Gestaltungsgeschichte des östlichen Mittelmeeres und afrikanische Ein-flüsse auf den geologischen Bau Europas. Forschungen u. Fortschritte, Berlin 1929, Jg. 5, N° 3, S. 26-28.

asien und Cypern hinüberzuschwenken. Die äusserste dieser Girlanden ist der kretisch-rhodische Inselbogen.

In prinzipiellem Einklang mit den allgemeinen dinarischen Richtlinien kann meine *Olonos-Pindoszone* mit der *Cukalizione* von NOPCSA verglichen werden. Meine *Parnass-Kionazone* korrespondiert mit der westmontenegrinisch-kroatischen Hochkarstzone von KOSSMAT, bezw. der montenegrisch-nordalbanischen Tafel von NOPCSA und meine *osthellenische Zone* mit der bosnisch-inneralbanischen Kalk- und Serpentinregion von KOSSMAT (= Merdita-Decke von NOPCSA).

Bei diesen Vergleichen ist aber immer zu berücksichtigen, dass die Zonen im Streichen ihren tektonischen Charakter ändern können, wie noch später gezeigt werden wird.

Die zunächst als autochthon zu betrachtenden Faltenwürfe der *adriatisch-ionischen Zone* erfüllen von der Bucht von Valona ab, wo sie in die Adria hinausstreichen, das südwestliche Albanien und treten von hier auf griechischen Boden über, während sich in der *Paxoszone* anscheinend eine Verlängerung der apulischen Tafel darbietet.

In entgegengesetzter Fortsetzung des allgemeinen Zonenbogens erlangen u. a. die *Olonos-Pindos*schichten *im südwestlichen Kleinasien* eine weite Verbreitung (nach A. PHILIPPSON). Die durch mich vom Nord-Pindos bis nach Rhodos verfolgten fossilführenden Leithorizonte dieser Zone werden auch hier durchziehen; bis jetzt hat A. PHILIPPSON in Südkarien die der *Olonos-Pindos*serie zugehörigen, liegenden, mitteltriadischen Diploporenkalke festgestellt.

Die Kalke der *Parnass-Kionas*erie und die Bildungen der osthellenischen Zone lassen sich ebenfalls in das südliche Anatolien hinein verfolgen.

So stellen sich z. B. auch die oberjurassischen *Cladocoropsiskalke* der *Parnass-Kionas*fazies wieder im Topalengebirge bei Denisli ein.

Weiterhin soll jedoch im Taurus nach F. FRECH zwischen Unterkarbon und Oberkreide eine weite Lücke in der Sedimentreihe vorliegen (Tauriden).

Soweit hier meine eigenen Beobachtungen reichen, ist aber im Taurus zum mindesten noch Perni vertreten, da wir bei einem Besuch von Mersina (Mersin) in Bachgeschieben des westlichen Hinterlandes dieser Stadt dunkle permische Foraminiferenkalke angetroffen haben (Lit. 100 u. 102).

Ferner vertragen sich auch meine im überschobenen Deckgebirge von Cypern gewonnenen und durch palaeontologische Urkunden gefestigten stratigraphischen Ergebnisse schwer mit dieser Behauptung von F. FRECH.

In dem von Norden her überschobenen Gebirgstheil der cyprischen Nordkette (Kyrenian range) wurde nicht nur Jungpalaeozoikum, sondern auch Trias und Jura nachgewiesen (Lit. 100 u. 102). In diesem cyprischen Jura kehren u. a. die in Griechenland und Südanatolien in der Parnass - Kionafazies, sowie in den peloponnesisch - kretischen Tripolitzakalken auftretenden oberjurassischen Cladocoropsiskalke wieder, die ich andererseits aber auch ausserhalb der hier besprochenen Gebirgssysteme in den oberen Glandarienkalken des Libanon und Antilibanon festgestellt habe (Lit. 105).

Die cyprische Kyrenian range selbst setzt sich im Amanus fort.

Da jede der ausgeschiedenen Zonen ihre eigene individuelle Note aufweist, war die Gliederung des Stoffes für die nachstehenden Darlegungen schon von selbst gegeben.

Ich bespreche zunächst die geographische Verteilung, die fazielle Eigenart und die Lokaltektonek meiner einzelnen Zonen in der Reihenfolge, wie sie sich im allgemeinen Zonenbogen von aussen nach innen aneinandergliedern.

Aus der Zusammengliederung der Einzelzonen, die, wie gesagt, als Fazieszonen mit den tektonischen Gebirgseinheiten im wesentlichen korrespondieren, formt sich dann das Bild der Grosstektonik.

4. SPEZIELLER TEIL.

I. Die Paxoszone.

Das Areal der Paxoszone¹⁾ erhebt sich nur noch mit wenigen Fragmenten über den Spiegel des ionischen Meeres. Zu ihr gehören die

¹⁾ Vergl. hierzu: A. MARTELLI: Note geologiche su Paxos e Antipaxos nelle Isole Ionie. Atti Accad. dei Lincei 1900, ser. 5, Rendiconti Vol. 9, p. 282.

A. MARTELLI: Le Formazioni geologiche e i fossili di Paxos e Antipaxos nel mare Ionio. Boll. soc. geol. ital 1901, Vol. 20, p. 394 ff.

A. MARTELLI: PAXOS e Antipaxos nel Mare Ionio. Boll. soc. Geogr. ital. Ser. 4, Bd. 2, N° 9 u 10.

Inseln Paxos und Antipaxos, sowie die Hauptgebirge von Kephallenia und Zakynthos (Zante), die insgesamt anscheinend eine Fortsetzung der apulischen Tafel (Adriatis) darstellen.

An ihrem Aufbaumaterial beteiligen sich in der Kreide vor allem graue, dickbankige bis klotzige oberkretazische Hippuritenkalke.

In den Hippuritenkalken der Paxoszone findet man häufig noch ganze Schalen von Hippuriten und sonstigen Rudisten, während diese Formen in den turonen-oberkretazischen Kalken der adriatisch-ionischen Zone gewöhnlich nur in Trümmern überliefert sind. Hierbei handelt es sich in vielen Fällen um Einschwemmungen, wie anscheinend schon in den foraminiferenführenden Maestrichtienkalken mit ihren intakten Orbitoiden etc. Nachweislich sind die in den Nummulitenkalken des Lutétien und selbst noch in den oligozänen Lepidocyclinenschichten öfters beobachteten Fragmente von Hippuritenschalen als Einschwemmungen zu betrachten.

Konkordant über der Oberkreide folgen auf Paxos grauweiße bis graugelbliche, gebankte oder scharf geschichtete bis plattige Kalke, die nach oben hin auch in ganz dünnbankige bis geschieferte, z. T. bräunliche Kalke mit mergeligem und schiefrigem Zwischenmittel übergehen.

Regional nimmt der Nummulitenkalk des Lutétien auch eine dicke Bankung oder klotzige Formen an, wie u. a. auch in der Umgebung des Sputzo-Hafens auf Paxos selbst.

Der die Hippuritenkalke überlagernde Kalkkomplex vertritt auf Grund seiner Foraminiferenfaunen das gesamte Alttertiär.

Zum Unterschied von der östlich benachbarten adriatisch-ionischen Zone wird in der Paxoszone der adriatisch-ionische Flysch vom Lutétien aufwärts durch eine vorwiegende Kalksedimentation ersetzt. Ich habe deshalb diese westlichste hellenische Region zunächst als spezielle „Paxoszone“, ausgeschieden.

Ältere, der Rudistenkreide vorangehende Horizonte sind zurzeit in der Paxoszone noch nicht nachgewiesen, aber vermutlich auf Kephallenia noch aufgeschlossen. J. PARTSCH erwähnt da z. B. bei Assos an der Westküste einen tiefer liegenden, rötlichen Dolomit.

A. SILVESTRI: Fossili rari e nuovi di Paleogene. Boll. soc. geol. ital. 1920, Vol. 39, p. 64., sowie Lit. N° 4, S. 160, Lit. N° 8, S. 544, Lit. N° 74, S. 184-185, Lit. N° 103, S. 365.

Die Kalke der Paxoszone sind im allgemeinen nur in einfache Falten gelegt, die durch die junge Bruchbildung wieder zerrissen wurden.

Allein im insularen Gebirgsfragment von Kephallenia hat sich eine obermeerische Nachbarschaft der Sedimente der Paxoszone und der adriatisch-ionischen Zone erhalten; das zur Paxoszone gehörige kephallenische Hauptgebirge des Aenos wird aber hier durch eine tiefe, mit Neogen erfüllte Senke von der aus der adriatisch-ionischen Fazies bestehenden östlichen Randkette von Sami (Avgos-Kokkini Rachi-Atroszug) geschieden, so dass der unmittelbare tektonische Kontakt fehlt.

Auch auf Zante wird das zur Paxoszone gehörige Hauptgebirge durch ein breites Neogenband von dem sich im Süden der Stadt erhebenden Skopos-Berg getrennt, als dessen Kern adriatisch-ionischer Carditakalk erscheint.

Um richtig urteilen und die Paxoszone mit Bestimmtheit als Glied der Adriatis ansprechen zu können, müsste man vor allem die fazielle Beschaffenheit und Stratigraphie ihres praekretazischen Untergrundes kennen, da am Monte Gargano die Schichtenfolge zwischen mittlerer Trias und Kreide durch eine weite stratigraphische Lücke mit tektonischer Diskordanz unterbrochen wird.

Allerdings tritt, wie später noch erörtert werden wird, die Sedimentreihe vom Habitus der adriatisch-ionischen Zone von der Adria aus erst in den Zentralapenninen (Marche-Umbria) auf italienischen Boden über, sodass auch insofern die Paxoszone mit der apulischen Tafel in Verbindung gebracht werden kann.

In der Paxoszone könnte man vorerst, d. h. bis zur Aufhellung der noch bestehenden Unsicherheit immerhin auch nur eine faziell modifizierte äussere Rand- oder Subzone der eigentlichen adriatisch-ionischen Zone sehen, in der lediglich die typisch adriatisch-ionischen Flyschgesteine durch kalkreichere Niederschläge verdrängt werden. Ein ähnlicher Wechsel wiederholt sich, wie noch unten gezeigt werden wird, in der östlicheren Olonos-Pindoszone, in deren westlichem Schuppenverband die Kalkentwicklung nach dem Maestrichtien durch Flysch abgelöst wird, während im östlich an die Pindosketten anschliessenden Flyschdach der gleichen Einheit der Flyschbeginn etwas tiefer herab-rückt (zwischen geschaltete Kalkbänke mit Maestrichtien-Foraminiferen innerhalb des Alt-Flyschs).

II. Die adriatisch - ionische Zone.

Die adriatisch - ionische Zone umspannt auf dem Festland die Gebirge von Südwestalbanien, die sich von der Bucht von Valona südostwärts bis zur griechischen Grenze ausbreiten, sowie die epirotische und akarnanische Gebirgswelt westlich der Pindoskette nebst dem westpeloponnesischen Gebirgsvorland und die ionische Inselflur mit Ausschluss von Kythera und den zur Paxoszone gerechneten Teilgliedern. Am Aufbau von Kephallenia beteiligen sich, wie gesagt, sowohl die Fazieselemente der Paxoszone, wie der adriatisch - ionischen Zone, zu der die Sedimente des östlichen Randgebirges von Sami (Atros - Kokkini Rachi - Avgoszug) gehören.

Die ältesten bis jetzt in der adriatisch - ionischen Zone nachgewiesenen Ablagerungen sind die bereits von Zante erwähnten schwarzen, bituminösen, *karnischen Carditakalke*, die von der jüngeren Miozänzeit an der Überflutung durch das transgredierende Meer standhielten und als isolierte Kuppen das Neogen durchragen. Ich bezeichnete sie nach einem typischen Vorkommen auf der Insel Korfu als *Fustapidimakalke*.

Die geschlossen durchgehende, konkordante adriatisch ionische Sedimentationsreihe setzt sich sodann aus nachstehenden Gliedern zusammen:

Das tiefste Glied bildet der obertriadische Hauptdolomit, der sich in seiner petrographischen Beschaffenheit vollkommen dem ostalpinen Hauptdolomit angleicht und dessen basaler Verband mit den nur noch klippenartig erhaltenen, karnischen Fustapidimakalken bis jetzt noch nicht klar beobachtet werden konnte.

Nach oben schliessen sich an den Hauptdolomit die *obertriadisch - rhätischen Dachsteinkalke* an, in diesem Abschnitt bestimmt durch Gyroporellen, Korallen und Megalodonten.

Die gleiche lithologische Kalkentwicklung setzt sich mit *unter - und mittelliassischen Brachiopodentagern* (Aspasiakalke der Apenninen und Siziliens) durch den *Unter - und Mittellias* fort und reicht als *zusammenhängender ionischer Dachsteinkalkkomplex* oder *Pantokratorkalk* (nach dem Pantokratorberg auf Korfu) bis zur Oberkante des Mittellias.

Im Grenzstrich gegen den Oberlias ist der *Domeriano* lokal schon in Ammonitenfazies ausgebildet (mit Rhacophylliten, Arieticeraten etc.).

Hierauf folgen:

oberliassischer Ammonitico rosso von mediterranem Gepräge mit reichen

Ammonitenfaunen bezw. *schwarze oberliassische Posidonienschiefer*, die den mitteleuropäischen Posidonienschiefern des Oberlias in ihrem allgemeinen Habitus vollkommen gleichen, partiell jedoch noch mit dünn-schichtigen, kieseligen Posidonienlagen in Verbindung stehen können.

An den oberliassischen Ammonitico rosso reihen sich im *Unterdogger* weitere, ebenfalls faunistisch reich ausgestattete Ammonitenkalke von ähnlicher Textur und höhere gebankte Kalke des *Mitteldoggers*, deren obere Lagen stellenweise eine Ammonitenfauna der *Humphriesianum-schichten* geliefert haben.

Die oberliassische Posidonienfazies setzt sich dagegen in einer durch Wechsellagerung verbundenen Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfolge fort.

Im adriatisch-ionischen Oberlias und älteren Dogger laufen demnach *zwei zeitlich äquivalente, aber verschiedenartige Faziesausbildungen* nebeneinander her⁽¹⁾, von denen der Ammonitico rosso - Entwicklung der Charakter einer *Beckenfazies* und der Posidonienschiefer-Serie die Eigenschaft einer *Schwelfazies* zukommen und zwar im Verein mit ihren faunistischen und lithologischen Eigentümlichkeiten auch schon aus Gründen ihrer sonstigen allgemeinen geographischen Verteilung, da sich der erstere Faziestyp der mediterranen Entwicklung anschliesst und der letztere für deren neritische Randzone spricht.

Eine die Posidonienschieferfazies tragende, plattformartige Grossscholle schiebt sich im adriatisch-ionischen Faziesgebiet von Norden her keilförmig in den Beckenraum vor.

Mit beiderseits konkordanter Überlagerung breiten sich dann über diese beiden heteropischen Faziesfolgen des adriatisch-ionischen Oberlias und älteren Doggers die den adriatisch-ionischen Faziesbezirk wieder gleichmässig überziehenden *Posidonienhornsteine des oberen Doggers* als *weiter höherer Posidonienhorizont*.

Aus diesen faziellen Verhältnissen geht hervor, dass hier zu Beginn des Oberlias submarine Verschiebungen von Grossschollen eintraten, die sich gegen Ende der mittleren Doggerzeit wieder ausglich. Jedenfalls waren die Niveauunterschiede zwischen dem tiefergelegenen Sedimentationsraum des rein mediterranen Ammonitico rosso und dem hierzu

(¹) Vergl. hierzu meine Übersichtskarten in Lit. 86 u. 87, sowie Nachträge hierzu in Lit. 96, 108, 113, 113a, 120 und Lit. 115, S. 442.

gehobenen Ablagerungsbezirk der der neritischen Randfazies zuneigenden oberliassischen Posidonienschiefer-Entwicklung vor dem Niederschlag der oberen Posidonienschichten ausbalanziert und die damit verbundenen submarinen Vertikalbewegungen zur Ruhe gekommen.

Diese während der Ablagerung des adriatisch-ionischen Oberlias und älteren Doggers ausgelösten orogenetischen Gleitbewegungen zwischen sich untermeerisch hebenden und senkenden Grossblöcken wirkten sich nicht nur faziesbestimmend aus, sondern erklären auch die mannigfaltigen Einlagen trümmerhaltiger oder feiner klastischer Bildungen in den Grenzprofilen zwischen den beiden faziellen Entwicklungen, d. h. im Bereich der vertikalen Reibungsflächen der sich gegeneinander verschiebenden Grosschollen. So lässt sich auch das Vorkommen von fragmentarischen und mit ihrer Füllmasse auf Mittellias weisenden Domeriano-Ammoniten (Rhacophylliten, Arieticeraten), sowie von Mittellias-Kalkblöcken in den dem Ammonitico rosso zwischengeschalteten klastischen Bildungen mancher dieser Grenzprofile verstehen.

Die posidonienführenden Hornsteine des oberen Doggers, die noch die Schwelle des Callovien überschreiten können, gehen mit petrographischen Fluktuationen in die *oberjurassisch-unterkretazischen Viglaeschichten* über.

Der nach dem Viglaesberg auf Korfu benannte Komplex der adriatisch-ionischen Viglaeschichten ist ein unter diesem Sammelbegriff zusammengefasster, etwa 450m mächtiger Verband von Schiefen, meist plattigen Hornsteinen und lichten, oben z. T. auch hellroten Plattenkalken, die durch vertikale Wechsellagerung und auch horizontalen Austausch ihrer lithologischen Einzelglieder, sowie durch teilweises Ineinanderwachsen der beiden letzteren Komponenten ein sonach untrennbares und vom lithologischen Gesichtspunkt aus zusammengehöriges Schichtenpaket bilden, wenn auch im allgemeinen die Schiefer-Hornsteine mehr im unteren Teil auftreten und die vielfach noch Hornsteinkonkretionen einschliessenden Plattenkalke in der Oberpartie die Vorhand gewinnen oder ausschliesslich herrschen.

In ihrem oberjurassischen Anteil führen die Viglaeschichten stellenweise Aulacomyellenhornsteine (1), sowie in verschiedenen Stufen ober=

(1) Zuerst aus den oberjurassischen Lemesschichten Dalmatiens bekannt geworden.

jurassische *Aptychen* und lokal auch *Tithon - Ammoniten* mit ihren zugehörigen *Aptychen* nebst *Tithonia (Collyrites) cf. transversa* Orb.; in ihrem unterkretazischen Abschnitt enthalten sie sporadisch auftauchende *Belemniten* des *Aptien bis oberen Neokom* und vereinzelt erscheinende unterkretazische *Aptychen*.

Die beiderseitigen verschwommenen Grenzen der Juraformation verlaufen demnach im adriatisch - ionischen Faziessystem innerhalb von jeweils lithologisch zusammengestellten, mächtigen Schichtenverbänden, die unter den angegebenen Sammelnamen «*Pantokratorkalke*» für den unteren und «*Viglaeschichten*» für den oberen Komplex zusammengefasst wurden.

Beide Faziesglieder gehören zu den wichtigsten gebirgsbildenden Aufbau - Elementen der adriatisch - ionischen Zone.

Die oberjurassisch - unterkretazischen *Viglaeschichten* werden durch eine Grenzbildung mit einem im ganzen adriatisch - ionischen Faziesbezirk wegleitenden cenomanen *Orbitolinenhorizont*⁽¹⁾, der auch die für das gleiche Alter bezeichnenden Mikroforaminiferen mit *Globotruncana appenninica* O. RENZ nebst Rudistenfragmenten führt, von den konkordant folgenden massig gebankten bis klotzigen, höheren *Hippuritenkalken des Turon und der Oberkreide* geschieden. Die letzteren enthalten gleichfalls einen Grossforaminiferenhorizont des *Maestrichtien* mit den überall in Griechenland in dieser Stufe auftretenden Orbitoiden und weiteren Foraminiferentypen (Vergl. die gleiche Fauna bei der *Olonos - Pindosserie*).

Mit dem an die Rudistenkreide konkordant anschliessenden und durch eine typisch paleozäne Foraminiferenfauna gekennzeichneten *Paleozän* (mit *Miscellanea miscella* ARCH., *Globorotalien* etc.) nehmen die hellgrauen Kalke wieder eine richtige Schichtung an und entwickeln sich zu einem alttertiären, gleichfalls hornsteinführenden Plattenkalkkomplex, mit dem die Oberpartie der *Viglaeschichten* sozusagen lithologisch wiederauflebt.

Die Foraminiferenführung ist besonders in den *Nummulitenkalken* des *Lutélien* überaus reich und reicht nach dem palaeontologischen Befund in *Kalkfazies* noch etwas über die *Mitteleozängrenze* hinaus (oberste

(1) Mit den auch aus der *Olonos - Pindosserie* angegebenen cenomanen *Orbitolinen*.

Lagen mit *Chapmanina gassinensis* Silv., *Pellatispira madaraszi* Hantken, Asterocyclinen u. s. w).

Der Lutétienkalk kann vorübergehend auch wieder klotzige Formen annehmen, wie beispielsweise zum Teil auf Leukas oder auf Othoni (Merovigli, Kastrozug - Kap Bocha).

Der konkordant folgende *obereozäne - oligozäne Flysch* enthält ebenfalls reiche Foraminiferenfaunen und zwar meistens in kalkigen Zwischenlagen.

Vor allem sind Foraminiferenfaunen der *aquitanen Lepidocyclinenschichten* ausgezeichnet vertreten, während die ebenfalls reichen *miogypsinenführenden Foraminiferenschichten* noch ein Hinaufreichen der konkordant abgesetzten Flyschbildungen ins *Burdigalien* anzeigen.

Ausserdem sind im adriatisch-ionischen Flysch auf palaeontologischer Basis noch *Auversien*, *Ludien* und *Lattorfien* bis *Rupétien* (*Nummulites intermedius - fichteli* Mich.) festgestellt.

Die Hauptmasse des adriatisch-ionischen Flyschs ist somit obereozänen und oligozänen Alters; das ganze Oligozän ist im Flysch enthalten, der noch die untere Miozänschwelle überschreitet.

Hierzu sei noch bemerkt, dass sich auf der nordwestlich von Korfu gelegenen Othoni-Insel (Fanó) im höheren Flysch eine lithologische Differenzierung anbahnt, wodurch sich Anklänge der dortigen mit ihren Miogypsinengesteinen noch ins Burdigalien hineinreichenden Flyschentwicklung an den Flysch der Malakstra in Albanien herausbilden. Die sandig-mergeligen Partien dieses Flyschs enthalten auch auf Othoni die schon erwähnten reichlichen Rollstücke von ophiolithischem Material nebst weiteren Eruptivgesteinen, weissen Quarzen, roten und grünen Hornsteinen bezw. Jaspis, d. h. Gerölle, die aus Inner-Albanien stammen müssen, da *anstehende Eruptiva im ganzen adriatisch-ionischen Faziesraum fehlen* bis etwa auf ein eng lokalisiertes Vorkommen von Augitandesit, der den vom Olonos-Pindosystem überschobenen ionischen Flysch am Westrand des nördlichen Hochpindos durchstösst (bei Peristerion). Zu erwähnen wären in diesem Zusammenhang noch lose Amphibolitblöcke, die im Flysch von Varnakas in Akarnanien (Xeromeros) angetroffen wurden (Lit. 44).

Wie schon betont, bieten die im höheren Flysch von Othoni reichlich vertretenen Ophiolithgerölle mit ihren zugehörigen Begleitgestei-

nen auch in tektonischer Hinsicht ein ganz besonderes Interesse. Sie setzen voraus, dass zu einer Zeit, als im ionischen Gebiet die Flyschsedimentation noch ruhig weiterging, also vor der Faltung der adriatisch-ionischen Gebirge, in der osthellenischen Zone bezw. Merditazone, woher diese Gerölle stammen, bereits ein Gebirge errichtet war, von dem Flüsse die Ophiolithgerölle in das westliche ionische Flyschmeer verbringen konnten. Die Gebirgsbildung begann auch demnach im Osten früher, als im Westen.

Mit dem Flysch geht die seit der Obertrias ohne Sedimentationspause durchlaufende Schichtenfolge des adriatisch-ionischen Faziesystems zu Ende.

Das zu der mesozoisch-alttertiären Schichtenserie diskordant gestellte *Neogen* ist im ionischen Gebiet mit transgredierend übergreifendem, jüngerem, marinem *Miozän*, das u. a. reiche Tortonienfaunen enthält, und marinem und limnischem *Pliozän* vertreten.

Abgesehen von dem oben angegebenen Verbreitungsraum der adriatisch-ionischen Fazies sei noch auf eine weitere gleichartige und abwärts bis zu den cenomanen Orbitolinenschichten verfolgte Entwicklung hingewiesen, die nach oben ebenfalls mit einer nummulitenhaltigen Plattenkalkserie endet und in deren Rudistenkreide gleicherweise der orbitoidenführende Maestrichtien-Horizont nebst den tieferen, kieselhaltigen Orbitolinenkalken wiederkehren. Diese Fazies herrscht auf KRETA in der Kophinoskette, d. h. in dem südlichen mittelkretischen Randgebirge (Gebirge von Ethia mit seiner östlichen Verlängerung), sowie auf RHODOS im Attairo- und Armenisti-Akramiti-Massiv. Die gleiche Entwicklung erscheint weiter im Osten auch nochmals auf der Insel CYPERN in den dortigen autochthonen Lapithos-beds.

In entgegengesetzter Verlängerung erstehen die bei Valona in die Adria hinausreichenden adriatisch-ionischen Fazieselemente des Jura mit allen ihren lithologischen und faunistischen Eigentümlichkeiten wieder in den Zentralapenninen (Marche-Umbria) und vom Domeriano ab auch in den lombardischen Alpen, woselbst sich im Comersee-Gebiet auch die Zweiteilung der Faziesentwicklung im Oberlias widerspiegelt.

Im Hinblick auf die ganz anders gearteten stratigraphischen und faziellen Verhältnisse am Monte Gargano, den man als Fortsetzung der adriatisch-ionischen Zone betrachtete, konstatiere ich hier lediglich eine

auf eigenen Studien⁽¹⁾ beruhende Tatsache. Die betreffenden jurassischen Faziesglieder scheinen der Achse der Adria zu folgen, um sich östlich am Monte Gargano vorbeizuwenden und in den Zentralapenninen erneut aufzutauchen.

Die mächtige adriatisch - ionische Serie des Mesozoikums und Palaeogens, die in der hier kurz geschilderten Entwicklung das ganze adriatisch - ionische Faziesgebiet einheitlich überzieht, unterlag nach dem Niederschlag des Flyschs als Ganzes einer durchgreifenden und alle Glieder gleichzeitig erfassenden Faltung.

Solange keine hinreichend zwingenden Gegenbeweise erbracht sind, können die adriatisch - ionischen Faltengebirge als autochthon gelten.

Im festländischen Mittel- und Nordgriechenland wölben sich die östlichsten mesozoisch - alttertiären Falteglieder von adriatisch - ionischem Typus aus der westaetolischen Flyschzone und ihrer nördlichen Verlängerung konkordant heraus.

Einfacher mit der litoralen Hauptlinie gleich orientierter antiklinaler Faltenwurf zwischen Flyschsynklinalen, allgemein nach Westen überkippte bis liegende Längsfalten mit eingefalteten Flyschsynklinalbändern und gleichwärts gerichtete Überschiebungen von Schuppen über den Flysch des nächst westlich vorhergehenden Schuppendaches charakterisieren die adriatisch - ionische Gebirgsstruktur.

Bei den Schuppen handelt es sich meistens um bis auf den Kern freie, nach Westen offene, halbseitige Faltenflügel. In Verbindung mit den zur Überschiebungstektonik führenden tangentialen Kräften wurden noch vorzeitige Berstungen unausgereifter Falten beobachtet, wobei sich das innere Schichtenpaket einer derartigen praematuren Falte in Form eines Grossblockes über den durchstossenen Flysch vorbewegte (wie z. B. auch in Südwestalbanien nach Nowack).

Die allgemeine Streichrichtung des Faltenbaues verläuft von NW bis NNW nach SE bis SSE, doch kann sich das Streichen vorübergehend auch bis NE - SW drehen.

Die von symmetrischen, einfachen Aufwölbungen zur Schuppenstruktur weiterschreitenden jeweiligen Phasen der adriatisch - ionischen Gebirgsbildung verteilen sich nun aber nicht zonenmässig abgezirkelt auf die

(1) Lit. No 69, 70, 72, 73 u. 78.

einzelnen streichenden tektonischen Unterglieder, sondern sie können sich, einander im Streichen ablösend, auch in ein und derselben Falteinheit auswirken, wobei die Intensität der tangentialen tektonischen Kräfte im Verlauf der Streichrichtung stärker oder schwächer zum Ausdruck kam.

Dieses primäre Falten- und Schuppengerüst, dessen Aufrichtung, wie gesagt, in der Zeit nach den letzten Absätzen des Flyschs erfolgte, wurde dann nachträglich und nachdrücklichst durch die unmittelbar anschließende jungtertiär-quartäre Bruchtektonik umgestaltet.

Ich will hier nicht die ganze Lokaltektonek der adriatisch-ionischen Landschaften erschöpfend abhandeln, sondern begnüge mich damit, an Hand einiger Beispiele die soeben kurz skizzierten verschiedenen Formen des tektonischen Strukturbildes noch näher darzulegen.

a. Ithaka.

Als Muster einer einfachen antiklinalen Faltenbildung, die nur durch die jüngere Bruchtektonik kompliziert wird, sei der tektonische Aufbau der Insel ITHAKA vorangestellt (Lit. 53 u. 96).

Das von den Brüchen der jungtertiär-quartären Dislokationsperiode umgrenzte Faltenfragment von Ithaka zerfällt in zwei Gebirgsstücke, die nur durch den schmalen Isthmus des Aëtos orographisch miteinander in Verbindung stehen.

Der südliche Inselteil wölbt sich zu einem symmetrisch gestalteten Antiklinalensattel auf (Luftsattel), dessen NNW-SSO gerichtete Achse beim Fortschreiten von N nach S allmählich nach Osten umbiegt.

Der Kern der Aufwölbung besteht aus obertriadischem Hauptdolomit und ionischem Dachsteinkalk; ihr Mantel aus oberliassischem Ammonitico rosso, Dogger, den oberjurassisch-unterkretazischen Viglaeschichten, cenomanem Orbitolinenkalk, turonen-oberkretazischen Hippuritenkalken (inkl. Maestrichtienhorizont) und paleozänen bis eozänen Foraminiferenkalken mit den Nummulitenkalken des Lutétien. Der Nummulitenkalk wird im Westflügel der Antiklinalen von dem die Pisaëto-Senke durchstreichenden ionischen Flysch auf ein kurzes Stück hin eingedeckt.

Der im Meroviglizug vorliegende antiklinale Westschenkel ist voll-

ständiger, als der Ostschenkel, in dem die cenomanen Orbitolinenkalkbänke mit überlagerndem Hippuritenkalk nur noch an den Vorsprüngen der Kaps Ithaki und Sarakiniko fragmentarisch erhalten sind und die jüngeren Schichtenglieder fehlen.

Das in der Zentralzone des südlichen Inselkörpers freiliegende Falteninnere streicht von der Dexiabucht, vom Kap H. Andreas und der Schinosbucht zu dem der Ostküste vorgelagerten Inselchen Lygia durch und wird beiderseits der dementsprechend abgedrehten Antiklinalachse von Längsbrüchen durchrissen und durch die hierdurch bedingte Auseinanderreissung des Schichtenverbandes verschiedentlich in seinem Zusammenhang unterbrochen.

Der zerstückelte Gebirgsgrat des Aëtos-Isthmus (Pantokratorkalk, Viglaeschichten mit den oberen cenomanen Orbitolinenkalklagen, Hippuritenkalk) leitet zur nördlichen Inselhälfte über, die eine etwa N - S orientierte Synklinale mit beiderseits erhaltenen Synklinalschenkeln darstellt.

Die korrespondierenden Schenkel der beideteils an die Synklinale anschliessenden Aufwölbungen sind entlang der von den randlichen Hauptbrüchen gestalteten Längsseiten von Ithaka abgesunken.

Die Muldenachse folgt der Längsrichtung des die Synklinalkernzone bildenden lepidocyclinenreichen Flyszuges von Aphales - Archangeli - Polis, dessen West- und Ostrand die normal unterlagernden Nummulitenkalke des Lutétien mit den petrographisch gleichartigen Kalken des älteren Eozän bis Paleozän begleiten.

Darunter treten im steilen Westschenkel, der im Kavellares (Neïon) aufsteigt, und in dem durchschnittlich flacheren Ostschenkel, der den Marmakazug und den Neritos aufbaut, als konkordant tiefere Schichtenfolge der Reihe nach hervor: oberkretazisch-turone Hippuritenkalke (inkl. Foraminiferenhorizont des Maestrichtien), cenomane Orbitolinenkalklagen, unterkretazisch-oberjurassische Viglaeschichten, Posidonienhornsteine des oberen Doggers, älterer Dogger, oberliassischer Ammonitico rosso, ionische Dachsteinkalke und obertriadischer Hauptdolomit.

Die Gesteinsfolge des Neritosmassivs setzt sich jenseits des in Scholentrümmer zerteilten Aëtosgrates nach SSO im Merovigli fort, d. h. der Ostschenkel der nördlichen Synklinalen korrespondiert mit dem Westschenkel der Antiklinalen des südlichen Inselteiles und bildet somit den

Mittelschenkel zwischen der Antiklinalen des Südens und der sich nach Westen daran anschliessenden Synklinalen des Nordens.

Die das Herzstück der südlichen Aufwölbung durchstreichenden Längsverwerfungen stören auch den Zusammenhang im tieferen Schichtenverband am Ostabfall des Neritos- und Marmakaszuges d. h. im Bereich der Bucht von Kioni und in der Phigalia.

Abgesehen davon ist die Schichtenfolge in diesem Flügel der Synklinalen aber immerhin noch geschlossener und regelmässiger, als in dem stark verrutschten synklinalen Westschenkel am Osthang des Kavelares, dessen normale Gesteinsfolge sich jenseits des Einbruchkanals zwischen Ithaka und Kephallenia nach Süden in dem östlichen kephallenischen Randgebirgszug von Sami (Avgos - Kokkini Rachi - Atros) gleichartig fortsetzt.

b. Korfu (Kerkyra).

Das den nordöstlichen Inselteil erfüllende Hauptgebirge von *Korfu* bietet dagegen das tektonische Bild einer nach Westen übergelegten Falte, die sich in ihrem Verlauf unter Zerreißung des Mittelschenkels zu einer westwärts überschobenen Schuppe ausweitet.

Dieses postoligozäne Faltungsgebäude der mesozoisch - alttertiären Gesteine, das allgemein in der Zwischenzeit zwischen den letzten Niederschlägen des adriatisch - ionischen Flyschs (Burdigalien) und den jüngeren miozänen Transgressionsbildungen aufgerichtet wurde, hat sich auf Korfu nur noch im *Pantokratormassiv* einigermassen intakt erhalten, während es sonst überall auf der Insel durch die jungtertiär - quartäre Bruchtektonik und übergreifendes Neogen bis auf wenige, die jungen Ablagerungen durchragende Gebirgsruinen und kleinere Klippen wieder zerstört wurde.

Zu den letzteren Gebilden gehören der aus Oberlias bis Oberkreide zusammengesetzte *Kurkulizug* zwischen Gianades und Liapades⁽¹⁾, der von einem Längsbruch durchrissen, in zwei allgemein östlich geneigten

(1) Der Längssprung folgt dem Oberliaszug Kurkuligipfel - Liapadesbucht als der Unterkante der Ostscholle. Die dem Kurkuli vorgelagerte Klippe Koliviri gehört noch zur herabgebrochenen Westscholle des Kurkulizuges und besteht ebenfalls aus Viglaeskalken (graue Plattenkalke mit schwarzen, schiefbrig - plattigen Hornsteinzwischenlagen und dickere, graue Kalklagen; N 45 W, 20 - 45 Ost).

Schollen vorliegt, sowie der aus ionischem Dachsteinkalk bestehende *Kalkstock* ⁽¹⁾ *des Santi Deka* (in der Gipfelmulde mit Oberlias- und Doggerresten) und der *Pelleka-Hügel* (obere Pantokratorkalke mit Mittellias-Brachiopoden). Dazu kommen die gleichfalls zum ionischen Dachsteinkalk (Pantokratorkalk) gehörigen Inseln *Lazaretto* und *Vido* (auf Vido mit Überlagerungsfragmenten von Oberlias und Dogger) nebst den beiden, die alte und neue Festung tragenden *Kalkhügeln von Korfu-Stadt* (ionische Dachsteinkalke mit herabgebrochenen, anlagernden Schollen von höherem Dogger und Viglaeschichten mit Malm-Aptychen). Ebenso wurden am Vorsprung *Aphionas* an der nördlichen Westküste von Korfu unter harten, groben Konglomeraten angetroffene Viglaeschichten mit Dogger-Posidonien und Malm-Aptychen, sowie dort anstehender Hauptdolomit vom überflutenden Miozänmeer verschont. Auch aus dem Neogen des Palaeokastritza-Hügels tritt ganz lokalisiert noch Pantokratorkalk hervor.

Ferner sind noch eine Reihe von gleichartig entstandenen Klippen aus karnischem Fustapidimakalk, die sich über den mittleren und südlichen Inselteil verteilen, bei der Miozäntransgression erhalten geblieben.

Unter derartigen von den neogenen Aufarbeitungsprodukten ⁽²⁾ ungebenen Relikten des schwarzen karnischen Carditakalkes sind auf Korfu u. a. anzuführen: der Fustapidima-Vorsprung nördlich der Govinobucht und die Hügel Berdessi und Lamia im Westen der Govinobucht, ferner die Vorkommen am Hang südwestlich von Stavromenos bzw. zwischen Stavromenos und Panagia Mad. di Sparmio, sowie an der Kalkkuppe bei Triklino (am Südhang des Potamostales westlich Alepu) und schliesslich im Norden von Varypatades und nordwestlich Pikulatika, die alle in der Inselmitte gelegen sind. Dazu treten die Vorkommen

(1) Stellenweise tritt mesozoischer Kalk (besonders Viglaeskalk und Hippuritenkalk) in seinem ursprünglichen frischen Zustand auch noch in der von Stavros und Benitze nach Süden zum Mesongi ziehenden östlichen Randkette hervor, deren Kerngestein er bildet oder bildete. Auch das diesem Zug entgegengesetzte westliche Randgebirge von Garuna bis H. Mathias besteht aus den gleichen neogenen Konglomerat- bzw. Trümmergesteinen mit ihren Begleitbildungen und nicht aus Kreidekalken, wie PARTSCH annahm. Es ist die Fortsetzung des H. Georgiosberges bei Myrtiotissa, der aus festen Konglomeratbänken zusammengesetzt ist.

(2) Im Hornsteinschutt der Govinogegend und auch noch anderwärts öftere Brocken der Dogger-Posidonienhornsteine.

südwestlich von Chlomos (Rizokremos) und westlich von Gardiki bezw. südlich hiervon (Chondrakas) im südlichen Inselteil.

Von Strinilla ab stellt der nördliche Teil des *Pantokrator-Querschnittes* in seiner Uranlage die besagte, nach Westen liegende, N-S orientierte Falte dar, die die mesozoisch - alttertiären Sedimente in lückenloser Folge umfängt, d.h. vom obertriadischen Hauptdolomit als Falteninnerem bis hinauf zu dem als Synklinalkern eingefalteten Flysch des Flyschzuges Omali - Episkepsis - H. Panteleimona.

Im anschliessenden südlichen Abschnitt des Pantokratormassivs erfolgt vom Panagia - Hochtal ab der Umschwung zum Überschiebungsbau. Hier erfolgte eine Berstung der liegenden Falte und der Faltenkern schob sich mit dem Hauptdolomit des Stravoskiadi (Michalakades) auf den Flyschzug Spartilla - Zygos auf. Mit einer schmalen überfahrenden Dolomitrippe, die den Flysch oberflächlich in die beiden korfiotischen Flyschbezirke von Spartilla - Zygos und Omali - Episkepsis - H. Panteleimona teilt, wanderte der Hauptdolomit bis zur Kuppe H. Triada bei Nyphaes vor.

Der an und für sich einfache Bau wurde jedoch durch das Eingreifen der jungen Brüche dermassen zerrüttet, dass ich zum leichteren Verständnis meiner nachstehenden Ausführungen eine Kartenskizze des korfiotischen Hauptgebirges beigebe. Die vergrösserte Ausgabe der Karte in farbiger Ausführung kann erst später erfolgen.

Der im Ostflügel des nördlichen Inselteiles durch Wellungen und untergeordnetere Kleinfältelungen noch sekundär bewegte Hangendschenkel der nach Westen übergelegten Pantokratorfalte entsteigt den Fluten des Nordkanals zunächst mit den oberjurassisch - unterkretazischen Viglaeschichten. Die Viglaeschichten schwingen sich von hier zum Viglaesgipfel (782 m.) hinauf und decken an dessen West- und Südwesthang das Oberlias - Doggerband Karya - Palaeospita - Siniés - Kammhöhe als ihr reguläres Basalglied ein.

Die Viglaeschichten sind am Rand des Nordkanals durch die Küstengliederung bis zu den oberjurassischen Aptychenschichten im Hafen H. Stephanos und in den sich südlich anreihenden Buchten aufgeschlossen; am Vorsprung des Kaps H. Varvara folgt auf ihr höchstes Endglied, d.h. die Orbitolinengesteine des Cenoman noch ein Rest von Hippuritenkalk. Auch sonst werden die abschliessenden cenomanen Orbito-

linenbänke des Viglaessystems im Hangendschenkel auf der Ostabdachung des Gebirges noch von grösseren oder kleineren Fragmenten der oberkretazischen Hippuritenkalke normal überlagert, so von der geschlossen ausgebreiteten Hippuritenkalkscholle der Xerovlaka, die in ihrer oberen Partie den Foraminiferenhorizont des Maestrichtien einschliesst und nach Erreichung des nördlichen Meeresstrandes zwischen dem Kap H. Spiridion und Kassiope in der Apraósbucht noch ein kleineres Nummulitenkalkfragment trägt. Selbstverständlich ist dazwischen auch noch das Paleozän eingegliedert.

An ihrem Westrand wird die Hippuritenkalkkappe der Xerovlaka regulär durch den von der nördlichen Fustapidimaklippe über Dorf H. Ilias bis zum Viglaesgipfel und weiterhin durchstreichenden Orbitolinenzhorizont mit seinen liegenden Viglaeschichten unterteuft. Der cenomane Orbitolinenzhorizont zieht in dieser Bahn östlich des Dorfes Lutzos durch.

Weitere Überlagerungsfragmente und Fetzen des turonen - oberkretazischen Hippuritenkalkes finden sich zwischen Kap H. Varvara und Kassiope und vor allem am Südosthang des Viglaesberges. Hier vollzieht sich im Raum zwischen den Bootshäfen von Kulura - Nisaki - Glypha und zwischen Porta und Kirche H. Varvara ein fortwährender Wechsel im Anstehen zwischen den oberen Partien der Viglaeschichten, den cenomanen Orbitolinengesteinen und den hierauf folgenden turonen - oberkretazischen Hippuritenkalken, hervorgerufen durch Abbrüche gegen das Meer, durch die erwähnten sekundären Wellungen im Hangendschenkel und durch die Erosionsrisse, die ihn durchfurchen.

Der bis jetzt ziemlich regelmässige Verlauf des Hangendschenkels erleidet aber dann durch eine zwischen Viglaes - Xerovlaka einerseits und dem eigentlichen Pantokratormassiv andererseits durchziehende, längsgerichtete Bruchzone erhebliche Störungen.

Nach dem der Tektonik zugrunde liegenden Bauplan müsste das auf der Westseite des Viglaes - Xerovlakazuges in den Talfurchen von Karya - Palaeospita - Sinies und Lutzos unter den Viglaeschichten hervortauchende Oberlias - Doggerband den ganzen Ostflügel der Insel vom südlichen Meer bei Nisaki bis zum nördlichen Inselrand bei Antinioti zusammenhängend durchstreichen. Ausserdem sollte dieses Oberlias - Doggerband überall auf den Pantokratorkalken (ionischen Dachsteinkalken) des Hauptmassivs, d. h. auf dem Pantokratorkalkzug San Salvatore - Kako-

plagi - H. Theodoros als der nächst inneren Faltenschale regelrecht aufliegen. Wie die Karte zeigt, liegt diese ursprüngliche Auflagerung aber fast nirgends mehr intakt vor.

Die Störungen beginnen schon im Norden etwas westlich der Fustapidimaklippe, wo die Viglaesschichten längs einer streichenden Verwerfung gegen die Pantokratorkalke von Skavovigla (mittelliassische Brachiopodenkalke) - H. Theodoros (Gyroporellenkalke) abschneiden. Dieser Längsbruch führt in seiner südlichen Verlängerung an der Ostseite des H. Athanasioshügels von Lutzos (Gyroporellenkalke) vorbei und folgt dem Westhang des südlichen Lutzos - Tales bis hinauf zur Kammhöhe zwischen Viglaes und Pantokrator. Überall grenzen hier die Viglaeschichten längs des Bruches an den Pantokratorkalk; nur südlich von Lutzos hat sich an der Sprungklüft noch eine schmale Scholle von Oberlias und Unterdogger erhalten (zwischen km. 47 u. 48 der Strasse Lutzos - Perithia).

Auf der Südseite der Kammhöhe berührt auch das von Sinies heraufziehende Oberlias - Doggerband auf ein kurzes Stück den Pantokratorkalk, doch handelt es sich dort bei einem Knotenpunkt von zusammenstreichenden Bruchlinien nicht mehr um einen normalen konkordanten Kontakt.

Von hier bis zur Südküste ist nämlich zwischen dem Oberlias - Doggerband Passhöhe - Sinies - Palaeospita - Karya und dem Pantokratorkalk des westlichen Massivrandes ein aus Viglaeschichten, Dogger und Oberlias bestehender Zwickel eingebrochen, der seinerseits durch zwei weitere streichende Staffelbrüche nochmals in Stufen zerlegt wird.

Dieses eingebrochene, dreiseitige Fragment des Siniestales entstand dadurch, dass der aus dem Lutzos - Tal heranstreichende Bruch oben auf der Kammhöhe divergiert oder vielmehr von einem aus dem Einbruchkessel von Perithia ausstrahlenden Sprung überschritten wird.

Der aus dem Lutzos - Tal durchziehende Hauptbruch fällt jenseits der Kammlinie in seiner südlichen Fortsetzung jedenfalls mit dem östlichen Randbruch des Pantokratorplateaus zusammen. Der den Oberlias des Oberlias - Doggerstreifens Passhöhe - Sinies - Palaeospita - Karya von den herabgebrochenen Viglaeschichten einer nächst tieferen Bruchstufe trennende Bruch durchsetzt nach Norden die Pantokratorkalkrippe zwischen der Kammhöhe und dem Einbruchkessel von Perithia und

folgt in diesem dem Unterrand des Oberlias-Doggerbandes San Giacomo-Kakoplagi.

Oben auf der Kammhöhe überschneidet diese Verwerfung, wie gesagt, den Hauptbruch des Lutztes-Tales und des östlichen Massivabbruches.

Die Oberkante der zwickelartigen Abbruchscholle des Sinies-Tales grenzt an den Oberlias-Doggerstreifen Kammhöhe - Sinies - Palaeospita - Karya.

Gegen das Meer erfolgten in diesem keilförmigen Einsatz von Sinies noch weitere Staffelbrüche und zwar längs der oberhalb, wie bei Vligatzuri auftretenden und dementsprechend kürzeren Oberlias-Doggerstreifen, sodass Oberlias und Dogger beim Aufstieg von Glypha nach Karya oder Palaeospita in drei abgestuften Etagen mit ihrem jeweils zugehörigen hangenden Viglaesschichten-Paket übereinander wiederkehren.

Schalten wir die eben besprochene, nach der Faltung erfolgte Bruchbildung aus, so bilden die Pantokratorkalken (ionische Dachsteinkalke) von Nisos - H. Theodoros im Verein mit den gleichen Kalken des Kakoplagi - San Salvatorezuges und den damit verbundenen Dachsteinkalken des zentralen Hochplateaus wieder die normale nächst tiefere Faltschale. Doch blieb auch dieses Faltenteilstück nicht unversehrt erhalten. Die jüngere Bruchtektonik hat auch hier ihre scharfgemeiselten Spuren hinterlassen, wie sie sich vor allem in dem schon genannten Einbruchkessel von Perithia darbieten.

Durch diesen Kesselbruch wird der Pantokratorkalk der inneren Faltenzone in die zwei Arme des Kakoplagi und des nördlichen Zentralplateaus zerlegt und der Faltenkern mit dem Hauptdolomit des Lasiszuges eröffnet.

Die den Perithia-Kessel ausfüllende, aus Viglaesschichten und einem Oberlias-Doggerzug bestehende eingesunkene Scholle ist dabei selbst nochmals in zwei Fragmente zerbrochen. Unter dem östlichen kleineren Fragment der Viglaesschichten tritt der Oberlias-Doggerstreifen San Giacomo-Kakoplagi hervor, gegen den das grössere westliche, ebenfalls den Viglaesschichten angehörige Bruchstück noch tiefer eingebrochen ist. Die zwischen den beiden Schollen des Perithia-Kessels durchlaufende Verwerfung setzt sich, wie schon betont, unter gleichbleibender tektonischer Konstellation der beteiligten Schichtenglieder in

der das Oberlias - Doggerband Kammhöhe - Sinies - Palaeospita - Karya an seiner südwestlichen Untergrenze begleitenden Abbruchlinie fort.

Im Süden wird das zentrale Faltenstück von dem von einer höher gestaffelten, schmalen Viglaeskalkscholle begleiteten Haupttrandbruch der Insel abgeschnitten, wodurch sein Kerngestein mit dem obertriadischen Hauptdolomit durchhängig unter dem südlichen Plateaurand entblösst wird und zwar vom unteren Teil der Talschlucht von Sinies bis hinauf nach H. Taxiarchis und zum Michalakadesgipfel (Stravoskiadi).

In gleicher Weise haben Querbrüche den Zusammenhang zwischen den Pantokratorkalken von Nisos - H. Theodoros mit jenen des Kakoplagi unterbrochen und gleichzeitig den Hauptdolomitkern am Nordabbruch des Sprovuno abgeschnitten.

Diese als Vorstaffel dem nördlichen Randbruch der Insel gleichlaufende transversale Abbruchzone wird durch Viglaeschichten ausgefüllt, die selbst wieder von Sprüngen durchrissen werden, in denen sich das Hauptbruchsystem nach Norden ausweitet. Die Verwerfungen umranden die als Horst verbliebene Pantokratorkalkzunge von H. Theodoros und greifen mit einer tiefen, spitz auslaufenden Einbuchtung von Viglaeschichten zwischen die beiden Ausläufer⁽¹⁾ des Kakoplagi bei Hysila (mittelliassischer Brachiopodenkalk) ein, wobei sich die Fortsetzung der Ausspitzung weiterhin in dem das Bruchbecken von Perithia durchreisenden mittleren Längssprung kundgeben dürfte.

An seinem Westrand tritt unter diesem in sich noch zerbrochenen Fragment von Viglaeschichten das lange Oberlias - Doggerband Krinia - Riliatika - Pithos heraus. Es wird durch den südlichen Querbruch gegen den Dolomit des Sprovuno abgeschnitten und läuft nach Norden unter den jungsedimentären Bildungen am Südsaum der Antinioti - Lagune aus.

Wir haben auch hier wieder einen Oberlias - Doggerzug mit normal hangenden Viglaeschichten vor uns, gegen den eine weitere westlichere und grössere Scholle von Viglaeschichten abgesunken ist. Das Oberlias - Doggerband Krinià - Riliatika - Pithos gehört daher nicht nur seiner faziellen Ausstattung nach, sondern auch in seiner tektonischen Position

(1) Der östliche dieser beiden zungenförmigen Fortsätze endet im H. Athanasios - Hügel von Lutzos (Gyroporellenkalk) und der westliche im Chodraka (gleichfalls Gyroporellenkalk).

zum Verband eines vor Eintritt der jüngeren Bruchbildung zusammenhängenden und den Nordostflügel von Korfu durchstreichenden Oberlias - Doggerzuges: Karya - Palaeospita - Sinies - Kammhöhe - Perithia - Krinià - Riliatika - Pithos. (1)

Nach Westen reihen sich an das Oberlias - Doggerband Krinià - Riliatika - Pithos noch zwei weitere gleichartige fragmentarische Züge an, die durch einen kurzen Oberlias - Doggerstrich im Westen von Portaes (am Westhang des Kriniàtales) und einen etwas längeren Oberlias - Doggerstreifen im Osten von Kastello markiert werden. Alles spricht dafür, dass der erstere Streifen noch dem Hangendschenkel angehört, der im Norden des Saprovuno entlang der dortigen Querwerfung niedergebrochen ist. Hinsichtlich des Kastello - Aufschlusses und des durch Brüche unterbrochenen Oberlias - Doggerzuges von Lavki (Brunnen von Lavki - Melissa - Banados) bleiben diesbezüglich noch einige Bedenken bestehen. Dieser Lavkizug, der noch die gleiche fazielle Entwicklung aufweist wie der zum Hangendschenkel gehörige Krinià - Riliatika - Pithoszug, könnte angesichts des Gebirgszusammenbruches am Nordrand des Pantokratormassivs immerhin noch zum Hangendschenkel gehören.

Andererseits befindet man sich aber südlich Kastello bereits im Bereich des Liegendschenkels der nach Westen übergelegten Pantokratorfalte.

Dieser Liegendschenkel ist von Omali - Strinilla bis H. Panteleimona - Zucharus einwandfrei erhalten, wenn auch die Regelmässigkeit der umgekehrten Schichtenfolge gegen das Falteninnere zu durch später hinzugetretene tektonische Komplikationen etwas aus der Ordnung gebracht wurde.

Beim Aufstieg von der eingefalteten Flyschsynklinalen (2) Omali - Episkepsis - H. Panteleimona nach Strinilla - Betalia oder Riva folgen

(1) In den oberliassischen Posidonienschichten von Korfu finden sich, wie auch anderwärts in ihrem adriatisch - ionischen Verbreitungsraum, sporadische Aptychen, wie Cornaptychen (*Cornaptychus mirabilis* Fuccini u. a.) und Laevicornaptychen.

(2) Obereozäner - oligozaener Flysch mit den Lepidocyclinenschichten des Aquitanien und Miogypsinenschichten des Burdigalien. Ganz lokal tritt innerhalb des in sich verfalteten Flyschzuges noch Nummulitenkalk heraus.

über dem in das Gebirge einfallenden Flysch in konkordanter, aber umgekehrter Reihenfolge: eozäne Nummulitenkalke, Paleozänkalke, oberkretazisch - turone Hippuritenkalke (inkl. Foraminiferenhorizont des Maestrichtien), cenomane Orbitolinengesteine, unterkretazisch - oberjurasische Viglaeschichten, Posidonienhornsteine des oberen Doggers und schliesslich das Band des älteren Doggers und oberliassischen Ammonitico rosso, das ausgehend vom Hochtal der Panagia - Kapelle über Strinilla - Betalia - Tal (unterhalb Betalia) - Perkulatika - Riva bis zur Kuppe Zucharus zu verfolgen ist. Dieses Ammonitico rosso - Band wird kurz vor dem Talgrund unterhalb Betalia abgelenkt. Es beginnt von neuem wieder etwas talauswärts am Nordhang des Betalia - Tales und setzt auch vom Pass zwischen Betalia - Tal und Riva bis zur Lokalität Perkulatika (oberhalb Riva) aus.

Über den roten Gesteinen des oberliassischen Ammonitico rosso, der bei an und für sich sporadischer Ammonitenführung neben anderen typischen Formen der betreffenden ionischen Ammonitenwelt auch ein Exemplar des *Paroniceras sternale* BUCH, den Seeigel *Psephechinus renzi* JEANNET und *Posidonia bronni* VOLTZ lieferte, folgen in dieser Zone bei der jetzt vorliegenden Lagerung geringmächtige, graue, dünnplattige Kalke und Kalkschiefer mit Posidonien und hierüber Viglaeskalke, die öfters eine dickere Bankung aufweisen, wie u. a. an der Kuppe von Strinilla.

Ebenso streicht hier auch bereits der Dogger mit dem oberen Posidonienhorizont nicht mehr als zusammenhängender Streifen durch, sondern wurde nur noch lokal nachgewiesen.

Bis zur Höhe Strinilla - Betalia - Tal - Riva haben wir also, abgesehen von untergeordneteren Störungen, den intakten Liegendschinkel der nach Westen liegenden Pantokratorfalte vor uns.

Nördlich der Kuppe Zucharus fehlt der Ammonitico rosso.

Bis Lavki schneidet in dieser Strecke der hier endende Pantokratorkalk (Gyroporellenkalk) des zentralen Hochplateaus direkt gegen die Viglaeschichten (am Osthang des oberen Drymodi - Tales) und ab Drymodi gegen ihren oberen cenomanen Orbitolinhorizont⁽¹⁾ ab.

(1) Auf Korfu treten die Orbitolinen, abgesehen von ihren kalkigen Gesteinen, auch in löcherig verwitterndem hellem Hornstein auf; auf Korfu u. a. noch auf der Höhe des Strassenpasses zwischen Kulura und Kassiope, auf der Halbin-

Von Lavki streicht der schon erwähnte Oberlias-Doggerstreifen Lavki (Dorfbrunnen) - Melissa - Banados nordwärts, wobei sich auch zwischen diesem Oberlias und dem Westabbruch des Saprovuno-Hauptdolomits noch ein Streifen von Viglaesschichten einschaltet.

Eine solche Zwischenzone von Viglaesschichten zieht sich anstatt des hier normalerweise zu erwartenden Pantokratorkalkes aber, wie gesagt, auch zwischen dem Ammonitico rosso-Zug Panagia-Hochtal-Zucharus und dem Hauptdolomit des westlichen Massivrandes durch und zwar als augenfällige Begleiterscheinung in Fortsetzung des eingebrochenen Panagia-Beckens und in tektonischer Abhängigkeit von diesem längs verlaufenden Einbruch.

Mit dieser Verwicklung der Lagerungsverhältnisse ist weiter noch der am Süden des längsgerichteten Panagia-Hochtales erfolgte starke westliche Vortrieb der dolomitischen Kernmassen des Massivs in Verbindung zu bringen.

Insofern dürfte es sich bei dem Zwischenstreifen der Viglaesschichten über dem oberliassischen Ammonitico rosso-Zug und entlang dem Hauptdolomit des westlichen Massivrandes um eine Verschuppung handeln, umsomehr als das Oberliasband, wie auch der Dogger nicht mehr regelmässig durchziehen und entsprechend meiner obigen Angabe stellenweise aussetzen.

Auch bei Betalia ist der Hauptdolomit des westlichen Massivrandes anscheinend noch etwas mit vorgestossen; der gleiche Druckmechanismus bewirkte dann auch die Vorschuppung des zwischen dem Hauptdolomit des westlichen Massivrandes und dem Ammonitico rosso durchziehenden Zwischenstreifens der Viglaesschichten. Diese Tangentialbewegungen würden der Längsverwerfung zwischen Hauptdolomit und Viglaesschichten vorangegangen sein, und zwar im Zusammenspiel mit der starken Vorprellung des Hauptdolomits am Süden des Panagia-Beckens.

Das Panagia-Hochtal bei Strinilla ist jedenfalls tektonischen Ursprungs und kein Karstpolje. In seinem Untergrund finden sich unter den Schwemmbildungen Gips (Brunnengrabung) und in Verbindung damit schwarze Mergelschiefer.

sel des H. Varvara-Kaps, im Xerovlaka-Viglaeszug u. s. w. Auch anderwärts wurden im adriatisch-ionischen Faziesraum noch derartige Orbitolinengesteine angetroffen.

Das unerwartete Auftreten eines eingebrochenen Neogenrestes in dieser Höhe ist auffallend; man könnte daher auf den Gedanken kommen, dass bei der Berstung der liegenden Falte und dem starken Vorschub des Hauptdolomits hier noch Basalgesteine desselben mit herausgequetscht wurden. Wir kennen den Kontakt des Hauptdolomits mit seiner Liegendserie noch nicht, da der schwarze, das Neogen der Inselmitte klippenförmig durchragende, karnische Carditakalk (Fustapidiakalk) bisher nur isoliert angetroffen wurde. (vergl. hierzu auch Lit. 115; Leukas 1936, S. 435 und Leukas 1938 (Lit. 123).

Zunächst sind der in der Sohle des eingebrochenen Längsbeckens von Panagia vorkommende Gips und seine zugehörigen Begleitgesteine als Neogen zu betrachten und zwar umsomehr als auch der Gips der neogenen Inselmitte mit wesensgleichen Bildungen vergesellschaftet ist.

Im Süden des Panagia-Hochtales wird dann, wie gesagt, die Hülle der den nördlichen Teil des Pantokratormassivs bildenden liegenden Falte gesprengt, indem das dolomitische Kerngestein vom Michalakades, d. h. dem westlichen Massivpfeiler, zur Überschiebung der Flyschzone Spartilla-Zygos vorstieß. Der überfahrende Hauptdolomit schlingt sich mit einem nurmehr schmal erhaltenen Streifen zwischen den im Flysch liegenden Dörfern Sgurades und Omali durch, um sich dann an der Kuppe H. Triada wieder zu verbreitern. Diese vorgeschobene Dolomitzone endet an den zu den Basalgesteinen des liegenden Flyschschenkels gehörigen Nummulitenkalken (Lutétien) westlich der sogenannten englischen Brücke bzw. östlich Nyphaes ⁽¹⁾ und den z. T. schon stark angegriffenen Nummuliten-Hippuritenkalken und Viglaeschichten zwischen Nyphaes und Klimatia mit dem sich daran angliedernden Neogenland.

Bei Kilometerstein 28 der Strasse Klimatia-Zygos (Lokalität Askilario) ruht die Stirn der überschobenen Dolomitmasse mit groben Zwischenebreccien auf diskordant aufgerichteten blaugrauen Flyschmergeln.

Beim Vorstoss des Hauptdolomits wurden bei der Berstungsstelle noch angrenzende Teile des Liegendschenkels der Pantokratorfalte mit-

(1) Zwischen den Nummulitenkalken des Liegendschenkels bei Lakkies Othali (Westhang des Omali-Tales) und dem Flyschzug von Episkepsis ist noch Neogen mit Gips eingebrochen.

gezerzt, umgebogen und in den Flysch hineingeknetet. Die in den Flysch hineinreichende schmale Nummulitenkalkzunge bei Achradonta (südlich Episkepsis) ist wohl ebenfalls in Zusammenhang mit diesem Vortrieb zu bringen.

Der Liegendschenkel der zusammengepressten Flyschsynklinalen fällt z. T. schon in den Bereich des den Pantokrator-Viglaesstock abschneidenden südlichen Randbruches, der westlich von Pyrgi auch den Inselkörper durchsetzt und den Abbruch des nordkorfiotischen Gebirges gegen das hierzu abgesunkene neogene Hügelland der Inselmitte bedingt.

Im Verlauf dieser Bruchzone ist der synklinale Liegendschenkel vollkommen in zusammenhanglose Längsschollen zerrissen, die ausserdem noch durch das mit Neogen erfüllte Katapinos-Hochtal (Gips etc.) getrennt werden.

Das unmittelbare Basalglied des Flyschs ist nur noch in dem vom Spartilla-Pass bis Zygos durchstreichenden Nummulitenkalkzug intakt erhalten, an den sich am Nordrand des Katapinos-Beckens noch ein Rest von Hippuritenkalk anreicht. Daneben finden sich in dieser Hochmulde noch anstehende Relikte von Viglaes-Hornstein und eine Scholle von lepidocyclinenhaltigem Flysch.

Jenseits des Katapinos-Neogens streicht noch ein ziemlich zusammenhängender Dachsteinkalkzug (Gyroporellenkalk des Igumeni etc.) bis zur Strasse Sokraki-Zygos durch. Unten am Hang steht über H. Markos noch Hauptdolomit an; dazwischen erscheint aber nochmals Hippuritenkalk. Ein anstehender Rest mit den Posidonienhornsteinen des oberen Doggers findet sich am oberen südlichen Gebirgshang bei Korendi (Gemarkung Korakiana), während sonst dieser Dogger und die damit vereinten oberliassischen Gesteine in der Nachbarschaft des Neogens (Vothynaesmulde) zu Schutt aufgearbeitet sind. Auch der Kalk ist am Tsangri (Hippuritenkalk) und am Südhang z. T. schon stark angegriffen und zeigt eine löcherig-zerfressene Oberfläche mit einem feinbrecciösen Überzug, wie die ähnlichen Kalkvorkommen im Neogenraum der Inselmitte.

Der obertriadische Gyroporellenkalkzug des Igumeni setzt sich ostwärts über Gravalithia (Gyroporellen) zur Casa Laskari an der Strasse Pyrgi-Spartilla fort und zieht nach Kreuzung dieser Strasse am Südbsturz des Pantokratormassivs über Agrillias (Gyroporellen) weiter,

im Süden begrenzt durch plattige Viglaeskalke, Hippuriten- und Paleozänkalke des tieferen Bruchhanges mit seinen Gehängeschuttbreccien.

Zwischen diesem Dachsteinkalkzug und dem Flysch von Spartilla-Panagia schiebt sich noch ein Dolomitzug ein, der am Ostrand der Katapinos-Mulde beginnt und bergseits direkt gegen den lepidocyclinenhaltigen Flysch von Spartilla abschneidet (mit den Lepidocyclinenschichten des Aquitanien und Miogypsinenschichten des Burdigalien).

Bei diesem Dolomit und dem ihn hangabwärts begleitenden Gyroporellenkalkzug handelt es sich nicht mehr um Teile der Liegendserie des Spartilla-Flyschs, sondern um Längsschollen, die vom Massiv heruntergebrochen sind.

In jener Bruchzone streicht als Kluftausfüllung zwischen dem Pantokratorkalkzug (Gyroporellenkalk) und dem Dolomitband ein Streifen des sogenannten «korfiotischen Marmors» durch, der sich als cipollinartig rotbraun und grau gebänderte, dicke Kalksinterlage von Gravolithia bis unterhalb Skuliaes und zu einer am oberen Plateaurand eingekerbten grösseren, Tripilas genannten Runse verfolgen lässt (N N E oberhalb Barbati).

Östlich des Sokraki-Passes bildet der aus Hippuritenkalken und Paleozänkalken bestehende, langgestreckte Pylides-Rücken in westlicher Verlängerung des Hauptgebirges die trennende Zwischenrippe zwischen den Neogengebieten des mittleren und nordwestlichen Inselteiles.

In den Hippuritenkalken des Pylides-Kammes ist auch der Foraminiferenhorizont des Maestrichtien enthalten, wie am Tsukagipfel, während sich am Kamm zwischen Tsukagipfel und Sokraki in den hellgrauen Kalken des Alttertiärs lokal noch kleinwüchsige Nummuliten einstellen. Am Nordhang des Kammes streichen Viglaeschichten durch, die aber schon grossenteils aufgearbeitet sind.

c. Epirus.

Die im korfiotischen Pantokratormassiv festgestellte Ablösung der noch in sich geschlossenen liegenden Faltenbildung durch den Überschiebungsmechanismus ist auch der Gebirgsstruktur im festländischen *Epirus* eigen, nur konnten sich hier entsprechend der ungleich grösseren Längsdimensionen mehrerer durchlaufender Faltenwürfe und bei

der Aneinanderreihung von Parallelschuppen räumlich ausgedehntere Schuppengebiete entwickeln.

Ein ganz ähnliches tektonisches Bild mit dem im Streichen erfolgenden Übergang des Faltenbaues zur Überschiebung bietet in Epirus das zusammenhängende Gebirgsrelief des Olytzikamassivs und der Lakakette.

Das ziemlich isoliert zu 1800m aufragende *Hochgebirgsmassiv der Olytzika* (Tomaros der Alten) stellte ursprünglich eine gewöhnliche antiklinale Aufwölbung dar, deren Ostflügel aber dann längs eines jähen Steilabsturzes herabgesunken ist.

Das Grundgerüst der Olytzika besteht aus ionischem Dachsteinkalk (mit Gyroporellen), der in dem halbseitigen Faltenfragment den Kern des stehengebliebenen Westschenkels bildet.

Dieses südwestlich geneigte Gebirgsstück umfasst die ganze adriatisch-ionische Schichtenfolge von den mitteleozänen Nummulitenkalken, die aus dem breiten, seinen Westrand flankierenden Flyschmantel gleichsinnig hervorstossen, bis herunter zum Pantokratorkalk des Ostabbruches, dessen Fuss ebenfalls von Flysch begleitet wird. Unter diesem Flysch tritt wieder Nummulitenkalk (Lutétien) hervor, auf dem die Ruinen von Dodona stehen.

Am Ostabbruch des nördlichen niedrigeren Teilblockes der Olytzika, der durch den Pass zwischen Alpochori und Tseritsana vom südlicheren Hauptstock abgelöst wird, streicht über dem basalen Pantokratorkalk ein Oberlias-Doggerband durch.

Es handelt sich hierbei um die Posidonienschieferfazies des Oberlias und oberen Doggers, die sich auch im nordwestlichen Streichen in der Falte des Susista-Kassidiaris-Gebirges fortsetzt.

Die Vertikalbreite des bei Alpochori noch relativ schmalen basalen Pantokratorkalkstreifens wächst nach Süden zu ansteigend immer mehr an bis zur Einsattelung der breiten Kammfläche zwischen Alpochori und Tseritsana.

Bei nordwestlich geneigter Faltenachse wölbt sich der Faltenkern des ionischen Dachsteinkalkes von hier ab noch weiter heraus und erreicht gewaltig anschwellend den zerscharteten Gipfelkamm mit dem Kulminationspunkt der Olytzika (Gyroporellenkalk).

Die nördlich vom Hauptgipfel eingesenkte Kammdpression wird

von den mit dem Pantokratorkalk von der östlichen Gebirgsflanke konform heraufstreichenden Oberlias-Doggergesteinen durchzogen, die auch die Ursprungsmulde der nach Westen hinabfallenden Talschlucht von Tseritsana erfüllen. Sie werden hier und am Westhang des Massivs von Viglaeschichten mit Malm-Aptychen⁽¹⁾ normal eingedeckt, über denen der cenomane Orbitolinenhorizont, Hippuritenkalke, Paleozänkalke und Nummulitenkalke folgen, wobei an der Grenze gegen den Flysch von Tseritsana eine steile und z. T. sogar überkippte Schichtenstellung vorherrscht. Diese Überkipfung deutet bereits den Beginn des weiter nach Süden zu erfolgenden tektonischen Überganges zur Lakkaschuppe an.

Die *Lakkaschuppe* faltet sich mit den Xerovuni regulär aus der Flyschzone des Artinostales heraus, die ihrerseits an ihrem Ostsaum von dem Schichtenpaket des Olonos-Pindossystems überschoben wird.

An der östlichen Berglehne der Xerovuni treten in Konkordanz zunächst die Nummulitenkalke des Lutétien heraus. Auf dem Gipfelplateau und am höheren Westhang der Xerovunikette herrschen die oberkretazischen Hippuritenkalke, in deren Verband auch die Orbitoidenkalke des Maestrichtien eine dementsprechend konforme Ausdehnung erlangen (Kampos tis Kranias, Umgebung von Pentepigadia).

Da bei Anogia jedoch nochmals Nummulitenkalke wiederkehren, dürfte hier mit isoklinalen Überfaltungen oder auch Abbrüchen gegen den Vyroseinschnitt zu rechnen sein.

Im tieferen Liegenden erscheinen die Viglaeschichten und die Sedimentfolgen des Doggers und Oberlias, die zusammen an den beiden Flanken des Vyrostales⁽²⁾ aufgeschlossen sind und in der Gegend von Kukulaes vereint mit ihrer Pantokratorkalkunterlage eine Synklinalbiegung vollführen.

Der Vyrosfluss selbst hat sich streckenweise noch in den Pantokratorkalksockel eingegraben.

Nach Westen ist dann der in der Lakkakette dominierende ionische Dachsteinkalk auf die breite *Flyschzone von Derwitsana* überschoben.

In dem westlich der Flyschzone von Derwitsana gelegenen Raum

(1) Ein Verzeichnis der im adriatisch-ionischen Oberjura auftretenden Aptychen findet sich in einer meiner letzten Arbeiten über Leukas (Lit. 115).

(2) Vergl. Kartenskizzen Lit. 108, S. 299 und Lit. 112, S. 3.

wird die epirotische Gebirgswelt noch von zwei weiteren Flyschzonen durchzogen, nämlich von der *Flyschzone von Paramythia und jener von Margariti*, die ebenfalls als streichende Längszüge mit dem orographischen Streichen und der westlichen Küstenlinie etwa gleichgerichtet sind.

Ausserdem teilt sich das breite Flyschband von Derwitsana in seiner südlichen Verlängerung durch das Heraustreten des alttertiären-mesozoischen Kalkzuges von Lelowo (Nummulitenkalk, Hippuritenkalk, Viglaeschichten) in zwei Arme, während die Flyschzüge von Paramythia und Margariti noch durch Schwemmlandebenen (Kampi) unterbrochen werden.

Die Flyschzonen stellen in orographischer Hinsicht längs verlaufende Depressionen dar und zugleich bilden sie auch die Faltenmulden in tektonischer Beziehung.

Zwischen den Flyschzonen erheben sich parallel orientierte Kalkketten, an deren Aufbau die normalerweise unter dem Flysch lagernden älteren adriatisch-ionischen Sedimentglieder teilnehmen.

Die alttertiären-mesozoischen Längszüge bildeten zunächst nach Westen übergelegte Falten, wobei die Flyschzüge von der älteren Schichtenreihe als Synklinalzonen eingefaltet wurden. Die hangenden Ostschenkel der Falten sind regelmässig gebaut und umspannen mit ihrer gewöhnlichen adriatisch-ionischen Schichtenfolge die von den Nummulitenkalken des Mitteleozän bis hinunter zum obertriadischen Hauptdolomit reichenden Felsarten; auch die Liegend- bzw. Mittelschenkel liegen z. T. noch intakt vor.

Gewöhnlich kam es aber dann bei ungleich verteilter Intensität der tangentialen gebirgsbildenden Kräfte noch zu einem stärkeren regionalen Vortrieb der den Faltenkern bildenden Innengesteine, indem sich diese nach Zerreissung des Mittelschenkels oder Faltenscharniers in westlicher Richtung auf den Flysch der jeweils westlicheren Flyschzone vorbewegten.

Eine derartige Schuppenentwicklung beherrscht die Tektonik der *Kurilakette* und des sie jenseits des Passes von Kakiskala nach Norden fortsetzenden *Chionistra - Gebirgsstockes*.

Es handelt sich hierbei um das zwischen den Flyschzonen von Derwitsana im Osten und von Paramythia im Westen eingegliederte alttertiäre-mesozoische Gebirgsstück.

Die Nummulitenkalke des Lutétien entsteigen in Konkordanz dem Flysch der Derwitsanazone entlang ihrem Westrand. Die Hauptdolomite und vorwiegenden Pantokratorkalke (z. T. Gyroporellenskalke), in denen die Kurilakette gipfelt, sind dagegen mit ihrer südlichen und nördlichen Verlängerung westwärts über den Flysch der Paramythiazone überschoben.

Im Chionistra-Gebirgsstock wird die Breite dieser Flyschzone am Pass von Seliani (Seloma tu Seliani) stark eingeengt und zwar westwärts wegen der starken Aufbeulung der Nummulitenkalke des Tschupán und ostwärts infolge der Aufschiebung der Pantokratorkalke des Chionistrasockels. Darüber lagern im Chionistra-Liwadi Oberlias und Dogger in Posidonienschiefer-Fazies, deren Gesteinsserie die Talschlucht von Labnitza hinunterstreicht.

Östlich von Labnitza folgt eine abermalige Pantokratorkalkzone, die sich zum Chionistragipfel hinaufschwingt. Sie ist ihrerseits das Basalglied eines hangenden Schichtenpaketes mit Oberlias-Dogger (Posidonienschiefer-Fazies), den Viglaeschichten, dem Orbitolinenhorizont, Hippuritenkalken, Paleozänkalken und den Nummulitenkalken des Mittel- und Eozän, die normal unter den Westrand der Derwitsana-Flyschzone hinabtauchen.

Wir haben hier daher anscheinend mit einer Doppelschuppung zu rechnen, die sich auch nach Süden zu in den parallel orientierten Oberlias-Doggerzügen der Täler von Choristiani und Glawitsa-Kuklés bemerkbar macht, falls keine Längsbrüche vorliegen.

Das alttertiäre-mesozoische Mittelstück zwischen den Flyschzügen von Paramythia und Margariti weist in seinem südlicheren Teil den Überschiebungsbau auf, indem der ionische Dachsteinkalk und Hauptdolomit bei Margariti und südlich hiervon über den Flysch von Margariti westwärts übergreifen.

Nach Norden geht jedoch auch hier der Schuppenbau infolge der Ungleichheiten des Seitendruckes in eine nur noch nach Westen liegende Falte über, ein Vorgang, der sich, wie wir gesehen haben, gleicherweise in der Lakka-Olytzikazone wiederholt. Auf die Einzelstörungen will ich hier unter Hinweis auf meine früheren Publikationen nicht eingehen (Lit. 62 u. 66).

Das tektonische Bild der nächst westlicheren alttertiären-mesozoischen Zone, die sich am Westrand des Margariti-Flyschbandes heraus-

hebt, wird durch die jungtertiäre-quartäre Bruchbildung stark beeindrückt, wie dies ja auch bei der Annäherung an den ionischen Randbruch leicht erklärlich ist.

Der Küstenstrich am Westabfall der *Pantokratorkalkgebirge von Agyjá - Arpítsa* ist ein höchst verworfenes und z. T. mit Neogen durchsetztes Gebiet. Hier tritt zwischen den beiden Dörfern auch nochmals Flysch auf, bei dem es sich jedenfalls um ein in der ionischen Randbruchzone stehengebliebenes Relikt eines weiteren westlicheren Flyschzuges handelt, der auch im korfiotischen Hauptgebirge wieder auftaucht.

Ich habe hier noch auf die nach Westen überschlagene *Falte von Gomenítza* hinzuweisen. Sie faltet den synklinalen *Flyschzug von Platariá* ein, in dem sich seiner Orientierung nach die Flyschzone von Margariti fortsetzt und aus dem wieder die nächst westlichere Agyjáschuppe hervorgeht.

Durch die Brüche des Gomenitza-Kampos (Luftsattel) wird die Gomenitzafalte auch in ihrem Herzstück betroffen. Wie sehr sich die junge Bruchtektonik hier schon auswirkte, zeigt auch eine inmitten des mesozoischen Gebirges zwischen Salitsa und Pestiani noch eingebrochene Neogenscholle mit Gipslagern.

Als Liegendschenkel der eingefalteten Flyschsynklinalen steigt im Südwesten der Platariabucht und des Platariatales mit regulärer Schichtenfolge der Gebirgszug von Murto auf, der, wie gesagt, das nordwestliche Teilglied der Agyjáschuppe darstellt.

Zur näheren Kenntnisnahme der Verhältnisse um Gomenitza sei auf meine Kartenskizze und Beschreibung in den Verhandlungen der Naturforsch. Ges. in Basel, Bd. 36, S. 182, Textfig. 1 verwiesen.

Zu meiner Kartenskizze des Gomenitzabezirkes ist noch nachzutragen, dass der auf der Gebirgshöhe im Osten von Gomenitza hypothetisch eingezeichnete, zum Hangendschenkel der liegenden Falte von Gomenitza-Plataria gehörige Hippuritenkalk nach neueren Untersuchungen ostwärts bis nach Drimitsa zurückzuverlegen ist. Dieser Hippuritenkalk, der, wie gewöhnlich, auch den Orbitoidenhorizont des Maestrichtien enthält (so auch zwischen Ritzani und Varfani) gehört seinerseits zur Liegendserie der Nummulitenkalkzone von Ritzani (Lutétien).

Gegenüber von Drimitsa erscheint der Streifen von oberem Viglaeshornstein, der der oberen Westflanke des Gomenitza-Bergrückens entlang-

zieht, wobei sich aber oben auf dem Bergstock noch eine flache sekundäre Synklinalbiegung abzeichnet.

Am Südwesthang des Gebirgszuges von Murto sind ausserdem noch die beiden parallelen Oberlias-Doggeretagen über Murto bei Dowàr und bergaufwärts hiervon nebst den Pantokratorkalken (N W Dowàr) nachzutragen. Diese Gesteinszonen ziehen aber infolge von tektonischen Störungen nicht mehr bis zur Meeresküste zwischen Hieronisi und dem Murto-Hafen hinunter. Der cenomane Orbitolinenhorizont ihrer Hangendserie erreicht das Meer an der Festlandküste südlich von Hieronisi (Jeronisi).

Die Oberlias-Doggerzüge am Gebirgshang über Murto finden ihre natürliche südwestliche Fortsetzung in der Oberlias-Doggerzone bei Smokowina, die mit Relikten von oberliassischem Ammonitico rosso und Dogger-Posidonienhornsteinen am Berghang des Litorales östlich Parga und im H. Joannis-Hafen wieder ausläuft.

Die Liegendserie dieser Oberlias-Doggerzone bilden die ionischen Dachsteinkalkmassen der Berge von Agyjá und Arpitza, d. h. der Agyjáschuppe, zu der auch die Hauptdolomite der dem südlichen Korfu gegenüberliegenden Syvota-Inseln gehören.

Zusammengefasst haben wir daher im südlicheren Epirus vier alttertiäre-mesozoische Schuppen zu unterscheiden, d. h. die Lakkaschuppe, die Kurila-Chionistraschuppe, die Margaritischuppe und die Agyjáschuppe, nebst der untergeordneteren Zwischenkette des Bergzuges von Lelowo. Dazwischen schlingen sich die an ihrem Ostsäum überschobenen Flyschbänder von Derwitsana, Paramythia und Margariti durch, während der westlichste Flyschstreifen am ionischen Küstenabbruch nur noch fragmentär angedeutet ist.

Nach Norden zu haben wir im Olytzikamassiv, sowie zwischen Kaïtsa und Mazaraki und in der Gomenitzafalte als der östlichen Vorfaltung der Agyjáschuppe nur noch nach Westen überliegende oder auch nur leichter überkippte, geschlossene Falten vor uns, abgesehen natürlich von ihrer späteren Zerstückelung durch die jungtertiär-quartäre Bruchbildung.

Der Tektonik des südlichen Epirus liegt daher ein richtiger Schuppenbau zu Grunde, der sich nach Norden zu lokal durch teilweisen Übergang in geschlossene Falten abschwächt.

Das Gebirgsstück der Kurila-Chionistrakette würde sich in Albanien im Zuge der Stugara-Platovunikette und ihrer Verlängerung fortsetzen (Mali Gjer).

d. Leukas.

In der Grundanlage des Gebirgsbaues von LEUKAS macht sich gleichfalls die Schuppenstruktur geltend, doch wurde hier die seinerzeitige Gestaltung des geborstenen asymmetrischen Faltenbaues durch die verschärften Auswirkungen der jungtertiär-quartären Bruchperiode und dem damit in Verbindung stehenden starken Übergeifen des Neogens besonders schwer mitgenommen.

Trotzdem schälen sich aus dem zertrümmerten leukadischen Gebirge zunächst zwei Schuppen heraus, nämlich die *Lainakischuppe* und die *Elati-Stavrotásschuppe*.

Die alttertiär-mesozoische Kalkfolge der *Lainakischuppe* hebt sich aus dem von der Vlichóbucht gegen Poros durchstreichenden Flyschband konkordant heraus.

Die *Lainakischuppe* wird von Quer- und Längsverwerfungen durchrissen, unter denen, abgesehen von der gleich noch zu charakterisierenden Alatrozone, namentlich der lange streichende Sprung Charadiatika-Phternò-Panagia sto Phau-Rudabucht scharf markiert ist. Die *Lainakischuppe* nimmt, abgesehen von der Vlichóhalbinsel und der östlichen Randkette von Poros, die einem nächst östlicheren tektonischen Abschnitt zufallen, den südöstlichen Teil von Leukas ein.

Als nächster westlicher tektonischer Einzelverband folgt die *Elati-Stavrotásschuppe*, die sich mit ihrem die östlichen Flanken der Elati verkleidenden Panzer von meist plattigen Nummulitenkalken und mit der daran anschliessenden tieferen adriatisch-ionischen Schichtenfolge zu den höchsten Erhebungen des zentralen leukadischen Hochlandes hinaufschwingt. Sie reicht von der Elatigruppe und vom Südsporn des Stavrotászuges bis zum Nordende der Insel; auf ihrer Ostabdachung wird ihre Geschlossenheit vielfach durch eingebrochenes Neogen und neogenerfüllte offene und geschlossene Kesseltäler (Liwadis) unterbrochen und ebenso ist ihre direkte tektonische Verknüpfung mit der *Lainakischuppe* durch einen Längsstreifen von Nummulitenkalk (inkl. Paleozänkalk) und die neogene, z. T. auch klastische Gesteinsbildungen mit Gipsla-

gerstätten führende Längszone von Alatro unterbrochen (Lit. 115 u. 123).

Diese Nummulitenkalk- und Alatrozone nehmen hier den Platz ein, der sonst, d. h. bei normalen, bruchfreien Lagerungsverhältnissen dem in diesem Zwischenstreifen vorauszusetzenden Flyschzug zukäme. Dieser sollte hier einerseits bis zum Stirnrand der aufgeschobenen Laïnakischuppe reichen und andererseits in konkordanter Überlagerung die Nummulitenkalke des Elatihanges eindecken.

Erst im nördlichen Streichen hat sich dieses Flyschdach der Elatischuppe z. T. noch erhalten; Fragmente davon wurden am Weg von Nidri nach Vavkeri bzw. H. Asomatos angetroffen (Lit. 120). Bildungen vom Typ der Alatrozone sind auch anderweitig im ionischen Neogen verbreitet (u. a. auch auf Korfu).

Innerhalb der Elati-Stavrotásschuppe machen sich neben der Bruchbildung noch Anzeichen einer versteckten sekundären Verschuppung bemerkbar, die sich aber bei der Verschleierung der Gebirgsstruktur durch die auch das zentrale Hochland stark erfassende junge Bruchbildung erst nach genauer Kartierung festlegen liesse.

Die Dachsteinkalk-Dolomitmassen des Stavrotás-Meganoros Tsukalades-Zuges sind in ihrem südlichen Teil als Stirnband der Schuppe auf die Flyschzone Chortata-H. Petros westwärts überschoben; weiter im Norden brechen sie zugleich mit dem westlichen Randbruch der Insel direkt gegen das offene ionische Meer ab.

Der Flyschzug Chortata-H. Petros bildet seinerseits die normale Überlagerung der eozänen Nummulitenkalke, Paleozänkalke und tieferen Hippuritenkalke des Kap Dukato-Vorsprunges und seiner in den insularen Hauptkörper hineinwachsenden nördlichen Fortsetzung.

Diese Kalke des leukadischen Vorgebirges stellen als ein gegen Westen abgebrochenes Faltenfragment den nächst westlicheren tektonischen Abschnitt der Insel dar, während sich der Faltenwurf der Vlichó-Halbinsel und der Poroskette im Osten an die Laïnakischuppe anschliesst.

Die Pantokratorkalke (mit einem mittelliassischen Brachiopodenlager), der Oberlias, der Dogger und die Viglaesschichten des Skaros-Gebirgsstockes gehören noch zur Laïnakischuppe. Der Oberlias des Skaros entspricht hierbei auch entwicklungsgeschichtlich dem Oberlias bei Panagia sto Phau (Lit. 115, 120, 123).

Der Flyschzug von Poros ist zwischen dem aufsteigenden Hang-

endschenkel der Länakischuppe und dem überfaltenden Mittelschenkel des Poros - Kammes eingefaltet. Das mit dem Amali - Zug bei Vlichó, d. h. also mit dem Hangendschenkel der Länakischuppe korrespondierende Faltenstück umfasst die Viglaesschichten der Rudabucht und ihr Hangendes bis hinauf zu den mitteleozänen Nummulitenkalken bei der Kapelle H. Nikolaos (Poros).

Im Verbaude des überfaltenden Mittelschenkels der Porosfalte erscheinen die ältesten Bildungen mit den Posidoniengesteinen des Oberdoggers und Oberlias bei tektonisch umgekehrter Lagerung längs des Ostfusses der Poroskette. Das Ganze wird noch von Brüchen und Verrutschungen durchsetzt.

Zunächst wurden also auf Leukas 4 vollwertige tektonische Teiglieder ausgeschieden.

e. Westakarnanien (Xeromeros).

Das bis zu Höhen über 1600 m ansteigende westakarnanische Gebirgsland des Xeromeros ist ein isoliertes mesozoisch - alttertiäres Gebirgsstück zwischen den Golfen von Arta und Patras, das im Westen vom Meer und sonst von einem weiten niedrigen Neogengebiet umrahmt und so inselartig begrenzt von den Gebirgen seines Hinterlandes abgeschnürt wird. Aus dem Neogenland tauchen jenseits der Nordostgrenze des mesozoisch - alttertiären Gebirges noch vereinzelt ältere Klippen hervor (Oberlias - Doggervorkommen von Mixafendi nördlich von Vustri und im Südosten von Vustri, sowie horstartige Dachsteinkalkrelikte im Becken von Aëtos).

Das morphologische Bild des westakarnanischen Xeromeros ergibt sich gleichfalls aus der Aufrichtung seiner Gebirgswelt durch den primären Faltenbau und dessen sekundäre Umformung durch die Eingriffe der jüngeren Dislokationsperiode.

Hier vollzieht sich auch eine Drehung des sonst fast allgemein NW - SO bis NNW - SSO verlaufenden Gebirgsstreichens gegen NO - SW.

Zu der nachstehenden Besprechung ⁽¹⁾ verweise ich auf meine im

(¹) Vergl. ferner CARL RENZ: Zur Geologie der akarnanischen Küsten und Inseln (Westgriechenland). Verhandl. der Naturforsch. Ges. in Basel 1925, Bd. 36, S. 289 - 311, sowie Lit. No 4, 37, 41, 43.

Neuen Jahrbuch für Min. etc. Beil. - Bd. 32, Taf. 11 und in *Éclogae geol. Helvetiae* Bd. 29, S. 428 publizierten geologischen Karten von Akarnanien, sowie auf meine geologische Karte der Insel Kalamos in den Denkschriften der griech. geolog. Landesanst. 1932, No 2, Taf. 1.

Der sich im *Südosten des Xeromeros* aus dem östlichen Neogenland erhebende Gebirgszug stellt den noch erhaltenen Westschenkel einer Falte dar, der normalerweise unter das Flyschband von Astakos - Vlizana als hängendstes Schichtenglied einfällt. Auf der Gegenseite ist der östliche Faltenflügel längs eines streichenden Hauptbruches abgesunken, wobei das Falteninnere bis auf den üblichen Kern (Pantokratorkalk und Hauptdolomit) freigelegt wurde.

Der Bereich dieses Pantokratorkalkes (ionischen Dachsteinkalkes) umschliesst noch die zum Teil schon verlandeten Küsteninseln um die Aspropotamos - Mündung; auch sonst wird der Verband dieses südöstlichen Faltenfragmentes südlich der Bucht von Astakos durch weitere Brüche gelockert (u. a. durch einen Längsbruch in der Bucht von H. Panteleimona; vergl. Lit. No 115, S. 428).

Abgesehen von diesem halbseitigen südöstlichen Faltenstück des Xeromeros können wir in Westakarnanien zwei Schuppen unterscheiden, nämlich die *Bumistoschuppe* und die *Hypsili-Koryphischuppe*.

Die das Gebirgsland vom Kap Turko - Viglia bis nördlich des Bumisto aufbauende gewaltige Pantokratorkalkmasse, zu der auch zum Teil noch der südwestakarnanische Inselschwarm gehört, schneidet im Osten entlang einer Verwerfung gegen den Flyschzug Astakos - Vlizana und dann gegen das Neogenland von Katuna ab.

Sie trägt auf ihrem Hochplateau nur noch wenig ausgedehnte Reste der nächst jüngeren Sedimentfolge.

Im Einbruchkessel von Zavista stehen Viglaesschichten an. Eine im Osten von Zavista nachgewiesene Muldenausfüllung enthält über dem Pantokratorkalk noch Oberlias, Dogger und Viglaesschichten. In der konkordanten Auflagerungsscholle von Kastritza hat sich noch fast die ganze Schichtenreihe vom Oberlias bis hinauf zu den oberkretazischen Hippuritenkalken erhalten. Im westlichen Küstenstrich finden sich um die Buchten von Stavrolimani und Alogomandra noch Auflagerungen von Oberlias und Dogger (etwa halbwegs zwischen Kap Turko - Viglia und dem Mytikas - Kampos).

Nördlich von Stavrolimani wird der Fuss des Küstengebirges von einem Neogenstreifen verhüllt (mit Austernbänken (Agrilliá) und gastropodenführenden Mergeln des Tortonien und Konglomeraten, wie er in gleicher Weise auch das Dachsteinkalkgebirge im nordöstlichen Kalamos umsäumt (Konglomerate, Tortonien mit Gastropodenfaunen und Ostreenlagen; Lit. 113, 113a, 115, 128, 129).

Der nordwestliche Rand des Bumistomassivs wird von einem Flyschzug begleitet, der vom Alluvial-Kamos von Mytikas ausgehend zwischen Bumisto und Hypsili-Koryphi durchstreicht und so den *Xeromeiros als zentrale Flyschzone in zwei Gebirgshälften* teilt.

Bei seinem weiteren Verlauf über Komboti-Achira-Vustri und seiner Umbiegung nach NW deckt dieser Flysch die tiefere Schichtenserie (Nummulitenkalk, Paleozänkalk, Hippuritenkalk etc.) an der Ostflanke des Hypsili-Koryphi-Bergandimassivs ein, während er mit seinem Ostrand an das nordöstliche Neogenland angrenzt.

Schon beim Aufstieg vom Mytikas-Kamos nach Zavista gewahrt man, dass der Flysch unter die Pantokratorkalke des Bumistomassivs einfällt. Dann wendet sich der Weg am Nordhang einer in den Pantokratorkalk eingeschnittenen Schlucht aufwärts und tritt vor H. Taxiarchis unvermittelt auf Viglaesschichten über. Nach Überschreiten der Viglaesserie gelangt man direkt wieder in gyroporellenhaltigen Pantokratorkalk. Die dazwischenliegenden Viglaesschichten, deren Streichen ständig wechselt, sind als eingebrochene Scholle zu betrachten; infolgedessen fehlen hier auch die in ihrer südlichen Verlängerung um die Kastritzascholle noch aufgeschlossenen und regelrecht zwischengeschalteten Bänder des Oberlias und Doggers.

Am Pass zwischen Bumisto und Hypsili-Koryphi fallen die Flyschschichten ebenfalls unter die Bumistokalke ein; die ganze mächtige Pantokratorkalkmasse des Bumisto ist daher augenscheinlich auf die Flyschzone Mytikas-Komboti aufgeschoben.

Auf der Gegenseite hebt sich die ganze Schichtenfolge im Durchschnitt über Jschiomata und das Sella-Joch ungestört und in voller Konkordanz aus dem Flyschstreifen heraus, beginnend mit den Nummulitenkalken des Lutétien am Nordwesthang des Passeinschnittes bis hinauf zu den gyroporellenhaltigen Pantokratorkalken des Hypsili-Koryphigipfels. Wir haben hier also den normalen Hangendschenkel

einer nächst nordwestlicheren Vorfaltung mit einem noch unversehrten Faltenstück vor uns.

Die Pantokratorkalken des Hypsili-Koryphi-Gipfelmassivs hingen einst, d. h. vor dem Einsetzen der jüngeren Bruchbildung mit den sie westwärts fortsetzenden Kalken des Agriapidaki und den damit verbundenen Pantokratorkalken (bezw. Hauptdolomiten) des westlichen, sich zwischen Mytikas und Zaverda erhebenden Küstengebirges zusammen.

Ebenso waren vordem die Oberlias- und Doggerzüge am Südosthang des Hypsili-Koryphi und am Westabfall des Bergandimassivs zu zusammengeschlossenen Bändern verknüpft. Das gleiche gilt hier für die jüngeren Schichtenglieder, von denen sich die Nummuliten- und Hippuritenkalken entlang der sie eindeckenden Flyschzone sowieso schon ohne Unterbrechung verfolgen lassen.

Der Rundblick war bei meiner Besteigung der drei westakarnanischen Hochgipfel (Bumisto, Hypsili-Koryphi, Bergandi) leider durch unsichtiges Wetter stark behindert; es wäre daher immerhin möglich, dass sich die Oberlias-Doggerbänder entgegen dem auf meiner Karte angenommenen Bruch zwischen Hypsili Koryphi und Bergandi zusammenhängend hindurchschlängen.

Dagegen entspricht das mit Flysch erfüllte Tal von Varnakas und das in seiner Verlängerung gleichgerichtete Beckental Liwadi mit seinem Schwemmlandboden wohl sicher einem sich nach Norden ausspitzen- den Grabenbruch.

Bei der Flyschausfüllung des im Norden von Mytikas aus dem Dachsteinkalkgebirge herabkommenden Taleinschnittes dürfte gleicherweise eine zum Varnakasgraben parallel verlaufende breitere Bruchspalte vorliegen, da es sich hier wohl eher um eine abermalige Abzweigung von dem den hangenden Hypsili-Koryphischenkel eindeckenden zentralen Flyschzug, als um ein nächst westliches Schuppendach handelt.

Diese eingebrochene Flyschzunge spitzt sich nordwärts zu einem Längsbruch aus. Ein weiterer Parallelbruch streicht zwischen dem hierdurch vom Agriapidaki getrennten mehrkuppigen Dachsteinkalkkamm und der Vorscholle des Küstenabbruchs durch, die gleichfalls aus Dachsteinkalk besteht. Der Hauptdolomit tritt unter diesen mächtigen und das ganze Gebirge zwischen dem Varnakas-Liwadigraben und dem Meer beherrschenden Dachsteinkalkmassen nur in beschränkter Verbreitung hervor.

Auf meiner Karte ist am Südosthang des Agriapidakistockes nur Hippuriten - Nummulitenkalk eingezeichnet; dem ganzen Gebirgsbau entsprechend müssen aber auch hier die Viglaeschichten und die Oberlias - Doggerbänder nach ihrer oberflächlichen Unterbrechung durch den Varnakasgraben vom Südhang des Hypsili - Koryphi herüberstreichen.

Im ganzen genommen dürfte daher das im Hypsili - Koryphi, Bergandi und Agriapidaki gipfelnde Gebirgsstück nicht allein den Ostschenkel einer Falte, sondern zugleich auch eine weitere westliche Schuppe bilden.

Die südwestliche Verlängerung der zwischen Hypsili - Koryphi und Bumisto durchziehenden zentralen Flyschzone trifft in ihrer Streichrichtung auf den Kanal zwischen *Kalamos* und *Kastos*.

Dieser Kanal war ursprünglich das Bett einer später unter den Meeresspiegel versunkenen synklinalen Flyschzone, wobei *Kalamos* den nordwestlichen und *Kastos* den südöstlichen Synklinalschenkel darstellen. Auf beiden Inseln fallen zunächst die eozänen Nummulitenkalke mit ihrem Liegenden gegen den Kanal zu ein.

Unter den Nummulitenkalcken lagern am Südosthang von *Kalamos* Paleozänkalke, oberkretazische Hippuritenkalke (mit dem Foraminiferenhorizont des Maestrichtien), unterkretazisch - oberjurassische Viglaeschichten, Dogger, Oberlias und die Pantokratorkalke, die die Hauptmasse des Inselrumpfes bilden, wenn auch die ganze Schichtenfolge stark verrutscht und weiter noch durch Quer - und Grabenbrüche zerspalten ist (Lit. 113, 113a).

Auf *Kastos* liegt unter den Nummulitenkalcken als direkter Flyschunterlage mit entgegengesetztem Einfallen die gleiche Schichtenserie, jedoch unter Ausschluss des Oberlias und Doggers, da zwischen den Viglaeschichten und den Pantokratorkalcken des Südostrandes eine mit der Inselachse gleichgerichtete, streichende Verwerfung hindurchzieht.

Die Pantokratorkalke von *Kalamos* gehören demnach zur festländischen Gebirgsmasse des Agriapidaki und jene von *Kastos* zur Bumistomasse.

Da *Kalamos* und *Kastos* zusammen mit dem in ihrer Mittelzone eingefalteten Flyschsynklinalkern eine einfache Synklinale darstellen, so würde die Aufschuppung des Bumisto auch hier wieder nach Südwesten zu in eine reguläre Falte übergehen, alles natürlich ungeachtet der späteren Umgestaltungen durch die jüngere Bruchtektonik.

f. Schlussbetrachtungen zur adriatisch - ionischen Zone.

Die höchsten Berghäupter der adriatisch - ionischen Zone bestehen, soweit ich sie bestiegen habe, grösstenteils aus ionischen Dachsteinkalken, wie der Bumisto und Hypsili-Koryphi in Akarananien (Xeromerros), der Olytzikagipfel, der Kurilakamm (bei Paramythià) und der Chionistragipfel in Epirus.

Aus gleichem Gesteinsmaterial setzen sich auch der Pantokratorgipfel auf Korfu (San Salvatore), sowie der Stavrotásgipfel und die Gipfelhöhen des Meganoros und H. Ilias⁽¹⁾, auf Leukas zusammen, während der Aenosgipfel auf Kephallenia bereits im Bereich der Paxozone liegt und aus den Kreidekalken dieser westlicheren Faziesentwicklung besteht. Die Gipfelhöhen der östlichen Randkette von Kephallenia (Avgos-Kokkini Rachi - Atros) fallen dagegen wieder dem ionischen Dachsteinkalk zu.

Der vom Meer direkt zu Höhen über 2000 m aufstrebende Tschikakamm in Südwestalbanien wird aus obertriadischem Hauptdolomit zusammengesetzt, der auch den Stravoskiadi (Michalakades) und Lasis-Rücken auf Korfu bildet.

Wir können aus der voranstehenden tektonischen Darstellung ersehen, wie sehr die ursprünglichen reliefbildenden Grossfaltungen durch die Sprünge und Einbrüche der jungtertiär - quartären Bruchperiode zerstückelt und umgestaltet worden sind, wobei auch neogene Ablagerungen wieder zu beträchtlichen Höhen emporgehoben wurden und grosse Tiefenabbrüche eingetreten sind.

Vielfach bemerkt man noch sehr frische Brüche, deren Sprunghöhen oberflächlich noch ganz unausgeglichen sind (wie z. B. auf Kalamos, Meganisi, im Bereich der H. Ioannisbucht bei Parga). Sie zeigen im Verein mit der seismischen Unruhe des Gebietes, dass diese letzten tektonischen Bewegungen noch nicht zum Stillstand gekommen sind.

Die ganz jungen Bewegungen kann man in eindringlicher Form auch an einigen auf der Westseite von Korfu gelegenen kleinen Inseln, wie *Trachia* und *Lagudiá*, erkennen.

Die Klippe *Trachia* ist der grösseren Insel Mathraki im Westen

(1) Der H. Ilias - Sockel besteht aus dem den Dachsteinkalk unterlagernden Hauptdolomit.

vorgelagert. Den niedrigen Sockel der Klippe bilden blaugraue, pliozäne Mergel unterbrochen von graugelben Sandsteinzwischenlagen mit durchschnittlichem Nordfallen (ca 30°).

Darüber ruht diskordant ein dicker, ebengelagerter Deckenblock von gelbem, ziemlich grobkörnigem, rauhem, massigem Sandstein, der jedenfalls als eine ganz jugendliche und zwar anscheinend jungquartäre Bildung zu betrachten ist. Er enthält vereinzelt, mehr oder minder abgerollte Bivalven von rezentem Habitus, die auch noch ihre ursprüngliche Färbung besitzen.

Die härtere Sandsteindecke wurde in der Brandungszone durch Auswaschung der darunterliegenden weichen Pliozängesteine nach Art der Pilzfelsen unterhöhlt; die ihrer Unterlage beraubten Pilzränder sind sodann in mächtigen Blöcken und Klötzen heruntergebrochen, die ringsum als Schutzwall die Abtragung des Inselkernes hemmen.

Gleichartige Verhältnisse herrschen auch im südlichen Teil der grösseren Nachbarinsel *Mathraki*, auf der sonst Bildungen vorliegen, wie sie der neogenen Inselmitte von Korfu eigen sind (südlich der Chondrakas-Bucht der Westseite im Neogenmergel auch Gips).

Auf dem der Korissia-Lagune im südlichen Korfu gegenüberliegenden Doppeleiland *Lagudiá* werden die blaugrauen und gelben, sandigen Pliozänmergel der Basis, die mit 60-70° steil nach NE fallen (N 60 W), diskordant von einer harten, dicken, gleichfalls quartären Kalkplatte überlagert, die aus feinerem konglomeratischem Kalk und z.T. aus einem Schalenzerreißel mit noch vorhandenen Austern und Gastropodenresten besteht. Die im Brandungstreifen entstandenen Auswaschungsgebilde der Kalkplatte erinnern in ihrem Aussehen an Fladenlava.

Die beiden Glieder der zweigeteilten *Lagudiá*-Insel werden durch eine ganz schmale und seichte Lücke von einander getrennt; die kalkige Deckplatte neigt sich leicht vom Ost- zum Westteil (ca 10°).

Die pliozänen Kerne der Inseln *Trachia* und *Lagudiá* wurden aufgerichtet und gehoben, wobei wohl nicht allein die Bruchbildung, sondern anscheinend auch posthume Faltungen mitwirkten. Hieran schloss sich im Quartär eine Absenkung, während deren Dauer die Deckplatten zur Ablagerung gelangten, und nach dem eine Wiedererhebung.

Einen prinzipiell gleichen Bau mit einer kalkigen Deckplatte wei-

sen auch die südlich von Zante gelegenen Strophaden - Inseln auf⁽¹⁾.

Diese Beispiele zeigen die noch bis in die jüngste geologische Epoche hinein andauernden tektonischen Bewegungen.

Es fragt sich nun, ob das jüngere Miozän und Pliozän hier noch von der schon erwähnten *posthumer Faltung* betroffen wurden oder ob die vielfach steil bis senkrecht gestellten, aber in sich meist starren neogenen Schichtenblöcke allein auf die Dislokationen der jungen Bruchtektonik zurückzuführen sind.

Im östlichen Hellas habe ich jedenfalls deutlich geprägte Faltungen im Neogen beobachtet und auch NOWACK hat im Neogen von Niederalbanien eine nachtertiäre Faltung festgestellt, so dass wohl auch im ionischen Gebiet hiermit zu rechnen ist.

Auch die eben erörterten Verhältnisse auf Trachia, Lagudiá und den Strophaden lassen die Annahme einer posthumer Faltenbildung, die noch das zur Ablagerung gelangte Neogen erfasste, zugleich mit den sonst noch vorhandenen Anzeichen in einem günstigen Licht erscheinen.

Gerade die so reizvollen ionischen Landschaftsbilder sind in erster Linie auf die letzte Formgebung durch diese späten tektonischen Bewegungen und vor allem durch die jungtertiär - quartäre Bruchtektonik zurückzuführen. Sie schufen die malerischen Küstenscenerien und die auf blauen Meeresfluten schwimmenden Inselfluren. Ihr Werk sind die tief ins gebirgige Land dringenden, oft fjordähnlichen Golfe, die schroffen Riffe und die weit in die See vorführenden Landmarken. Ein Blick vom leukadischen Sappho - Sprung oder von der wildzerrissenen Steilküste beim korfiotischen Palaeokastritza - Kloster hinaus in die blauschimmernden Weiten des Ionier - Meeres, die Fernsicht von Korfus Aussichtspunkten über den graugrünen Silberschimmer der Oelwälder, über den wie ein Bergsee hingegossenen Korfu - Kanal hinüber zu den kulissenartig hintereinander aufgetürmten, schneegekrönten Hochgebirgsketten und Berghäuptern des Festlandes gehören zu den grossartigsten und schönsten Eindrücken, die eine mediterrane Landschaft zu bieten vermag.

(1) Nach den Untersuchungen von Josef Ponten im Centralbl. für Min. u. s. w. Jahrg. 1916, S. 221.

III. Die Tripolitza - Subzone.

Die westaetolische Flyschzone trennt mit ihrer nördlichen Verlängerung in Nord-Griechenland die an ihrem Westsaum regulär daraus hervorquellenden adriatisch-ionischen Faltenwürfe von dem ihren Ost- rand überschiebenden Schuppen-Ensemble des Olonos-Pindossystems.

Im Raum zwischen dem Golf von Arta und dem Tournata-Phteri -Abschnitt des Pindos hebt sich aus der hier breiten westaetolischen Flyschzone als isoliert länglicher Vorstoss ein Kalkgebirge heraus, das *Gavrovogebirge*, dessen Kalkfolge nach A. PHILIPPSON die faziellen Züge der die Tripolitza-Subzone charakterisierenden zentralpeloponnesischen Tripolitza-Kalke trägt. Weitere derartige Übergangsglieder gegen den Peloponnes sind u. a. besonders die kleineren Kalkaufwölbungen der Klokowa und Varassowa am Golf von Patras.

Ich habe das Gavrovogebirge noch nicht besucht, nehme aber auf Grund der Angaben von A. PHILIPPSON an, dass die mesozoisch-alttertiäre, adriatisch-ionische Fazies gegen dieses Gebirge und den Zentralpeloponnes zu mit fazieller Veränderung regional in die Fazies der Tripolitza-Serie übergeht, die sich im Peloponnes in ungleich gewaltigerem Ausmass emporreckt.

Die Annahme, dass sich die adriatisch-ionische Fazies in dieser Richtung regional in der Tripolitza-Fazies fortsetzt, gewinnt auch dadurch an Überzeugungskraft, weil die mesozoisch-alttertiären Sedimentreihen beider Entwicklungsformen nach oben hin konkordant im Flysch des gleichen Flyschmantels weiterlaufen, der mit seiner beiderteiligen Unterlage und in seiner gesamten Längenausdehnung als gemeinschaftliches Dach von den Sedimenten der nächst inneren Einheit des Olonos-Pindossystems überschoben oder tektonisch überdeckt wird.

Die Tripolitza-Serie würde also im westlichen Mittelgriechenland (Gavrovo, Klokowa, Varassowa) nur in fazieller Hinsicht, aber kaum ihrem tektonischen Verhalten nach als eine den Hauptzonen gleichwertige Einheit aufzufassen sein und zwar in fazieller Beziehung auch nur beim Vergleich der dem Flysch vorangehenden Sedimentation. Erst im Peloponnes und weiterhin im kretischen Inselbogen wendet sich die Tripolitza-Serie zugleich mit dem Auftauchen des zentralpeloponnesisch-

kretischen Massivs auch in tektonischer Hinsicht von der adriatisch-ionischen Serie ab und nimmt gegenüber dieser nächst äusseren Einheit eine Sonderstellung ein. Das Entwicklungsgebiet der Tripolitzafazies ist daher treffender nur als Subzone zu bezeichnen, in der zugleich ein Äquivalent der KOSSMAT' schen innerepirotischen Subzone zu erblicken wäre.

Gegenüber der adriatisch-ionischen Fazies dominiert in der *Tripolitza-Subzone* mit den sogenannten *Tripolitzakalken* die reine, nur durch dolomitische Partien unterbrochene Kalksedimentation.

Dolomitische Gesteine erscheinen in der Obertrias und kehren auch nochmals in der Kreide wieder.

Die Folge der vorwiegend dunkel gefärbten Tripolitzakalke erreicht einen gewaltigen Vertikalumfang, der allgemein den weiten stratigraphischen Abschnitt von der Obertrias bis zum Lutétien ausfüllt.

In ihrem gewöhnlich lichterem, unteren Teil fand ich Gyroporellen, die auf ein obertriadisches Alter dieser Basalpartie der Tripolitzakalke hinweisen; K. KTENAS gibt hieraus auch Megalodonten an.

Im Oberjura (z. B. auf Kreta oder zwischen Sudena-Strungaes im Chelmos ¹⁾) treten die für unteres Kimméridgien bis Séquanien sprechenden Cladocoropsiskalke (mit *Cladocoropsis mirabilis* FELIX) auf, die sie mit der Parnass-Kionafazies gemeinsam haben; in der Mittelkreide stellen sich auch wieder Orbitolinen (Cenoman) ein, während die Oberkreide durch die überall verbreiteten Rudisten (Hippuriten, Radioliten etc.) ausgewiesen wird.

Im Alttertiär bilden die schwarzen bis schwarzblauen Nummulitenkalke des Lutétien das obere Ende der geschlossen durchlaufenden Kalkentwicklung.

Die Nummulitenkalke des Lutétien zeigen in der Tripolitzafazies eine ausgezeichnete faunistische Entfaltung, wobei sich die Nummuliten hier vielfach durch ihre ganz aussergewöhnliche Grösse auszeichnen. So kommen z. B. auf Kreta im Lutétien-Anteil der das Lassithimassiv aufbauenden Tripolitzakalke Riesenformen von Nummuliten vor (*Nummulites complanatus* LAM. [*Nummulites millecaput* BOUBÉE]), die einen Durchmesser bis zu 14cm erreichen. Nummuliten-Giganten von derartigen

(¹) Heute Aroania genannt.

Dimensionen waren meines Wissens bis jetzt überhaupt noch nicht gefunden worden.

In diesem oberen Teil der Tripolitzakalke treten stellenweise auch die Alveolinen admassiert in den Vordergrund und bilden dann, ebenso wie im adriatisch-ionischen Lutétien, lokalisierte Foraminiferenkalke, die überwiegend aus Alveolinen zusammengesetzt werden. Auch sonst bleiben sich die beiderseitigen Faunen mit ihren Haupttypen im allgemeinen gleich.

Die Nummulitenkalke des Lutétien bzw. die Oberkante der Tripolitzakalke werden ebenflächig oder bisweilen auch verzahnt vom Flysch überlagert, der also etwa gleichzeitig mit dem adriatisch-ionischen Flyschbeginn einsetzt. Lokal enthält der Flysch in letzterem Fall, d. h. da, wo seine Sedimentation schon etwas hinunterrückt, noch foraminiferenführende Kalkeinlagen (schwarze Nummulitenkalke des Lutétien, aber auch noch Foraminiferenkalke des Bartonien). Im Allgemeinen fällt aber, wie gesagt, das untere Ende des Tripolitzaflyschs mit dem Anfang der adriatisch-ionischen Flyschsedimentation zusammen.

Es sei noch bemerkt, dass, abgesehen von dem Farbenunterschied, auch der hellgraue Nummulitenkalk der adriatisch-ionischen Zone mancherorten (wie u. a. auf Othoni) ähnlich klotzige Formen annehmen kann, wie der nummulitenführende Tripolitzakalk.

Unter der Tripolitzakalkserie ist das von A. PHILIPPSON und K. KTENAS für Palaeozoikum gehaltene und hierzu diskordant gestellte *zentralpeloponnesische Metamorphikum* aufgeschlossen.

In Lakonien schieben sich die *Tyrosschichten* von KTENAS dazwischen ein, die von diesem Autor als dessen oberkarbonische Grenzbildung betrachtet werden.

Das Metamorphikum liegt zwischen Chelmos (Aroania) und Ziria (Kyllene) und besonders in Lakonien bloss (siehe die Karte von A. PHILIPPSON, Der Peloponnes).

Die Massen der Tripolitzakalke setzen mit die höchsten Berghäupter des Peloponnes zusammen, wie den Chelmos (Gipfel A u. C; Gipfel B = oberkretazische Kalke der Olonos-Pindosserie), die Ziria (Kyllene) und den Taygetos.

Die Tripolitzakalke bilden mit ihrem metamorphen, das Parnon -

Kristallin fortsetzenden Substrat das Grundgerüst der Insel Kythera¹⁾ und erstrecken sich dann über den kretischen Inselbogen bis nach Rhodos²⁾, wo sie von BUKOWSKI als "Kalke von Lindos," ausgedehnt wurden.

Auf Kreta setzen die Kalkmassen der Tripolitzaserie u. a. den Psiloriti (Ida) und das Lassithimassiv³⁾ zusammen. Sie wurden dort von N. CREUTZBURG als Madarakalke bezeichnet. Die Tripolitzakalke beteiligen sich ferner auch am Aufbau der kretischen Kophinoskette mit dem Kophinosgipfel, d. h. der südlichen Randkette von Mittelkreta. Die von Creutzburg ebenfalls zu seinen Madarakalken gerechneten Kalkmassen der Asprovuni in Westkreta repräsentieren wohl die tieferen Partien der Tripolitza - Kalkserie.

Die tektonische Überbauung des zentralpeloponnesisch - kretischen Metamorphikums durch die Tripolitzaserie bespreche ich im Zusammenhang mit dem tektonischen Verhalten der im nächsten Kapitel behandelten Olonos - Pindosserie, die ihrerseits im Peloponnes der Tripolitzaserie deckenmässig aufruht.

IV. Die Olonos - Pindoszone.

a. Allgemeine Ausdehnung und Stratigraphie.

Der die Olonos - Pindoszone umfassende Gebirgsteil bildet gewissermassen das Rückgrat der griechischen Halbinsel.

Die mesozoischen Gesteine der Olonos - Pindoszone erstrecken sich ausgehend von der Tringia und dem Peristeri im Norden als zusammengeschlossener, longitudinaler Faltenkomplex über den Pindos im engeren Sinne, die Gebirge von Agrapha und den aetolischen Pindos bis hinunter zum Golf von Korinth.

Jenseits des korinthischen Transversalgrabens setzen sich die Olonos - Pindosgesteine mit ihren Fossilhorizonten ebenfalls noch zusammenhängend in den westpeloponnesischen Gebirgen fort, um über das Voïdias - und Olonosgebirge, das Bergland von Bassae und Westmessenien in der westlichsten peloponnesischen Landzunge beim Kap Gallo auszustreichen.

(1) Lit. 91, S. 153.

(2) Lit. 100.

(3) Lit. 104.

In lockerem Verband mit ihrem westpeloponnesischen Hauptarm und z. T. gleichsam verdünnt, verbreitet sich die Olonos-Pindosserie von hier in Form von fragmentarischen Deckenschollen über die Tripolitza-Subzone hinweg ostwärts bis in die Argolis und nach Hydra, wo ihre Schichtenglieder von den Kalkmassen der Parnass-Kionaserie als nächst östlicherer Einheit deckenmässig überbaut werden.

Vom Peloponnes ab lässt sich der Zug des Olonos-Pindosystems in gleicher tektonischer Position über die kretische Inselbrücke, d. h. über Kythera und Kreta nach Rhodos (Rodi) verfolgen, indem er im allgemeinen Gleichlauf mit dem östlichen Umbiegen der weiteren griechischen Faltungszonen eine allmähliche Drehung nach Osten vollführt.

Von Rhodos ab, wo ich an mehreren Aufschlüssen die zugehörigen, faziell gleichbleibenden karnischen Halobienschichten und die liegenden mitteltriadischen Diploporenkalke festgestellt hatte, streicht die Olonos-Pindosfazies in das südliche Anatolien hinein (Lit. 100).

Die mit erstaunlichem Beharrungsvermögen gleichbleibenden Charaktergesteine der sich so überaus lang hinziehenden Olonos-Pindoszone ähneln in vieler Hinsicht noch den Felsarten der adriatisch-ionischen Viglaeschichten.

Die mesozoischen Olonos-Pindoschichten bestehen aus einem im Einklang mit ihrem grösseren stratigraphischen Umfang nur noch viel mächtigeren Komplex der gleichen lithologischen Elemente mit alternierenden und z. T. auch gruppenweise abwechselnden, bunten, meist plattigen Hornsteinen bzw. Radiolariten und Schiefergesteinen im Verein mit Plattenkalken von weisslicher bis rötlicher Allgemeinfärbung, die besonders im obersten Teil der Schichtenfolge durchgehend das Übergewicht erlangen.

Die turonen-oberkretazischen Plattenkalklagen der Olonos-Pindosserie, zwischen die sich, wie in der Plattenkalkentwicklung der adriatisch-ionischen Viglaeschichten, namentlich nach unten zu auch bunte Hornsteinlagen einschieben, können manchenorts zu massigeren Bänken anschwellen (wie z. B. die Hippuritenkalke am Olonosgipfel im Westpeloponnes oder die Maestrichtienkalke der dem südlichen Mittelkreta vorgelagerten beiden Paximadia-Inseln).

Ebenso kann ein Austausch der petrographischen Einzelglieder, wie

in den adriatisch-ionischen Viglaeschichten, auch in horizontaler Richtung erfolgen.

Im Gegensatz zu der von vulkanischen Ergüssen so gut wie unberührten adriatisch-ionischen Zone sind in der Hornstein-Schiefergruppe der Olonos-Pindosschichten oftmals auch Eruptiva eingelagert (Spilite, Keratophyre, Quarzporphyre etc.).

Drei über den weiten geographischen Verbreitungsraum dieser mesozoischen Olonos-Pindosschichten ohne Unterlass und Veränderung durchgehende Fossilhorizonte bestimmen das Alter der konkordant durchsedimentierten mächtigen Gesteinsfolge, nämlich:

1. Die basalen *karnischen* (bis unternorischen) *Halobienschichten* mit *Halobia styriaca* MOJS., *Halobia superba* MOJS. und weiteren Halobienformen.

Wie übereinandergepresste Blätter erfüllen die zahllos zusammengehäuften Halobien in diesem karnischen Halobienhorizont die gewöhnlich grauen oder roten Hornsteinlagen mit ihren kalkigen Begleitschichten. Die Bedingungen des Fossilisationsprozesses waren hier genau die gleichen wie bei den adriatisch-ionischen Posidonien-schichten.

In der Argolis enthält dieser aus Hornsteinlagen mit z. T. welligen Schichtflächen und zwischengeschalteten, dickeren oder dünneren, plattigen, grauen bis rötlichen Kalken bestehende Komplex des Karnikums das mittelkarnische Ammonitenlager der H. ANDREASSCHICHTEN mit *Lobites ellipticus* HAUER und einer sehr reichen Begleitfauna (siehe unter H. Andreasschichten, Kapitel VI^a). Die damit verbundenen oberkarnischen Hornsteinplatten führen jedoch auch hier die für diesen Horizont charakteristischen Halobien der Olonos-Pindosserie in ihrer typischen Entwicklungsform.

2. Der *Orbitolinenhorizont des Cenoman* mit Orbitolinen aus dem Verwandtschaftskreis der *Orbitolina conica*. Wie in den cenomanen Orbitolinen-schichten der übrigen griechischen Fazieszonen sind auch hier, begleitet von *Globotruncana appenninica* O. RENZ, noch *Orbitolina conoides* GRAS., *O. paronai* PREVER und *O. bulgarica* TOULA namhaft hervorzuheben.

Die orbitolinen- und rudistenführenden, meist roten, brecciösen oder auch grauen, dichteren Bänke finden sich in der Regel unter der oberen Plattenkalkserie im obersten Anteil der Schiefer-Hornsteingruppe.

Die obere Plattenkalkfolge der Olonos-Pindoschichten durchläuft bei der obwaltenden Konkordanz die obere Mittelkreide und die Oberkreide und zwar zum mindesten vom Turon, das sie umfasst, bis hinauf zum Campanien und schliesst nach oben ab mit

3. den *Orbitoidenkalken des Maestrichtien*, die konkordant vom Pindosflysch eingedeckt werden, wobei sich im Grenzstrich z. T. auch Übergänge durch Wechsellagerung einstellen.

Die wichtigsten und in der ganzen Olonos-Pindoszone durchgehend auftretenden Foraminiferentypen des Maestrichtien sind wie auch überall im Maestrichtien der anderen griechischen Fazieszonen:

Orbitoides apiculatus SCHLUMB. (olim *Orbitella*),

Orbitoides medius ARCH. (olim *Orbitella*),

Lepidorbitoides socialis LEYM.,

Lepidorbitoides paronai SILV.,

Simplorbites gensacicus LEYM.,

Omphalocyclus macroporus LAM.,

Siderolites calcitrapoides LAM.,

Siderolites vidali H. DOUV.,

Calcarina sp.

Arnaudiella grossouvrei H. DOUV.,

Globotruncana stuarti (LAPP.),

Globotruncana linnei (ORB.).

Vom Grossforaminiferenhorizont des Cenoman bis zu jenem des Maestrichtien verbreiten sich durch die obere Plattenkalkserie der Olonos-Pindosfazies (Turon bis Maestrichtien) Mikroforaminiferenfaunen mit der hierin wichtigsten Gattung *Globotruncana*, die vom Cenoman ab mit der gleichen Artenfolge bzw. Artenablösung wie in Mittelitalien¹⁾ (zentraler Apennin) durch diese obere Plattenkalkserie bis ins Maestrichtien durchläuft (Pindos, Olonos-Pindosdecke des Peloponnes, Kythera, Kreta; vergl. auch Lit. 115, S. 415 u. 436, sowie Lit. 117, S. 177). In meinen älteren Publikationen wurden die *Globotruncanen* unter dem damals gebräuchlichen Gattungsnamen *Rosalina* auct. angeführt.

(¹) Vergl. OTTO RENZ: Stratigraphische und mikropalaeontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin. *Eclogae geol. Helv.* 1936, Bd. 29.

Diese drei, hier hervorgehobenen, fossilbeständigen Leitzone werden bei jedem beliebigen Querschnitt durch die ganze lange Olonos-Pindoszone immer wieder angetroffen.

Im Rahmen der tieferen Olonos-Pindoschichten habe ich auf RHODOS ausserdem noch oberliassische Posidoniengesteine mit *Posidonia bronni* VOLTZ aufgefunden, die auch in der adriatisch-ionischen Zone als Leithorizont eine so wichtige Rolle spielen.

Als fundamentales Kerngestein des gefalteten Olonos-Pindosystems treten lokal *Dolomit*¹⁾ und hellgraue *mitteltriadische Diploporenkalke* hervor, und zwar am Westrand der vordersten Schuppen und auf Rhodos (Lit. 100 u. 103).

Palaeontologisch sind in dem *mit dem Danien beginnenden Pindosflysch* auf Grund seiner bis jetzt nur an wenigen Orten ermittelten Foraminiferenführung *Lutétien, Ludien* und *Oligozän im allgemeinen* nachgewiesen. In der Olonos-Pindoszone setzte demnach die Flyschsedimentation viel frühzeitiger ein, als in der adriatisch-ionischen Zone (Lit. 97 und 103).

Im ostätolischen Flysch beginnt der Flyschniederschlag, wie überhaupt in Osthellas, sogar schon während des Maestrichtien (Kalkbänke mit Maestrichtienforaminiferen innerhalb der Flyschgesteine), sodass also der Flyschanfang beim Fortschreiten von Osten nach Westen sowohl beim Zonenwechsel, als auch in allerdings starker Abschwächung noch innerhalb der Zonen selbst allgemein höher hinaufrückt, um dann als reine Flyschsedimentation in der Paxoszone ganz auszubleiben oder sich nur noch andeutungsweise bemerkbar zu machen.

Analog der adriatisch-ionischen Schichtenfolge wurde auch die konkordante Schichtenserie des Olonos-Pindosystems erst nach erfolgter Ablagerung des Pindosflyschs und in parallelem Verlauf (Pindos, Westpeloponnes) mit dem adriatisch-ionischen Faltenwurf von einer alle Schichtenglieder gleichzeitig ergreifenden *Gesamtfaltung* und weiteren tektonischen Bewegung betroffen.

b. Der Pindoszug.

Innerhalb der Olonos-Pindoszone herrscht *im Gebiet der Pindosketten bis herunter zur korinthischen Meerenge, d. h. im eigentlichen*

(1) Wie beispielsweise oberhalb Prostowitz im Olonosgebirge (Westpeloponnes).

Pindos und im aetolischen Pindos, Schuppenbau, wobei sich die östlichen Schuppenglieder bei vollkommener Konkordanz aus dem die mesozoischen Pindosfalten auf ihrer Ostseite begleitenden ostaeolischen Flyschland herauswölben.

Infolge von Achsenbiegungen kommt es in diesem sich östlich anschmiegenden Flyschgebirge zunächst nur zu *isolierten abrupten Vorstößen* der mesozoischen Olonos - Pindoschichten. Da und dort handelt es sich nur um ein leichtes Hervorspitzen der durch die Erosion aufgeschürften jüngsten Olonos-Pindoskalke aus dem Flyschmantel, manchmal erscheinen auch schon die Firste der Faltendächer (Gulina?, Martzaberg), zum Teil kommt es aber auch zum Herausquellen von mächtig anschwellenden mesozoischen Hochgebirgslinsen, wie sie sich z. B. in der Vardussia-Megalo Chunikette und im Korax (= Strongylos der Karten) offenbaren.

Im mittelgriechischen *Vardussiazug* (Vardussa) und seinem thesalischen Seitenstück dem *Kotziakasgebirge* werden diese östlichsten Vorwölbungen, als deren tiefster leitender Exponent auch schon die karischen Halobienschichten zum Aufschluss kommen, schuppig auf den westlicheren Flysch aufgepresst und von den überschobenen, massigeren Kalkmassen der von Osten vordrängenden Parnass-Kionadecke tektonisch überlagert, wobei selbst am Ostrande des Voitsatales noch Relikte der letzteren Decke nachgewiesen wurden (Lit. 98).

Anschliessend an diese östlichsten Vorstöße des Olonos-Pindosystems herrscht *gegen Westen regulärer Schuppenbau* mit Aufschiebung der mesozoischen, von der Mitteltrias bis zum Danien währenden Felsarten des Olonos-Pindosystems auf die dazwischenliegenden hangenden Flyschbänder (Pindosflysch) der jeweils nächstfolgenden westlicheren Parallelschuppe bis zu den westlichsten Aussenschuppen, die ihrerseits auf den adriatisch-ionischen Flysch des dem Westrand des Hochpindos entlangziehenden und zu dieser westlicheren Zone gehörigen Flyschvorgebirges (westaeolische Flyschzone) überschoben sind.

Am unteren Stirnrand dieser westlichen Aussenschuppen tritt bei Peristerion (nördlicher Pindos) und bei Sovolaku - H. Vasilios (aetolischer Pindos) noch der schon erwähnte diploporenhaltige Kalk der Mitteltrias heraus.

Um nochmalige Reproduktionen zu vermeiden, verweise ich für die

nachfolgende Darstellung der lokalen Pindos-Tektonik auch auf die Profilzeichnungen meiner Pindos-Arbeit in *Eclogae geol. Helvetiae* Bd. 23, S. 301-377 (Lit. No. 103).

Im Norden gliedert sich das *Pindosgebirge*, abgesehen von dem durch die Parnass-Kionadecke überschobenen ersten Vorstoss der Olonos-Pindosserie im Kotziakasgebirge (d. h. dem östlichen Grenzwall gegen die thessalische Ebene) in zwei weitere, parallel orientierte Schuppen und zwar in die *Schuppe der Tringia* und in die *Peristeri-Kakarditzaschuppe*, an denen ebenfalls die ganze Schichtenfolge des Olonos-Pindosystems von der Mitteltrias bis hinauf zum Oligozänflysch teilnimmt.

Die Stirn der Peristerischuppe bildet der Askimoszug (Prosgoligebirge). Die Überschiebung der Basalzone über den Flysch des westlichen Vorlandes ist mit den karnischen Halobienschichten in dem tiefen Quertal von Lokanista und weiterhin im Streichen aufgeschlossen und zwar namentlich in südlicher Richtung. Teilweise drücken aber auch die oberkretazischen Kalke von der Hangendserie noch stärker vor und keilen sich in den Flysch ein (Lit. No. 103).

In der Gegend von Peristerion (Prosgoli) erscheinen in der Basalserie des überschobenen Paketes noch die schon vorerwähnten mitteltriadischen Diploporenkalke; hier wird der fundamentale Flysch auch von Augitandesit durchstossen.

Die rückseitig mit der Kakarditzaschuppe verwachsene *Halbdecke der Tsumerka* wanderte noch ein gutes Stück weiter gegen Westen vor; im Fenster von Theodoriana tritt der überfahrene ionische Flysch zutage.

Die beiden nördlichen Grosschuppen des Pindos sind durch untergeordnetere Verschuppungen, durch sekundäre Faltungen und intensivste Verfältelungen noch in sich gegliedert, wobei das Tringia-Gipfelplateau den Typus eines breit geformten Synklinalgipfelkammes aufweist (Lit. 103), dessen Ostkante die höchsten Spitzen mit dem Hauptgipfel der Tringia und dem südlich davon gelegenen Gipfel Gional trägt.

Neben den längsgerichteten Fältelungen kommen im tektonischen Bild vielfach auch noch seitliche Zusammenstauchungen zum Ausdruck.

In südlicher Richtung setzt sich die Kakarditzaschuppe im *Alamanos- und Misunta-Gebirge* fort (Lit. 103), während sich die Tringiaschuppe vielleicht zusammenhängend über die Marussa und den Poly-

ménoskamm bis zur Karavaschuppe (Lit. 91) und deren Verlängerung im *Tsurnata-Gebirgsstock* (Lit. 67) verfolgen lässt, an die sich im Osten die *Karvela-Butzikakischuppe* angliedert (Lit. 91).

Alle diese Schuppen weisen bei gleichbleibender Grundanlage die gleiche Zusammensetzung auf.

Die den Kammkrönungen mit ihren Gipfilsilhouetten entsprechenden Firste der nordöstlich bis östlich geneigten Schuppendächer bestehen aus der z. T. noch Hornsteinzwischenlagen führenden turonen-oberkre-tazischen Plattenkalkserie mit ihren sie abschliessenden Foraminiferenkalken des Maestrichtien.

Unter dieser oberen Plattenkalkserie lagert an der Westseite der Kämmen die teilweise noch mit Plattenkalken wechselnde, mächtige Schiefer-Hornsteingruppe mit dem cenomanen Orbitolinenhorizont in ihrer oberen Grenzpartie und den karnischen Halobienschichten ihrer Basis.

Die Oberpartie des Gesamtkomplexes führt vom Orbitolinenhorizont ab bis hinauf in die Grossforaminiferenkalke des Maestrichtien auch *Globotruncanen* ¹⁾.

Nach Norden senken sich die mesozoischen Olonos-Pindosschichten der Tringia und Peristerischuppe infolge Axialgefälles unter den Flysch hinab. Durch diese Achsenabbiegung wurde anscheinend die Bahn frei für das starke westliche Vorgleiten der dortigen von A. PHILIPPSON kartierten Serpentinmassen der osthellenischen Zone. Allerdings erfährt diese Annahme zunächst noch dadurch eine Einschränkung, als sich im Tertiärflysch Albaniens noch eine zweite jüngere ophiolithische Eruptionsphase geltend macht. Der die Pindosfalten auf ihrer Ostseite eindeckende ostaetolische Flysch enthält gelegentlich ebenfalls ophiolithische Eruptiva (wie bei Surutsi).

Möglicherweise fallen aber das Metsovitikos-Potamostal und das sich im Salamvriaslauf verlängernde Kastaniotikos-Potamostal auch mit Brüchen zusammen.

Die weiteren durch die Pindosketten gelegten südlicheren Quer-

(¹) U. a. stellen sich z. B. am Psilorachi-Gipfel der Tsurnata-Gruppe neben den feinbrecciösen, grauen Kalken mit den Grossforaminiferen des Maestrichtien auch dichte, graue, dünngeschichtete Kalke mit *Globotruncana linnei* (ORB.) und *Globotruncana stuarti* (LAPP.) ein. Diese beiden Kleintypen erscheinen aber auch in den gewöhnlichen Foraminiferenkalken des Maestrichtien.

schnitte lassen dann von NW nach SE eine Zunahme der Schuppenbildung durch Empordrängen neuer Zwischenschuppen erkennen. So stösst auch bereits zwischen der Tringia- und der Peristerischuppe der First einer ersten derartigen *Zwischenschuppe* bei *Veltsista* aus dem Flysch der Dokimi hervor, um südwärts zur Schuppe des Avgos anzuwachsen.

Im aetolischen Pindos sind die noch vermehrten, einzelnen, gleichgerichteten Schuppen dachziegelartig übereinander aufgeschuppt und zwar derart, dass sie teils in ihrer Gesamtheit bis hinunter zu den karnischen Halobienschichten, teils aber auch unter Zurückbleiben der Kernmassen mit schon höheren Schichtengliedern über den hangenden Flyschstreifen der jeweils westlich vorhergehenden Parallelschuppe überschoben oder aufgestaut werden.

So bestehen das *Kaliakudamassiv* und der Gebirgsstock der *Chebidona* lokaltektonisch schon aus JE ZWEI SCHUPPEN, an deren jeder die ganze mesozoische Olonos-Pindosserie von den karnischen Halobienschichten bis hinauf zum Maestrichtien und zum Pindosflysch beteiligt ist.

Betrachten wir als Beispiel des allgemeinen Schuppenbildes die tektonische Zerlegung dieser beiden Doppelschuppen in ihre Einzelglieder.

Der *Gebirgsstock der Kaliakuda* wird durch das Vathy-Diaselotief eingesattelt.

Im Osten dieses Sattels erhebt sich die rundliche Kaloïsima, in deren östlich geneigten Gipfelkalken sich bereits Orbitolinen bemerkbar machen. Bei konkordanter Lagerung folgen darunter am Westhang dieses Berges bis zum Vathy-Diaselotief die Gesteine des meist roten Schiefer-Hornsteinkomplexes, die in ihrer oberen Grenzzone die brecciötexturierten, kalkigen Einlagerungen des Cenoman mit Orbitolinen und Hippuritenfragmenten enthalten. Nach einer intermittierenden Plattenkalkserie bilden die karnischen Halobienschichten das Basalglied dieser vorwiegend schiefrig-kieseligen Schichtenreihe der Kaloïsima.

Die Halobienschichten stehen u. a. nördlich unter dem Pass Vathy-Diaselotief und auf der Ostseite der von ihm nach Norden hinabziehenden Vathya-Langada an.

Die Vathya-Langada und das Vathy-Diaselotief fallen mit einem Gebirgskamm hier durchquerenden schmalen Flyschzug zusammen, auf den die Schuppe der Kaloïsima aufgeschoben ist.

Im Westen des Vathy - Diaselo bzw. der Vathya - Langada heben sich die oberen kretazischen Kalke in steiler Aufrichtung aus dem Flysch heraus, um mit einem fast geschlossenen Aufschwung den Hochkamm der zweigipfeligen Kaliakuda zu gewinnen. Die plattigen Kalke der jüngeren Kreide sind zu steilen, z. T. leicht westwärts übergeneigten Isoklinalfalten zusammengepresst. Die beiden Kulminationspunkte der Kaliakuda sind Scheitel solcher Falten, d. h. dieser untergeordneteren tektonischen Elemente (Streichen N - S; Fallen steil West und Ost).

In der Sattleinbiegung zwischen dem Hauptgipfel der Kaliakuda (2104 m) und dem westlicheren, vielleicht 100 m niedrigeren Vorgipfel Voïdolakka stehen beiderseits die Orbitoidenkalke des Maestrichtien in ausgezeichneter Entwicklung an (gleichfalls mit Schalenrümern von Hippuriten etc.). An diesem Sattel betten sich zwischen den aus den Maestrichtienkalken bestehenden Scheiteln der Sekundärfalten noch Reste von entsprechend eingreifenden Flyschsynklinalkernen ein.

Im Vorgipfel Voïdolakka kommen dann mit einer Aufbiegung wieder die tieferen Partien der oberen Kreidekalke hervor und unter ihnen die ganze ältere Schichtenfolge am Westabfall der Kaliakuda. Die basalen karnischen Halobienschichten wurden auch hier ermittelt, wie östlich oberhalb Megalochorion.

Diese zweite westliche und eigentliche Kaliakudaschuppe ist auf den Flysch des Karpenisi - Potamostales überschoben.

Bei Mikrochorion taucht aus diesem Flyschzug die erste, d. h. östliche *Chelidonaschuppe* heraus und zwar zunächst wieder mit den oberen plattigen Kreidekalken und den sie abschliessenden Orbitoidenkalken des Maestrichtien als unmittelbarer Flyschunterlage. Diese Kalkserie baut die Gipfelpartie östlich des Krypholangado auf. Darunter liegen längs der breitgespannten und nicht besonders eingetieften Einsattelung Krypholangado die Felsarten der meist roten Schiefer - Hornsteingruppe mit Einschluss der ihrer Oberregion zugehörigen Orbitolinengesteine.

Beim Wiederaufstieg des Kammes zum mittleren Chelidonagipfel (Mesi Chelidona) treten als Baumaterial dieser Kuppe tiefere hornsteinreiche Plattenkalke hervor, als deren Basalglied sich bei durchweg östlichem Schichtenfall am Diaselo kato Chelidona auch wieder die karnischen Halobienschichten einfinden. Der gleiche Zug der karnischen Halobienschichten wird auch vom direkten Saumpfad Mikrochorion -

Pass Tsutsi überquert. Die Obertrias ist mit ihrem Hangendpaket auf Flysch aufgeschoben.

Am Westrand dieses letzteren Flyschstreifens streben die konkordant darunter liegenden Orbitoidenkalke des Maestrichtien in Verbindung mit den oberen, noch das Turon einschliessenden kretazischen Plattenkalcken zu dem an der Südseite des Tsutsipasses aufragenden nordwestlichen Gipfelgrat der Chelidona empor.

Unter den grauen Gipfelkalcken dieser nordwestlichen Hochwarte der Chelidona, die die oben angeführte Orbitoidenfauna des Maestrichtien führen, lagern am Westabsturz bei einem durchschnittlichen Streichen von N 10 E (mittleres [45°] und steileres Ostfallen) in konkordanter Reihenfolge zunächst noch graue und tiefer auch hellrote Plattenkalcke mit Hornsteinführung und dann die oben meist roten und tiefer auch graugelben Gesteine der Schiefer-Hornsteingruppe.

Der schiefrig-kieselige Komplex schliesst in seiner oberen Grenzregion gegen den oberen Plattenkalkverband hoch oben am Steilhang wieder die dunkelroten, brecciös-texturierten, kalkigen Orbitolinengesteine des Cenoman ein, die infolge ihrer grösseren Härte mauerartig hervorstehen (Vergl. photographische Ansicht Lit. No. 97, Texttaf. Fig. 1).

Die ausgezeichnet überlieferten Individuen dieses cenomanen Orbitolinenlagers, dessen Fauna bereits oben charakterisiert wurde, liegen hier ebenfalls mit grösseren Hippuritenfragmenten zusammen.

Der Orbitolinenhorizont streicht über den Tsutsi-Sattel hinweg nach Norden weiter; unter ihm liegt gegen den S-N gerichteten Unterlauf des den Chelidonastock umfangenden Karpenisi-Potamos¹⁾ zu die Hauptmasse der Schiefer-Hornsteingruppe bis hinab zu den karnischen Halobienschichten.

In der *Panätolikonkette* (Kutupa-Kyravienna [= Arabocephala der Karten!]) verschärft sich die Tendenz zur Verschuppung noch weiter, wobei die Bänder der karnischen Halobienschichten auch mehrfach über und hintereinander beobachtet wurden. Das Nähere siehe Lit. No. 97.

Die an die südlich Prussos gelegene Vorschuppe der Xerovuni angeordnete östlichere *Chatikrischuppe* erhebt sich im Triantaphylligipfel mit der oberen Plattenkalkserie der Kreide (Turon bis Campanien) und

(1) Vor dessen Einmündung in den Megdovas.

den sie abschliessenden Orbitoidenkalken des Maestrichtien nochmals zu 1823 m. Auf den die Maestrichtienkalke eindeckenden Flyschhang ihrer Ostseite schuppt sich der Berg von Kirtovo auf mit seiner aus den oberkretazischen Kalken bestehenden Gipfelhaube und der liegenden Schiefer - Hornsteingruppe.

Am Westabfall des Chalidikammes treten unter den mit rund 50° östlich geneigten turonen - oberkretazischen Plattenkalken der Gipfelpartie mit gleichsinnigem Einfallen die tieferen, roten Schiefer und Hornsteine hervor, die wieder die unterhalb der Plattenkalkgrenze entlanglaufende Zone der roten, brecciös - kalkigen Orbitolinengesteine des Cenoman enthalten. Diese Schiefer - Hornsteingruppe ist auf den den Sattel Chalikodiaselo durchstreichenden, N - S orientierten Flyschstreifen zwischen dem Chaliki - und Xerovunikamm aufgeschoben, der seinerseits den Maestrichtienkalk des langen Xerovunirückens konkordant eindeckt.

In der üblichen Liegendserie des oberen Plattenkalkkomplexes der Xerovuni wurden der Lagerzug mit den cenomanen Orbitolinen in der Schlucht südlich des Klosters Prussos und der basale karnische Halobienhorizont beim ersten Sattelübergang des Weges Prussos - H. Paraskevi nachgewiesen.

Östlich vom Phidaris - Durchbruch (zwischen Koniska und H. Dimitrios) durch die gefältelten oberen Plattenkalke (Turon bis Maestrichtien) erhebt sich dann wieder der zweigipfelige Gebirgsstock ARDINI - TSEKURI (Dyo Rachules) mit einer Doppelschuppe (Lit. 97).

In der Streichregion des Tsekuri erheben sich noch einige weitere Vorstösse der älteren Pindosgesteine, wie die Papadia, der Berg von Klipa bzw. Kokkina ¹⁾ oder die Aufwölbung bei Ziklista mit ihren karnischen Halobienhornsteinen als Kernhorizont; sonst herrscht Flysch, der auch das Gipfelplateau des Trikovon einnimmt. Östlich davon kommt es noch zum Heraustritt der älteren Olonos - Pindosgesteine in der Aufschuppung der Savitza (1774_m = Vlachovuno der Karten).

Aber dann machen sich an der Ostseite des Voitsatales zwischen Surutsi und Kriatsi, am Quell Pori bereits die dem ostaetolischen Pindosflysch tektonisch auflagernden westlichen Vorposten der Parnass - Kio-

(¹⁾ Unter den oberkretazischen Gipfelkalken der Kokkina ist gleichfalls die rote Schiefer - Hornsteingruppe mit dem Orbitolinenhorizont aufgeschlossen.

nadecke bemerkbar und zwar in Form von Kalkbreccien mit z.T. mächtige Blöcke bildenden lichtgrauen Kalken, die grosse Hippuritenfragmente, Nerineen, Korallen und Orbitolinen führen.

Diese sich schon auf den ersten Blick als orts = fremd ausgehenden tektonischen Auflagerungsreste sind unverkennbare Fazieselemente der Parnass - Kionaserie, die im Vardussia - Megalo Chunizug die aus dem Pindosflysch herausgewölbten fundamentalen Olonos - Pindoschichten deckenmässig überschieben (Lit. 98).

Auch vorher kommt es schon zwischen dem Artotina - Tal und dem Quelltal des Phidaris (Musonitza - Hochtal) zu einer gewaltigen, langgestreckten Aufbeulungslinse der Olonos - Pindosserie mit dem Korax (= Strongylos der Karten), die mit ihren oberkretazischen Plattenkalken (Turon bis Campanien) bis zu einer Höhe von 2352 m. anschwillt.

Dank der hier skizzierten Schuppung und der innerhalb der Einzelschuppen noch stattgefundenen grandiosen Zusammenpressung zu meist westlich übergeneigten Isoklinalfalten bei maeanderartigen Sekundärfaltungen und auch seitlichen Zusammenstauchungen bauten sich infolge ständiger Wiederholung mit ein und demselben Schichtenmaterial der Olonos - Pindosfazies jene gewaltigen Hochgebirgsstöcke und Bergkämme der nord - und mittelgriechischen Pindosketten auf.

Beim Überschaun dieser Schuppenstruktur von einer der aussichtsreichen westaetolischen Bergzinnen gewinnt man den Eindruck eines in der Bewegung erstarrten Meeres mit von Osten heranbrandenden, sich überstürzenden Wogenkämmen.

Das auf den adriatisch - ionischen Flysch des westlichen Vorlandes überschobene Pindosssystem löst sich demnach in Nord - und Mittelgriechenland im einzelnen in Schuppen auf.

Der Verlauf des westlichen Überschiebungsrandes der Olonos - Pindosserie über die überschobene westaetolische Flyschzone wird ebenfalls durch axiale Hebungen und Senkungen der Vorlandfaltung beeinflusst, die gleicherweise schon am Ostrand in Erscheinung trat und die sich auch im Inneren des Schuppenkomplexes geltend machen dürfte.

Anscheinend folgt auch der Phidaris bei seinem Durchbruch durch die Pindosketten einer derartigen axialen Depression. Sein querverlaufendes Bett ist zwischen Koniska (Pulinos) und H. Dimitrios, sowie ein weiteres Stück lang oberhalb H. Dimitrios in die turonen - oberkretazischen

Plattenkalke eingerissen, die in eine Unzahl meist westlich überkippter Isoklinalfalten zusammengelegt sind, unter denen nur stellenweise noch das Scharnier der roten cenomanen Orbitolinenschichten angeschnitten wird (Lit. 97).

Einzelheiten über die weitere Schuppenbildung sind aus meinen diesbezüglichen Arbeiten zu ersehen (Lit. 35, 67, 68, 88, 91, 97, 98, 103, 117, 118).

Im westlichen Frontalabschnitt des Schuppensystems fällt nun der Überschiebungsrand nicht mit dem ohne Unterbrechung einheitlich durchlaufenden Stirnband ein und desselben Schuppengliedes zusammen, sondern er springt von Nord nach Süd in mehrfacher Staffelung zurückweichend auf den Vorderrand der jeweils nach rückwärts folgenden nächst östlichen Schuppe über.

Im Norden bildet zunächst die Peristeri - Kakarditzaschuppe mit dem damit verbundenen, weiter vorgetriebenen Lappen der Tsumerka und die angeschlossene Alamanos - Misuntaschuppe den Stirnrand.

Südlich der Korakubrücke (über den Aspropotamos) wird die Hauptfront vom Ausstrich der nächst östlicheren Schuppe als zweiter Staffel aufgenommen, die noch den Phterizug umfasst. Das Stirnband dieser Schuppe lässt sich nach Norden über den westlichen Ausstrich des noch in sich verschuppten Tournata - Gebirgsstockes und östlich von Vrangianá (Katuna) - Arachowitza (Marathos) vorbei in der Richtung auf das Kornesi - Tal (Μοσχόφυτον) verfolgen, an dessen Osthang entlang es in diesem oberen Talabschnitt mit seinen basalen Halobien-schichten unter- und oberhalb Dorf Kornesi noch gesichtet wurde (Lit. 103).

Dieser östliche Talhang des Kornesi-Tales fällt hier mit dem Stirnband der im Osten an die Alamanos-schuppe angereihten Schuppe zusammen.

Südlich von dem aus den turonen - oberkretazischen Kalken bestehenden Hochkamm des Phteri (Lit. 103) weicht die Schuppenfront noch hinter die den Phterikamm orographisch fortsetzende Kammlinie bis nach Kephalovrysis zurück, wo erst wieder die karnischen Halobien-schichten mit ihrem Hangenden über den Flysch tektonisch übergreifen (Lit. 67). Der stark erniedrigte Kamm selbst besteht hier ganz aus dem überschobenen westaetolischen Flysch, unter dem bei Koniavi (Limerion) und südlich hiervon stellenweise graue Hippuriten - und Num-

mulitenkalke von adriatisch-ionischem Habitus zum Vorschein kommen. In Beziehung zu den Kalken des Gavrovo wirkt dieses Vorkommen einigermaßen befremdlich.

Vom Phteri ab geht der frontale Schuppenrand am Osthang des Agraphiotikos-Potamostales auf die Aussengrenze der Doppelschuppe von Kerasovon über (Viliquelle und Krendi westlich Kerasovon; Lit. 103).

Nach einer zwischengeschalteten Aufschuppung bei Livadi Vinianis bildet dann in diesem Breitenstrich die sekundär in sich verfaltete und breit hingestreckte VELUCHISCHUPPE das östlichste Teilglied (Lit. 97 u. 103).

Im Südabbruch des Veluchi-Stockes dürfte sich das Bruchsystem des Spercheiosgrabens fortsetzen; es korrespondiert anscheinend mit den Querbrüchen des ambrakischen Meerbusens.

Die nördliche Verlängerung der dann das vorderste Stirnband bildenden südaetolischen Panaetolikonkette (Kutupa-Kyravienna) zieht sich bereits an den Megdovas zurück. Hier macht sich auch in der Schuppenstirn, wie bereits erwähnt, eine starke sekundäre Verschuppung bemerkbar, indem die karnischen Halobienschichten mit ihrem Hangenden mehrfach übereinander erscheinen. Dort tritt auch bei Sovolaku-H. Vlasios an der Basis des überschiebenden Olonos-Pindossystems noch mitteltriadischer Diploporenkalk heraus, wie er in gleicher Position auch schon im Norden an der Westfront der Peristerischuppe in der Umgebung von Peristerion beobachtet wurde.

Die Ostgrenze der zutage tretenden mesozoischen Olonos-Pindosserie wird am Nordrand des korinthischen Golfs etwa durch die TRISONIA-INSEL mit ihren den Maestrichtien-Horizont enthaltenden turonen-oberkretazischen Kalken und Teilen der roten Schiefer-Hornsteingruppe markiert.

C. Peloponnes.

Jenseits des korinthischen Quergrabens setzt sich das Schichtensystem der aetolischen Pindosketten *im westpeloponnesischen Voïdias- und Olonosgebirge (Erymanthos)* fort.

Beispielsweise bildet im OLONOSGEBIRGE der Olonoskamm mit dem aus den oberkretazischen Kalken (Hippuritenkalk) bestehenden Hauptgipfel die vorderste Schuppe. Am Westabfall des langen Olonoskammes

tritt darunter die tiefere Schichtenserie des Olonos-Pindossystems bis hinunter zu den karnischen Halobienschichten hervor, die mit ihrem Hangenden auf den Flysch des Vorlandes überschoben sind. In dieser Zone habe ich die karnischen Halobienschichten im Jahre 1904 zum ersten Mal in Griechenland nachgewiesen und zwar oberhalb Prostownitza (Lit. No 2).

Auf den Foraminiferenhorizont des Maestrichtien¹⁾, an der Ostflanke des Olonosgipfels und Olonoskammes folgt der Flysch des zwischen dem Olonosgipfel (2242m) und dem Gipfel Muggila (2150 m) eingesenkten Apanokampos, der seinerseits am Westfuss der Muggila von den basalen karnischen Halobienschichten mit ihrem Hangendpaket überschoben wird, wodurch sich eine zweite östlichere Schuppe abzeichnet. Die Kaliphoni (1998 m) bilden eines der östlicheren Glieder.

Im Peloponnes durchstreicht die Olonos-Pindosfazies vom Voïdias-Olonos ab aber nicht allein die WESTPELOPONNESISCHEN GEBIRGE über die Berge von Bassae und das westmessenische Gebirge mit der Ithome bis hinunter zum Kap Gallo, sondern sie breitet sich auch über den ZENTRALPELOPONNES aus und erscheint mit weit nach Osten ausholendem Bogen noch in der ARGOLIS und auf der ARGOLISCHEN KÜSTENINSEL HYDRA. Hier wird sie in Form eines mit den analogen karnischen Halobienschichten gleicherweise in Verbindung stehenden Plattenkalk-Hornstein-Schiefer-Tuffitkomplexes (mit Quarzkeratophyren bzw. deren Tuffen) von den Kalkmassen der Parnass-Kionaserie deckenmässig überlagert (Lit. 114 u. Lit. 121).

Westlich der Argolis sitzen die Sedimente der Olonos-Pindosserie als schwimmende Schollen von wechselndem Umfang dem Flyschdach der Tripolitzaserie auf, sodass diese Liegendserie infolge der morphologischen Gestaltung des zentralpeloponnesischen Gebirges vielfach fensterartig zwischen den hier, wie gesagt, gleichsam in einer gewissen Verdünnung noch vorhandenen Deckenfragmenten der Olonos-Pindoschichten hindurchblickt. Die Tripolitzafazies dieses nächst tieferen Stockwerkes umrahmt ihrerseits wieder an ihren Öffnungen gegen den Untergrund

(¹) Wie stets in den mit fazieller Konstanz durchlaufenden Leithorizonten der Olonos-Pindoszone mit Schalenfragmenten von Rudisten (Hippuriten, Radioliten u.s.w.).

noch eine zweite fundamentale Fensterserie mit dem Metamorphikum des zentralpeloponnesisch - kretischen Massivs.

Erst in der westlichen Stirnregion, d. h. im Olonos-Gebirge und seinen beiderseitigen Verlängerungen sind, wie beschrieben, die hier mehr admassierten und in sich geschuppten vorderen Schichtenglieder der Olonos-Pindosfazies geschlossen auf den Flysch des westlichen Vorlandes aufgeschoben und gewähren hier in ihrem mauerartigen Ausstrich denselben tektonischen Anblick wie am frontalen Überschiebungsrand des nördlich anschliessenden Pindoszuges.

Es sieht hier zunächst ganz so aus, als ob sich die aetolischen Schuppen nur äusserlich unterbrochen durch den jungen korinthischen Graben mit gleichbleibender Tektonik im Westpeloponnes fortsetzen würden, wobei die skizzierten westpeloponnesischen Schuppenglieder hier vorn den adriatisch - ionischen Flysch überschieben und weiter rückwärts dem Tripolitzaflysch tektonisch auflagern; beide gleichalterigen Flyschformationen gehen aber, wie gesagt, sich regional gegenseitig fortsetzend als Gemeinschaftsdach der adriatisch - ionischen und Tripolitzafazies ineinander über.

Zur Ergründung dieser vordringlich ins Auge fallenden Konfiguration sind noch weitere Untersuchungen, so vor allem auch im Chelmosgebiet (Aroania) mit dem ersten Hervortreten des zentralpeloponnesischen Kristallins im Gange. Kommt es hier zu einer eventuellen Gabelung innerhalb des Olonos-Pindosystems oder ist im aetolischen Pindos oder überhaupt im Pindos das Schuppen-Ensemble zusammen mit dem ostaetolischen Flysch als Ganzes und als richtig = gehende Decke wie im Peloponnes schon stärker verschoben?

Zunächst lässt sich nur so viel sagen, dass südlich des korinthischen Grabens im Peloponnes mit dem allgemein gegen Osten drehenden Umbiegen der griechischen Faltenzonen eine ausgesprochene Decken-tektonik Platz greift, die etwa im Verlauf des korinthischen Golfes mit dem weit nach Osten, d. h. bis an die Ostseite des Peloponnes ausholenden Zurückweichen des Innenendes des Olonos-Pindos-Zonenbogens zusammenfällt.

Die Gesteinsserie der Olonos-Pindosfazies ging im Zentralpeloponnes von Osten bzw. Nordosten her über das Flyschdach der die adriatisch - ionische Fazies hier in einem nächst inneren zonaren Streifen regio-

nal ablösenden Tripolitzaserie hinweg und breitete sich als Decke über dieses untere Stockwerk.

Die Wurzelregion dieser peloponnesischen Decke der Olonos-Pindosserie müsste in der Breite von Hydra bei oder im Rücken dieser Insel bezw. an der argolischen Seite des Saronischen Meerbusens, sowie weiter südlich im aegaeischen Meer, d. h. allgemein auf der Ostseite des Peloponnes bezw. im inneren korinthischen Golf anzunehmen sein.

Diese im Streichen der Olonos-Pindoszone eintretende tektonische Funktionsänderung, die sich wohl schon durch die starke Zunahme der Verschuppung im aetolischen Pindos ankündigt, hing wohl mit der Aufbeulung der die adriatisch-ionische Fazies fortsetzenden Tripolitzafazies oder vielmehr des im Untergrund der letzteren schlummernden zentralpeloponnesisch-kretischen Massivs zusammen und ist zugleich auch mit der allgemeinen Drehung der Gesamtzonen nach Osten in Verbindung zu bringen. Hierbei wurde die Olonos-Pindosserie in die Überfaltungsregion zwischen dem zentralpeloponnesisch-kretischen und attisch-kykladischen Massiv eingedrängt. Aus diesser Überfaltungszone sties, wie unten noch näher ausgeführt werden wird, die beiden peloponnesischen Decken mit der Tripolitzaserie und mit der Olonos-Pindosserie vor.

Ich habe, abgesehen von einigen allgemein orientierenden Exkursionen, bis jetzt im Zentralpeloponnes nur das *Artemisiongebirge* näher studiert und dort schon im Jahre 1913 am Malevosgipfel die deckenmäßige Auflagerung der Olonos-Pindosgesteine auf den Flysch der Tripolitzaserie erkannt (Vergl. Lit. No. 60).

Meine hier wiederholte, erstmals im Jahre 1927 und seither weiter von mir vorgetragene Auslegung der peloponnesischen Gebirgsstruktur¹⁾ beruht daher im wesentlichen auf der geologischen Peloponneskarte von A. PHILIPPSON, aus der sich die dortige Deckentektonik nach dem inzwischen von mir durchgeführten stratigraphischen Ausbau der Olonos-Pindos- und Tripolitzaserie ohne weiteres herauslesen lässt.

Im übrigen lieferte auch eine vor kurzem von M. BLUMENTHAL²⁾

(¹) Vergl. Lit. No. 90.

(²) Moritz M. BLUMENTHAL: Zur Kenntnis des Querprofils des zentralen und nördlichen Peloponnes. Neues Jahrbuch für Min. etc. 1933, Abt. B., Beil. Bd. 70, S. 449-514.

unternommene erneute Begehung des Zentralpeloponnes eine vollgültige Bestätigung meiner Zergliederung des peloponnesischen Gebirgsgerüsts. Darin liegt der Wert dieser Arbeit von BLUMENTHAL, wenn sie auch sonst stratigraphisch und tektonisch keine neuen Ergebnisse gezeitigt hat.

A. PHILIPPSON hatte bei seinen späteren, nach Abschluss seiner grossen Peloponnes-Arbeit unternommenen Forschungen im Pindos dieser Überschiebung der Olonos-Pindossschichten im Peloponnes ebenfalls Rechnung getragen und auch L. CAYEUX wies, gestützt auf seine Wahrnehmungen in Kreta, hierauf hin, allerdings hier, wie dort unter abweichender tektonischer Einordnung der beteiligten stratigraphischen Schichtengruppen. Ich verweise auf die Originalarbeiten ¹⁾.

Nach alldem erübrigt sich eine Diskussion über die von manchen Grosstektonikern propagierte Verschmelzung der Tripolitza- und der Olonos-Pindosserie zu einer faziellen und tektonischen Einheit ²⁾.

Bei einer Gesamtbeurteilung des hier mit knappen Strichen skizzierten tektonischen Bildes des Pindos und des Peloponnes wäre daran zu denken, dass auch im Pindos, wie schon angedeutet, das Schuppen-Ensemble des Olonos-Pindossystems mitsamt dem Pindosflysch von dem im Peloponnes zur Deckenbildung drängenden Schiebungsmechanismus noch stärker ergriffen und als Ganzes deckenmässig noch weiter vorbewegt wurde, als die nachgewiesene beträchtliche Überschiebung am Westrand der Pindoschuppen heute schon erkennen lässt, doch verfügen wir zurzeit noch über keine beweiskräftigen Unterlagen für eine solche Annahme.

Immerhin wäre hierzu noch auf folgende Erwägungen hinzuweisen:

(¹) L. CAYEUX: Sur les rapports tectoniques entre la Grèce et la Crète occidentale. C. R. Acad. d. sc. Paris. 1902.—L. CAYEUX: Phénomènes de charriage dans la Méditerranée orientale. C. R. Ac. d. sc. Paris 1903, t. 136, p. 474. Hierzu sei noch bemerkt, dass L. CAYEUX in seiner stratigraphischen Aufteilung der normalen kretischen Sedimente auch den auf die Orbitoidenkalke des Maestrichtien (Lit. 104) folgenden mittelkretischen Pindosflysch (Macigno von CAYEUX), in dessen Verband ich weiter noch Nummuliten mit ihren Begleitforaminiferen nachwies (Lit. 104), als Oberjura und Unterkreide einreihet (L. CAYEUX: Existence du jurassique supérieur et de l'infracrétacé dans l'île de Crète. C. R. Acad. d. sc. Paris 1903, 2 févr.).

(²) Vergl. L. KOBER, Centralblatt für Min. u. s. w. 1929, S. 426.

Es bleibt jedenfalls auffällig, dass, wie schon betont, die Olonos-Pindosmassen der Tsumerka, die nur auf ihrer Rückseite mit der hier im ganzen stark nach Westen vorgetriebenen Peristeri-Kakarditzaschuppe zusammenhängen, als sonst frei schwimmende Scholle oder Halbdecke in schon beträchtlicher Erstreckung den adriatisch-ionischen Flysch überfahren, der dann innerhalb des lappenartigen Tsumerka-Fortsatzes im Fenster von Theodoriana nochmals freiliegt.

Ferner sind, abgesehen von den mittleren Partien, die recht erheblichen faziellen Gegensätze zwischen der Olonos-Pindosserie und der adriatisch-ionischen Entwicklung, die sich bis zu dem beiderseits stark abweichenden Flyschbeginn geltend machen, in Betracht zu ziehen und zwar im Hinblick auf ihre aussergewöhnliche Distanzverringering im Artinostal nördlich der Tsumerka.

Andererseits könnte die Gestaltung des frontalen Überschiebungsrandes im Pindos mit seinem an einen halbseitigen Fächer erinnernden Zurückgreifen auf die jeweils folgende rückwärtige Schuppe im Verein mit der sich in der Olonos-Pindosdecke des westpeloponnesischen Randgebirges fortsetzenden gleichartigen Schuppenanordnung darauf hindeuten, dass im nördlichen Pindos zuerst nur einzelne solcher Schuppen herausgequetscht wurden und dass südwärts bei verstärkter Schuppenstruktur erst die östlichsten Zweige dieses Schuppenbündels beim Übergreifen auf den Peloponnes zugleich mit der basalen Tripolitzaserie zur Deckenüberschiebung über das zentralpeloponnesisch-kretische Massiv übergangen und zwar aus dem Überfaltungsraum zwischen diesem und dem attisch-kykladischen Massiv. Die von N. nach S. erfolgende Zunahme der Schuppenbildung im aetolischen Pindos könnte demnach einen derartigen tektonischen Vorgang einleiten.

In der nordwestlichen dinarischen Fortsetzung des Pindos, d. h. in der Cukalizone Albaniens liegt ebenfalls Deckenbildung vor.

Im allgemeinen Dinaridenverband sind jedoch die Pindos-Schuppen zunächst als Gegenstück der Schuppen von Budua-Spizsa in Süd-Dalmatien zu bewerten, wo ich selbst karnische Halobienhornsteine angetroffen habe, die mit den karnischen Halobienschichten der Olonos-Pindosfazies in jeder Hinsicht identisch sind (Lit. 35, S. 560).

Im ganzen kann man wohl das Hervortreten der Olonos-Pindosserie in Griechenland mit der Annahme eines Wiederauflebens der alba-

nischen Cukalizone NOPCSA's verbinden und zwar im Einklang mit ihrer allgemeinen Stellung im tektonischen Rahmen der Dinariden.

Wenn der tektonische Charakter dieser Gesamtzone beim Ausbleiben eines mit dem Peloponnes korrespondierenden Deckenbaues im Pindos - Abschnitt nicht einheitlich sein sollte, so wäre dem keine besondere Bedeutung beizumessen, da sich solche tektonische Funktionsänderungen auch im Streichen bei anderen dinarischen Gebirgseinheiten wiederholen.

d. Kythera - Kreta - Rhodos.

Im *kretisch - rhodischen Inselbogen* stellen sich der Entwirrung des Gebirgsbaues noch weitere Komplikationen entgegen.

Auf KYTHERA herrschen zunächst noch die gleichen Verhältnisse wie im Zentralpeloponnes, d. h. über der Tripolitzafazies mit ihrem kristallinen Unterbau (im nördlichen Inselteil) ruhen mit tektonischem Kontakt noch relativ ausgedehntere Deckenreste der überschobenen Olonos - Pindosgruppe mit den zugehörigen Orbitolinengesteinen des Cenoman und dem Orbitoidenhorizont des Maestrichtien bzw. Hippuritenkalk (Lit. 91).

Im mittleren KRETA (Lit. 104) und auf RHODOS (Lit. 100) kommt jedoch neben der Tripolitzta - und Olonos - Pindosfazies noch eine bereits erwähnte weitere Fazies, nämlich die Ethiáserie, hinzu, deren Entwicklung bis jetzt vom orbitolinenführenden Cenoman aufwärts bis zum Flysch untersucht werden konnte.

Es handelt sich hierbei um eine vorwiegend graue, oben z. T. auch rötliche, nummulitenhaltige Plattenkalksedimentation, die in Konkordanz von Flysch über - und von turonen - oberkretazischen, auch den Orbitoidenhorizont des Maestrichtien einschliessenden Hippuritenkalken unterlagert wird. Als konkordante ältere Fortsetzung der Rudistenkalke sind die cenomanen, hornsteinführenden Orbitolinenkalke erschlossen, die den adriatisch - ionischen Typus aufweisen (mit *Orbitolina conoidea* GRAS., *Orbitolina paronai* PREVER, wie u. a. am Ziviberg bei Ethiá in Mittelkreta oder auf Rhodos in der Zwischendepression des zweihöckerigen Kalkstockes Akramiti - Armenisti).

Auf Kreta erscheint diese Faziesform bei ETHIA im KOPHINOSZUG und weiter ostwärts, d. h. in der südlichen Randkette von Mittelkreta

und zwar neben den auch in diesem Gebirgswall auftretenden Tripolitzakalken mit ihrem Flyschdach und unweit der in den mittelkretischen Hochgebirgen verbreiteten Tripolitzafazies.

Ebenso sind im Kophinoszug auch noch Fazieselemente der Olonos-Pindosserie (karnische Halobienschichten) als tektonische Auflagerung auf dem Tripolitzaflysch vertreten.

Die betreffende Sedimentfolge in der Umgebung von Ethιά ähnelt in ihrem Faziesbild einerseits in jeder Hinsicht dem *zeitlich äquivalenten adriatisch-ionischen Faziesabschnitt*, andererseits aber auch den LAPITHOS-BEDS¹⁾ der Kyrenian range auf der Insel CYPERN (Lit. 100, u. 102).

Die auch den nummulitenführenden Foraminiferenhorizont des Lutétien enthaltenden Lapithos-beds liegen auf Cypern (Kyrenian range) im autochthonen Gebirgsunterbau normal unter ihrer Flyschhülle²⁾, die ihrerseits von den ortsfremden, vom Jungpalaeozoikum über die mesozoischen Glieder bis zum Alttertiär nachgewiesenen Formationsbildungen dieser nördlichen cyprischen Gebirgskette deckenmässig überschoben wird (Lit. 100, 102 u. 105).

Ganz genau wie in der adriatisch-ionischen Fazies erfüllen die faunistisch gleichen Foraminiferenverbände des cyprischen Lutétien z. T. auch die in der eozänen Kalkfolge der Lapithos-beds eingelagerten grauen Hornsteinknollen.

Die geologische Situation wird auf Kreta, wie auch auf Rhodos und Cypern, noch dadurch erschwert, als im nummulitenführenden Flysch noch Ophiolithstöcke auftreten, in deren Umgebung die Flyschgesteine verändert wurden, wobei sie teils ihre ursprüngliche Färbung wechselten, teils mehr oder minder metamorphosiert wurden.

Auf RHODOS tritt diese *mittelkretische Schichteneinheit von Ethιά* in der Attaïró- und Armenisti-Akramiti-Aufwölbung als konkordante Unterlage von Flysch hervor, während die *Tripolitzafazies* auf dieser Dode-

(¹⁾ In der paleozän-eozänen Plattenkalkserie der cyprischen Lapithos-beds fand sich auch die Meduse *Lorenzinia apenninica* Gabelli (Lit. 102).

(²⁾ Im cyprischen Flysch kehrt, abgesehen von den Foraminiferenfaunen, auch die aus den eozänen Nummulitenkalken der Lybischen Wüste bekannte *Graphularia desertorum* ZITTEL wieder (im NE von Eftakömi gelegenen Gebirge bei Kochy Petra).

kanesinsel durch die schwarzen Kalkmassen von Lindos (Lindoskalke) mit ihrem Hangendflysch vertreten wird.

Zu allem wurden auf Rhodos, wie in Mittelkreta noch Fazieselemente beobachtet, die, wie die Gyroporellenkalk und Megalodontenkalk des rhodischen Prophit Ilias- und Kutsutis-Gebirgsstockes an die Parnass-Kionafazies gemahnen.

Ich würde die betreffende Fazies von Ethia in Mittelkreta im Verein mit der gleichartigen Schichtenfolge von Rhodos und mit Einschluss der cyprischen Lapithos-beds ohne Bedenken als adriatisch-ionisch ansprechen, nur ist sie eben schichtenabwärts noch nicht weiter als bis zu den hornsteinhaltigen Orbitolinenkalken des Cenoman bekannt.

Auf alle Fälle erhebt sich aber die Frage, wie es zu erklären ist, dass sich hier die Fazies von Ethia und die zeitlichen Aequivalente der Tripolitzakalk räumlich derart naherücken.

In Westgriechenland lässt sich ein Fazieswechsel bzw. Faziesübergang von der adriatisch-ionischen zur Tripolitzaserie bei der gegenseitigen geographischen Entfernung beider Bildungen leichter verstehen; auf Kreta und Rhodos könnte ein solcher fazieller Übergang bei ihrem unter heutigen Umständen kaum distanzierten Nebeneinandervorkommen nicht angenommen werden.

Bei Ethia finden sich zudem auf dem Flyschdach der Ethiaserie noch grosse Blöcke von schwarzem Tripolitzakalk, die auf eine Überschiebung der Ethiaserie durch die Tripolitzaserie hindeuten. Die wohlgeschichteten und gleichfalls den foraminiferenführenden Maestrichtienhorizont enthaltenden Kalkmassen der Berge Asphodelias-Metamorphosis tu Christu bilden eine weitere auf den Flysch von Ethia aufgeschuppte nördliche Scholle der Ethiaserie.

Nach der allgemeinen Reihenfolge der verschiedenen ausgeschiedenen Fazieszonen im vorliegenden gesamten Zonenbogen bildet die Tripolitzafazies im Anschluss an die adriatisch ionische Entwicklung den nächst inneren zonaren Streifen.

Man könnte daher daran denken, dass sich auch im tektonischen Verhalten der Tripolitzaserie im Peloponnes und im kretisch-rhodischen Inselbogen während ihres weiteren nach Osten drehenden Verlaufs eine funktionelle Wandlung vollzieht, in gewisser Hinsicht dem tektonischen Bild ähnlich, das uns im Zuge der Olonos-Pindoszzone entgegentritt.

Die Tripolitzaserie würde in dieser geographischen Region selbst zum Überschiebungsbau übergehen, d. h. sie könnte mit dem Vordringen ihrer Gesteine aus dem Inneren des Zonenbogens auf den nächst äusseren adriatisch-ionischen Ring tektonisch übergreifen und letzteren ihrerseits noch überschieben. Wie gesagt finden sich bei Ethíá auf dem regulären Flyschdach der Ethíáserie noch Reste von Tripolitzakalk.

Auf der ostkretischen Halbinsel SITIA wird eine kalkige Basisserie, die auch Hippuriten enthält, und konkordant folgender Flysch, in dessen Grenzschichten gegen den Liegendenkalk eine auch im mittellitalienischen Eozän (Scaglia cinerea) charakteristische Algenflora wiederkehrt, gleichfalls von der Tripolitzakalkserie überschoben (nach O. RENZ¹).

Dass die Überschiebungstendenzen und die Schubintensität mit der Drehung des Zonenbogens im Bereich von Kreta eine Steigerung erfahren, lehrt auch das Vorkommen der Olonos-Pindosserie mit ihren karischen Halobienschichten auf der im Süden von Kreta gelegenen Insel GAVDOS (nach CREUTZBURG²). Reste derselben fand ich auch im mittelkretischen Kophinoszug über Tripolitzaflysch und als Basalglied der mittelkretischen Kedrosschuppe des Olonos-Pindosystems.

Hieraus ergibt sich, dass auf Kreta die Olonos-Pindosserie noch über die zunächst als bodenständig zu betrachtende Fazies von Ethíá, d. h. situationsgemäss noch über die mesozoischen Falten der adriatisch-ionischen Serie hinwegging und zwar in einem übernächsten Stockwerk (über der Tripolitzaserie), da die Olonos-Pindosgesteine im Zentralpeloponnes, wie auch auf Kythera und somit auch auf Kreta zunächst das Flyschdach der Tripolitzafazies tektonisch überfahren. Wohl hat sich auch in Westgriechenland die Stirn der Pindosüberschiebung den eigentlichen mesozoischen adriatisch-ionischen Falten lokal schon stark genähert (wie im nördlichen Pindos, im Artinostal), sie hat sie aber niemals überschritten.

In Mittelkreta gewinnt man auf den ersten Blick sogar den Eindruck, als ob die Tripolitzakalkmassen des Psiloriti (Ida) auf den Hangendflysch der Olonos-Pindoschuppe des Kedros aufgeschoben seien,

(¹) OTTO RENZ: Zur Geologie von Sitia, der Osthalbinsel Kretas. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1932, Bd. 7, S. 105 - 109.

(²) NIKOLAUS CREUTZBURG: Kreta, Leben und Landschaft. Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde Berlin, Jahrg. 1928, No 1/2, S. 18 - 19.

doch dürfte hier weit eher mit Bruchbildung zu rechnen sein, da ich auf dem stellenweise nummulitenführenden Pindosflysch des Kedros noch tektonisch aufgelagerte, lokalisierte Kalkrelikte gefunden habe, die ihrem Habitus nach als Fazieselemente der Parnass-Kionaserie zu deuten sind. Im Gesamtschema des griechischen Deckenbaues sind die betreffenden Kalke, ebenso wie die dazu gehörigen Kalke von Rhodos (vergl. S. 87), normalerweise auch in dieser Stellung zu erwarten. In die Schuppenstirn des Kedros ist oberhalb Krya Vrysis noch ein Fetzen von Tripolitzakalk eingepresst.

Die gleichen Verhältnisse wie in Mittelkreta finden sich weiterhin auch auf RHODOS (Rodi) vor, wobei auf Rhodos der Flysockel, der als Überschiebungsfläche die Deckenschollen des Olonos-Pindosystems mit ihren basalen karnischen Halobienschichten am Prohit Ilias (Monte Elia) und im Küstengebirge westlich Kastello mit ihren liegenden Diploporenkalken trägt, folgerichtig Tripolitzaflysch sein müsste (Lit. 100).

Wenn auch die adriatisch-ionische Fazies und die Tripolitzaserie das konkordante Liegende ein und desselben Flyschdaches bilden, müsste doch zwischen dem die Olonos-Pindosgesteine tragenden Flysch und dem Attaïro-Massiv mit seinem Hangendflysch eine tektonische Trennung vorhanden sein.

Jedenfalls besteht auch auf Rhodos zwischen der mit der kretischen Ethiáserie übereinstimmenden und somit auch der adriatisch-ionischen Fazies angeglichenen Kalkserie des Attaïro- und Armenisti-Akramitimassivs mit ihrer Flyschhülle und den Tripolitzakalken von Lindos mit ihrem Hangendflysch das gleiche tektonische Verhältnis wie auf Kreta.

Die Tripolitzakalke (Lindoskalke) von Lindos, Horti und einer Kalkkuppe NE Jannadi, die mit ihrem Hangendflysch im randlichen Südoststreifen von Rhodos anstehen, würden bei einem Schub aus dem Inneren des allgemeinen Zonenbogens, in Übereinstimmung mit den kretischen Verhältnissen, über die an der gegenüberliegenden nordwestlichen Seite der Insel gelegene gleichalte und ortsfest anmutende Kalkserie des Attaïro und Armenisti-Akramiti mit ihrem Hangendflysch hinweggegangen sein. Die Höhenunterschiede hätte dann die junge Bruchbildung umgestaltet. Das ältere Gebirge ist eben auf Rhodos nur noch in einzelnen, durch Neogen von einander getrennten und somit isolierten Relikten erhalten (Lit. 100).

Die hier vorgebrachte Meinung über die tektonische Funktion der Tripolitzaserie auf Kreta und Rhodos und über die sich daraus ergebenden Fragen dürfen vorerst nicht anders genommen werden als ein Erklärungsversuch.

Wie sollte es mir auch in dem von der jungtertiären-quartären Bruchtektonik geschaffenen Trümmerfeld der aegaeischen Gebirge mit einigen wenigen Exkursionen möglich sein, zunächst einmal die Stratigraphie und dann noch alle tektonischen Probleme einer komplizierten Deckenkonstruktion restlos abzuklären, wenn doch selbst in dem von einem Heer von Fachgenossen studierten zusammenhängenden Alpengebiet noch mancherlei Unstimmigkeiten zu beheben sind!

Immerhin bestärkten mich noch weitere Überlegungen in der hier vorgetragenen Annahme, dass nämlich die Tripolitzaserie im Peloponnes und im kretisch-rhodischen Inselbogen noch am Grossüberschiebungsbau teilnimmt.

L. CAYEUX hat, wie schon betont, im Metamorphikum von Westkreta Trias (Obertrias) nachgewiesen und zwar auf Grund von zweifelfreien Fossilfunden.

Über dem Metamorphikum lagern unter gleichen Verhältnissen, wie im Peloponnes und auf Kythera, auch in Kreta die Massen der Tripolitzaserie, sodass also wohl gegen die hier vorgenommene Zusammenfassung des kristallinen Grundgebirges von Kreta mit jenem des Zentralpeloponnes zu einer zentralpeloponnesisch-kretischen Einheit keine Einwände erhoben werden können.

Das Auftreten von mesometamorpher oberer Trias würde demnach auch im zentralpeloponnesischen Grundgebirge vorauszusetzen sein, woraus sich zwangsweise die tektonische Auflagerung der Tripolitzaserie hierauf ergibt.

Die Basalpartien der Tripolitzakalke gehören, wie erörtert, gleichfalls der Obertrias an (Megalodonten- und Gyroporellenkalke) und die zwischen der Unterkante der Tripolitzakalke und dem Metamorphikum zwischengeschalteten Tyrosschichten von K. KTENAS¹⁾ (mit Karbon oder Perm) könnten als ein tieferes Glied der Tripolitzaserie allem Anschein

(1) Κτενᾶ, Κωνστ. Α. — Ἡ ἀνάπτυξις τοῦ Προτογενοῦς εἰς τὴν κεντρικὴν Πελοπόννησον. Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν 1926, Τ. 1, σ. 53.

nach noch zum äusseren Rahmen dieses fensterartig aufgeschlossenen zentralpeloponnesisch - kretischen Metamorphikums zu ziehen sein.

Die Tripolitzaserie umlagert somit die diskordant hierzu gestellten Gesteine des zentralpeloponnesisch - kretischen Massivs nicht als bodenständige Hülle, sondern sie ruht ihnen als Überschiebungsmasse tektonisch auf.

Dieses tektonische Verhalten der Tripolitzagruppe gegenüber dem zentralpeloponnesisch - kretischen Massiv geht Hand in Hand mit der Überschiebung der Tripolitzaserie über die kretische Ethiaserie (= adriatisch - ionische Zone).

Ich komme somit von zwei sich fernliegenden Ausgangspunkten und auf zwei grundverschiedenen Gedankengängen zu der gleichen Schlussfolgerung.

Die Frage, ob und inwieweit die bisher angenommene *autochthone Stellung der adriatisch - ionischen Zone* durch das geschilderte tektonische Gebahren der Tripolitzaserie berührt wird, d. h. ob die Auswirkungen der tangentialen Kräfte hier noch weiter als bis zur Schuppenbildung führten, entzieht sich zurzeit noch einer Beantwortung.

In der Breite der korinthischen Meerenge dürfte es durch das Dazwischentreten des zentralpeloponnesisch - kretischen Massivs zu einer tektonisch bedingten Abgabelung der Tripolitzaserie von der adriatisch - ionischen Serie gekommen sein, indem erstere zugleich mit der Olonos - Pindosserie aus dem Einfaltungsraum hinter diesem Massiv, d. h. aus der Zone zwischen dem zentralpeloponnesisch - kretischen und dem attisch - kykladischen Massiv, in dem die Wurzelregionen der beiden peloponnesischen Decken vorzusetzen sind, zum West - Vortrieb gelangte.

Dieses Zurücktreten der Tripolitzaserie bis hinter das zentralpeloponnesisch - kretische Massiv fällt zugleich mit der allgemeinen Zonendrehung zu beiden Seiten des inneren korinthischen Meerbusens zusammen.

Im Westpeloponnes wurde das Vordringen der Tripolitzakalke von A. PHILIPPSON im Kääpha - Gebirge noch bis an den Rand des ionischen Meeres beobachtet, aber vielleicht korrespondiert das Kääpha - Gebirge seiner Stellung nach mit dem Santameri und der Klokowa - Varassowa.

Im Hinblick auf die Lage des Pylos - Abschnittes der adriatisch - ionischen Fazies und der dortigen normalen Überschiebung der Olonos -

Pindosgruppe auf den adriatisch-ionischen Flysch als Dach der betreffenden mesozoisch-alttertiären Schichtengruppe bei Pylos scheint es im ganzen Hauptbereich der adriatisch-ionischen Zone entlang dem ionischen Meer noch nicht zu einer Aufgabe der autochthonen Position dieser Gebirgseinheit gekommen zu sein, wenigstens nicht insoweit sich der Sachverhalt bis heute überschauen lässt. Allerdings dürfte die adriatisch-ionische Serie die Drehung im allgemeinen Zonenbogen mitmachen, wie dies nach dem Auftreten der mit ihr verglichenen Ethiserie auf Kreta anzunehmen ist. Unter Umständen findet sich hier das Kristallin des zentralpeloponnesisch-kretischen Massivs auch noch im Untergrund der adriatisch-ionischen Zone bzw. der Ethiserie.

Im Einklang mit der innerhalb der OLONOS-PINDOSZONE vorwaltenden Gebirgsstruktur bilden die aus den turonen-oberkretazischen Plattenkalken bestehenden Firste der Schuppen zugleich auch die *höchsten Bergkämme und Gipfel*. Diese oberen Plattenkalke sind, abgesehen von den tiefsten und nur lokal erscheinenden mitteltriadischen Diploporenkalken, auch die widerstandsfähigsten Gesteine der Olonos-Pindosserie.

Fast alle namhaften Hochgipfel der Olonos-Pindoszone, die ich bestiegen habe, setzen sich aus diesem oberen Kreidekalkkomplex mit ihrem ihn nach oben abschliessenden Orbitoidenhorizont des Maestrichtien zusammen, so von Norden nach Süden der Peristeri und die beiden ihm südlich gegenüberliegenden Trapusgipfel (Megalo- und Mikro-Trapus), der Budai bei Chaliki und die im gleichen Hochkammzug südwärts folgenden Gipfel Toskia und Kakarditza, sodann der Gipfelkamm der Tringia mit dem Hauptgipfel der Tringia und dem südlicheren Gional nebst all den Gipfeln um den Talkessel von Palaeochori, der Astrapi-gipfel im Kotziakasgebirge, die Marussa, die Drakotrypa bei Gardiki, der Kataphidi im Tsumerka, die Hochspitzen des Alamanosstockes (Chatzi und Kastraki), der Misuntagipfel, der Avgos, der Polymenosgipfel (zwischen Bokowitza und Palaeochori), die Karava, die Karvela und der Butzikaki.

Das gleiche gilt für die als südliche Fortsetzung der Karava aufstrebende Tsumnatagruppe mit den Hauptzinnen Psilorachi und Cymbrello und für die den Butzikakikamm fortsetzenden Gipfelhöhen von Agrapha.

Nicht überall haben sich die stets und allerorts auch hippuriten-

und radiolitenführenden Orbitoidenkalke des Maestrichtien noch hinauf bis zu den Kulminationspunkten erhalten, wie etwa am Peristeri- oder Kakarditzagipfel, wo die obersten Plattenkalke als ursprüngliche Grenzschichten gegen den Flysch schon abgeblättert sind und erst an den oberen Gipfelhängen erscheinen.

Aus den oberkretazischen Plattenkalcken mit ihrem abschliessenden Maestrichtienhorizont bestehen ferner der Kamm des in drei Pfeilern gipfelnden Phterizuges (Pyramida, Koruna, Angatholakka), der Gipfelzug des Berges von Kerasovon, der Kutupagipfel und die meisten Gipfelhöhen der südlich anschliessenden Panaetolikonkette, die in der Kyravienna (Arabocephala der Karten) ihren höchsten Punkt gewinnt.

Aus gleichem Material bauen sich der Chalikikamm mit dem Triantaphylligipfel, der Nordwestgipfel der Chelidona ¹⁾, der Kaliakudagipfel und schliesslich der Veluchigipfel (Tymphrestos) auf, in dem der aetolische Pindos seine höchste Erhebung erreicht. Am eigentlichen Gipfelpunkt des Veluchi sind die obersten Foraminiferenkalke des Maestrichtien ebenfalls durch Erosion schon abgeschürft und haben sich erst an dessen Nord- und Westseite erhalten.

Auch in den Koraxzähnen (Strongylos der Karten) übersteigen die stellenweise rudistenführenden turonen-oberkretazischen Plattenkalke ²⁾ der Olonos-Pindosfazies nochmals erheblich die 2000m Grenze, während die aus den gleichen Kalcken (inkl. Maestrichtien) bestehenden, eine Doppelschuppe bildenden Gipfel Ardini-Tsekuri (Dyo Vrachules) und der Gipfel des Berges von Klipa (Kokkina) an Höhe mehr zurücktreten.

Das Gipfelplateau des Trikovon besteht jedoch mit seinen Kulminationspunkten (1736m) entgegen der Annahme von M. NEUMAYR ganz aus Flysch.

Im Westpeloponnes werden der Olonos-Kamm mit dem Hauptgip-

(¹) Betr. des mittleren Chelidonagipfels (Mesi Chelidona) vergl. S. 74. Die Höhendifferenz zwischen dem mittleren Chelidonagipfel und dem Kulminationspunkt des nordwestlichen Gipfelgrates ist jedenfalls gering. Der mittlere, aus den obertriadischen Gesteinen und ihrem unmittelbaren Hangenden zusammengesetzte Gipfel dürfte etwas höher sein. Beide Gipfel reichen an 2000m heran.

(²) Hier nur bis zum Campanien einschliesslich reichend, da das Maestrichtien in diesem Längsstrich von Artotina, wie bereits bemerkt, in Flyschfazies mit zwischengeschalteten, rudisten- und orbitoidenhaltigen Kalkbänken ausgebildet ist.

fel Olonos (Erymanthos), sowie der dem Olonosgipfel im Osten gegenüberliegende Gipfel Muggila nebst den Kalliphoni aus den gleichen Kalken zusammengesetzt, wobei die grauen, hippuritenhaltigen Gipfelkalke des Olonos ausnahmsweise massiger ausgebildet sind.

Im Chelmos (Aroania) besteht der höchste Gipfel B aus den Oberkreidekalken der Olonos-Pindosserie mit ihrem inbegriffenen orbitoidenhaltigen Campanien- und Maestrichtienkalk (Lit. 91, S. 152 u. Lit. 103, S. 360).

Die Kalke des bekannten Burghügels der Ithome in Messenien gehören ebenfalls der foraminiferenhaltigen Maestrichtien führenden, oberen Kalkserie der Olonos-Pindoschichten an, die auch auf Kreta den Gipfelkamm der Kedrosschuppe mit dem über 1800 m ansteigenden Kedrosgipfel aufbaut.

V. Die Parnass-Kionazone.

Das tektonische Verhalten der beiden normal-sedimentären ostgriechischen Zonen mit der PARNASS-KIONASERIE und der osthellenischen Serie wird in ausgesprochener Form von der Deckentektonik beherrscht, wobei die Parnass-Kionadecke das untere und die osthellenische Serie das obere Stockwerk des Deckengebäudes einnehmen. Im weiteren Sinne besteht zwischen diesen beiden ostgriechischen Zonen somit eine engere Zusammengehörigkeit, so dass ich sie früher als höhere Einheit in einer Gebirgszone zusammengefasst habe. Es bleibt auch noch weiter abzuklären, inwieweit etwa in den lokrischen Gebirgen und auf Euboea fazielle Übergänge stattfinden.

Die morphologischen Auswirkungen dieser Deckenbildung auf das Grossrelief der heutigen Landschaft werden ebenso wie im Westen des Landes durch die nachträglichen Bewegungen der Jungtertiär-Quartärzeit beeinträchtigt.

Mit der Parnass-Kionafazies, die, wie gesagt, das hellenische Äquivalent der montenegrinisch-kroatischen Hochkarstzone von KOSSMAT darstellt, erreicht die durchgehende Kalksedimentation unter allen normal-sedimentären griechischen Gebirgszonen-abgesehen etwa von der Tripolitzafazies-ihren stratigraphischen Höchstumfang. Dolomite (in erster Linie als Hauptdolomit der Obertrias, aber auch in der Altkreide) und Oolithkalke (besonders in der Altkreide) sind gleichfalls mitbeteiligt.

In der Kreide bezeichnen die innerhalb der Kalkfazies und zwar gewöhnlich unter den Hippuritenkalken der oberen Kreidepartie auftretenden Lagergruppen und Linsen von Bauxit, der als ein Leitgestein der Parnass-Kionafazies gelten dürfte, Emersionsgrenzen, die anscheinend in einem ursächlichen Zusammenhang mit den Kreidetransgressionen der nächst östlicheren osthellenischen Zone stehen und, wie schon bemerkt, Ausstrahlungen der damit verbundenen tektonischen Bewegungen der Kreidezeit in den nächst westlicheren Faziesraum andeuten könnten.

Die Hauptfaltung und die damit verbundene Überschiebung erfolgte jedoch auch in der Parnass-Kionazone, wie bei allen normal-sedimentären Fazieszonen, erst nach dem Flyschabsatz.

Nach dem schon eingangs charakterisierten Jungpalaeozoikum (höheres Karbon [Mittel- und Oberkarbon] und Perm) und Werfenerschichten von alpiner Tracht (mit Seiser- und Campiler-Aequivalenten) sind in der vorherrschend grauen und im vortithonischen Jura partiell auch dunklen Kalksedimentation der Parnass-Kionafazies, an der drei Formationen teilnehmen und die nur in der Kreide durch die Emersionsphasen markierenden Bauxite unterbrochen wird, als besonders hervorstechende stratigraphische Bestandteile und Leithorizonte u. a. anzuführen:

Mitteltriadische Cephalopodenkalke als Aequivalente der Bulogkalke (mit 116 verschiedenen Cephalopodentypen [Lit. 106 und 107]), die auf der argolischen Küsteninsel Hydra verbreitet sind.

In der Argolis reicht die rote Hallstätter-Kalkfazies beim Hieron von Epidaurus (Asklepieion) noch weiter nach oben und umspannt, von mir als Asklepieionkalke bezeichnet, mit jeweiligen reichen Ammonitenfaunen zusammenhängend sämtliche Triasglieder von den oberanisischen Trinodosusschichten an bis hinauf zu den mittelkarnischen Zonen einschliesslich (das Nähere siehe unter Asklepieionkalke, Kapitel VIa).

Weitere prägnante Triasglieder sind: mitteltriadische Diploporenkalke (Wettersteinkalke), Hauptdolomit, Gyroporellen-, Korallen- und Megalodontenkalke der Obertrias und des Rhäts (Dachsteinkalke) mit Einschluss von obernorischen Korallenkalken mit Zlambachkorallen (Lit. 76).

Im Jura wurden lokal Gesteine von der Art des oberliassischen Ammonitico rosso beobachtet, der in der Argolis auch selbst mit seiner bezeichnenden oberliassischen Ammonitenfauna nachgewiesen wurde (vergl. Kapitel VIa).

Ferner sind im Jura und in der Kreide hervorzuheben: oberjurassische Cladocoropsiskalke ¹⁾ mit *Cladocoropsis mirabilis* FELIX (Séquanien bis unteres Kimméridgien), oberjurassische Diceratenkalke mit *Heterodicerias luci* DEFR. und Actaeoninenkalke (*Actaeonina acuta* ORB.), sowie tithonische Ellipsactinien-Sphaeractinienkalke (mit *E. ellipsoidea* STEINM., *E. caprensis* CAN., *Sph. dicotoma* CAN.), tithonisch-alkretazische Korallen- und Nerineenkalke, Requienienkalke, Urgonkalke mit *Harpagodes* aff. *pelagi* BRONGN. und Apricardien (Toucasien), rote Gaultkalke mit Ammoniten etc. und vorwiegend cenomane, aber auch noch ältere Orbitolinenkalke (Barrémien).

Die cenomanen Orbitolinenkalke führen auch hier, als lichtgraue, dichte Orbitolinenkalke entwickelt, *Orbitolina conoidea* GRAS., *O. paronai* PREVER, *O. bulgarica* TOULA etc.

Dazu kommen mittelkretazische Exogyrenkalke (*Exogyra columba* LAM. Lit. 101) und schliesslich turone und allgemein oberkretazische Hippuriten - Radiolitenkalke.

Auf die oberkretazische Rudistenkreide folgen an der Kiona (Diasele-Joch) rote Schiefertone und dünn-schichtige Kalke mit dem senonen *Coraster villanovae* COTTEAU (Danien) und hierauf bei durchweg konkordanter Einstellung eine Konglomeratzwischenschaltung und Flysch. Die oberkretazischen Rudistenkalke enden somit auch in der Parnass-Kionafazies beim Maestrichtien.

Die mitteltriadischen und jungpalaeozoischen Sedimentformationen der Parnass-Kionaserie sind anscheinend beim Deckenschub nicht mehr bis zu den Gebirgsstöcken des Parnass, der Kiona und Vardussia vorgedrungen ²⁾. Diese Kernmassen blieben wohl zurück und treten erst weiter im Osten bzw. Südosten in unser Gesichtsfeld, d.h. auf Euboea, in Boeotien, in Attika (Parnesserie im Kithaeron - Parnes - Beletsi - Mavrinorazug und auf Salamis), in der Geraneia, in der Argolis und auf Hydra.

(¹) *Cladocoropsis* FELIX bezw. *Lovčeniporta* GIATTINI. Vergl. Lit. No 81, 105 u. 117, S. 178 - 179.

(²) Die ältesten, bis jetzt in der Kalkdecke der Parnass-Kionafazies im Vardussia-Megalo Chuni-Zug nachgewiesenen Kalke sind obernorische Korallenkalke mit der Zlambachart *Stylophyllopsis mojsvari* Frech (Lit. 118). Vergl. hierzu ferner auch Lit. No 121.

Allerdings bleibt bei der Zusammengliederung der Parnasserie mit der Parnass-Kionafazies der mittelgriechischen Hochgebirge noch eine gewisse Unsicherheit zurück, insofern als das dazwischenliegende Verbindungsstück noch nicht durchgehends abgeschritten wurde.

Im allgemeinen Zonenbogen vertritt die Parnass-Kionaserie die an die Olonos-Pindoszone anschliessende nächst innere Einheit.

Betrachten wir zunächst an einigen profilmässigen Beispielen die tektonische Verknüpfung zwischen der überfahrenden Parnass-Kionadecke und der tektonisch liegenden Olonos-Pindosserie, aus denen die Deckennatur der ersteren hervorgeht.

Bei einem Rundblick auf das KIONAMASSIV (KIONA) von Norden her hebt sich die schroff aufstrebende Kalkmauer der Parnass-Kionafazies mit dem Vorgipfel Platovuno und der höchsten Kionaspitze als lang hingestreckte Kalkdecke über dem tektonisch überlagerten Flysch des scharf heraus.

Nördlich unter dem Kionagipfel liegt dieses Flyschsubstrat in der Vathya-Lakka nochmals in einem kleinen Fenster frei. Hangaufwärts steht darüber in der Kalkdecke zwischen der Hauptspitze der Kiona und dem ihr im Osten vorgebauten Platovuno oberjurassischer Cladocoropsiskalk an mit seinem oberjurassischen Hangenden, in dem auch *Actaeonina acuta* Orb. vorkommt, bis hinauf zu den altkretazischen Kalkmassen (mit Nerineen), die den Hauptgipfel bilden, und zu den cenomanen Orbitolinenkalken des Platovuno (Lit. 122).

Die bis in den Flyschuntergrund eingerissene, tiefe Furche des Mornopotamostales unterbricht hier die diesen Flysch überbrückende Zusammengliederung der eigentlichen Kiona-Kalkdecke mit ihrer westlichen Verlängerung und Stirn, die am VARDUSSIAKAMM (VARDUSSA) die erste Vorwölbung der mesozoischen Olonos-Pindosserie aus dem ostaetolischen Flysch (Pindosflysch), d. h. aus dem unmittelbaren Deckensubstrat der Parnass-Kionadecke, überschiebt (Lit. 98 u. 122, sowie S. 70).

Die Olonos-Pindosserie bildet ihrerseits den Fundamentalsockel der Vardussia und ist in der Umgebung des Stavrospasses bereits bis zu den karnischen Halobienschichten dieser Fazies aufgeschlossen, die anscheinend auf den Flysch des zwischen Vardussia und Korax

(Strongylos) durchziehenden Musonitza-Hochtales¹⁾ aufgeschuppt sind (siehe auch oben S. 70). Die Parnass-Kionadecke reichte ursprünglich noch weiter westwärts, da ich, wie schon betont, unverkennbare Relikte dieser Fazies als Deckenreste selbst noch am Osthang des Voitsatales zwischen Kriatsi und Surutsi angetroffen habe (Lit. No 98 u. 122, sowie hier S. 70 u. S. 76-77).

Die VARDUSSIA (VARDUSSA) nimmt daher mit dem jenseits des Stavrospasses nördlich anschliessenden Megalo Chuni, der einen grundsätzlich gleichartigen Bauplan aufweist, eine Schlüsselstellung ein zum Nachweis der Deckenbildung durch die Parnass-Kionafazies.

Die zur Parnass-Kionafazies gehörigen Kammkalke des langen Vardussiazuges schwimmen demnach als losgelöste tektonische Längsscholle über der mit ihr verfalteten und verkneteten Fundamentalserie des Olonos-Pindossystems.

Von Nordosten aus gesehen vollführen die allochthonen Deckenkalke am Nordabfall der Vardussia über dem das Streichen durchquerenden Stavros-Musonitza-Einriss eine ziemlich flache Synklinalbiegung.

In der Gipfelregion der Vardussia (Vardussa) kommen in den dort beideteils gleich aussehenden Kalken der Parnass-Kionaserie obernorische Korallenkalke (mit *Stylophyllopsis mojsvari* FRECH etc.) und tithonische Ellipsactinienkalke (mit *Ellipsactinia ellipsoidea* STEINMANN, *Ellipsactinia caprensis* CANAVARI) beieinander vor (Lit. 118).

Beide Kalke wurden hier im Bereich der Schubbahn der die Olonos-Pindosschichten des Vardussiasockels überfahrenden Parnass-Kionadecke angetroffen, sodass leicht sekundäre Verschuppungen und Durchknetungen beim Vortrieb oder noch mitgeschleppte Fetzen der hierbei zurückgebliebenen Kernmassen vorliegen können (Lit. 118).

Ähnliche tektonische Vorgänge innerhalb der Parnass-Kionadecke bedingten auch das unmittelbare Nachbarschaftsverhältnis zwischen rhaetischen Korallenkalken und tithonischen Ellipsactinienkalken auf dem Gipfelplateau des PARNASS, das mit seinen drei Hochzinnen ganz aus diesen beiderseitigen Kalkmassen und weiteren sich an die jurassischen Kalke direkt anschliessenden älteren Kreidekalken besteht (Lit. 118).

(1) Quelltal des Phidaris. Vergl. hierzu auch die voranstehend auf S. 70 gemachten Angaben.

mit Angabe meiner früheren Arbeiten über den Parnass).

Nördlich der Kiona (Giona) ist zwischen diesem Bergmassiv und dem Gebirgsstock der Oeta (Katavothra) eine grosse Scholle eingebrochen mit Fazieselementen der osthellenischen Serie (Lit. 117). Diese Bruchscholle zwischen Kiona und Oeta liegt in der Verlängerung des im Kopaïs - Mavronerograbens zum Ausdruck kommenden Bruchsystems.

Die osthellenischen Ophiolithe, Schiefer - Hornsteine und darüberfolgenden Transgressionsbildungen des Cenoman, auf die ich bei Besprechung der osthellenischen Serie noch zurückkommen werde, ruhen hier deckenmässig, aber in lockerer Auflösung auf Flysch als dem tektonisch abgetrennten Basalglied der eingebrochenen Scholle, so dass dieser Flysch Parnass - Kionaflysch sein müsste.

Im Osten dieses Einbruchfeldes zieht der langgestreckte XEROVUNIRÜCKEN durch, dessen dunkle Kalkmassen, die von den oberjurassischen Cladocoropsiskalken durchzogen werden, der Parnass - Kionafazies zufallen.

Zur letzteren gehört auch der Gipfelkamm der OETA mit dem 2152 m erreichenden Hauptgipfel Pyrgos (oberjurassischer Cladocoropsiskalk am Hauptgipfel und seinem nördlichen Vorkamm; in der westlichen Fortsetzung des Hauptkammes auch tithonische Ellipsactinienkalke).

Da der aus Flysch bestehende Sockel des Oetamassivs, längs dem die Flyschscholle mit der tektonisch aufruhenden osthellenischen Serie zwischen den Xerovuni und Mavrolithari heruntergebrochen ist, ebenfalls noch osthellenische Deckenreste trägt, wird also wohl auch dieser Flysch des Oeta - Sockels als Parnass - Kionaflysch zu werten sein.

Die Kalke des Hauptkammes der Oeta mit dem Pyrgosgipfel dürften daher, gleichwie die anderen zur Parnass - Kionafazies gehörigen jurassischen Kalkvorkommen des Oeta - Hochplateaus, als Durchspiesungschollen aus der Flyschhülle schuppig hervorstossen (Lit. 117).

Ein nordgriechisches Gegenstück zur Vardussia (Vardussa) tritt uns im *thessalischen Kotziakasgebirge* entgegen. (Lit. 103).

Diese den östlichen Grenzwall des Hochpindos gegen die thessalische Ebene bildende Gebirgskette stellt, ebenso wie die Vardussia gegenüber dem aetolischen Pindos, die östlichste der thessalischen Pindoschuppen dar. Die Olonos - Pindoschichten dieser östlichsten Pindoschuppe sind als Fundamentalserie ebenfalls bis hinunter zu den kar-

nischen Halobienschichten und bis hinauf zu ihrem foraminiferenführenden Maestrichtien - Horizont nachgewiesen. Durchlaufend wurde auch der Orbitolinenhorizont des Cenoman in seiner für die Olonos - Pindosfazies typischen Ausbildung festgestellt. Auf diese Fundamentalserie ist von Osten her ein aus vorwiegenden kretazischen Oolithkalken bestehendes Deckenfragment der Parnass - Kionafazies aufgeschoben, in dem gleichfalls Orbitolinen nachgewiesen wurden.

Im Norden des mit Axialgefälle unter den Flysch hinabtauchenden mesozoischen Hochpindos liegen die Elemente der Parnass - Kionafazies anscheinend unter den, wie schon erwähnt, stark westwärts über die Depression vordrängenden Schubmassen der osthellenischen Serpentin - Schiefer - Hornsteinserie verborgen (vergl. S. 72).

Von ihren Aussenrändern gegen das zonare Bogeninnere kommen die Fazieselemente der Parnass - Kionaserie und die der osthellenischen Serie bei der bereits hervorgehobenen Anlage ihres Deckenbaues in zwei übereinanderliegenden Étagen gewöhnlich nebeneinander vor und verteilen sich im wesentlichen auf die gleichen ostgriechischen Landschaften. Im einzelnen ist hier eine regional durchgehend praezisierte Ausscheidung noch vorzunehmen.

Die örtliche Verbreitung der Parnass - Kionadecke lässt sich von der Kiona, wie schon der Name sagt, weiterhin über das PARNASSMASSIV und den HELIKON nach Boeotien verfolgen.

Im Helikon von Zagora, im KOROMBILIGEBIRGE ¹⁾ und im KITHAERON (mit Megalodonten - und Gyroporellenkalken [westlicher Kithaeron], Hauptdolomit ²⁾ und mitteltriadischen Diploporenkalken) wiegen die triadischen Partien der Kalkfolge vor, die sich im KITHAERON - PARNES - BELETSI - MAVRINORAZUG auch weiter nach ATTIKA hinein erstrecken, wo im Liegenden der die mitteltriadischen Diploporenkalke enthaltenden Kalkmassen noch die schon eingangs charakterisierten Werfenerschichten und die jungpalaeozoischen Bildungen des Perms und des Oberkarbons (nebst Mittelkarbons ³⁾ zum Aufschluss gelangen.

(1) U. a. Megalodonten - und Korallenkalke, letztere auch mit obernorischen Zlambacharten.

(2) In besonders charakteristischer Entwicklung beim Passübergang der Strasse Athen - Theben über den Gebirgskamm des Kithaeronzuges, östlich vom Hauptgipfel.

(3) Palaeontologisch in Mittel - Euboea nachgewiesen (Lit. 119).

Zur Parnass-Kionafazies gehören grosse Teilstücke der GERANEIA (darunter mittelkretazische Exogyrenkalke, Megalodontenkalke, mitteltriadische Diploporenkalke) und die vorwiegend aus grauen, dickgebanteten bis klotzigen, z. T. korallenführenden Kreidekalken aufgebauten Inseln Pentenisia, Kyra (hier auch Oolithkalke der älteren Kreide) und Angistri (daselbst auch Rudistenkalke), die nach der Argolis hinüberleiten.

Die am Aufbau der Geraneia stark beteiligten mitteltriadischen Diploporenkalke (Wettersteinkalke), die gleicherweise im Kithaeron-Parnes-Beletsî-Mavrinoszug von Attika eine so beträchtliche Verbreitung erlangen, erscheinen in der Argolis zunächst wieder an der Bucht von Siderona.

In der ARGOLIS und auf HYDRA ruhen die Kalke der Parnass-Kionafazies, wie in der Vardussia, deckenartig auf den Gesteinen der Olonos-Pindosserie, jedoch in umfangreicherer Zusammenballung, da die ausgedehnten Kalkmassen der argolischen Halbinsel mit vorwiegenden Dachsteinkalken in der Hauptsache der Parnass-Kionaserie angehören.

Namentlich auf der argolischen Küsteninsel HYDRA lässt sich die auf Überschiebung beruhende Überdeckung der Olonos-Pindosserie durch Faziesglieder der Parnass-Kionaserie klar ersehen.

Der zur Olonos-Pindosserie gehörige Plattenkalk-Schiefer-Hornstein-Tuffitkomplex (Keratophyrtuffe), der hier gleichfalls die für diesen Faziestypus bezeichnenden kieseligen Halobienschichten des Karnikums führt, durchstreicht als Längszug die Insel und wird in seiner Richtung durch die Linie Pylosbucht-Kloster H. Nikolaos-Kloster H. Triada-Chora-Vlichos markiert. Beiderseits des fensterartig blossliegenden Streifens erkennt man die deckenmässige Überlagerung durch Bulogkalke mit ihrem bis zu den obernorischen Korallenkalken (mit obernorischen Zlambachkorallen) vorliegenden Hangenden.

Der nördliche Überschiebungskontakt gegen die Bulogkalke folgt der genannten Linie Pylosbucht-Vlichos, wo er namentlich in der Gegend des Klosters H. Triada deutlich erschlossen ist. Den Gegenrand der Fensterserie bezeichnet der Bulogkalk-Ausstrich Pevies-Prophit Ilias mit seinen beiderseitigen Verlängerungen.

Dieselbe tektonische Überlagerung durch die Bulogkalke liegt beim Kloster H. Irene vor; die zur gleichen Serie gehörigen grauen Kalkmassen im Hangenden der roten Bulogkalke enthalten hier nördlich

oberhalb H. Irene ebenfalls einen Halobienhorizont, der aber in seiner rein kalkigen Ausbildung zum Unterschied von den Halobiengesteinen der tektonisch liegenden Olonos - Pindosserie lithologisch mit dieser Kalkfolge der Parnass - Kionafazies harmoniert.

Die beiden petrographisch von einander abweichenden Halobienhorizonte innerhalb der Decken - und Fensterserie lassen gleichfalls erkennen, dass wir auf Hydra zwei faziell ganz verschiedene Triassysteme vor uns haben, die infolge des Deckenbaues in zwei Etagen übereinander liegen.

Der Hauptzug der Olonos - Pindosserie, d. h. der Fensterserie zieht von H. Irene aus zwischen H. Marina und Palamida hindurch weiter und wendet sich dann über Soieri zur Bucht von H. Nikolaos - Tsingri an der Südküste, wo er an seiner Ostseite von Bulogkalk mit einem wichtigen Cephalopodenlager begrenzt wird. Im Ganzen lieferten die Fossilnester der Bulogkalke Hydras 117 verschiedene, von anderwärts schon bekannte und mehrere neue Cephalopodentypen (Lit. No 106 mit der vorgängigen Literatur und Lit. No 107).

Die verlängerte Bulogkalkzone von H. Irene taucht nach einer Unterbrechung durch die oberkarbonischen und permischen Ablagerungen von Molos - Kalami nochmals weiterhin in dem Bulogkalkzug Klisma - Balis auf, der gegenüber dem Inselchen Pettas ausläuft.

Die tektonische Überbauung der Olonos - Pindosserie durch die Parnass - Kionaserie vollzieht sich somit auf Hydra in prinzipieller Übereinstimmung mit dem gegenseitigen tektonischen Verhältnis der beiden Zonen im zentralen mittelgriechischen Hochgebirge (Vardussia etc.).

Die oberkarbonisch - permisch ¹⁾ - untertriadischen ²⁾ Kernmassen, die auf Hydra beiderseits der Inselachse, sowie auf den Nachbarailanden Stavronisi, Trikeri, Pettas, Platia tou Molu (Kyvotos) u. a. verbreitet sind, werden im zentralen Teil der Insel von der Pylosbucht bis H. Irene und H. Nikolaos - Tsingri längs der Bulogkalk - Ausstriche und Überschiebungsränder der Parnass - Kionadecke über die Fensterserie des Olo-

(¹) U. a. mit Fusulinellenschichten, Lyttonienkalken, mittelpermischen Foraminiferenkalken, schwarzen Bellerophonkalken (als Aequivalent der alpin - dinarischen Bellerophonkalken).

(²) Untertrias im Bezirk von Hydra bis jetzt auf der Hauptinsel bekannt (Werfener - Schichten etc.).

nos - Pindosystems als scheinbar ausgewalzt nicht mehr sichtbar; wohl ist aber im westlichen Inselteil (von Molos - Kalami - Soieri gegen SW bzw. W) und auf dem Nachbarinselchen Pettas ein anscheinender Überlegungskontakt des Jungpalaeozoikums über die Hornstein - Plattenkalke der Olonos - Pindosfazies wahrzunehmen.

In diesen tektonischen Aufbau der Insel Hydra griff dann natürlich nachträglich ebenfalls noch die junge konturenschaffende Bruchbildung mit Längs- und Querbrüchen ein.

So wäre es auch nicht ganz ausgeschlossen, dass die beiderseits der Inselachse auftretenden jungpalaeozoischen Bildungen von Hydra heruntergebrochene Schollen darstellen könnten, die in diesem Fall als Glieder der höheren osthellenischen Deckenetape zu betrachten sein würden.

Die höheren Glieder der Parnass - Kionafazies erscheinen im Bezirk von Hydra erst auf der Nachbarinsel DOKOS (mit cenomanen, auch nerieneehaltigen Orbitolinenkalken und höheren Hippuritenkalken).

Ähnliche tektonische Kontakte zwischen Olonos - Pindosserie und Parnass - Kionafazies, wie auf Hydra, finden sich auch in der ARGOLIS.

Hier lagern im Tal des Hieron von Epidauros die in Hallstätter-Ammonitenkalkfazies entwickelten und von der anisischen Stufe bis zur Oberkante des Mittelkarnikums reichenden Asklepieionkalke in gleicher tektonischer Position wie die Bulogkalke von Hydra einem gleichen Hornstein - Tuffitkomplex (ebenfalls mit Keratophyren) deckenbildend auf. Die Asklepieionkalke sollten demnach gleichfalls zur Parnass - Kionafazies gehören.

Der Hornstein - Tuffitkomplex enthält auch in der Umgebung des Hieron von Epidauros, ebenso wie auf Hydra, die karnischen Halobienhornsteine der Olonos - Pindosserie und in dem der gleichen tektonischen Liegendserie zugehörigen kieselig - kalkigen Schichtenverband von H. ANDREAS (H. ANDREASSCHICHTEN) ein reichhaltiges mittelkarnisches Cephalopodenlager, in dessen Hangendem sich gleichfalls wieder die oberkarnischen Halobienhornsteine des Olonos - Pindosystems einstellen (siehe hierzu auch unter Asklepieionkalke und H. ANDREASSCHICHTEN Kap. VIa).

Die Hauptmasse der argolischen Kalkdecke der Parnass - Kionafazies liefern die megalodontenführenden Dachsteinkalke, die hier an-

scheinend in lithologisch gleichartiger Weiterentwicklung — gleichwie im ionischen Gebiet — noch bis zum argolischen Ammonitico rosso des Oberlias hinaufgehen (siehe auch Kap. VIa).

Die argolischen Kalkmassen der Parnass-Kionadecke enthalten ferner die für diese Fazies charakteristischen tithonischen Ellipsactinienkalke (bei H. VASILIOS nach PHILIPPSON) und die hierzu tieferen dunklen Kalke mit dem Cladocoropsishorizont.

Die westlichen Vorfühler der argolischen Parnass-Kionadecke sind die obertriadischen Kalke des Burgberges von Argos (mit obernorischen Zlambachkorallen nach C. RENZ) und die gleichwertigen Kalke von Akrokorinth und der benachbarten Pente Skuphi (nach G. GEORGALAS).

Die nach dem Normalprofil hier vollständiger zu erwartende, aber nurmehr zusammengeschrumpft vorliegende Olonos-Pindosserie dürfte in dieser Anwachszone der Argolis an den peloponnesischen Rumpf zum grossen Teil unter den westwärts vordrängenden Schubmassen der Parnass-Kionaserie begraben liegen. Wir befinden uns aber bereits im nordwestlichen Teil der Argolis (Gegend von Nemea) zugleich auch im weiteren Bereich der Wurzelregion der Olonos-Pindosdecke des Peloponnes.

Kalke vom Habitus der Parnass-Kionafazies wurden auch im *kretisch-rhodischen Inselbogen* festgestellt, so in Mittelkreta (über dem Pindosflysch) und auf *Rhodos* (Megalodonten- und Gyroporellenkalken nebst Hauptdolomit am Proplit Ilias, sowie obertriadische Gyroporellen- und Korallenkalken in der von Neogen umrandeten Kalkerhebung des Kutsutis [M. Cozzuti-Strongylos]).

Die Kalke der Parnass-Kionafazies bauen die höchsten Berghäupter Mittelgriechenlands auf, wie die drei Gipfelhöhen des Parnassplateaus, nämlich den Likeri, Kotroni und Gerontovrachos.

Im Kionamassiv (Giona) setzen sie, wie das ganze Massiv, so auch den randlich gestellten Kiona-Hauptgipfel mit seinem östlichen Vorbau, dem Platovuno, und den zentral gelegenen H. Ilias zusammen.

Im Gebirgsstock der Oeta (Katavothra) fällt ihnen der Hauptkamm mit der höchsten Spitze des Pyrgos (2152 m) zu.

Im Vardussiazug (Vardussa) bilden sie den ganzen Vardussiakamm mit seinem Kulminationspunkt, dem Proplit Ilias, und den Megalo

Chunikamm mit seinem aus Hippuritenkalken bestehenden Doppelgipfel (ca 2300m).

VI. Die osthellenische Zone.

Angesichts des von den beiden ostgriechischen Faziesserien errichteten Deckengebäudes, in dem die *osthellenische Serie* den Oberbau zusammensetzt, verteilen sich die Gesteine dieser letzteren Einheit im grossen und ganzen auf die gleichen Landschaften Ostgriechenlands wie die Parnass-Kiona-Sedimente, die die tiefere Etage einnehmen.

In tektonischer Hinsicht schliessen sich daher die Parnass-Kiona- und die osthellenische Zone, ähnlich wie wieder die westgriechischen Zonen unter sich, enger aneinander.

Die osthellenische Serie wird in Griechenland, ebenso wie in ihrem nordwestlichen dinarischen Anschlussstück, d. h. in der inneralbanischen Kalk- und Serpentinregion von KOSSMAT bzw. der Merditaserie von NOPCSA, durch die jurassisch-alkretazische Serpentin-Schiefer-Hornsteinserie oder ophiolithische Gruppe mit darüber transgredierenden Kreidebildungen und darauflagernden Hippuritenkalken und Flysch charakterisiert.

Die basalen Partien des Flyschs enthalten kalkige Zwischenlagen mit der über ganz Griechenland verbreiteten Orbitoidenfauna des Mæstrichtien; die Flyschsedimentation setzte daher auch in dieser Zone, wie überhaupt vom ostætologischen Flysch ab ostwärts, schon während des Mæstrichtien ein.

Unter den Eruptiven der bunten, vorwiegend rot, graugrün und dunkel gefärbten osthellenischen Schiefer-Hornsteinserie herrschen die Serpentine und ihre Muttergesteine vor (Peridotitserpentine, Spilite, Harzburgite, Lherzolithe, Gabbros, Olivingabbros, Diabase etc.).

Die Ophiolithe für sich allein genommen sind indessen noch nicht ein ausschlaggebendes Merkmal dieser osthellenischen Faziesserie, sondern nur ihr inniger Verband mit der bunten Schiefer-Hornsteingruppe, da noch eine schon erwähnte, zweite, jüngere Eruptionsphase ophiolithischen Magmas im Flysch bekannt ist, so u. a. an den schon angegebenen Vorkommen im ostætologischen Flysch, sowie in Albanien, auf Eubœa, Kreta, Rhodos und auf der Insel Cypern, auf der sie-

abgesehen von den Vorkommen der Kyrenian range – im Troodos zu einem gewaltigen Gebirgsstock anschwellen.

Im nummulitenführenden kretischen Flysch (Pindosflysch, Tripolitzaflysch) sind die Flyschgesteine in der Umgebung der Ophiolithstöcke in ihrer Farbe stark verändert (rot, schwarz und mehr oder minder metamorphosiert). Ausserdem finden sich in diesem serpentinführenden kretischen Flysch kleine Einlagerungen von Talkschiefer.

Dass es sich bei den Ophiolithen im Flysch und in der osthellenischen Serpentin – Schiefer – Hornsteingruppe um zwei zeitlich auseinanderliegende submarine Eruptionsperioden mit ihren Vor- und Nachschüben handelt und in der letzteren jurassisch-unterkretazischen Gruppe nicht etwa nur spätere Durchbrüche anzunehmen sind, geht unzweideutig schon aus der Tatsache hervor, dass sich an den kretazischen Transgressionskonglomeraten der osthellenischen Zone auch reichlich Ophiolithgerölle beteiligen, die von dem ersten älteren Eruptivauftrieb herühren müssen.

Im allgemeinen dürfte die Förderung des ophiolithischen Materials im Oberjura einen Höhepunkt erreicht haben. Die submarine Eruptionsdauer hat sich jedoch mit Vor- und Nachwehen über längere Perioden innerhalb des jeweiligen stratigraphischen Rahmens der osthellenischen Schiefer – Hornsteinentwicklung hingezogen. Später lebten dann die Eruptionen von gleichartigem Magma während der alttertiären Flyschepoche nochmals auf und gingen noch über das Lutétien hinaus (Tripolitzaflysch!).

Auf Cypern finden sich die Ophiolithe noch im Oligozänflysch der Kyrenian range; am Troodos fand die betreffende eruptive Tätigkeit noch vor der Ablagerung des transgressiv übergreifenden cyprischen Miozäns mit den sogenannten Idalianseries (Helvetien, Tortonien) ihr Ende.

Die Schiefer – Hornsteinbildungen der osthellenischen Serie zeigen für sich allein genommen eine weitgehende lithologische Ähnlichkeit mit jenen gleichartigen Gesteinen im Mittelkomplex der mesozoischen Olonos – Pindoschichten und z. T. auch mit den Hornsteinschichten der adriatisch – ionischen Zone (Viglaeschichten).

L. KOBER bezeichnet die balkanische Hornstein – Ophiolithgruppe als Abyssiden (Centralbl. für Min. u. s. w. 1929, S. 426 u. 434); in Grie-

chenland könnte diese Bezeichnung ihrer Wortbedeutung nach ebensogut auf die präcenomane Olonos-Pindosserie Anwendung finden.

Anscheinend lagen zwei mit dem heutigen Gebirgsstreichen parallel orientierte Geosynklinalen vor, die durch eine dem Ablagerungsraum der Parnass-Kionafazies entsprechende Schwelle von einander getrennt waren, vorausgesetzt, dass diesen Schiefer-Hornsteinserien tatsächlich die angenommene Bildungstiefe zukommt, wogegen wieder manche andere Beobachtungen sprechen (wie Zwischenlagerungen von flyschartigen Sedimenten).

Im Vergleich mit dem westlicheren Abschnitt, in dem in der Tripolitzasubzone, gleichwie in der Parnass-Kionazone, die reine Kalksedimentation herrscht, weisen auch die osthellenische Zone und die Olonos-Pindoszone als jeweils obere Stockwerke in ihrer Gesteinsausbildung weitgehende Anklänge auf.

Im Gegensatz zu den Olonos-Pindossschichten lässt jedoch die vertikale Ausdehnung des aus den mannigfaltigsten Felsarten zusammengewürfelten, aber doch wieder unlösbar verbundenen osthellenischen Komplexes die gleiche Beständigkeit mit festumrissenen beiderseitigen Grenzen vermissen.

Das zeigen schon in erster Linie die kretazischen Transgressionsbildungen.

Im allgemeinen transgredierte die Oberkreide über die Serpentin-Schiefer-Hornsteinserie, wobei ihre Transgressionsbildungen Rudisten (Hippuriten, Radioliten etc.) und Korallen bergen. Artlich sind unter den Hippuriten und Radioliten Typen des Emschers (Conacien) ausgeschieden worden mit *Hippurites gaudryi* MUN. CHALM., *Hippurites chaperi* DOUV., *Radiolites styriacus* ZITTEL, wie an mehreren Lokalitäten der hohen Othrys und in den lokrischen Gebirgen (u. a. im Exarchostal).

Besonders schöne Profile dieser Art bieten die *zentrale Othrys* am Gerakovunogipfel und das *thessalische Kassidiarisgebirge*.

An der Südseite des Gerakovunogipfels, der den Kulminationspunkt der Othrys bildet, sind die ziemlich mächtigen, aus vorwiegenden Gesteinen der darunterliegenden Serpentin-Schiefer-Hornsteingruppe zusammengesetzten Transgressionskonglomerate (wie auch sonst im zentralen Teil des Gebirges) mit Korallen und Rudistenführung in der

streichenden Umgebung der Quelle Pavlovrysis ausgezeichnet entwickelt und aufgeschlossen. Darüber liegt die aus den gewöhnlichen oberen Hippuritenkalken bestehende Gipfelhaube des Gerakovuno, die ihrerseits am Nordhang des Berges von Flysch eingedeckt wird (Lit. N° 90, S. 580).

Abgesehen von den über die zentrale Othrys verbreiteten gewöhnlichen Transgressionskonglomeraten wurde am Nordhang dieses Gebirgszuges bei Gura-Krindιά noch eine interessante transgressive Bildung in Form eines weissen, konglomeratischen Kalkes beobachtet.

Die gröberen Gemengteile dieses Kalkes bestehen aus abgerollten Caprinen (inkl. verwandten Typen) und sporadischen, scharfkantigen Hippuritenfragmenten, gleichwie in einer analogen Bildung im Černa-profil Mazedoniens. Die Caprinen allein könnten hier zunächst auf einen etwas früheren Beginn der Transgression hindeuten, doch liegt die Annahme näher, dass es sich dabei um Einschwemmungen handelt (Lit. N° 90).

Ein an der Nordseite des Othryskammes seinem Mittelstück von Tsatál über Prosilia bis über Charlachi hinaus entlang ziehender Kalkzug mit oberjurassischen Cladocoropsiskalken¹⁾, gehört dagegen seinem faziellen Typ nach zur Parnass-Kionaserie. Das Verhältnis dieses Kalkzuges gegenüber der Schichtenfolge am Gerakovuno ist noch abzuklären. Möglicherweise ist hier mit einem ähnlichen, tektonischen Vorgang zu rechnen wie am Gipfelkamm der Oeta.

Sonst sind wir aber zwischen der mittleren Othrys und dem ihr im Norden vorgelagerten Kassidiarisgebirge ganz im Bereich der osthellenischen Zone, indem im letzteren Gebirgszug genau die gleichen Verhältnisse herrschen wie am Gerakovuno.

Aus der die Kalkbänke des Mæstrichtien enthaltenden Liegendpartie der breiten Flyschmulde zwischen der Othrys und dem Kassidiarisgebirge wölben sich im Kamm und Hauptgipfel dieses Gebirgszuges Hippuritenkalke vom Habitus der Gerakovuno-Gipfelkalke heraus. Am Nordabfall des Kassidiaris-Kammes schalten sich zwischen den oberkretazischen Hippuritenkalken des Kammes und der am tieferen Hang

(¹⁾ Die Cladocoropsiskalke sind hier nicht so dunkel, sondern mehr grau
Lit. N° 89 u. 90.

freiliegenden Schiefer-Hornsteingruppe mit ihren Eruptiven wieder die gleichen Transgressionskonglomerate ein, wie überall in der zentralen Othrys (mit Korallen und Rudisten).

An einigen mittelgriechischen Aufschlüssen setzte die *osthellenische Kreidetransgression* jedoch nachweislich bereits im *Cenoman* ein.

Bei *Dremisa* (Παυουργιά), zwischen *Oeta*-und *Kionamassiv*, enthalten die dortigen transgressiven Bildungen, wie schon erwähnt, Orbitolinen, Capriniden, Rudisten, Gastropoden und eine ausserordentlich reichhaltige Korallenfauna mit 113 verschiedenen Typen, unter denen auch die stratigraphisch so wichtigen *Aspidiscus*arten mit *Aspidiscus cristatus* Lam. und *Aspidiscus felixi* RENZ vertreten sind¹⁾.

Eine ähnliche transgressive Entwicklung kehrt an der Geroleka zwischen Kiona und Parnass wieder.

Ein derartiges örtliches Vorspiel zu der sonst allgemeinen Oberkreide-Transgression (Gosau) wird auch aus der albanischen Merditaregion gemeldet (KOSSMAT 1924).

Beim Fortschreiten von Mittelgriechenland gegen die Argolis scheint der Beginn der osthellenischen Transgression immer tiefer hinabzurücken.

G. VOREADIS²⁾ hat auf *Salamis* über den Schiefer-Hornsteinen diskordant aufgelagerte Urgonkalke festgestellt wie ich sie schon früher auf der zwischen Salamis und dem attischen Festland gelegenen Insel H. Georgios angetroffen hatte (Lit. 49).

Eine ähnliche Diskordanz beobachtete der gleiche Autor im Kandyligebirge der Insel *Euböa*; er schliesst hieraus auf eine jungkimmerische Faltenbewegung in jenem Verbreitungsraum der osthellenischen Zone.

Sonst ist in *Attika* die osthellenische Serie besonders an der Nordflanke des Parnes-Gebirges verbreitet (Armeniegebirge).

Auf Akrokorinth soll die Transgression nach PH. NEGRIS noch mit der Unterkreide einsetzen.

(1) Abgesehen von den beiden *Aspidiscus*arten [Lit. 101 u. 110] wurde mein cenomanes Korallenmaterial von M. HACKEMESSER paläontologisch bearbeitet [Lit. N° 130 u. N° 134].

(2) G. VOREADIS: Jungkimmerische Faltenbewegung in der osthellenischen Zone mit einem Rückblick über die alpidische Orogenese Griechenlands. *Praktika de l'Acad. d'Athènes* 1936, Bd. 11, S. 451-461.

In der *Argolis* liegen in einem Serpentin Konglomerat bei Nauplion die schon von BOBLAYE und VIRLET beobachteten Malm-Fossilien (Rauracien nach DESHAYES; Kimméridgien nach H. DOUVILLÉ). Man könnte aber eher annehmen, dass diese Fossilien hier eingeschwemmt seien, doch hielt sie L. CAYEUX, der den Aufschluss genau studiert hat, für autochthon. Nach STEINMANN (1927) wurden sie dagegen nur auf sekundärer Lagerstätte hinterlassen.

Jedenfalls setzen die Kreidetransgressionen der osthellenischen Zone zeitlich dementsprechende beträchtliche Gebirgsbewegungen voraus, worauf ich schon oben hingewiesen habe (vergl. S. 15-16).

Nach unten erscheinen in der osthellenischen Serpentin-Schiefer-Hornsteingruppe wieder Kalkmassen, die auch graue obertriadische Megalodontenkalke enthalten.

Im westlichen Othrysgebirge, d. h. in einem allgemeinen Verbreitungsgebiet der osthellenischen Serpentin-Schiefer-Hornsteingruppe finden sich in der Umgebung von Archanion (Arhani) nach den gemeinschaftlich mit meinem Freund Prof. MAX MITZOPOULOS durchgeführten Untersuchungen auch rote triadische Cephalopodenkalke vom Alter der alpinen Wengenerschichten mit *Sageceras haidingeri* HAUER var. *walteri* MOJS., *Sturia semiarata* MOJS., *Monophyllites wengensis* KLIPST., *Gymnites* (div. spec.; u. a. *Gymnites* cf. *raphaëlis zojae* TOMMASI), stratigraphisch führenden Protrachyceraten bzw. Anolciten, Proarcesten u. s. w. nebst Orthoceraten (*Orthoceras campanile* MOJS.), wie sie in gleicher Hallstätter-Kalkfazies mit manganbeschlagenen Cephalopoden auch im Verband der Asklepieionkalke beim Hieron von Epidaurus in der Argolis wiederkehren. Zudem ist noch *Halobia lommeli* WISSM. anzuführen (Lit. No 121).

Ferner treten hier bei Archanion verschiedenartige (rötliche, schwärzliche, graue, graubraune) Halobiengesteine des Karnikums auf (Lit. 121).

Angesichts der vollkommenen lithologischen und faunistischen Übereinstimmung dieser vorläufig mit Wengener- und karnischen Äquivalenten festgestellten roten Hallstätter-Kalkfazies der westlichen Othrys mit den Asklepieionkalcken der Argolis sind erstere unter Berücksichtigung der zonaren und tektonischen Einordnung der argolischen Asklepieionkalke, d. h. bezüglich ihrer allenfallsigen Zugehörigkeit zur Parnass-Kionaserie noch weiter zu prüfen, zumal auch die letztere Serie

am Aufbau der östlich anschliessenden zentralen Othrys beteiligt ist und die Einsenkung des mit dem Spercheiostal zusammenfallenden Bruchgeländes noch nachträgliche Komplikationen zur Folge hatte.

Als untertriadischer Anteil der osthellenischen Serie bzw. der Vardarserie (Axiosserie)¹⁾ sind dann besonders noch die mit den albanischen Këirakalken der Merditaserie äquivalenten, roten, *untertriadischen Cephalopodenkalke von Chios* mit ihrer reichen und eigenartigen Ammonitengemeinschaft hervorzuheben (Campilerschichten = oberes Werfénien).

Zusammen mit den albanischen Columbiten und Parananniten stellen sich auch in den roten Ammonitenkalken von Chios, die übrigens einen erheblichen Si O₂-Gehalt aufweisen, noch die weiteren Glieder dieser Faunenkomposition von Këira ein mit Angehörigen der Gattungen *Pseudosageceras*, *Sageceras*, *Pronorites*, *Hedenstroemia*, *Procarinites*, *Xenodiscus*, *Proptychites*, *Monophyllites*, *Meekoceras*, *Prospynchites*, *Protropites*, *Iscultites*, *Epicellites*, *Tropicellites* u. s. w. Dazu treten noch neue bisher aus Albanien noch nicht bekannte Faunenelemente (Lit. No 92, No 93, u. No 109).

Dieses bedeutungsvolle untertriadische Cephalopodenvorkommen der Insel Chios weist ebenfalls auf die nahen faziellen Beziehungen zwischen der Vardarserie und der osthellenischen Serie (Merditaserie) hin.

Unter der Trias ist auch auf Chios Perm (u. a. schwarze Fusulinenkalken, wie im Perm von Hydra) und Oberkarbon verbreitet, obwohl ein normaler Überlagerungskontakt bislang noch nicht beobachtet wurde. Das Oberkarbon von Chios besteht, wie schon angegeben, gleichfalls aus den üblichen fusulinenführenden Schiefer- und Grauwackensandsteinen und Fusulinenkalken. Die ersteren Ablagerungen enthalten auch Korallen, wie *Trachypora cf. austini* WORTHEN (= *Trachypora achilleos* HERITSCH), Brachiopoden und zwar *Spirifer* div. spec., *Productus* div. spec. nebst Gastropoden (*Euomphalus subquadratus* MEEK and WORTHEN etc.).

Unter dem Karbon wurde das ebenfalls schon oben charakterisierte Devon nachgewiesen.

(¹⁾ Die Vardarserie (Axiosserie) zweigt sich im Norden des pelagonischen Massivs von der Merditaserie (= osthellenischen Zone) ab.

Vla. Abschliessende Ergänzungen zu den Kapiteln IV, V, VI.

Verglichen mit dem geradezu wunderbaren Gleichmass, mit dem sich die jeseitigen Faziesserien der westlichen Zonen über streichende geographische Weiten erstrecken, weist die osthellenische Zone, wie schon die Transgressionen lehren, im Streichen ihres regionalen Verbreitungsraumes weit unstetere Züge auf.

Jedenfalls liegen aber in der Parnass-Kionafazies und in der osthellenischen Serie weitgehend individualisierte fazielle Einheiten vor, wenn auch in der Grenzregion zwischen ihren beiden ursprünglichen Ablagerungsräumen Faziesübergänge stattgefunden haben dürften. Solche Angleichungen und Übergänge sind ganz natürlich und stellen sich auch in anderen Zonen ein.

Daraufhin sind namentlich die lokrischen Gebirge und Euboea noch näher zu studieren.

In der Argolis harren ebenfalls noch einige schwebende Fragen ihrer endgültigen Aufhellung.

So ist die Einordnung der stratigraphisch so einzigartigen ASKLEPIEIONKALKE und der nicht weniger interessanten mittelkarnischen H. ANDREASSCHICHTEN im Rahmen der zonaren Aufteilung noch mit einer gewissen leichten Unsicherheit behaftet.

Die ASKLEPIEIONKALKE treten am Osthang des Hügels Theokafta gegenüber dem Asklepieion oder Hieron von Epidauros inmitten eines roten Hornsteinzuges als rote, manganhaltige Cephalopodenkalke auf, die ausgehend von anisischen Trinodosusschichten mit Buchensteiner-, Wengener- und Cassianer-Aequivalenten bis hinauf zur mittelkarnischen Stufe¹⁾ einschliesslich in derselben roten Hallstätter-Kalfazies eine kontinuierliche Folge von Ammoneenzonen enthalten, wie man sie in dieser einheitlich zusammenhängenden Entwicklung auch in den Ostalpen nicht kennt.

Sind die in dem Hornstein-Tuffitkomplex (Keratophyre wie auf Hydra; Lit. 40) linsenartig auftretenden roten Cephalopodenkalke mit der

(¹⁾ Mit den auch durch die Zonenfossilien selbst und reichen Begleitfaunen nachgewiesenen Zonen des *Lobites ellipticus* HAUER, *Trachyceras austriacum* MOJS. und *Trachyceras aonoides* NOJS. Vergl. zu den Asklepieionkalken Lit. No 38 (mit der früheren Literatur), sowie Lit. 31, Lit. 35, Lit. 71 und Lit. N° 124a.

sie umgebenden Gesteinsserie organisch verbunden, d. h. regulär in sie eingewachsen, so wäre ihre Zuteilung zur Olonos-Pindosserie naheliegend, zumal als in der Umgebung des Hieron von Epidaurus und in der südlichen bzw. südwestlichen Verlängerung des Hornsteinkomplexes auch die für die Olonos-Pindosfazies bezeichnenden oberkarnischen Halobienhornsteine in ihrer typischen Entfaltung wiederkehren.

Handelt es sich dagegen um eine tektonische Einknetung anlässlich der Überföhrung der Olonos-Pindosserie durch die Parnass-Kionaserie, so käme die Parnass-Kionafazies in Betracht, zu der auch die lokal so ammonitenreichen Bulogkalke der der Argolis benachbarten Insel Hydra gerechnet wurden, die dort einem gleichen, ebenfalls die karnischen Halobienhornsteine der Olonos-Pindosfazies föhrenden Schiefer-Hornstein-Tuffitkomplex deckenmässig auflagern. Der Vergleich mit den Verhältnissen auf Hydra spricht für die letztere Annahme. Die Asklepieionkalke wären auch schon deshalb eher der Parnass-Kionaserie zuzuweisen, weil dort am Fusse des Theokafta noch hellgraue bis rötliche Halobienkalke ermittelt wurden, die zu dieser Kalkfazies gehören.

Neuerliche Untersuchungen haben ergeben, dass die roten Asklepieionkalke auch am gegenüberliegenden Berghang (im Norden des Hieron) anstehen und hier dem Hornstein-Tuffitkomplex tektonisch aufröhen.

Der letztere enthält auch hier die oberkarnischen Halobienhornsteine des Olonos-Pindosystems in ihrer typischen Entfaltung und gehört somit wohl zu dieser Faziesgruppe; der rote Kalk ist hier allerdings fast ammonitenfrei.

Die argolischen Asklepieionkalke würden demnach, gleichwie die Bulogkalke der Insel Hydra, zu der die Olonos-Pindosserie überschiebenden Parnass-Kionaserie zu stellen sein; sie lagern auch beim Hieron von Epidaurus konform mit den tektonischen Verhältnissen auf Hydra deckenmässig über der Gesteinsserie des Olonos-Pindosystems als dem tektonisch liegenden Triasverband.

Die H. ANDREASSCHICHTEN stehen südlich von Lygurio bei der Kapellenruine H. Andreas am Südhang des Hügels Alogomandra als hellgraue bis graurote, gebankte bis plattige, karnische Kalke an, die von grauen, rot-bis dunkelgrauen Kieselknollen und Kieselschnüren durchsetzt sind. Die kieselföhrenden, grauen und rötlichen Kalkgesteine

enthalten bei H. Andreas ein Cephalopodenlager mit *Lobites ellipticus* Mojs. und einer sehr reichhaltigen Begleitfauna. Dieses Cephalopodenlager war lokal dermassen individuenreich, dass sich die Ammoniten nesterweise zu einer förmlichen Ammonitenbreccie zusammenballten (Individuen-Konzentration durch Zusammenschwemmung). Diese Ammonitenbreccie war stellenweise mit den dichten, grauen Kalklagen randlich verwachsen.

Die grünbeschlagenen und im Kern meist verkieselten Cephalopoden verteilen sich auf einen bei ihrer Fülle zu erwartenden reichen mittelkarnischen Artenkomplex (Vergl. Lit. No 38 (mit der früheren Literatur), sowie Lit. 31, Lit. 35, Lit. 71 und Lit. N° 124a).

Die Hornstein-Kalkserie von H. Andreas ist bei nach beiden Richtungen schwankenden Neigungswinkeln meist steil aufgerichtet.

Im Hangenden des mittelkarnischen Ammonitenlagers finden sich in den dünneren und dickeren, dunkelgrauen, teilweise auch gewellten Hornsteinplatten die für die Olonos-Pindosfazies charakteristischen und leitenden oberkarnischen Halobienhornsteine und zwar in vollkommen gleicher Ausbildung und mit gleicher Artenführung wie im westgriechischen Durchzug der Olonos-Pindoszone (in der Mulde zwischen der Kapellenruine und dem Alogomandrahang). Die Halobienhornsteine wurden weiterhin im gleichen Komplex auch noch südwärts vom Hieron angetroffen.

Die kieselreichen H. Andreasschichten sind danach fast mit Gewissheit als Glied der Olonos-Pindosserie zu betrachten. Sie treten auch in der Fortsetzung des tektonisch fundamentalen Hornstein-Tuffitkomplexes im Tal des Asklepieion auf, während die Gipfelkalke des Alogomandrahügels mit der Kalkkrönung des Theokaftahügels korrespondieren.

Sehr merkwürdig bleibt in der *Argolis* auch das Wiederauftauchen von roten oberliassischen Ammonitenkalken, d. h. des für die adriatisch-ionische Zone so charakteristischen und dort weitgehend verbreiteten oberliassischen *Ammonitico rosso*, der auch an seinen verschiedenen argolischen Aufschlüssen die gleiche Ammonitenfauna geliefert hat¹⁾. Der oberliassische Ammonitico rosso liegt auch in der Argolis konkordant auf Kalkmassen vom Habitus der ionischen Dachsteinkalke, die

(¹⁾ Vergl. Lit. No 20, Lit. 28 u. Lit. 35.

nach der Tiefe zu mit den argolischen Megalodontenkalken der Parnass-Kionaserie verbunden sind.

An einem der argolischen Oberlias-Vorkommen und zwar am Ortholithi ist die konkordante Auflagerung des oberliassischen Ammonitico rosso auf jenen lichten Kalkmassen klar zu ersehen.

Handelt es sich bei diesem argolischen oberliassischen Ammonitico rosso um ein Zwischenglied in der Parnass-Kionaserie oder kommen hier diese typisch adriatisch-ionischen Fazieselemente des Oberlias gänzlich zusammenhangslos nochmals zum Vorschein?

Dem Profil am Ortholithi nach zu schliessen, scheinen auch in der Argolis die Dachsteinkalke, ebenso wie in der adriatisch-ionischen Zone, in lithologisch gleichartiger Fortsetzung bis zur Untergrenze des oberliassischen Ammonitico rosso hinaufzureichen.

Ein irgendwie gearteter direkter Zusammenhang zwischen dem adriatisch-ionischen und argolischen Ammonitico rosso ist indessen angesichts der besprochenen tektonischen Aufteilung des Peloponnes nicht zu erwarten, sodass also nur die erstere Annahme in Erwägung zu ziehen ist.

Im übrigen habe ich auch im Helikon von Zagora über einem dortigen gleichartigen Kalkkomplex hellrote Kalke beobachtet, deren Aussehen einen Vergleich mit dem Ammonitico rosso nahelegte, allerdings damals noch ohne Ammoniten (Lit. N^o 65, S. 106).

Kürzlich ist es nun meinem werten Freund Prof. G. GEORGALAS gelungen, in diesen Gesteinen an der betreffenden Lokalität bei Kakosi (in der Gegend von Dombrena) den Abdruck eines gerippten Ammoniten aufzufinden, den er mir freundlichst zur Verfügung stellte. Dem ganzen Typus nach handelt es sich anscheinend um eine gerippte Form des Oberlias oder Unterdoggers. Da man die Externseite und die Lobatur nicht kennt, lässt sich die Gattung nicht bestimmen.

Nach der lithologischen Beschaffenheit des Gesteins handelt es sich um den gleichen hellroten Kalk, den ich zwischen Limnaes und Ange-lokastron in der Argolis beobachtet habe und aus dem ich seinerzeit ein *Phylloceras* der Nilssonigruppe abbildete (Lit. N^o 14).

Wie die hier erörterten Beispiele zeigen, ist im östlichen Hellas die Einordnung von einzelnen wenigen Faziesgliedern in die am Aufbau beteiligten zonaren Gebirgseinheiten und Fazieszonen noch nicht überall ganz restlos durchgeführt.

Abgesehen von der Grosstektonik bedarf die Ausscheidung der bei der vorliegenden Gebirgsstruktur im gleichen Raum eng zusammengedrängten und übereinander geschobenen verschiedenen Faziesserien sowohl in ihrer faziell-zonaren, wie territorialen Umgrenzung noch einer ins einzelne gehenden Präzisierung, die nur an Hand einer noch zu erstellenden genauen Kartierung klarer herauszuarbeiten ist.

Die vorstehende Darstellung ist in grossen Zügen ein Entwurf zu einem stratigraphischen und daraus hervorgehenden tektonischen Bild der normal-sedimentären hellenischen Gebirge, wie es sich aus den Unterlagen ergibt, die hier nach dem gegenwärtigen Stand der geologischen Erforschung des Landes zusammengestellt sind.

Als tektonisches Axiom hat zu gelten, dass sämtliche tangentielle Gebirgsbewegungen aus dem Inneren des allgemeinen Zonenbogens nach aussen drängen, d. h. nach WSW bis SW bzw. konform mit der Drehung des Zonenbogens bis gegen S. Wohl kann es gelegentlich einmal zu einem lokalen Rückstau kommen, aber niemals zu wirklichen Grossschüben aus entgegengesetzter Richtung, d. h. von WSW nach ENE, wie es im West-Peloponnes (Ithome) von anderer Seite einmal angenommen wurde.

VII. Das zentralpeloponnesisch-kretische-, das attisch-kykladische und das pelagonische Massiv.

Die kristallinen Gesteine des *zentralpeloponnesisch-kretischen Massivs* liegen im Zentralpeloponnes, abgesehen von kleineren Vorkommen zwischen Chelmos (Aroania) und Ziria (Kyllene) namentlich in Lakonien frei. Sie treten ferner im Nordteil von Kythera und an verschiedenen Stellen von Kreta hervor, wie insbesondere in Westkreta.

Das *attisch-kykladische Massiv* umfasst räumlich die kristallinen Oberflächen Attikas, Südeuboeas und der kristallinen Kykladen nebst dem kleinen Ostzipfel von Hydra.

Das *pelagonische Massiv* erstreckt sich von Nordeuboea über die magnesische Vorgebirgsszunge (mit Teilen von Skiathos und Skopelos), die östliche Othrys, Ossa und den Olymp nordnordwestwärts weiter nach Mazedonien hinein, indem es auf seinem Wege unter Verbreiterung gegen die Chassia die Ostseite des Golfs von Thessaloniki flankiert.

Der historische Ablauf der stratigraphischen Auflösung des ostgrie-

chischen Kristallins, zu deren Entwirrung ich keine eigenen Forschungsergebnisse, sondern höchstens einige en passant gemachte Beobachtungen beisteuern kann, ist noch lange nicht bei einem unverrückbar erscheinenden Endziel angelangt, wenn auch die Diskussion dieses Problems mit vielem Hin und Her schon recht bewegt verlaufen ist, wie der nachstehende kurze Rückblick zeigt.

Dass sich hier noch keine einheitliche Meinung herausbilden konnte, liegt eben schon in der metamorphen Beschaffenheit der Sedimente begründet, in denen bis jetzt - von einer Ausnahme, nämlich dem Triasnachweis im westkretischen Metamorphikum, abgesehen - palaeontologische Beweismittel fehlen. Die wenigen, sonst aus dem Metamorphikum zur Kenntnis gelangten fossilen Reste genügen nicht zu einer Altersbestimmung oder lassen bestenfalls einen weiten stratigraphischen Spielraum.

P. BOBLAYE et TH. VIRLET (1833), G. FIEDLER (1841) und J. RUSSEGGER (1841) hielten die kristallinen Gesteine der Aegaeis für alt, d. h. für archaisches Grundgebirge, während M. SAUVAGE (1846) die kristallinen Schiefer Attikas für metamorphosierte jurassische und unterkretazische Bildungen ansah.

Daraufhin erörterte J. RUSSEGGER (1847) die Frage einer möglichen Alterseinheit der kristallinen Schiefer mit dem italienischen Macigno (= Flysch). A. GAUDRY (1862) verglich die serpentinführenden Schiefer Attikas mit den «Schistes lustrés» der Alpen.

A. CORDELLA (1870-1878) fand dann in den attischen Laurionkalken Crinoiden, denen er ein silurisches Alter zuschrieb.

TH. FUCHS (1871) betrachtete die kristallinen Schiefer von Attika und dem übrigen östlichen Hellas wiederum als umgewandelten Macigno (= Flysch).

M. NEUMAYR, A. BITTNER und F. TELLER (1880) kamen auf Grund ihrer umfassenden Untersuchungen zu der Überzeugung, dass sich zwischen den kristallinen Bildungen und den normal entwickelten Gesteinen der angrenzenden Gebiete ein petrographischer Übergang vollziehe; sie hielten daher die ersteren für metamorphosierte Kreide, da sie eben in den nicht metamorphen Sedimenten ihrer Nachbarschaft nichts anderes als Kreide sahen.

Gegen diese Auffassung sprachen wieder H. BÜCKING (1881) und R. NASSE (1882), doch wies eine von BÜCKING im unteren Marmor des

Hymettos gesammelte Koralle nach G. STEINMANN (1890) ein durchaus mesozoisches Gepräge auf.

Um den ganzen Fragenkomplex aufzuhellen führte R. LEPSIUS (1893) eine genaue Kartierung Attikas durch, auf Grund derer er zu der Auffassung gelangte, dass die kristallinen attischen Gesteine zum Glimmerschiefersystem der azoischen Periode zu stellen seien, während er die leichter metamorphosierten Ablagerungen bei der Kreide belies. Die normalen Sedimente der Randgebiete des Metamorphikums, deren Hauptanteil ich später als Jungpalaeozoikum (Oberkarbon, Perm) und Trias bestimmen konnte, betrachtete er mit BITTNER weiter als Kreide.

A. PHILIPPSON (1892) schloss sich für die kristallinen Bildungen des Zentralpeloponnes, der Kykladen und magnesischen Inseln (nördliche Sporaden) der Ansicht von R. LEPSIUS an.

J. DÉPRAT (1903-1904) hielt die Gesteine des von ihm als gleichwertig betrachteten süd- und nordeuboeischen Kristallins für archaisch und altpalaeozoisch.

DÉPRAT trennt hierbei noch das südeuboeische Ocha-Massiv durch eine über Andros verfolgbare Sedimentzone von dem eigentlichen Kykladenmassiv oder südaegaeischen Zentralmassiv ab. Auch das nordaegaeische Massiv in Nordeuboea, im Olymp etc. zerteilt er durch eine über den Pelion hinweggehende gleichwertige Zone. Der Saum des metamorph-sedimentären Ocha-Mantels von Südeuboea soll sich nach DÉPRAT in den metamorphen Bildungen Attikas fortsetzen.

Nach anderen und auch noch in der Neuzeit damit beschäftigten Autoren bildet die südeuboeische kristalline Masse zusammen mit dem attisch-kykladischen Kristallin eine höhere Einheit, wie auch das nordeuboeische Kristallin zu dem westmazedonischen Kristallin gehört, das später von F. KOSSMAT als pelagonisches Massiv bezeichnet wurde.

S. A. PAPAVALIOU (1909) übernahm für die Altersbestimmung des naxischen Metamorphikums (Kykladen) die von J. DÉPRAT für Euboea publizierten Anschauungen.

L. CAYEUX hatte 1902 in den metamorphen Sedimenten von Westkreta, wie schon eingangs gebührend hervorgehoben, Trias (Obertrias) festgestellt und durch einwandfreie palaeontologische Dokumente belegt.

Nach den Ansichten des gleichen Forschers (1902) und des Ver-

fassers (1906-1912) würde ein zum mindesten teilweise triadisches Alter der Marmore und Dolomite des attisch-kykladischen Metamorphikums zu erwägen sein, wobei auch, wie früher schon von J. RUSSEGER (1847), auf einen Vergleich der attisch-kykladischen Marmore mit dem apuanischen Triasmarmor (Carrara) angespielt wurde.

Die gleiche Meinung über das Alter der aegaeischen Marmore vertrat weiter PH. NEGRIS (1915-1919), der hieraus-abgesehen von dubiosen Objekten (mineralische Ausscheidungen!)-auch einige Fossilreste abbildete, die aber selbst zu einer einfachen Formationsausscheidung nicht hinreichen.

DÉPÉRET und NEGRIS (1911) sprachen zugleich die kristallinen Schiefer in der weiteren Umgebung von Athen für triadisch an und verglichen sie mit den Schistes lustrés der Alpen.

C. KTENAS (1922) betrachtete das Kristallin der Aegaeis als praedevonisch und zwar als «Algonkien en primaire ancien en partie».

F. KOSSMAT (1924) bezeichnet sein pelagonisches Massiv, das südwärts noch auf Nord-Euboea übergreift und dem ausserdem die kristallinen Gesteine der östlichen Othrys, von Skiathos und Skopelos p. p., sowie die magnesische Halbinsel, Pelion, Ossa und die Chassia angehören, als Grundgebirgsmassiv mit palaeozoischer Überdeckung¹.

Dieses westmazedonische Grundgebirge wird durch einen «tief eingefalteten Gürtel von Kreideflysch und eine daran anschliessende Schuppenzone aus palaeozoischen und mesozoischen Gesteinen tektonisch völlig von der Rhodope (Thrakisches Grundgebirgsmassiv) geschieden», die ihrerseits als Zentralregion des balkanischen Gebirgssystems gilt.

Das pelagonische Massiv spielt nach KOSSMAT die Rolle «eines selbstständigen Kerngebietes nach Art des Gotthard und Montblanc-Massivs der Westalpen».

L. KOBER (1929) teilte sodann das attische Kristallin in zwei tektonisch voneinander getrennte Stufen, nämlich in die hochmetamorphosierte, zum kleinen Teil aus Jungpalaeozoikum und vorwiegend aus Trias bis Kreide bestehende «untere attische Serie» und in die weniger metamorph umgewandelte aus Mesozoikum zusammengesetzte «obere

¹) FRANZ KOSSMAT: Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Berlin 1924 (Verlag Gebr. Bornträger).

attische Serie», die zusammen in der metamorphosefreien Umrahmung ein dem Tauernfenster der Ostalpen vergleichbares «penninisches Fenster» bilden sollen.

Im einzelnen werden diese Fensterserien folgendermassen zergliedert:

Auf das älteste Glied dieses Penninikums, nämlich dem mit dem Zentralgneis der hohen Tauern parallelisierten Pentelikongneis, folgen die vormesozoischen, allenfalls noch untertriadischen Varischiefer von LEPSIUS (Glimmerschiefer mit Quarzlinsen). Die Marmore und Dolomite werden zur Trias gestellt, während die von LEPSIUS als azoisch bezeichneten Caesariani-Glimmerschiefer (Kaisariani) grösstenteils mit den im wesentlichen liassischen Bündner Schistes lustrés identifiziert werden, die in Attika selbst noch bis in die unterste Kreide hineinreichen sollen. Als beweisend für die Gleichschaltung mit dem Lias der Tauern führt L. KOBER noch liassische Breccienmarmore und obere Breccien an, die als grobe Marmorgerölle und -Blöcke in den Schistes lustrés schwimmen. Mit dieser Schistes lustrés-Zone sind Ophiolithe verbunden (Lherzolithtypus nach G. VOREADIS).

Diese «untere attische Serie» soll durch die transgressiv aufliegenden, gleichfalls ophiolithreichen Karaschichten (Harzburgittypus nach G. VOREADIS) von der oberen attischen Serie geschieden werden. Das Alter der wenig metamorphen, braunen, kieseligen Eisendolomite der Karaschichten wird in die Mittel- bis Oberkreide verlegt.

Die Basis der Karaschichten wäre demnach eine Transgressionsfläche, während ihr Dach als Überschiebungsfläche die aufgeschobene Decke der oberen attischen Serie tragen würde.

Die «obere attische Serie» umfasst zwei Abteilungen, nämlich eine tiefere, kalkige mit den Alepovunikalken (Fuchsbergkalken) bzw. Ardettoskalken, deren Gesamtalter zwar als mesozoisch betrachtet wird, deren feinere Gliederung aber problematisch bleibt, sowie eine obere Abteilung mit den der Kreide zugezählten Athener Schiefen. In den in ihrem allgemeinen Habitus flyschähnlichen Athener Schiefen überwiegen unten dunkle, phyllitische Gesteine und oben Mergel und glimmerführende Sandsteine.

Aus dem bisher gesagten ergibt sich die tektonische Auflagerung der oberen attischen Serie auf der unteren.

Doch erscheint es mir angesichts der mannigfachen Unsicherheiten, die heute noch das aegaeische Kristallin in seiner Gesamtheit belasten, verfrüht, auf Grund dieser Untergliederung von Kober, wie auch der von Déprat weitergehendere Überlegungen in tektonischem Sinne anzustellen.

Zunächst kommt für die nachstehenden tektonischen Ausführungen überhaupt nur die obere attische Serie und zugleich das Kristallin als ganzes in Betracht.

Ob die Überschiebung der kristallinen unteren Serie durch eine leichter metamorphe obere Serie allgemeine Geltung besitzt, muss die Zukunft lehren.

Für die Beurteilung der Altersfrage der Athener Schiefer, deren oberer Abschluss gleichfalls ein tektonischer ist, kommt naturgemäss nur ihr unmittelbares Liegende in der oberen attischen Serie in Betracht.

Zwischen die zeitlich noch nicht näher bestimmbar mesozoischen Alepövunikalke und die Athener Schiefer schieben sich nach L. KOBER noch Serpentinbreccien mit höheren roten Schiefen und sandigen Kalken ein, was auf eine Unterbrechung hindeutet.

Fussend auf diesen Angaben von L. KOBER habe ich 1933 (Lit. No 114) darauf hingewiesen, dass zurzeit nichts dagegen spricht, die Athener Schiefer angesichts ihrer lithologischen Ähnlichkeit mit dem Flysch auch als wirklichen Flysch zu betrachten und zwar als einen schon etwas mehr oder minder metamorph modifizierten Flysch. Der Flyschbeginn reicht in Osthellas allgemein bis ins Maestrichtien hinab.

Ophiolithe in den Athener Schiefen würden dieser Auffassung nicht widersprechen, da, wie schon erwähnt, auch andernorts im Osten eine den Flysch berührende, zweite, jüngere Eruptionsperiode ophiolithischen Magmas bekannt ist. Im Umkreis der Eruptiva kann auch der Flysch, wie z. B. der nummulitenführende Flysch von Mittelkreta, mehr oder minder metamorphosiert sein (Lit. 104).

Auf die Athener Schiefer sind [nun, wie ich¹ schon 1912 schrieb,

¹) Vergl. Lit. No 57, S. 460. L. KOBER und A. KIRSLINGER kamen viele Jahre später zu der gleichen Ansicht und bestätigten diese längst zuvor von mir publizierte Akropolis - Überschiebung in den Sitz - Ber. der Wiener Akademie 1929, Bd. 138, S. 314 und im Centralblatt für Min. u. s. w. 1933 (Abt. B), No 5, S. 276 - 280.

„die einer ursprünglich zusammenhängenden Decke angehörigen Kalke der Hügel von Athen überschoben,..“

Der Überschiebungskontakt ist z. B. beim Ausgang zur Akropolis, am Areopag, am Pnyx, sowie auch anderweitig im Bereich der Athener Klippenzone vollkommen klar zu ersehen. Zwischen der Kalk-Deckplatte der Akropolis und dem Athener Schiefer treten im Überschiebungsstrich in dem einige Meter haltenden Zwischenraum noch zusammengepresste, zerknitterte, rote bis graurötliche Kalkschiefer und dünnplattige, teils auch graue Kalke auf. Letztere enthalten bisweilen noch graubraune Hornsteinschmitzen. Sonst wurden auch noch grobe, braune Breccien mit Hornstein und Sandstein beobachtet.

Die auf die Athener Schiefer überschobenen Kalke der Athener Klippenzone, d. h. die Lykabettoskalke von LEPSIUS, sind nach L. KOBER in Jura und Kreide zu gliedern, wobei als einzige Fossilfunde mit stratigraphischer Beweiskraft die von K. KTENAS an den Turkovunia nachgewiesenen oberturonen Hippuriten zu nennen sind (*Hippurites atheniensis*).

Die Überschiebung der Lykabettoskalke scheidet die attische Fensterserie von ihrem Rahmen.

In einer 1931 erschienenen Abhandlung übernahm M. BLUMENTHAL im Prinzip die von L. KOBER gegebene Deutung des attischen Metamorphikums als penninisches Fenster. Die Darlegungen BLUMENTHAL'S weichen jedoch insofern von der Auffassung KOBER'S beträchtlich ab, als BLUMENTHAL in Anlehnung an DÉPRAT die attische Fensterserie allein auf den Komplex der Marmore, Phyllite u. s. w. beschränkt wissen will und der als «nicht attisch» bezeichneten Hauptmasse der überlagernden Schichten, wie den Athener Schiefen, wieder ein palaeozoisches Alter zuschreibt.

In Süd- und Mittel-Euboea, d. h. in der nördlichen Fortsetzung Attikas, hat M. BLUMENTHAL in der Berggruppe von Ochtonia die tektonische Überlagerung der Marmore des attischen Fensters durch das palaeozoisch-mesozoische Deckgebirge beobachtet, wenn es auch in seinem basalen Teil hier nahezu ausgewalzt sein soll.

Das Alter des peloponnesischen Metamorphikums wird von M. BLUMENTHAL, gleichwie vordem von A. PHILIPPSON und K. KTENAS, als palaeozoisch bezeichnet.

Wie bereits erwähnt, hat sich dann erst vor kurzem noch JOH. TRIKKALINOS wieder dahin ausgesprochen, dass das attische Kristallin nach Analogieschlüssen als praedevonisch zu betrachten sei und dass überzeugende Beweise für einen Deckenbau in Attika zurzeit noch ausstehen.

Bis in die jüngste Zeit hinein sieht sich so der Referent in diesem aegaeischen Abschnitt einem Knäuel von sich in weitem Umfang widerstreitenden Meinungen gegenübergestellt.

Zunächst steht einmal fest, dass hier nach dem tektonischen Verhalten der beiden normal-sedimentären, deckenbildenden ostgriechischen Serien der Parnass-Kionazone und der osthellenischen Zone, d. h. bei der tektonischen Scheidung dieser Randserien mit Einschluss der überschobenen Lykabettosserie vom attischen Metamorphikum, von einer Regionalmetamorphose im Sinne von NEUMAYR und LEPSIUS keine Rede mehr sein kann.

L. KOBER spricht davon, dass seine Untersuchungsergebnisse im Hymettos und Pentelikon die Theorie NEUMAYER'S und seiner Kollegen wieder rehabilitiert hätten. Diese vermeintliche Rechtfertigung läuft aber den eigenen tektonischen Anschauungen KOBER'S von Grund aus zuwider. NEUMAYR und seine Gefährten nahmen nur deshalb ein kretazisches Alter des aegaeischen Metamorphikums an, weil sie es aus den dieses Metamorphikum umgebenden normalen Sedimenten durch horizontale Übergänge hervorgegangen betrachteten und weil sie eben in diesen unveränderten Sedimenten irrtümlich nichts anderes als Kreide sahen. Hätten NEUMAYR und BITTNER oder auch LEPSIUS die Stratigraphie der Parnesgesteine und der normalen Othryssedimente richtig erkannt, so würden sie bei ihrer Einstellung zwangsläufig dahin gelangt sein, ihr «kretazisches» Metamorphikum als palaeozoisch-triadisch zu betrachten.

Sodann habe ich meine eigene derzeitliche Auffassung über die stratigraphische Stellung der Gesteinsreihe des zentralpeloponnesisch-kretischen Massivs und über das tektonische Verhältnis der überlagernden Tripolitzaserie hierzu schon oben dargelegt.

Ich rekapituliere kurz:

Als Unterlage des gemeinsamen gleichartigen Überbaues durch die zusammengehörige zentralpeloponnesische und kretische Tripolitzaserie

serie gehört das beiderseitige Kristallin zu einem zusammenhängend verbundenen zentralpeloponnesisch - kretischen Massiv.

L. CAYEUX hat im kretischen Metamorphikum auf Grund von beweisgültigen Fossilfunden Obertrias festgestellt, woraus mit Berechtigung gefolgert werden kann, dass auch im Metamorphikum des Zentralpeloponnes Trias und überhaupt Mesozoikum enthalten ist.

Die mesozoisch-alttertiäre Kalkfolge der Tripolitzaserie beginnt ebenfalls in der Obertrias. Zwischen die Tripolitzakalke und das zentralpeloponnesische Metamorphikum schieben sich die jungpalaeozoischen Tyrosschichten von KTENAS, die als ein tieferes Glied noch zur Tripolitzaserie zu ziehen sein dürften.

Hieraus und aus dem oben geschilderten Verhalten der Tripolitzaserie gegenüber der kretischen Ethiaserie (vergleichbar mit der adriatisch-ionischen Faziesgruppe) folgt, dass die Tripolitzaserie noch am Überschiebungsbau beteiligt ist und als überschobene Masse auf dem Metamorphikum des zentralpeloponnesisch - kretischen Massivs mit tektonischem Kontakt aufruht.

Es erhebt sich nun die Frage, ob und inwieweit sich die im Zentralpeloponnes und auf Kreta gewonnene Anschauung unmittelbar auf die Verhältnisse im attisch-kykladischen¹ und auch pelagonischen Massiv übertragen lässt.

Bei vergleichender Beurteilung würde die von mir seinerzeit festgestellte deckenmässige Überlagerung der Athener Schiefer durch die Lykabettoskalke im Prinzip dafür sprechen, soweit zunächst einmal das attisch-kykladische Massiv in Betracht kommt. Man weiss allerdings auch heute noch nicht, inwieweit die Stratigraphie des zentralpeloponnesisch-kretischen Massivs mit der stratigraphischen Aufteilung des attisch-kykladischen Massivs zu parallelisieren ist.

Der Deckenbau der attischen Gebirge wird aber ganz allgemein auch schon durch die von mir in den mitteligriechischen Hochgebirgen nachgewiesene Deckentektonik der beiden metamorphosefreien und rahmenbildenden ostgriechischen Zonen, d. h. der Parnass-Kionaserie und der osthellenischen Serie, begründet, denn offensichtlich musste die Par-

¹) Ich stelle hier Vergleiche mit den weit entlegenen hohen Tauern zurück, wie sich die Forschungsergebnisse dort auch fernerhin gestalten mögen.

nass-Kionaserie, wenn sie im mittelgriechischen Hochgebirge, wie im Vardussiazug u. s. w., deckenbildend auftritt, auch mit der ihr zugehörigen attischen Parnesserie in Attika in gleicher tektonischer Verfassung vorliegen.

Abgesehen von diesen zwangsläufigen Rückschlüssen auf Grund der allgemeinen Deckennatur der beiden das attische Metamorphikum umlagernden unveränderten ostgriechischen Zonen, bzw. der Akropolis-Überschiebung kommt aber vor allem natürlich auch der Kenntnis des sonstigen Kontaktverhältnisses zwischen diesem Metamorphikum und seinem normal-sedimentären Rahmen eine grundlegende Bedeutung zu.

Ich nehme zurzeit unter Mitarbeit von G. MISTARDIS auf SALAMIS weitere Untersuchungen vor, aus denen bis jetzt hervorging, dass das Jungpalaeozoikum nebst der Trias dieser Insel (mit Diploporenkalken) über die metamorphosierte Schiefergruppe des Peranikomplexes überschoben ist.

Die Trias und das Jungpalaeozoikum von Salamis gehören ihrem Sedimentcharakter nach zur Parnesserie und damit zur Parnass-Kionafazies.

Wir haben auch auf Salamis im Jungpalaeozoikum u. a. wieder die dunklen permischen Foraminiferenkalle¹ der Parnesserie vor uns mit Angehörigen der Gattungen *Palaeofusulina* (*Palaeofusulina prisca* DÉPRAT, *Palaeofusulina nana* LIKHAREW), *Staffella* (*Staffella deprati* YABE), *Glomospira* (*Glomospira pusilla* GEINITZ), *Endothyra*, *Orobias* (*Nummulostegina*), *Cribrogenerina*, *Hemigordius*, *Tetrataxis* u. s. w. Ein besonderes Interesse bieten die in diesen Permkalken von Salamis auftretenden Lageniden mit den Gattungen *Spandelina* (mit *Spandelina cf. striato-clavata* CUSHMAN et WATERS) bzw. *Padangia* und *Pachyphloia*, die erstmals von E. LANGE aus dem Mittelperm von Sumatra beschrieben wurden und die auch in den äquivalenten, noch lytonienführenden Permkalken Mittel-Euboeas und des attischen Kithaeron-Parnes-Beletsi-Mavrinnora-Zuges wiederkehren (im Perm Attikas auch *Verbeekina verbeeki* GEINITZ; Lit. N^o 119 u. 124). Die in den permischen Foraminiferenkalken von Salamis gleichfalls enthaltenen häufigen Kalkalgen werden artlich durch *Mizzia velebitana* SCHUBERT vertreten.

Diese Bildungen wurden u. a. oberhalb des Westsaumes der Ka-

¹) Die mikroskopische Untersuchung meines verschliffenen Foraminiferenkalk-Materials von Salamis verdanke ich Herrn Dr. M. REICHEL in Basel.

kivigla - Bucht, sowie längs der Überschiebungszone von Marudi nach Chalioti und weiterhin angetroffen.

Die mehr oder minder metamorphosierten und auch mit dunklen Hornsteinpartien vergesellschafteten Peranischiefer sind nun aber keineswegs mit den normalen oberkarbonischen Schiefergesteinen des Parnes und Mittel-Euboeas zu identifizieren, sondern sie sind viel eher gewissen Partien der Athener Schiefer, sowie den noch unten zu besprechenden Schiefen von Amorgos (Minoaschiefer) zu vergleichen.

Jedenfalls liegt in den Peranischiefen von Salamis ein leichteres Metamorphikum vor, dessen Zuteilung zur oberen attischen Gruppe nicht von der Hand zu weisen ist.

Auch in seiner morphologischen Gestaltung gleicht das Schiefergelände um Kakivigla - Perani - Chalioti mit seinen vielfach nur noch in lockerer Auflösung aufsitzenden, grösseren und kleineren Kalkschollen und Kalkkappen auf weichen Schieferhügeln dem Bild, das uns in der Athener Klippenzone entgegentritt.

Wir hätten somit auf Salamis eine Überschiebungszone gefunden, an der das tektonische Übergreifen der Parnesserie über das obere attische Metamorphikum zu ersehen ist.

Am Parnesgebirge selbst wird der Kontakt zwischen der jungpaläozoisch-triadischen Parnesserie und dem Metamorphikum des Pentelikon durch das Neogen der oberen attischen Ebene unterbunden. Dieses Neogen verhüllt auch den ganzen Untergrund zwischen der Athener-Klippenzone und dem Parnesmassiv, sodass sich hier im Gelände kein Anhaltspunkt bietet, zu welcher tektonischen und faziellen Einheit des allgemeinen Zonenverbandes die Lykabettosserie zu stellen ist.

Zurückblickend auf unsere Feststellungen auf Salamis würden auch die Lykabettoskalke, die direkt auf die Athener Schiefer überschoben sind, zur Parnesserie, d. h. zur Parnass-Kionafazies gehören.

Der Parnass-Kionasserie kommt als der unteren der beiden ostgriechischen Deckenserien die unmittelbare Überschiebung des Metamorphikums zu, sodass also die Lykabettoskalke ein Glied der Parnass-Kionasserie sein müssten.

Wenn ich mir die Akropoliskalke vor Augen halte, würde ich auch vom zonal-faziellen Gesichtspunkt aus noch am ehesten an die Parnass-Kionafazies denken.

Da aber das jungpalaeozoisch-triadische Schichtenpaket des Parnes am Südrand des Parnesstockes anscheinend lokal auf Flysch überschoben ist, so könnte man die tektonischen Beziehungen zwischen dem Parnes und dem Athener-Klippenbereich durch Schuppenbildung innerhalb der Parnesserie, d. h. in diesem Fall der Parnass-Kionaserie erklären, wobei jener Flysch am Parnes-Fuss als Parnass-Kionaflysch zu deuten wäre, während die nördliche Aussenflanke des Parneszuges¹, im Armenigebirge u. s. w. entsprechend ihrer faziellen Ausstattung von der osthellenischen Serie als dem oberen Stockwerk der beiden ostgriechischen Deckenserien gebildet würde.

Weiterhin gegen Nordwesten erscheinen jedoch in der Kontaktzone mit den verbeekinenführenden Permkalken von Μονὴ Κλειστῶν anstatt der Flyschgesteine grüne Tuffe, wie sie in gleicher Position auch in den Peranischiefen von Salamis angetroffen wurden, sodass hier beiderseits dieselben Verhältnisse vorliegen dürften.

Im übrigen wäre aber der Flysch am Parnes-Südfuss auch dann Parnass-Kionaflysch, selbst wenn die eigentliche Parnesserie nicht zur Parnass-Kionafazies, sondern zum Liegendkomplex der osthellenischen Serie an der Nordflanke des Parnes gehören sollte² und somit keine interne Schuppenbildung der Parnass-Kionaserie unter sich vorläge. Ebenso bliebe die Deckentektonik des attischen Gebirgsbaues auch unter diesen Umständen gewahrt.

Da die auf die Peranischiefer von Salamis überschobene Serie mit ihrem Perm und ihrer Trias jedoch sicher zur Parnesgruppe gehört, müsste bei dieser letzthin vorgesehenen Eventualität angenommen werden, dass die bei der Parnass-Kionaserie verbleibende Lykabettoiserie auf Salamis so ziemlich, wenn nicht sogar schon ganz ausgewalzt ist.

Die hier vorgetragene Interpretation des attischen Gebirgsbaues erhält durch die eingehenden Untersuchungen von J. ΤΡΙΚΚΑΛΙΝΟΣ am Hymettos eine weitere Stütze.

Die dolomitischen, diploporenführenden Kalke bei Kaissariani am

¹) Hippuritenkalke des Armeni-Kammzuges, getrennt durch eine Transgressionsbildung von der osthellenischen Serpentin-Schiefer-Hornsteingruppe.

²) Wie schon betont, wurde die Verbindungsstrecke zwischen dem Mavri-nora-Beletsi-Parnes-Kithaeron-Zug und der Parnass-Kionafazies der mittelgriechischen Hochgebirge noch nicht durchwegs abgegangen.

Hymettos gehören nach J. TRIKKALINOS ebenfalls noch zur Parnesserie oder genauer zur Athener-Klippenzone d. h. also zur Parnass-Kionafazies und sind somit als überschobene Triasscholle aus dem Verband des eigentlichen Metamorphikums auszuscheiden, wenn sie auch schon von einer leichten Metamorphose befallen sind. Damit wäre allerdings auch der partiellen Zuteilung des attischen Metamorphikums zur Trias und der von L. KOBER ausgearbeiteten stratigraphischen Gliederung im allgemeinen ein hauptsächlichlicher Angelpunkt entzogen¹, sodass lediglich noch Analogievergleiche mit dem zentralpeloponnesisch-kretischen Metamorphikum zur Beweisführung geltend gemacht werden können.

Die Altersfrage des Metamorphikums und dessen stratigraphische Durchgliederung überhaupt, die, wie aus der Literatur hervorgeht, immer noch in weitem Ausmass strittig sind, bilden naturgemäss ein Kernstück des tektonischen Problems in Attika.

Eine generelle und vergleichend durchgearbeitete stratigraphische Aufteilung des gesamten aegaeischen Kristallins ist und bleibt daher die unerlässliche Voraussetzung für die Erstellung eines festgefügtten tektonischen Gebäudes im Bereich der Aegaeis.

Unabhängig von der stratigraphischen Gliederung des Metamorphikums spricht aber, wie betont, immerhin auch heute schon die allgemeine Deckenbildung durch die beiden die Einrahmung des attisch-kykladischen Massivs besorgenden, normal-sedimentären ostgriechischen Zonen, d. h. der Parnass-Kionazone und der osthellenischen Zone, auch für einen Deckenbau in Attika.

Diese im mittelgriechischen Gebirgsland gewonnene Erkenntnis begegnet auch dem Einwand, dass es sich in Attika nur um Überschiebungstendenzen von mehr lokalem Ausmass handeln dürfte, woran man denken könnte, wenn man sich lediglich die Akropolis-Überschiebung allein vor Augen hält.

Zum Abschluss der Besprechung des *attischen Gebirgsbaues* kann ich meine heutige Auffassung hierüber dahin zusammenfassen, dass die

¹) Die von PH. NEGRIS auf Naxos beobachteten Kalkbrocken mit Gyroporellen stammen nicht aus dem Anstehenden, sondern aus Geröllen. Sie sind daher für die stratigraphische Gliederung des Metamorphikums nicht zu gebrauchen; sie können, namentlich im Hinblick auf die auf Antikeros auftretenden Gyroporellkalke, nach Naxos verfrachtet sein.

Theorie der attischen Deckentektonik, die schon durch die Akropolis-Überschiebung und die in den mittelgriechischen Hochgebirgen nachgewiesene allgemeine Deckenbildung durch die das attische Metamorphikum umgürtenden metamorphosefreien Randzonen postuliert war, durch die letzten Arbeiten auf Salamis eine weitere Stütze gewonnen hat, indem auf dieser Insel die jungpalaeozoisch-triadische Parnesserie als Decke unmittelbar auf das überschobene obere Metamorphikum tektonisch übergreift.

Die endgültige Stabilisierung der proponierten attischen Gebirgskonstruktion ist jedoch erst nach erfolgter Abklärung der Stratigraphie dieses Metamorphikums zu erwarten.

Hierbei bleibt auch die Frage zu erwägen, ob das attische Kristallin gemäss der Auslegung von DÉPRAT und BLUMENTHAL noch in eine untere eigentliche Massiv-Einheit und in eine weitere obere, beidenends tektonisch abgetrennte und noch eingeschobene metamorphe Zwischenserie zerfällt.

Wir haben bei den hier vorliegenden Betrachtungen die beiden Gruppen zunächst einmal als Ganzes genommen.

Unterziehen wir daraufhin den tektonischen Aufbau im *weiteren Bereich des attisch-kykladischen Massivs noch einer näheren Betrachtung.*

Neben der Lykabettosserie, deren Stellung voranstehend besprochen wurde, beteiligt sich an der normal-sedimentären Umrandung des attisch-kykladischen Massivs als innerste normale Zoneneinheit, wie gesagt, zunächst die Parnesserie mit ihren jungpalaeozoisch-triadischen Äquivalenten auf Salamis, im Kithaeron-Parnes-Beletsi-Mavrinoszug und in Mitteleuboea.

In entgegengesetzter Richtung ist diese unmittelbare Umgürtung nur in grösseren oder kleineren Fragmenten erhalten.

Zu ihr gehören die ebenfalls zur Parnass-Kionafazies zu rechnenden Inseln im Saronischen Meerbusen (Pentenisia, Kyra, Angistri etc.), auf denen u. a. auch die altkretazischen Korallen- und Oolithkalke dieser Fazies wiederkehren.

Dazu gehören in weiterem Umfang auch das Kalkgebirge zwischen Megara und dem Skironischen Engpass (Kakiskala) mit einem hierin gelegenen Vorkommen von mittelkretazischen Exogyrenkalken (*Exogyra columba* LAM.)¹⁾, sowie die in den Gebirgen südlich von Vilia und in

¹⁾ Etwas östlich Km. 47 der Strasse Athen-Korinth; Lit. N° 101.

der Geranea verbreiteten mitteltriadischen Diploporenkalke, die als eines der Verbindungsglieder zwischen der attischen Parnesserie und der argolischen Kalkdecke der Parnass-Kionafazies die östlichste peloponnesische Halbinsel an ihrer Nordküste bei Siderona erreichen.

Auf HYDRA deutet sich der aus metamorphen Gesteinen zusammengesetzte kleine Ostzipfel der Insel bei H. Joannis-Zurva situationsgemäß zunächst als peripheres Glied des attischen Metamorphikums an; dieses hydriotische Metamorphikum wird seinerseits von den Wettersteinkalken (Parnass-Kionaserie) des östlichen Inselrumpfes unmittelbar begrenzt.

Längs einer im zentralen Teil von Hydra gut erschlossenen tektonischen Kontaktzone ruhen dagegen die mittel- und obertriadischen Kalkmassen der Parnass-Kionafazies beginnend mit Bulogkalken als Decke auf der Olonos-Pindosserie dieser Insel, wie es bereits oben beschrieben wurde.

Der grosstektonischen Anlage nach sollte die tektonische Überbaugung des hydriotischen Metamorphikums, wenn es attisch ist, der Parnass-Kionaserie zufallen.

Nach dem geschilderten Aufbau von Hydra ist dies jedoch nicht der Fall, sondern die Parnass-Kionaserie überschiebt auch auf Hydra, gleichwie im zentralen mittellgriechischen Hochgebirge, die Olonos-Pindosserie, weshalb auch die Wurzelzone der Olonos-Pindosdecke nicht über die vordere Randpartie des attisch-kykladischen Massivs zurückrücken kann.

Ferner deuten einige kleine Vorkommen von weissem Marmor unter der Olonos-Pindosserie des mittleren und südwestlichen Inselteiles darauf hin, dass dieses hydriotische Metamorphikum tektonisch mit dieser Serie in Berührung steht. Hiernach könnte man auf die Vermutung kommen, dass das hydriotische Metamorphikum bereits zentralpeloponnesisch sei. Wir befinden uns jedoch bei Hydra, wie gesagt, im Bereich der Wurzelregion der peloponnesischen Olonos-Pindosserie an der Westflanke des attisch-kykladischen Massivs und ebenso spricht die ganze Lage des hydriotischen Metamorphikums planmässig für dessen Angliederung an den kristallinen attisch-kykladischen Komplex. Seine auf Hydra beobachteten Kontakte mit der Olonos-Pindosserie dürften mit dem Wurzelproblem der letzteren Deckenserie im Zusammenhang ste-

hen. Die peloponnesische Olonos-Pindosdecke wurzelt eben an der Vorderseite des attisch-kykladischen Massivs. Ich hoffe, dass meine weiteren Untersuchungen auf Hydra und in der Argolis diese Kernfrage noch weiter aufhellen werden.

Obermeerisch sind dann weiterhin in dem Zwischenraum zwischen dem zentralpeloponnesisch-kretischen Massiv und dem attisch-kykladischen Massiv von den normalen Sedimentzonen nur noch das kleine Eiland KAIMENI oder BELOPOULO erhalten. Die Kalke und Hornsteine dieser kleinen Insel (Olonos-Pindosserie?) dürften ihrer geographischen Lage und ihrer Sedimentausbildung nach vermutlich noch zum Wurzelgebiet der Olonos-Pindosserie gehören.

Viel weiter östlich folgen dann erst im normal-sedimentären Randgebiet der kristallinen Kykladen die Kalke von ANTIKEROS (mit Gyroporellenkalken), sowie die Kalke und Dolomite von AMORGOS.

Die hochmetamorphosierten Gesteine der kristallinen Kykladen erstrecken sich flankiert von Antikeros (mit grauen Gyroporellenkalken) und den Makariaes Inseln mit (grauen Megalodontenkalken) submarin von Naxos bis an den Nordwestsaum von Amorgos. Ihr letzter Vorposten unmittelbar vor der amorginischen Küste ist die kleine Insel NIKURIA mit Grabonisi, deren Aufbau in der Hauptsache der sehr grobkristalline naxische Keramotimarmor übernimmt (Lit. 35 u. 114).

Die feinkörnigen Marmore von KEROS und seiner insularen Trabanten (Lubardari etc.) und die einsame Marmorklippe KOPRIA (Keramotimarmor, wie auf Nikuria mit mittlerer allgemein östlicher Fallrichtung) schlagen die Brücke hinüber nach Naxos.

Zwischen Keros und Naxos schiebt sich das limnische Neogen¹ der KUPHONISIA (Ano-, Kato-Kupho, Glaronisi), das einst mit den gleichen Bildungen der Makariaesinsel H. Nikolaos zusammenhing und die Hebungen und Senkungen zur Jungtertiär-Quartärzeit dokumentiert².

1) Abgesehen von den oben charakterisierten Pesuliakonglomeraten mit einem gelbbraunen, ein Melanopsislager enthaltenden Kalksandsteinkomplex (H. Nikolaos), der auf eine Verbindung mit Kos hinweist, und einer Folge von hellen, dichten, lithographischen Plattenkalken, wie sie auch im anatolischen Süßwasserneogen wiederkehren. Dazu kommen noch braungraue Sinterkalke mit Blattabdrücken von Laubbäumen (Lit. N° 114).

² Vergl. zu den jungtertiär-quartären Bewegungen auch A. PHILIPPSON:

Dieses Neogen ist noch in flache, von der posthumer Bewegung herrührende Falten gelegt und enthält auf KATO-KYPHO das schon erwähnte PESULIAKONGLOMERAT, das neben kristallinem Kykladenmaterial und Rollstücken eruptiver Herkunft (Ophiolithe und weitere Eruptiva) reichlich kantengerundete Blöcke und Rollstücke von unveränderten mittelpermischen Foraminiferenkalken und nummulitenführenden Lutétiengesteinen enthält. Der vorliegende Zustand der mittelpermischen Neoschwagerinenkalk-Komponenten weist, wie schon betont, daraufhin dass diese zunächst für die Parnass-Kionaserie sprechenden Gesteine nicht weit davon entfernt anstanden. Sie gehören unter Umständen zum Liegendkomplex der von mir auf den Makariaesinseln nachgewiesenen normalen Triaskalke (Lit. 114, Megalodontenkalke).

Auf die Parnass-Kionafazies weist sodann der KRYONERIDOLOMIT von AMORGOS, der als dem vollkristallinen Nikuria nächst benachbartes, aber durch den schmalen Sund zwischen den beiden Inseln abgetrenntes amorphisches Gestein dem Nordwestrand von Amorgos bis zur Katapolabucht entlangstreicht und auch auf den Inselchen Petalidi und Psalides (letzteres Grabusa nördlich vorgelagert), sowie beiderseits der Paradisabucht an der Nordküste des westlichsten Inselteiles von Amorgos noch gesichtet wurde.

Der Kryoneridolomit, dessen Magnesiumgehalt geringer ist als etwa beim Hauptdolomit, besteht aus gebankten, grauen bis gelblichen, dichten und an ihrer Oberfläche durch die Erosion scharfschrundig zerfressenen Dolomitlagen mit jenseits zwischengeschalteten, vorwiegend violett-roten, aber auch graugrünen Schieferstreifen (Lit. 35, 58 u. 114).

Wie gesagt, kehrt im Perm von Hydra lithologisch genau dieselbe, hier noch fusulinellenführende Dolomitentwicklung wieder, sodass ich an der Analogie der beiderseitigen habituell gleichen und sehr charakteristischen Dolomitvorkommen nicht zweifle (Lit. 114).

Zwischen dem Kryoneridolomit und den übrigen Aufbaugesteinen von Amorgos läuft eine streichende Verwerfung hindurch.

Im Zwischenraum zwischen dem Kryoneridolomit und den Kammkalken der Insel, die die teils noch flyschähnlichen, teils schon mehr oder minder von der Metamorphose ergriffenen Tonschiefer-Grauwa-

ckengesteine von Aegiali und Minoa als Liegendkomplex überschoben, erscheinen u. a. grauer, den Schiefeln tektonisch aufsitzender Hauptdolomit von gewöhnlichem Habitus und die schwarzen Kalke von H. Joannis-Richti und Kornakopos (RICHTIKALKE), die den EINZIGEN bis jetzt bekannten FOSSILHORIZONT VON AMORGOS mit einigen stratigraphisch indifferenten Korallen (*Chaetetes chaetetiformis* (VETTERS), *Lati-maeandra n. sp.*) und dem obertriadischen Ammoniten *Placites cf. oldhami* MOJS. enthalten, der für ein OBERKARNISCHES ALTER DER RICHTIKALKE spricht (Lit 114).

Unter den auf den Schieferkomplexen von Minoa und Aegiali tektonisch aufruhenden Kalkmassen des Inselkammes sind neben den teilweise dolomitisierten Hornsteinkalken von Chozoviotissa (Chozoviotissakalke) graue, halbkristalline, vielfach druckstreifige Kalke hervorzuheben, die die Chozoviotissakalke konkordant überlagern und im östlichen Inselteil Bauxit-Lagergruppen führen. Sie gemahnen sonach, wie der Kryoneridolomit, an die Parnass-Kionafazies, wenn vielleicht auch das Auftreten des Bauxits nicht als vollgültiges zonar-fazielles Kriterium zu bewerten ist (Lit. 114).

Wie gesagt, schliessen sich aber auch die sonstigen normal-sedimentären Gesteine des amorginischen Bereiches, wie die mittelpermischen Foraminiferenkalke, deren Anwesenheit sich im neogenen oder höchst wahrscheinlich erst quartären Pesuliakonglomerat der Kuphonisia offenbart, der Kryoneridolomit, die Richtikalke, der Hauptdolomit, sowie die Gyroporellenkalk von Antikeros vom faziellen Standpunkt aus der Parnass-Kionaserie an und gehören wohl zusammen mit den Megalodontenkalken und den weiteren normalen, auch Peridotitserpentin einschliessenden Kalken der MAKARIAESINSELN gleichfalls zur überschobenen Masse.

Ebenso wurde auch oben schon auf die habituelle Ähnlichkeit zwischen den Peranischiefeln von Salamis und den amorginischen Schieferkomplexen (Minoa) hingewiesen.

Man könnte daher mit dem nötigen Vorbehalt annehmen, dass in den überschobenen Kalken von Amorgos in erster Reihe Aequivalente der Parnass-Kionafazies bzw. der Lykabettosserie und in den Schieferkomplexen dieser Insel Aequivalente der Athener-Schiefer, bzw. der Peranischiefer von Salamis vorlägen, die durch die grabenartige Einsen-

kung des Kryoneridolomits vom Vollkristallin von Nikuria geschieden werden.

Im SÜDEN VON AMORGOS treten gegen die kretische Inselbrücke in verschiedenen Inseln ebenfalls noch normal-sedimentäre Ablagerungen über den Meeresspiegel, wie auf ASTYPALAEA (mit Oberkreide und palaeogenen Foraminiferengesteinen nach A. MARTELLI), auf SYRNOS (graue Hornsteinkalke nach A. DESIO) und auf der ZAPHRANAGRUPPE (Rudistenkalke nach A. DESIO), während LEVITHA Amorgos nach Osten fortsetzt. Ihre zonare Zugehörigkeit im allgemeinen Zonenverband bleibt noch problematisch.

In entgegengesetzter Richtung schlingt sich zwischen Naxos und Donusa eine schmale, normal-sedimentäre Zone durch, die auf den MAKARIAESINSELN durch die schon vorerwähnten grauen, obertriadischen Megalodontenkalke (H. Nikolaos) und graue Kalke (Prasini und Strongylos), in die auf Prasini chromitreicher Peridotitserpentin eingedrungen ist, markiert wird (Lit. 114). Auch im Gebiet von MYKONOS finden sich noch Fragmente dieses Zuges in Form von grauen Gyroporellenkalken (nach L. CAYEUX¹).

Dieser östlich von Naxos auf einen relativ schmalen Streifen zusammengedrängte Zug unveränderter Gesteine trennt hier das attisch-kykladische Massiv von der lydisch-karischen Masse.

Demgemäss wäre auch das Wurzelgebiet der beiden das attisch-kykladische Massiv überfahrenden ostgriechischen Decken mit der Parnass-Kiona- und osthellenischen Serie im Bereich der Makariaeszone, d. h. in der Überfaltungsregion zwischen dem attisch-kykladischen und lydisch-karischen Massiv vorauszusetzen.

So sind auf dem zwischen Amorgos und Naxos auftauchenden und seiner geographischen Lage nach noch in dieser Zone gelegenen KEROS unter die mächtige Marmormasse dieser Insel randseits noch normale Gesteine eingefaltet (Lit. 114, S. 145).

In diesen nur an einigen Stellen der Marmorküste von Keros sichtbar werdenden Einfaltungen (Bucht gegenüber der Klippe Diliakas, Phirobucht, Südostspitze von Keros bei der Klippe Vurgaris) wurden fol-

¹) L. CAYEUX: Existence de calcaire à Gyroporelles dans les Cyclades. C. R. Ac. Sc. Paris 1911, t. 152, p. 292. — Description physique de l'île de Délos. Paris 1911, S. 124-125.

gende Gesteine beobachtet: dunkle, schiefrig-sandige Sedimente, rote Hornsteine und schwarze, dichte, ganz dünn-schichtige, durch den Gebirgsdruck wieder zu etwas dickeren Lagen zusammengescheisste Kalke.

Faziell würden bei diesen in die Marmor-masse von Keros eingefalteten Gesteinen zunächst einmal osthellenische Fazieselemente in Betracht zu ziehen sein, so dass möglicherweise auch die Megalodontenkalke der Makariaesinsel H. Nikolaos und die Kalke der Makariaesinsel Prasini mit ihrem in sie eingedrungenen Peridotitserpentin nicht der Parnass-Kionaserie zugehören, sondern osthellenisch sein könnten.

Die amorginischen Kalke und Dolomite unterstreichen indessen die Vertretung der Parnass-Kionaserie auch in diesem Zwischenraum und ausserdem spricht das schon erwähnte südwestanatolische Vorkommen der auf die Parnass-Kionafazies weisenden oberjurassischen Cladocoropsiskalke bei Denisli (Topalan) noch für die Fortsetzung der Parnass-Kionaserie nach Kleinasien hinein. Weiterhin im Südosten finden sich die gleichen Cladocoropsiskalke wieder im überschobenen, jungpalaeozoisch-mesozoischen Deckgebirge von Cypern (Lit. 100, Lit. 102 u. Lit. 105).

In der Aegaeis selbst liegen eben obermeerisch nur noch kleine, vollkommen isolierte Gebirgsreste vor.

Beim Weiterverfolgen der das attisch-kykladische Massiv an seiner Ostseite umbrandenden normal-sedimentären Ablagerungen über die Makariaesinseln und Mykonos hinaus ist man lediglich auf Vermutungen angewiesen.

In ihrer nördlichen Fortsetzung könnte die betreffende normal-sedimentäre Zone die Insel CHIOS einbeziehen, auf der Fazieselemente vom Charakter der osthellenischen Zone (= Merditasserie) mit den zuerst aus Albanien bekannt gewordenen ammonitenreichen Kōirakalken der Untertrias, ihrem palaeozoischen Liegenden und ihrem mittel-bis obertriadischen Hangenden vorliegen.

F. KOSSMAT rechnet Chios zu seiner Vardarzone (Axioszone), die «in die palaeozoische und mesozoische Einfaltungsregion zwischen dem mysischen Olymp und der karisch-lydischen Masse einmündet» (loc. cit. S. 125).

Von Chios würden sich die beiden normal-sedimentären Zonen um das aus mehr oder minder metamorphosierten Gesteinen bestehende

PSARA herumschlingen, um in der Richtung auf Mitteleuboea den Ring zu schliessen.

Die Verbindung könnte sich jedoch auch schon im Westen von Psara vollziehen und ich glaube, diese letztere Eventualität vorziehen zu dürfen. So oder so würden aber die das attisch-kykladische Massiv beiderseits begleitenden randlichen Bänder normaler Gesteine in Mitteleuboea an die beiden ostgriechischen Zonen Anschluss gewinnen und sich hier mit ihnen vereinigen.

Nach diesem in Mitteleuboea im Zwischenraum zwischen dem attisch-kykladischen und dem pelagonischen Massiv stattgefundenen Zusammentreffen käme es, gleichwie am Nordende des pelagonischen Massivs, zu einer Teilung, indem sich ein Zweig den magnesischen Inseln zuwendet, auf denen auch Fazieselemente vom Habitus der Parnass-Kionaserie, wie beispielsweise die Ellipsactinienkalke von Chelidromia (Halonisos), festgestellt wurden.

Von Nordeuboea längs dem Ostrand des pelagonischen Massivs in gleicher Richtung weiterschreitend gelangt man in den Bereich der eigentlichen Vardarzone (=Axioszone) von KOSSMAT, mit der demnach auch der dem Ostrand des attisch-kykladischen Massivs folgende innere Streifen mit den gewöhnlichen Sedimenten der beiden ostgriechischen Zonen seiner tektonischen Lage nach gleichzusetzen wäre.

Eine derartige Konfiguration würde sich ganz allgemein aus der Auffassung von KOBER und SEIDLITZ ergeben, die in der Vardarzone von KOSSMAT die Wurzelregion der Merditaserie (=osthellenischen Serie) erblicken.

Die Vardarzone (Axioszone) geht aus dem Bereich der Merditaserie hervor, von der sie sich am Nordende des pelagonischen Massivs abgliedert; vielleicht wäre aber auch diese Zone besser nur als Vardar-subzone (Axiossubzone) anzusprechen.

Nach KOSSMAT sind jedoch die Sedimente der Vardarzone nicht über das kristalline pelagonische Massiv hinweggegangen, sondern es handelt sich vielmehr um zwei verschiedene Überfaltungszonen, von denen die albanische ihre Wurzeln westlich des pelagonischen Massivs hat und randlich sogar unter letzteres eintaucht, während die Wurzeln der Vardarzone zwischen dem pelagonischen Massiv selbst und dem thrakischen Grundgebirgsmassiv liegen.

Aus der Kalkentwicklung auf den magnesischen Inseln (Giura, Kyra Panagia, Chelidromia mit Ellipsactinienkalken, Xeronisi mit cenomanen Orbitolinenkalken, Skopelos, Skiathos mit einer grösseren Scholle von unverändertem senonem Hippuritenkalk) geht indessen hervor, dass auch am Ostrand des südlichen pelagonischen Massivs zum Teil wenigstens noch Fazieselemente vorkommen, wie sie sonst nur der Parnass-Kionaserie eigen sind. Die einzigartigen, columbiten-, parananniten u.s.w.-führenden untertriadischen Ammonitenkalke (Kčirakalke) der Insel Chios, die, wie gesagt, nach KOSSMAT zu seiner Vardarzone gehört, sind indessen wieder ein hervorstechendes Element der albanischen Merditaserie, d. h. meiner osthellenischen Zone.

Umgekehrt tritt aber eine bereits erwähnte charakteristische Bildung des Černaprofils, d. h. der Kossmat'schen Vardarzone auch jenseits des pelagonischen Massivs auf und zwar in Form des oben beschriebenen weissen, konglomeratischen Kalkes mit Caprinengeröllen und scharfkantigen Hippuritenfragmenten, der bei Krindiá und Gura am Nordhang der zentralen Othrys in der osthellenischen Serie ermittelt wurde.

Nach der Schilderung von KOSSMAT treten übrigens in dem von ihm untersuchten nördlichen Teilgebiet seiner Vardarzone gleichfalls Fazieselemente auf, die teils an die Parnass-Kionafazies und teils an die osthellenische Gruppe gemahnen.

Ausserdem könnten Hippuritenkalkkomponenten in den Kalkbreccien des Peliongipfels auf eine Aufschiebung auf das pelagonische Massiv von Osten her hindeuten, womit jedoch nicht gesagt sein soll, dass das ganze Massiv überschritten wurde. Für eine solche Aufschiebung sprechen weiter die jungpalaeozoischen, schwarzen Kalke der Galtzadesberge in Nordeuboea, die (nach meiner Beurteilung des vorliegenden DÉPRAT'schen Profiles) mit tektonischem Kontakt auf ihrer metamorphen Unterlage aufzuruhen scheinen und zum überschobenen normal-sedimentären Gebirge gehören dürften. Nebenbei bemerkt, halte ich diese von DÉPRAT als Oberkarbon (Ouralien) bestimmten Kalke im wesentlichen für Perm, das ich auch in Mitteleuboea nachgewiesen habe (mit Lyttonien, permischen Korallen und typisch permischen Foraminiferen).

Aus all dem könnte man folgern, dass nicht nur das attisch-kykladische, sondern auch das pelagonische Massiv von Fazieselementen der Parnass-Kionaserie und der osthellenischen Serie umgeben wären

als den beiden normal-sedimentären Zonen im äusseren Zonenrahmen.

Wenn man also an der Auffassung festhält, dass die KOSSMAT'sche Várdarzone die Wurzelregion der Merdita- bzw. osthellenischen Decke darstellt, so würden nicht nur die Wurzeln dieser Decke, sondern auch die der Parnass-Kionaserie im Osten des pelagonischen Massivs zu suchen sein.

In den den Amorgosschiefern gleichenden Schiefergesteinen von Skopelos könnte man dann Aequivalente der Athener Schiefer vermuten, während die von einer ganz leichten Metamorphose ergriffenen Hippuritenkalke dieser Insel in diesem Fall ein Analogon der hippuritenführenden Athener Turkovuniakalke (Lykabetosserie) darstellen könnten.

Gegen eine derartige Konstruktion der Grosstektonik der aegaeischen Gebirge erheben sich nun aber eine Reihe sehr gewichtiger Bedenken.

Schon für sich allein genommen würde das attisch-kykladische Fenster ein Riesenfenster von aussergewöhnlicher Flächenausdehnung darstellen.

An ein solches attisch-kykladisches Fenster reiht sich aber dann im Osten — nur getrennt durch die ganz schmale, normal-sedimentäre Makariaeszone zwischen Naxos und Donusa — noch die lydisch-karische Masse an, zu der auch die griechischen Inseln Samos, die vornehmlich kristalline Phurnigruppe (GEORGALAS), die Hauptmasse von Nikaria oder Ikaria (nach KTENAS) und wohl auch die von mir bislang noch nicht studierte westlichste Insel Donusa gehören.

W. PENK¹ interpretiert den Aufbau der lydisch-karischen Masse folgendermassen: «Dem Grundbau gehören an als älteste Glieder die Zentralmassive. Die Umbildung ihrer Sedimente zu kristallinen Schiefern und deren Faltung dürfte in vorpalaeozoischer Zeit vollzogen gewesen sein. Hierfür spricht u. a. auch der geringere Grad der Metamorphose und der verhältnismässig jugendliche Habitus des hangenden Palaeozoikums, das an vielen Stellen Westkleinasiens nachgewiesen worden ist».

Nach A. DESIO² stehen die ältesten kristallinen Gesteine in der Dodekanesgruppe im Zusammenhang mit den Gneisen und Graniten

¹) W. PENK: Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. Stuttgart 1918.

²) A. DESIO: Cenni preliminari sulla costituzione geologica del Dodecaneso. Boll. soc. geol. ital. 1924, Vol. 43, Fasc. 2, p. 126-127.

des lydisch - karischen Massivkerns und bilden im Verein mit den weniger metamorphosierten Gesteinen (Palaeozoikum) den Gürtel der Zentralmassive.

Nach der weiteren Literatur (A. PHILIPPSON)¹ treten in der lydisch - karischen Masse archaische Gesteine, sowie Marmore mit Smirgellinsen (Naxos!) auf, zu denen noch massige Grünsteine mit Bronzitserpentin und weitere nicht völlig metamorphosierte Gesteine kommen. Speziell aus diesem letzteren Bericht lässt sich mit einiger Sicherheit folgern, dass in der lydisch - karischen Masse p. p. ein gleiches oder jedenfalls sehr ähnliches Metamorphikum, wie in dem ihr räumlich stark angenäherten Kykladengebirge vorliegt.

Nach den kürzlich von W. Paeckelmann² auf Chios vorgenommenen Untersuchungen bildet das Kristallin der Kykladen und der karisch - lydischen Masse die Unterlage des Palaeozoikums, wobei der höhere Teil des Kristallins algonianisch gefaltetes Algonkium repräsentiert. Unter Ausbleiben des Kambriums werden die mächtigen und in ihrem tieferen Teil noch schwach metamorphen Schiefer und Grauwacken von Paparia und Keramos dem Ordovizium zugewiesen. Nach einer Schichtenlücke und einer mit der kaledonischen Faltung zusammenfallenden, grossen Diskordanz folgt hierauf hohes Unterdevon mit einem von K. Ktenas entdeckten und schon eingangs erwähnten Korallenkalk im nordwestlichen Inselteil. Dieser wird durch eine weitere, durch die bretonische Faltung bedingte Diskordanz und Schichtenlücke vom Oberkarbon getrennt. Das gefaltete Jungpalaeozoikum wird diskordant von alpidisch gefalteter Trias überlagert.

Chios gehört nach Paeckelmann zum ostaegaeischen Faltengebirge, «das aus gleichgerichteten, kaledonischen, alt- und jungvaristischen und alpidischen Faltungen zusammengeschweisst wurde. Die alten Massive sind seit kaledonischer Zeit in gleichbleibender Weise die richtunggebenden Rahmen geblieben».

Man ist sonach auch in diesem östlichen Teil der Aegaeis noch zu keiner einheitlichen Auffassung gelangt; immerhin dürften aber auf Chios mit seiner in normaler Entwicklung bis ins Unterdevon hinab

¹) Kleinasien, Handbuch f. Regionale Geologie.

²) W. Paeckelmann: Ergebnisse einer Reise nach der Insel Chios. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1939, Bd. 91, S. 341 - 376. Während der Drucklegung erschienen.

abgeklärten Stratigraphie noch mit die günstigsten Vorbedingungen gegeben sein, um die alten aegäischen Gebirgsbewegungen erfassen zu können.

Jedenfalls wird aber das Kykladenkristallin, um diese wichtige Tatsache nochmals gebührend herauszustreichen, von der lydisch-karischen Masse nur durch einen ganz schmalen Streifen gewöhnlicher Gesteine geschieden, wie dies besonders durch den Nachweis der unveränderten obertriadischen Megalodontenkalke auf den östlich von Naxos gelegenen Makariaes-Inseln bezeugt wird.

Ferner würde im Zusammenhang mit dem gigantischen Ausmass der Fenster mit ausserordentlich grossen Schubweiten der die kristallinen Massen überschreitenden normal-sedimentären Decken zu rechnen sein.

Andererseits kommt man aber um diese Überschiebungen angesichts der für die Parnass-Kiona- und osthellenische Faziesserie bewiesenen Deckenbildung, an der noch das Palaeozoikum beteiligt ist, und unter Berücksichtigung des metamorphosierten Mesozoikums in den kristallinen Massiven nicht herum.

Die charakterisierten Schwierigkeiten würden z. T. wenigstens merklich herabgemindert werden, wenn man auf die tektonische Eigenart der KOSSMAT'schen Vardarzone (Axioszone) zurückgriffe, die ich auch auf meiner tektonischen Übersichtskarte beibehalten habe.

In diesem Fall läge in dieser Zone eine Verkettung von Fazies-elementen der Parnass-Kiona- und der osthellenischen Serie vor.

Wir hätten dann im Mesozoikum bei einem Querschnitt durch die von West nach Ost aneinandergereihten Zonen in fazieller Hinsicht folgenden Zyklus vor uns:

1. in der adriatisch-ionischen Zone eine Kombination der Kalksedimentation mit der Schiefer-Hornsteinfazies,
2. in der Tripolitza-Subzone die reine Kalksedimentation,
3. in der Olonos-Pindoszone die Plattenkalk-Schiefer-Hornsteinserie mit untergeordneten Eruptiven; in der Mitteltrias wie in 4 Kalkentwicklung,
4. in der Parnass-Kionazone die reine Kalksedimentation,
5. in der osthellenischen Zone die Serpentin-Schiefer-Hornsteingruppe, darunter in der Trias Kalksedimentation, darüber kreta-

zische Transgressionsbildungen mit darüber gebreitetem Hippuritenkalk. 6. in der Vardarzone (Axioszone) oder daher besser vielleicht Vardar-subzone (Axiossubzone) eine Kombination der Kalksedimentation der Parnass-Kionafazies mit der osthellenischen Serpentin-Schiefer-Hornsteingruppe und ihrem kalkigen Liegendkomplex.

Die normalen Sedimente, die von Amorgos-Makariaes aus der Nordostseite des attisch-kykladischen Massivs folgen, würden sich dann im normal-sedimentären Mitteleuboea zwischen dem attisch-kykladischen und pelagonischen Massiv hindurchschlingen und dort mit den beiden ostgriechischen Zonen (osthellenische und Parnass-Kionazone) zusammenfließen. Psara würde als Glied der lydisch-karischen Masse jenseits dieses normal-sedimentären Rahmens bleiben und die Vardarzone könnte dann, wie das schon KOSSMAT sagte, über Chios hinweg in die palaeozoisch-mesozoische Einfaltungsregion zwischen der lydisch-karischen Masse und dem mysischen Olymp einmünden.

Die Wurzeln der beiden ostgriechischen Decken bleiben in diesem Fall auf der Westseite des pelagonischen Massivs.

Es würde hiermit ein gewisser Parallelismus mit den Verhältnissen zwischen dem zentralpeloponnesisch-kretischen und dem attisch-kykladischen Massiv zustande kommen. Wie dort die Wurzeln der peloponnesischen Olonos-Pindos- und der Tripolitzaserie an der Vorderseite des attisch-kykladischen Massivs liegen, wären hier die Wurzeln der Parnass-Kiona- und der osthellenischen Decke vor dem pelagonischen und vor dem lydisch-karischen Massiv (West- und Südrand) anzunehmen.

Dementsprechend wäre dieses letztere Wurzelgebiet auch im Überfaltungsbereich der zwischen dem lydisch-karischen und dem attisch-kykladischen Massiv durchziehenden, normal-sedimentären Makariaeszone anzusetzen, worauf ich oben schon eingegangen bin.

Eine derartige Auffassung wird allerdings durch die erforderliche Ableitung der enormen, in den beiden ostgriechischen Serien jenseits zusammengepackten Gesteinsmassen aus dieser immerhin doch recht schmalen Makariaeszone belastet.

Bei dieser Frage spielt indessen die heute noch nicht abgeklärte Konstitution von Donusa mit und erst kürzlich wurden auch auf den

Phurni - Inseln und zwar auf der Insel Themina¹ noch Megalodontenkalk ermittelt, die aber allerdings schon zur Vardarserie zu rechnen sein dürften. Wie ich es auf meiner tektonischen Übersichtskarte schon angedeutet habe, setzt sich auch das pelagonische Massiv möglicherweise in der lydisch - karischen Masse fort.

Ich für meinen Teil räume auf Grund der vorstehenden allgemeinen Überlegungen der zweiten von den beiden besprochenen Annahmen mit Beibehaltung der Vardarzone (Axioszone) bzw. Vardarzone bei weitem den Vorrang ein, wenn ich auch die Vardarzone selbst noch nicht studiert habe.

Bei den zu Gunsten dieser zweiten Version vorgebrachten Erwägungen muss ich in Bezug auf das pelagonische Massiv noch auf das Auftreten von kristallinen Geröllen im Flysch des Kiona - und Oetamasivs² hinweisen. Dieses in die Flyschsedimentation eingeschwemmte kristalline Material sollte eigentlich aus dem zunächst benachbarten pelagonischen Massiv stammen, obwohl die Grösse der Rollsteine und ihr massenhaftes Auftreten der Annahme eines Transportes aus dieser Entfernung nicht gerade förderlich erscheint. Aber woher sollten sie sonst kommen! Gegebenenfalls würde auch diese Wahrnehmung zu der tektonischen Konstruktion von KOSSMAT zurückführen, d. h. es würde in der Gegend des pelagonischen Massivs zurzeit des Flyschabsatzes in der Parnass - Kionazone bzw. vor der Hauptfaltung des diese Gerölle führenden Flyschs und der Deckenüberschiebung der Parnass - Kiona - und osthellenischen Serie mit einer damals schon bestandenen Gebirgsaufrichtung zu rechnen sein (vergl. auch oben S. 16 u. S. 28 - 29).

Bei dieser noch gänzlich unabgeklärten Sachlage im kristallinen Gebiet der Aegaeis hat es vorerst, d. h. ohne weitere stratigraphische und kartographische Vorarbeiten keinen Zweck, noch andere Kombinationen zu ventilieren, da man sich doch nur in unfruchtbaren Spekulationen verlieren würde. Ich kenne, wie gesagt, das pelagonische Massiv und die eigentliche Vardarzone (Axioszone) auch noch nicht aus eigener Anschauung.

¹) Franz Köhne: Petrographie und Geologie der Phurni - Inseln bei Samos. Neues Jahrb. für Min. u. s. w., Abt. A, 1937, Beil.-Bd. 73, S. 1 - 78.

²) Selbst im Flysch am Oxiagipfel (1927 m, im ostaetolischen Flyschgebiet) finden sich noch derartige Gerölle.

5. ZUSAMMENFASSUNG.

Auf Grund meiner voranstehenden Ausführungen skizziere ich die grosstektonischen Richtlinien des griechischen Faltungsgebäudes nochmals in einer kurzen Zusammenfassung.

Die tektonische Zerlegung der griechischen Gebirge ergab von der ionischen Seite her gegen die Aegaeis zu folgende, faziell individualisierte und mit meiner Übersichtskarte korrespondierende Gebirgseinheiten:

- 1) die Paxoszone,
- 2) die adriatisch-ionische Zone,
- 3) die Tripolitza - Subzone,
- 4) die Olonos - Pindoszone,
- 5) die Parnass - Kionazone,
- 6) die osthellenische Zone,
- 7) das zentralpeloponnesisch - kretische Massiv,
- 8) das attisch-kykladische Massiv und
- 9) das pelagonische Massiv.

Hieran reihen sich in der Ostaegeis

- 9a) die lydisch-karische Masse und
- 10) die zwischen dem pelagonischen Massiv und der Rhodopemasse durchziehende Vardarzone bzw. Vardarsubzone (= Axioszone).

In der im Westen der adriatisch-ionischen Zone hinziehenden Paxoszone ist wohl eine Fortsetzung der apulischen Tafel (Adriatis) zu erblicken. Zum Kreide-Palaeogen der Paxoszone gehören im griechischen Bezirk die Inseln Paxos, Antipaxos, der Aenoszug auf Kephallenia und das Hauptgebirge von Zante, während die ostkephallenische Randkette von Sami, d. h. der Avgos-Kokkini Rachi-Atroszug, schon der adriatisch-ionischen Zone zufällt.

Die zur Miozänzeit in einfache antiklinale Aufwölbungen, in allgemein westwärts liegende Faltenwürfe nebst Schuppen gegliederten und aus einer vom Karnikum bis zur unteren Miozänschwelle durchgehenden Schichtenserie zusammengesetzten Gebirge der autochthonen adriatisch-ionischen Zone nehmen die restlichen Ionischen Inseln (exkl. Kythera), sowie die westlichen Randbezirke von Südalbanien und Griechenland (Epirus, Akarnanien, Westpeloponnes) ein und streichen schon

bei Valona in die Adria hinaus, wobei sie deren Achse folgen, um auf italienischem Boden erneut im Zentralapennin (Marche - Umbria) aufzutauchen.

Die Gebirgseinheiten 3 - 6 fallen ebenso wie in der adriatisch - ionischen Zone mit den Fazieszonen zusammen. Mit ihnen setzen sich die jungen Faltensysteme der Dinariden von NW her auf griechischem Boden fort, um sich hierauf weiter südlich nach Osten zu drehen und im Gleichlauf mit der kretisch - rhodischen Inselbrücke nach Kleinasien hinüberzuschwenken.

In der Aegaeis treten aus diesem, gemäss obiger Anordnung von aussen nach innen zergliederten, allgemeinen Zonenbogen die kristallinen Massive hervor.

Nach meiner heutigen Annahme würde das zentralpeloponnesisch - kretische Massiv von der es überschneidenden und als Subzone der adriatisch - ionischen Zone betrachteten Tripolitzaserie tektonisch überbaut werden, unter der seine kristallinen Gesteine in verschiedenen kleineren oder grösseren Fenstern hindurchblicken (Peloponnes, Kythera, Kreta, Kasos, Rhodos).

Die Tripolitza - Subzone und die adriatisch - ionische Zone werden deshalb in ein engeres Verhältnis zu einander gebracht, weil sich ihre sonst zwar verschiedenartigen, mesozoisch - alttertiären und beiderseits bis zum Lutétien reichenden Sedimente nach oben hin in einem über sie ausgebreiteten gemeinsamen Flyschdach konkordant fortsetzen, aus dem schon in der westaetolischen Flyschzone, d. h. im allgemeinen Bereich der adriatisch - ionischen Flyschregion, Kalke vom Typus der Tripolitza - kalke mit der Aufbeulung des Gavrovogebirges, der Klokowa und Varrassowa heraustauchen.

Der Tripolitzafliesch trägt als Dach der Tripolitzaserie im Peloponnes die Gesteinsserie des Olonos - Pindossystems als westwärts überschobene, z. T. nur noch in lockerer Auflösung erhaltene Decke, deren Wurzeln anscheinend in der Region von Hydra als östlichem Stützpunkt, also entlang der Ostseite des Peloponnes, zu vermuten sind, während die Wurzeln der Tripolitzaserie ebenfalls an der Innenseite des zentralpeloponnesisch - kretisch - rhodischen Bogens, d. h. grösstenteils im aegaeischen Meer liegen müssten. Die mutmasslichen Wurzeln der beiden peloponnesischen Decken befinden sich somit im Bereich einer normal -

sedimentären Einfaltungszone zwischen dem zentralpeloponnesisch - kretischen und dem attisch - kykladischen Massiv.

Die Tripolitzaserie dürfte sich vom Nordende des zentralpeloponnesischen - kretischen Massivs ausgehend von ihrem in Mittelgriechenland normal zusammengeschlossenen Übergang zur adriatisch - ionischen Fazies mit östlicher Ablenkung abwenden. Sie würde sich dann zugleich mit der Ausweitung der Olonos - Pindosserie, die im Peloponnes von der im nord - und mittelgriechischen Pindoszug vorliegenden Schuppenstruktur zum Deckenbau übergeht, zwischen dem zentralpeloponnesisch - kretischen und attisch - kykladischen Massiv mit Überschiebung des ersteren durchschlingen.

In der kretisch - rhodischen Inselgirlande griff die Tripolitzaserie ihrerseits anscheinend noch über die Ethiáserie des südlichen Mittelkretas über, die selbst zunächst einmal mit der adriatisch - ionischen Fazies kombiniert wurde.

Ferner würde im kretischen Inselbogen auch die Olonos - Pindosserie, die sich südwärts bis nach der Kreta vorgelagerten Insel Gavdos vorschiebt, diese Ethiáserie noch tektonisch überschritten haben und zwar in einem übernächsten Stockwerk über der Tripolitzaserie.

Eine der südkretischen Ethiáserie gleichartige fazielle Entwicklung kehrt fernerhin auf Rhodos (Attaïro und Armenisti - Akramiti), sowie auf Cypern in den dortigen tektonisch liegenden und anscheinend autochthonen Lapithos - beds mit ihrem Flyschmantel wieder, auf dem die überschobenen jungpalaeozoischen, mesozoischen und alttertiären Bildungen der cyprischen Nordkette (Kyrenian range) deckenmässig aufruhren.

Im festländischen Attika und auf Salamis wird das obere Metamorphikum des attisch - kykladischen Massivs (Athener Schiefer) von der zur Parnass - Kionazone gehörigen jungpalaeozoisch - triadischen Parnesserie tektonisch überlagert.

Die Parnass - Kionaserie formt zusammen mit dem höheren Stockwerk der osthellenischen Serie den Deckenbau der kontinentalen ostmittelgriechischen Gebirge.

Die mesozoischen Massenkalken und sonstigen noch im Jungpalaeozoikum auftretenden Gesteine der Parnass - Kionadecke und der durch die jurassisch - unterkretazische Serpentin - Schiefer - Hornsteingruppe und Kreidetransgressionen charakterisierten osthellenischen Decke verbreiten

sich somit im wesentlichen über die gleichen ostgriechischen Landschaften.

Da die Wurzelzonen der Tripolitzaserie und ihres nächst höheren Stockwerkes mit der Olonos-Pindosserie auf der Vorderseite des attisch-kykladischen Massivs anzunehmen sind, so fällt naturgemäss die unmittelbare tektonische Überbauung des attisch-kykladischen Massivs, die im Kykladengebiet nur noch mit spärlichen Fragmenten erhalten ist, der Parnass-Kionaserie als nächst innerer Einheit des allgemeinen Zonenbogens zu, da alle tangentialen Gebirgsbewegungen aus dessen Innerem nach aussen streben. Immerhin könnten sich natürlich in diesem aegäischen Ruinenfeld auch noch grössere, untergetauchte Reste der überschobenen normal-sedimentären Gesteine finden.

Die auf der Rückseite des attisch-kykladischen Massivs angrenzenden Fragmente der normalen Kalkmassen und sonstigen Sedimente müssten demnach gleichfalls zur Parnass-Kionaserie und zur osthellenischen Serie gehören.

Auf Amorgos werden die leichter metamorphosierten Amorgosschiefer der oberen metamorphen Gruppe von Kalken und Dolomiten überschoben, die zunächst einmal zur Parnass-Kionaserie gerechnet wurden.

Die normalen Sedimente der beiden ostgriechischen Zonen winden sich weiterhin mit einer schmalen, normal-sedimentären Kalkzone mit den Megalodontenkalken u. s. w. der Makariaesinseln und den in die Marmorasse von Keros eingefalteten, vermutlich osthellenischen Fazies-elementen zwischen dem Kykladenkristallin und der lydisch-karischen Masse durch.

Über Mykonos¹, dem Nordostrand des attisch-kykladischen Massivs folgend schliessen sie sich in Mitteleuboea, d. h. im Zwischenraum zwischen dem attisch-kykladischen und pelagonischen Massiv, mit der Parnass-Kionaserie zusammen, die sich in dieser Region, überbaut von der osthellenischen Serie durchschlingt. Die Wurzelzonen dieser beiden ostgriechischen Serien würden bei dieser Rekonstruktion zwischen dem attisch-kykladischen- und lydisch-karischen Massiv und weiterhin an der Vorderseite des pelagonischen Massivs anzunehmen sein, d. h. sie würden allgemein in der Überfaltungsregion zwischen den betreffenden

¹) Gyroporellenkalk der kleinen, an der Nordwestseite der Panormosbucht gelegenen Marmaronisi.

jeseitigen Massiven liegen, wobei die lydisch - karische und pelagonische Masse anscheinend untermeerisch zu einer geschlossenen Masse zusammenfließen.

Auf Hydra und in der Argolis überschieben die über das attisch - kykladische Massiv hinausgeglittenen Kalkmassen der Parnass - Kionafazies deckenmässig die Sedimentbildungen der peloponnesischen Olonos - Pindosdecke und zwar im weiteren oder näheren Bereich ihrer mutmasslichen Wurzelzone. Ihr Vortrieb erreicht mit den obernorischen Korallenkalken der ersteren Fazies noch den Burgberg von Argos und die Pente - Skuphi bei Akrokorinth.

In Mittel - und Nordgriechenland überfährt die Parnass - Kionaserie bei ihrer weiteren Vorwanderung deckenbildend und schwimmend die östlichsten Vorstösse der Olonos - Pindosserie aus ihrer Iostaetolischen Flyschhülle (Vardussiazug und Koziakas).

Die Olonos - Pindosserie übernimmt hier und westwärts hiervon den Schuppenbau des thessalischen und aetolischen Pindoszuges, der mit seinen vordersten Schuppen das breite westaetolische, nach Norden verlängerte Flyschband der adriatisch - ionischen Zone überschiebt, in dessen Untergrund vom Peloponnes her vordringend schon die Tripolitzakalkserie hineingreift (Gavrovo etc.).

Die von der Mitteltrias bis ins Oligozän anhaltende und vom nördlichen Pindosbeginn bis Rhodos mit bemerkenswerter fazieller Konstanz durchlaufende Olonos - Pindosserie überschiebt somit in grösserem oder geringerem Ausmass ein Flyschdach, das als Gemeinschaftsdach gleichermaßen die Tripolitzaserie und die adriatisch - ionische Serie konkordant eindeckt.

Insofern weisen die adriatisch - ionische Serie und ihre Tripolitza - Subserie im Rahmen des tektonischen Vollkomplexes auch in tektonischer Hinsicht eine gewisse engere Zusammengehörigkeit auf, trotz der funktionellen Änderungen im tektonischen Einzelverhalten der letzteren bei ihrem Übergreifen auf den Peloponnes.

Das bis zu Schuppenketten führende Faltengebirge der eigentlichen adriatisch - ionischen Zone wird in Westgriechenland und Südalbanien von diesen deckenbildenden Bewegungen, soweit es sich bis heute übersehen lässt, nicht erfasst und die autochthone Stellung dieser Zone bleibt somit vorläufig unangetastet. Zurzeit liegen wenigstens keine ge-

genteiligen Beweise vor, wenn sich auch, wie im speziellen Teil näher ausgeführt wurde, mit der Wendung des allgemeinen Zonenbogens gegen Osten Funktionsänderungen im tektonischen Gebahren der Einzelzonen herausbilden können.

In einem gewissen Parallelismus mit der Tripolitzaserie zweigt sich im Norden des pelagonischen Massivs die Vardarzone (Axioszone) oder besser vielleicht Vardarsubzone (Axiossubzone) von der osthellenischen Zone ab und schlingt sich zwischen dem pelagonischen Massiv und der Rhodopemasse durch, um in ihrem weiteren östlichen Verlauf nach Kleinasien hinein in die palaeozoische und mesozoische Einfaltungsregion zwischen dem mysischen Olymp und der lydisch-karischen Masse einzumünden (nach Kossmat).

In fazieller Hinsicht liegt in der Vardarsubzone (Axiossubzone) eine Kombination von Fazieselementen der Parnass-Kiona- und osthellenischen Serie vor. So stellen sich auch auf der zum Bereich der Vardarsubzone gehörigen Insel Chios wieder die für die Merditaserie (= osthellenische Zone) bezeichnenden untertriadischen Ammonitenkalke vom Typus der albanischen Këirakalke ein, womit dieser bisher einzigartige untertriadische Cephalopodenverband auch nochmals auf griechischem Boden wiederkehrt¹ und wodurch die zwischen der Vardarserie und der osthellenischen Serie bzw. Merditaserie bestehenden nahen faziellen Beziehungen ebenfalls zum Ausdruck kommen.

Zur einwandfreien Lösung der Vardarzonfrage ist aber vor allem noch eine ins einzelne gehende Abklärung der dortigen Faziesverhältnisse erforderlich.

Ebenso bereiten uns beweiskräftige Vergleiche und Gleichstellungen zwischen dem zentralpeloponnesisch-kretischen, dem attisch-kykladischen, dem pelagonischen und lydisch-karischen Massiv zurzeit noch schwere Bedenken, zumal in Ansehung der zwischen dem jeseitigen Metamorphikum heute noch vorhandenen stratigraphischen Ungereintheit.

¹) CARL RENZ: Über eine untertriadische Ammonitenfauna von der kleinasiatischen Insel Chios. *Eclogae geol. Helvetiae*, 1928, 21, N° 1, S. 154-156. — K. KTENAS et CARL RENZ: Découverte du Wérfenien supérieur ammonitifère dans l'île de Chios. *Praktika de l'Académie d'Athènes*, 1928, 3, p. 404-406. — K. KTENAS und CARL RENZ: Neue Fossilfunde auf der Insel Chios. *Praktika de l'Académie d'Athènes*, 1931, 6, p. 343-347.

Ich bin vorläufig noch viel zu sehr mit der mir selbst gestellten Aufgabe im Bereich der normal-sedimentären, praeneogenen Formationen von Hellas in Anspruch genommen, als dass ich mich jetzt schon einem eingehenderen Studium der kristallinen aegaeischen Massive zuwenden könnte.

Bis dahin liegt die Aufhellung des mit dem aegaeischen Kristallin verknüpften Fragenbündels nach wie vor in Händen der bisher damit beschäftigten Forscher oder weiterer Interessenten.

Jedenfalls wird es aber noch einer sehr intensiven und umfangreichen Arbeitsleistung bedürfen, ehe die Stratigraphie des gesamten Metamorphikums vergleichend abgeklärt und es sodann möglich sein wird, hier im aegaeischen Osten des Landes ein durchaus standfestes tektonisches Gerüst zu zimmern.

Ich bin mir aber wohl bewusst, dass auch meine hier gegebene Auslegung des Gebirgsbaues im übrigen hellenischen Festland- und Inselgebiet noch mit mancher Ungewissheit behaftet ist und dass auch hier, besonders im Rückblick auf die enge Verkettung der west- und zentralgriechischen Gebirgskonstruktion mit der Tektonik der Aegaeis, das letzte Wort noch nicht gesprochen ist. Es handelt sich eben gegenwärtig noch vielfach um Überlegungen spekulativer Natur.

Angesichts der vielen, auch heute noch in den ganz unvergleichlich spezialisierter durchgearbeiteten Alpen bestehenden Schwierigkeiten kann billigerweise auch gar nichts anderes als ein Provisorium erwartet werden.

Sollten beispielsweise die von L. CAYEUX im Bereich des kretischen Metamorphikums festgestellten fossilführenden Triasbildungen später einmal aus dem Verband dieses Metamorphikums herausgenommen werden müssen, wie dies etwa bei der oben besprochenen Abtrennung der Diploporenkalke von Kaissariani (Hymettos) vom attischen Metamorphikum der Fall war, so würden damit nicht nur die angenommene peloponnesische Gebirgskonstruktion ins Wanken geraten, sondern auch weitere noch darauf begründete Folgerungen hinfällig werden.

Die Hauptfaltung der normal-sedimentären, vorneogenen Faziesserien erfolgte in der Zwischenpause zwischen den letzten Niederschlägen des Flyschs, die im ionischen Gebiet noch die Oberkante des Oligozän überschreiten (Miogypsinenschichten des Burdigalien) und der Miozän-transgression, die dem fossilführenden Anteil des Tortonien voranging.

Weitere und z. T. wohl auch tiefgreifendere, vorgosauisch - kretazische, cenomane bzw. praecenomane und ältere Gebirgsbewegungen wirkten sich allein im Osten¹ aus (markiert durch die kretazischen Transgressionen der osthellenischen Zone u. s. w.). Die sich in den Kreidetransgressionen kundgebende Gebirgsbildung beschränkt sich somit auf die inneren Zonen unseres Gebietes.

Ob aus diesen kretazischen Bewegungsphasen für unsere osthellenische Serie schon ein Überschiebungsbau mit grösseren Förderungsweiten hervorgegangen ist, wie er von KOSSMAT in der Rhodope bzw. in den Innenzonen der Dinariden angenommen wird (vergl. oben S. 16), bleibt noch abzuwarten.

Unter Vorbehalt weiterer Untersuchungen halte ich zunächst dafür, dass der eigentliche Deckenvortrieb der osthellenischen Serie, deren Flysch-Obergrenze allerdings noch nicht genauer fixiert ist, erst nach beendetem Niederschlag des jedenfalls noch hoch ins Palaeogen hinaufsteigenden osthellenischen Flyschs in Gang kam.

Wie oben ausgeführt, werden die kretazischen Transgressionsbildungen noch von Hippuritenkalk eingedeckt, der selbst bis zum Campanien reicht und auf den mit konkordanter Auflagerung der mächtige Flysch folgt, dessen Basalpartie noch Kalkzwischenlagen mit Maestrichtien-Foraminiferen enthält.

Dieses auf den transgressiven Bildungen ruhende höhere Sedimentpaket wurde mit der liegenden, normal-sedimentären Grundmasse gleichermaßen mitbewegt. Angesichts der innerhalb der Kalkmassen der Parnass-Kionafazies beobachteten Emersionsgrenzen (Bauxitlagergruppen) könnte man hier im Osten auch an vertikale Grossblockbewegungen denken nach der Art, wie sie oben (S. 25) aus dem adriatisch-ionischen Oberlias und Dogger beschrieben wurden, allerdings mit dem Unterschied, dass es sich im letzteren Fall nur um submarine Vertikalverschiebungen von Grosschollen handelte.

Die alten und nur am Aegaeisrand aufgedeckten Faltungsvorgänge sind infolge der alles verwischenden tertiären Hauptfaltung und der ihr auf dem Fusse folgenden jungtertiär-quartären Dislokationsperiode

¹) Abgesehen von submarinen Grosschollenbewegungen im Oberlias und Dogger der adriatisch-ionischen Zone.

heute - abgesehen etwa von Chios - nurmehr verschleiert wahrzunehmen. In Attika konnte bis jetzt auf Grund von Quarzkonglomeraten, die als ältestes zurzeit bekanntes, normal-sedimentäres Glied im Schosse des Parnes und weiter westlich in der Gegend von Krora unter dem jungkarbonischen Schieferkomplex aufgeschlossen sind, auf eine mit einer Diskordanz verbundene Lücke und zugehörige palaeozoische Orogenese geschlossen werden.

In Mitteleuboea reicht die oberkarbonische Schieferserie noch ins Moscovien hinab, wonach gleichartige Verhältnisse auch im benachbarten Attika angenommen werden können.

Unterkarbon ist jedoch im eigentlichen Griechenland nicht nachgewiesen und die von Plieninger hierzu gezogenen Bildungen der kleinasiatischen Insel Kos sollen nach neuen Untersuchungen von A. Desio als Oberkarbon zu betrachten sein (Ergänzung zu S. 6).

Das Unterkarbon fehlt also im aegaeischen Gebiet und es würde unter Bezugnahme auf die angegebenen attischen Quarzkonglomerate nichts gegen eine auch auf die Westaegaeis ausgedehnte bretonische Faltungsphase sprechen.

Infolge der auf die letzte Hauptorogenese zurückzuführenden tektonischen Tangentialbewegungen, die sich nicht nur im Grossschub der jungpalaeozoisch-triadischen Parnesserie Attikas auswirkten, sondern auch im einzelnen innerhalb der Schubmasse Zusammenstauungen, sonstige Verschiebungen und weitere Störungen in den ursprünglichen Lagerungsverhältnissen hervorriefen, ist im ganzen Kithaeron-Parnes-Beletsi-Mavrinoszug, auf Salamis und in den anderen westaegaeischen Gebieten des Jungpalaeozoikums und der Altrias (Hydra, Mitteleuboea, östliche Othrys) trotz zahlreicher Aufschlüsse bis jetzt noch kein geschlossen durchlaufendes Mittelkarbon-Permprofil bekannt und noch weniger ein solches, das eine störungslose Schichtenfolge vom Mittelkarbon bis zur Mitteltrias bietet.

Insofern liess sich in der Westaegaeis die auf Chios¹ angenom-

¹) Auf Chios sind, abgesehen vom Oberkarbon, bis jetzt permische Fusulinenkalk von der gleichen Art, wie sie auf Hydra in dem den dortigen Lyttionienkalken vorangehenden permischen Schichtenkomplex auftreten, sowie die weiteren üblichen dunklen Foraminiferenkalk des Perms und die schon besprochenen alitriadischen Cephalopodenkalk festgestellt (Lit. No 92, No 93 und 109).

mene Diskordanz zwischen Jungpalaeozoikum und Trias noch nicht mit Sicherheit bestätigen, wenn auch andererseits nichts dagegensteht und gegebenenfalls auch die besagte Komplikation der Lagerungsverhältnisse z. T. mit auf ihre Rechnung gestellt werden könnte.

In die durch die Bruchbildung der jungtertiären Dislokationsperiode geschaffenen Senkungsfelder griff dann das noch von den Hebungen und Senkungen der quartär-rezenten Bruchtektonik, sowie ausserdem von leichteren posthumeren Faltungen betroffene Neogen ein.

Infolge dieser letzteren Vorgänge ist der durch die Hauptorogenese geschaffene Bau vielenorts und zwar nicht allein in den am meisten mitgenommenen Aussenbezirken der griechischen Halbinsel, sondern auch in deren Innerem nur noch in ruinenhaftem Zustand überliefert.

Alles in allem genommen sei in einem Schlusssatz zu dem in dieser Arbeit gegebenen Entwurf einer Tektonik der griechischen Gebirge nochmals ausgesprochen, dass es sich hierbei lediglich um ein noch mehr oder minder labiles Gegenwartsbild handeln kann, zusammengestellt nach dem derzeitigen Stand unseres gebietsweise noch recht lückenhaften Wissens und unter Beziehung einer alpinen Theorie, d.h. der Deckenlehre, die selbst in den kartographisch und meist auch stratigraphisch weitaus besser vorbereiteten und geschlosseneren Alpen auch heute noch vielfach umstritten bleibt.

Aus dem Fortgang und der Konsolidierung der alpinen und namentlich auch ostalpinen Forschungen werden sich auch für unser Gebiet Rückschlüsse ergeben und weitere Ausblicke eröffnen.

5. BEMERKUNGEN ZU DEN BEIDEN KARTEN.

I. Tektonische Übersichtskarte von Griechenland.

Beim Entwurf der beigegebenen tektonischen Übersichtskarte kam es mir ganz besonders zum Bewusstsein, wie unzulänglich unsere Kenntnisse in vielen Teilen des Landes zurzeit noch sind und wie wenig verlässlich manche frühere Angaben heute anmuten.

Wie schon im voranstehenden Text ausgiebig erörtert wurde, machen sich diese Mängel in erster Linie in den ostgriechischen Landes-

teilen bemerkbar, in denen noch manche Positionen mit Fragezeichen versehen werden mussten.

Ausserdem handelte es sich bei dem zur Verfügung stehenden geologischen Kartenmaterial in vielen Fällen um ältere Karten, die seinerzeit ohne Kenntnis der heutigen stratigraphischen Grundlagen und der sich daraus ergebenden Fazieszonen aufgenommen worden waren.

So lässt es sich beispielsweise aus der Euboea-Karte von Déprat kaum herauslesen, zu welcher der beiden ostgriechischen Fazieszonen die jeweiligen von diesem Autor ausgeschiedenen stratigraphischen Teilmglieder zu rechnen sind, abgesehen von dem von mir in Mitteleuboea nachgewiesenen Karbon und Perm der attischen Parnesserie.

In Attika wurde die Parnesserie, die schon in der Untertrias durch ihre rein alpin entwickelten Werfenerschichten von der osthellenischen Serie bzw. der Vardarsubserie mit ihren roten Cephalopodenkalken vom Typus der albanischen Kōirakalke abweicht, als Teilglied der Parnass-Kionaserie kartiert, während die vorwiegend kretazischen Sedimente des dem Parnes nördlich anlagernden Armeni-Liopesizuges osthellenisch sind.

Die faziell-zonare Zugehörigkeit der dem nordeuboeischen Grundgebirge der Galtzadesberge (pelagonisches Massiv) aufsitzenden, normal-sedimentären Schollen ist zurzeit noch unentschieden (Vardarsubserie oder osthellenische bzw. Parnass-Kionaserie).

Das pelagonische und lydisch-karische Massiv, deren einander entgegenstrebende Verbindung nur obermeerisch durch die Lücke zwischen Psara und Nikaria unterbrochen erscheint, schliessen sich vermutlich zu einer zusammengehörigen Masse zusammen.

Zweifelhaft bleibt auch weiter noch das auf Thera (Santorin) von A. Philippson auf seiner Karte eingetragene normal-sedimentäre Gebirgs-glied; ich glaube eher, dass es sich hierbei um Metamorphikum handeln dürfte.

Die dem Metamorphikum der Kykladeninsel Anaphi an ihrer Westseite diskordant anlagernde Schichtengruppe von Theologu, die, wie wohl auch das Pesuliakonglomerat der Kuphonisia, neben ihren sonstigen mit den neogenen Schichten der Kuphonisia übereinstimmenden Gesteinen, vielleicht z.T. bereits quartären Alters sein dürfte und in ihren konglomeratischen Anteilen ganz vereinzelt abgerollte, oberjurassische bis unterkretazische Korallen enthielt, deren Herkunft gleichfalls zur Par-

nass - Kionafazies zurücklenkt, wurde versehentlich auf der Karte nicht besonders angemerkt, was hiermit berichtigt sei.

Auf Kreta wurde das zentralpeloponnesisch - kretische Massiv oberflächlich nach Massgabe seiner im Untergrund der Tripolitzaserie noch anzunehmenden zugehörigen Gesteine abgegrenzt, wie dies im allgemeinen auch bei der Umgrenzung der anderen Massive gehandhabt wurde.

Bei dem von Chalikiopoulos auf der ostkretischen Halbinsel Sitia kartierten Metamorphikum handelt es sich nach O. Renz um Flysch, der durch die auch auf Rhodos und namentlich auf Cypern (Troodos) nachgewiesene, jüngere ophiolithische Eruptionsphase verändert wurde. Derartige Umwandlungen wurden auch in Mittelkreta in der weiteren Umgebung von Viano, sowie in anderen Teilen Mittelkretas wahrgenommen.

Im Hinblick hierauf ist auf Kreta auch die bisher vorgenommene jeseitige Ausscheidung des als tektonische Basalserie der Tripolitzagruppe auftretenden zentralpeloponnesisch - kretischen Metamorphikums nochmals im Gelände nachzuprüfen (vergl. hierzu auch S. 86).

Sonst wurde auf der ostkretischen Halbinsel Sitia die im Verhältnis zu der dortigen Tripolitzagruppe tektonisch liegende Serie mit dem nötigen Vorbehalt vergleichsweise zur mittelkretischen Ethiáserie gezogen.

Hier dürfte eben, wie schon oben betont, die Tripolitzaserie noch über das zentralpeloponnesisch - kretische Massiv hinaus vorgestossen sein und der Ethiáserie tektonisch aufrufen.

In Mittelkreta nimmt die Ethiáserie jedenfalls auch im tektonischen Rahmen die Stellung ein, die ihr hier als Äquivalent der adriatisch - ionischen Faziesserie zukommen würde.

Das von mir noch nicht besuchte Vorkommen der Olonos - Pindosfazies bei Paliochora (Selino Kastelli) im äussersten Südwesten der Insel Kreta konnte als schmaler Küstenstreifen nur andeutungsweise vermerkt werden, ohne dass ich für seine eingezeichnete Umgrenzung eine Gewähr übernehmen kann.

Die Untersuchung des Nordzipfels der ionischen Insel Kephallenia steht bezüglich seiner faziell - zonaren Zu- oder Auseinanderteilung noch aus (Paxoszone oder adriatisch - ionische Zone).

In Anbetracht des reduzierten Masstabes meiner tektonischen Übersichtskarte konnten bei der Eintragung der auf die einzelnen Faziesserie-

rien treffenden Flächen naturgemäss keine detaillierteren Ausscheidungen in Frage kommen.

Durch die nach den jeweiligen Amassierungsverhältnissen der faziell-zonaren Teilglieder vorgenommenen Aufrundungen und Zusammenfassungen mit Unterdrückung der räumlich beschränkteren Vorkommen, die im Interesse der Übersichtlichkeit unberücksichtigt blieben, sollte lediglich die allgemeine Verbreitung der ausgeschiedenen Faziesserien veranschaulicht werden. Nur ihre Hauptverbreitungsgebiete sollten auf der Karte klar herausgearbeitet werden.

Dies gilt sowohl für Nord- und Mittelhellas, wo in den lokrischen Gebirgen möglicherweise schon Verzahnungen zwischen der osthellenischen und Parnass-Kionafazies vorliegen, als auch für den Peloponnes und Kreta.

Umgekehrt konnten aber manche der eng umgrenzten Faziesvorkommen, deren Einzeichnung erwünscht gewesen wäre, infolge ihrer Kleinheit graphisch nicht mehr zum Ausdruck gebracht werden, wie etwa einige kleine Vorkommen von weissem Marmor, die unter der Olonos-Pindosserie des mittleren und südwestlichen Inselteiles von Hydra (argolischer Archipel) aufgedeckt sind oder die Megalodontenkalke der Makariaes-Inseln und die wichtigen, in die Marmormasse von Keros (Kykladen) eingefalteten, normal-sedimentären Gesteinsvorkommen nebst weiteren derartigen Gesteinen bzw. Gyroporellenkalken auf Antikeros und dem Gyroporellenkalk von Mykonos, der auf letzterer Insel nur auf die kleine, an der Nordwestseite der Panormosbucht gelegene Marmaronisi beschränkt bleibt.

Auf Salamis wurden von den normal-sedimentären Bildungen nur Fazieselemente der Parnass-Kionaserie eingezeichnet; die osthellenische Serie tritt hier räumlich sehr zurück.

Die Tripolitzaserie wurde im Bereich des Peloponnes und kretischen Inselbogens einerseits und im westlichen Mittelgriechenland andererseits mit der gleichen Schraffur bedacht, wenn auch in Mittelgriechenland zwischen ihr und der adriatisch-ionischen Serie keine tektonische Grenze vorliegen dürfte.

Im Schuppengebäude der thessalischen und aetolischen Pindosketten wurden unter Beiseitlassung von untergeordneteren Verschuppungen nur die Hauptschuppen auf der Karte schematisch markiert.

Im Westpeloponnes wurden die Schuppenzüge, die hier im Olonosgebiet die aetolischen Schuppen fortzusetzen scheinen, als Glieder der peloponnesischen Deckenserie des Olonos-Pindossystems nicht mehr besonders angemerkt (vergl. hierzu S. 81).

II. Karte des Pantokratormassivs auf Korfu (1 : 75.000).

In einem an den Südosthängen des Viglaesberges liegenden Lokalbezirk lösen sich Hippuritenkalke, cenomane Orbitolinen- und obere, d. h. unterkretazische Viglaeschichten in ständigem räumlichem Wechsel gegenseitig ab, so dass der vorliegende Masstab der Karte keine detailliertere Ausscheidung erlaubte und diese drei stratigraphischen Glieder in dem betreffenden Teilgebiet unter einer besonderen Signatur zusammengefasst wurden. Die Gründe dieses häufigen Wechsels wurden schon im speziellen Teil dieser Abhandlung auseinandergesetzt (S. 36).

Ferner bleibt die stratigraphische Stellung der die Kuppe an der Ostseite von Strinilla aufbauenden Kalke noch unentschieden. Den Lagerungsverhältnissen nach würde es sich hier um mittelliassische Anteile der Pantokratorkalke handeln; ihrer lithologischen Beschaffenheit nach präsentieren sich diese Kalke jedoch mehr als eine dickbankig-massigere Varietät der sonst für das Viglaessystem charakteristischen Kalkentwicklung.

Die Kalkkuppe von Strinilla wurde aus ersterem Grund zunächst einmal als Pantokratorkalk kartiert und zwar unter dem nötigen Vorbehalt schon deswegen, weil sie andererseits auch wieder in direkter Verlängerung eines Streifens von Viglaeschichten liegt, der oberhalb des oberliassischen Ammonitico rosso-Bandes Betaliatal (Nordseite)-Perkulatika-Riva-Zucharus durchstreicht.

Tektonisch gesehen zeigt die Katapinos-Hochfläche zwischen Spartilla und Sokraki in ihrem südlich des Nummulitenkalkzuges Spartilla-Pass-Zygos gelegenen Teil das Bild eines vollkommen zusammengebrochenen Gebirgsstückes.

Hier im Katapinos-Hochtal (westlich Spartilla) wird der auf der Karte nur einmal unterbrochene Gyroporellenkalkzug des Igumeni (Pantokratorkalk) durch dazwischengeschaltetes Neogen noch in weitere Fragmente zerteilt.

Am Süden des Einbruchkessels von Perithia kommt es bei dem dortigen spitzwinkligen Zusammentreffen der beiderseitigen Bruchränder lokal zu einer Zersplitterung, wodurch hier mehrere kleine, parallel verworfene Längsschollen von Hauptdolomit und Pantokratorkalk miteinander abwechseln.

Im nördlichen Vorgelände des Pantokratormassivs wurde die Grenze zwischen dem sich im Bereich zwischen Kastello und H. Theodoros (Antinioti) ausbreitenden Mesozoikum einerseits und dem Neogen und Schwemmland bzw. Sumpfgebiet des breiten Küstensaumes (Armyros) andererseits glattweg durchgezogen, da es an brauchbaren topographischen Unterlagen fehlte und diese abgelegene und unbewohnte Fiebergegend auch noch nicht voll zureichend begangen ist.

Ausserlich losgelöst vom übrigen Mesozoikum erhebt sich hier nördlich der neuen Strasse von Sphakera zur Antinioti-Lagune bei Parigori aus der alluvialen Küstenebene nochmals ein niedriger, langgezogener Hügel namens Polilá (Polilás), der aus steilgestellten, auch gegenüber an der Strasse anstehenden, intakten Viglaesschichten, sowie aus oberliassischen Posidonienschichten (*Posidonia bronni* Voltz) von üblicher Prägung besteht.

Überhaupt ist die beigegebene Karte von Nordost-Korfu noch nicht als endgültig abgeschlossen zu betrachten; dieses vorläufige Kartenbild soll lediglich als graphisches Hilfsmittel für die weiter voranstehende Besprechung des korfiotischen Gebirgsbaues dienen.

[Anmerkung während der Drucklegung. Kürzliche Untersuchungen haben ergeben, dass die Kalke der Kalkkuppe von Strinilla nicht als Pantokratorkalke zu kartieren sind, sondern mit den sie im Streichen fortsetzenden Kalken korrespondieren, die zwischen dem Oberliasband Panagiahochtal - Strinilla - Betaliatal - Perkulatika - Riva - Zucharus und dem obertriadischen Dolomit des westlichen Massivrandes durchziehen].

Ich will diese Arbeit nicht abschliessen, ohne meinen werten Freunden, den Herren Prof. Dr. Max Mitzopoulos und Prof. Dr. Johann Trikkalinos auch hier meinen herzlichen Dank auszusprechen.

Herrn Prof. Mitzopoulos danke ich für seine mir in seinem Institut gebotene grosszügige Gastfreundschaft; Herr Prof. Trikkalinos stellte mir in lebenswürdigem Entgegenkommen vor allem seinen Zeichner zur

Verfügung, der die zwei beigegebenen Karten nach meinen Angaben auszeichnete.

7. LITERATURVERZEICHNIS.

a. Verzeichnis meiner Schriften über die Geologie Griechenlands

(inkl. weiterer eigener Schriften mit Hinweisen auf Griechenland).

1. Neue Beiträge zur Geologie der Insel Corfu. Zeitschrift Deutsch. geol. Ges. 1903, Bd. 55, Monatsber. S. 26-32.
2. Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Centralbl. f. Min. etc. 1904, S. 257-266.
3. Über das Mesozoikum auf der südwestlichen Balkanhalbinsel. Vortrag auf der 76. Versammlung deutsch. Naturforscher und Ärzte Breslau 1904.
4. Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnanien. Centralbl. f. Min. etc. 1905, N° 9, S. 259-264.
5. Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1905, Beil.-Bd. 21, S. 213-301, mit Taf. 10-13.
6. Über Halobien und Daonellen aus Griechenland nebst asiatischen Vergleichsstücken. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1906, S. 27-40, mit Taf. 3.
7. Über neue Trias-Vorkommen in Argolis. Centralbl. f. Min. etc. 1906, N° 9, S. 270-271.
8. Zur Kreide- und Eocaen-Entwicklung Griechenlands. Centralbl. f. Min. etc. 1906, N° 17, S. 541-549.
9. Über das ältere Mesozoicum Griechenlands. Compt. rend. I., S. 197-209, Mexico 1906, X. Congr. géol. internat. Mexico.
10. Sur la répartition du Trias à faciès océanique en Grèce. Compt. rend. Acad. d. sc. Paris 1906, t. 143, p. 523-525 (zusammen mit F. Frech).
11. Sur les terrains jurassiques de la Grèce. Compt. rend. Acad. d. sc. Paris 1906, t. 143, p. 708-710.
12. Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. Jahrb. Oesterr. geol. R. A. 1906, Bd. 56, S. 745-758, mit Taf. 22-24.

13. Etude sur les terrains triasiques et jurassiques de la Grèce. Bull. soc. géol. de France 1906 (4), t. 6, p. 543-551 (zusammen mit F. Frech).
14. Trias und Jura in der Argolis. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1906, Bd. 58, S. 379-395, mit Taf. 19.
15. Zur Geologie Griechenlands. Verhandl. Oesterr. geol. R. A. 1907, N° 4, S. 77-81.
16. Sur les calcaires à *Ceratites trinodosus* (Anisien) de la vallée du Temple d'Esculape (Asklepieion) dans l'Argolide. Bull. soc. géol. de France 1907 (4), t. 7, p. 136.
17. Sur les Ammonites toarciennes de l'Épire intérieure. Bull. soc. géol. de France 1907 (4), t. 7, p. 136-137.
18. Types nouveaux de la faune du Trias d'Épidaure. Bull. soc. géol. de France 1907 (4), t. 7, p. 223-224.
19. Le Trias fossilifère en Grèce moyenne et septentrionale. Bull. soc. géol. de France 1907 (4), t. 7, p. 380.
20. Le Jurassique en Albanie méridionale et en Argolide. Bull. soc. géol. de France 1907, (4), t. 7, p. 384-385.
21. Neue Triasfunde auf Hydra und in der Argolis. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1907, Beil.-Bd. 25, S. 443-466, mit Taf. 15-18 (zusammen mit F. Frech).
22. Existence du Lias et du Dogger dans l'île de Céphalonie. Bull. soc. géol. de France 1908 (4), t. 8, p. 78.
23. Oberer und mittlerer Dogger auf Corfu und in Epirus. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1908, Bd. 60, Monatsber. N° 5, S. 124-129, mit Texttaf. S. 127.
24. Die Verbreitung der Trias in Griechenland. Lethaea geognostica, Mesozoicum I, Trias IV, S. 473-483. (Kapitel a, b, d, f zusammen mit F. Frech).
25. Der Nachweis von Obertrias im Parnassgebiet. 1. Geologische Beobachtungen am Parnass. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1908, Bd. 60, Monatsber. N° 12, S. 329-335, mit 2 Texttaf.
26. Sur les preuves de l'existence du Carbonifère et du Trias dans l'Attique. Bull. soc. géol. de France 1908 (4), t. 8, p. 519-523.
27. Der Nachweis von Carbon und Trias in Attika. Centralblatt f. Min. etc. 1909, N° 3, S. 84-87.
28. Der Nachweis von Lias in der Argolis. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges.

- 1909, Bd. 61, S. 202 - 229, mit Taf. 4.
29. Die Trias von Rotti und Timor im ostindischen Archipel. Centralblatt f. Min. etc. 1909, No 12, S. 355 - 361.
30. Zur Geologie Griechenlands. Breslau 1909, S. 1 - 150 (Habilitationsschrift).
31. Études stratigraphiques et paléontologiques sur le Lias et le Trias en Grèce. Bull. soc. géol. de France 1909 (4), t. 9, p. 249 - 273, mit Taf. 9 - 11 und 3 Textfig.
32. Nouveaux gisements du Carbonifère en Grèce. Bull. soc. géol. France 1909 (4), t. 9, p. 344 - 345.
33. Neue Carbonvorkommen in Griechenland. Centralbl. f. Min. etc. 1909, N° 24, S. 755 - 759.
34. Das Palaeozoicum Griechenlands. XI. Congr. géol. internat. Stockholm 1910, Compt. rend. S. 1013 - 1019.
35. Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Palaeozoikum. Jahrb. Oesterr. geol. R.A., Wien 1910, Bd. 60, H. 3, S. 421 - 636, mit Taf. 18 - 22 und 38 Textfig.
36. Sur de nouveaux affleurements du Carbonifère en Attique. Bull. soc. géol. France 1910 (4), t. 10, p. 782 - 783.
37. Nouvelles recherches géologiques en Grèce. Bull. soc. géol. de France 1910 (4), t. 10, p. 783 - 786.
38. Die mesozoischen Faunen Griechenlands. I. Teil. Die triadischen Faunen der Argolis. Palaeontographica 1911, Bd. 58, S. 1 - 104, mit Taf. 1 - 7 und 15 Textfig.
39. Sur l'existence de nouveaux gisements triasiques dans la Grèce centrale. Compt. rend. Acad. d. sc. Paris 1911, t. 153, p. 633 - 635.
40. Über griechische Quarzkeratophyre. I. Über die Vorkommen von Quarzkeratophyr in Griechenland. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1911, Beil. Bd. 31, S. 496 - 504.
41. Neue geologische Forschungen in Griechenland. Centralbl. f. Min. etc. 1911, N° 8, S. 255 - 261 und N° 9, S. 289 - 298, 2 Textfig.
42. Geologische Exkursionen auf der Insel Leukas (Santa Maura). Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1911, Bd. 63, Monatsber. N° 5, S. 276 - 315.
43. Über die Entwicklung des Mittellias in Griechenland. Verhandl. Oesterr. geol. R.A. 1911, N° 10, S. 232 - 238.
44. Geologische Forschungen in Akarnanien. Neues Jahrb. f. Min. etc.

- 1911, Beil-Bd. 32, S. 383-468, mit Taf. 11 und 12.
45. Extension des formations paléozoïques dans les îles côtières de l'Argolide. Compt. rend. Acad. d. sc. Paris 1911, t. 153, p. 843-845.
46. Kreide und Trias im Kiona- und Oetagebiet (Mittelgriechenland). Sitz.-Ber. Preuss. Akad. Wiss. Berlin 1911, S. 1112-1125 (zusammen mit F. Frech).
47. Sur le Paléozoïque et le Trias dans les îles côtières de l'Argolide. Bull. soc. géol. France 1911, Compt. rend. somm. N° 15, p. 160-162.
48. Le développement du Trias en Grèce moyenne orientale. Bull. soc. géol. France 1911, Compt. rend. somm. N° 16, p. 169-170.
49. Zur Kenntnis der Unterkreide von Attika. Centralblatt f. Min. etc. 1911, N° 23, S. 732-736 (zusammen mit F. Frech).
50. Die Entwicklung und das Auftreten des Palaeozoikums in Griechenland. Geolog. Rundschau 1911, Bd. 2, H. 8, S. 455-463.
51. Extension du Trias dans la partie moyenne de la Grèce orientale. Compt. rend. Acad. d. sc. Paris 1911, t. 153, p. 1098-1100.
52. Nouveaux affleurements des calcaires à *Fusulina* et à *Schwagerina* en Attique. Bull. soc. géol. France 1911, Compt. rend. somm. p. 181-182.
53. Die Insel Ithaka. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1911, Bd. 63, S. 468-495, mit Taf. 11.
54. Die Trias im östlichen Mittelgriechenland. Centralblatt f. Min. etc. 1912, N° 3, S. 67-85.
55. Neue Carbonaufschlüsse in Attika. Centralblatt. f. Min. etc. 1912, No 6, S. 169-173.
56. Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1912, I., S. 58-90, mit Taf. 6.
57. Über den Gebirgsbau Griechenlands. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1912, Bd. 64, Monatsber. N° 8, S. 437-465.
58. Neuere Fortschritte in der Geologie und Palaeontologie Griechenlands mit einem Anhang über neue indische Dyasarten Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1912, Bd. 64, H. 4, S. 530-630, mit Taf. 14-18.
59. Die Verbreitung des Tithons in den Hochgebirgen Mittelgriechenlands. Jahresber. Schles. Ges. v. Cultur 1912, 90, VIc, S. 179-181.
60. Geologische Studien im Artemisiongebirge (Grenze von Arkadien und Argolis). Centralbl. f. Min. etc. 1913, N° 11, S. 338-346.

61. La découverte du Trias et du Jurassique dans les montagnes de Kopais (Grèce moyenne). *Compt. rend. Acad. d. sc. Paris* 1913, t. 156, p. 1946-1948.
62. Geologische Untersuchungen in Epirus. *Centralbl. f. Min. etc.* 1913, N° 17, S. 534-551.
63. Die Entwicklung des Juras auf Kephallenia. *Mitteil. aus dem Jahrb. der Ungar. geolog. R. A. Budapest* 1913, Bd. 21, H. 2, S. 41-56, mit Taf. 3 und 1 Textfig.
64. Der geologische Aufbau der Gebirge um das Kopaisbecken (Mittelgriechenland). *Zeitschr. Deutsch. geol. Ges.* 1913, Bd. 65, Monatsber. N° 11, S. 607-619.
65. Zur Geologie der ostgriechischen Gebirge. *Neues Jahrb. f. Min. etc.* 1914, Beil.-Bd. 38, S. 1-120, mit Taf. 1 und 2, sowie 3 Textfig.
66. Recherches géologiques en Epire méridionale. *Bull. soc. géol. France* 1914, (4), t. 14, p. 153-157.
67. Die Gebirge von Agrapha (Pindos). *Neues Jahrb. f. Min. etc.* 1915, Beil.-Bd. 40, S. 229-252 mit 1 Textfig.
68. Geologische Studien in den mittelgriechischen Hochgebirgen. *Neues Jahrb. f. Min. etc.* 1919, Beil.-Bd. 43, S. 74-131.
69. Beiträge zur Kenntnis der Juraformation im Gebiet des Monte Generoso (Kanton Tessin). *Eclogae geol. Helvetiae* Bd. 15, N° 5, S. 523-584 (1920), mit 1 Textfig.
70. Einige Tessiner Oberlias-Ammoniten. *Eclogae geol. Helvetiae* 1922, Bd. 17, N° 2, S. 137-166, mit Taf. 6 u. 7.
71. Neue griechische Trias-Ammoniten. *Verhandl. Naturforsch. Ges. in Basel* 1922, Bd. 33, S. 218-255, mit Taf. 6-8 nebst 1 Textfig.
72. Vergleiche zwischen dem südschweizerischen, apenninischen und westgriechischen Jura. *Verhandl. Naturforsch. Ges. in Basel* 1923, Bd. 34, S. 264-296, mit Taf. 12 und 3 Textfig.
- 72^a. Zur Jurageologie Siziliens. *Verhandl. Naturforsch. Ges. in Basel* 1924, Bd. 35, S. 102-106.
73. Zur Geologie der Umgebung von Lecco in Oberitalien. *Verhandl. Naturforsch. Ges. in Basel* 1925, Bd. 36, S. 28-34.
74. Beiträge zur Geologie der Küstenregion von Epirus gegenüber der Insel Korfu. *Verhandl. Naturforsch. Ges. in Basel* 1925, Bd. 36, S. 163-199, mit Taf. 3 und 2 Textfig.

75. Problematische Medusenabdrücke aus der Olonos-Pindoszone des Westpeloponnes. Verhandl. Naturforsch. Ges. in Basel 1925, Bd. 36, S. 220-223, 1 Textfig.
76. Zur Geologie der Insel Hydra (Peloponnes). *Éclogae geol. Helvetiae* 1925, Bd. 19, N° 2, S. 363-372, Taf. 14 u. 1 Textkarte.
77. Epirotische Paroniceraten. *Éclogae geol. Helvetiae* 1925, Bd. 19, N° 2, S. 372-382, mit Taf. 14.
78. Frechiellen und Paroniceraten aus der Brianza und dem Tessin. *Éclogae geol. Helvetiae* 1925, Bd. 19, N° 2, S. 383-420, mit Taf. 15-20.
- 78^a Paroniceraten, Frechiellen und Leukadiellen der oesterreichischen und bayerischen Alpen nebst schwäbischen und französischen Vergleichsstücken. Verhandl. Naturforsch. Ges. in Basel 1925, Bd. 36, S. 200-219, mit Taf. 4 u. 5.
79. Zur Geologie der akarnanischen Küsten und Inseln (Westgriechenland). Verhandl. Naturforsch. Ges. in Basel 1925, Bd. 36, S. 298-311.
80. Beiträge zur Cephalopodenfauna des älteren Doggers am Monte San Giuliano (Monte Erice) bei Trapani in Westsizilien. Abhandl. Schweizer. palaeont. Ges. 1925, Bd. 45, S. 1-33, mit Taf. 1 und 2.
81. Über die Korallengattungen *Cladocoropsis* FELIX und *Lovčeniporta* GIATTINI. *Éclogae geol. Helvetiae* 1926, Bd. 20, N° 1, S. 31-34.
82. Zur Geologie der Insel Korfu und ihrer Nachbargebiete. Verhandl. Naturforsch. Ges. in Basel 1926, Bd. 37, S. 398-414.
83. Die Entwicklung der Juraformation im adriatisch-ionischen Faziesgebiet von Hellas und Albanien. *Praktika de l'Acad. d'Athènes* 1927, t. 2, p. 270-286.
84. Beiträge zur Geologie der aegaeischen Inseln. *Praktika de l'Acad. d'Athènes* 1927, t. 2, p. 363-369.
85. Frechiellen, Leukadiellen und Paroniceraten im westgriechischen Oberlias mit tessinischen Vergleichsstücken. *Éclogae geol. Helvetiae* 1927, Bd. 20, N° 3, S. 422-444, mit Taf. 13 und 10 Textfig.
86. Die Verbreitung und Entwicklung des Oberlias und Doggers im adriatisch-ionischen Faziesgebiet von Hellas und Albanien. Verhandl. Naturforsch. Ges. in Basel 1927, Bd. 38, S. 482-515, mit Taf. 5.
87. Ἡ ἐξάπλωσις καὶ ἀνάπτυξις τοῦ ἀνωτέρου Λιασίου καὶ Δογγερίου εἰς τὴν ἀδριατικο-ἰόνιον περιοχὴν ὄψεων τῆς Ἑλλάδος. Ὑπομνή-

- ματα τῆς Γεωλογικῆς Ὑπηρεσίας τῆς Ἑλλάδος 1927, Ἀριθ. 1, σελ. 1-32, Πίναξ 1.
88. Geologische Untersuchungen im thessalischen Pindos. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1927, t. 2, p. 455-463.
89. Geologische Untersuchungen im Othrysgebirge. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1927, t. 2, p. 500-509.
90. Geologische Untersuchungen in den südthessalischen Gebirgen. Eclogae geol. Helvetiae 1927, Bd. 20, N° 4, S. 578-587.
91. Zur Geologie des thessalischen Pindos. Eclogae geol. Helvetiae 1928, Bd. 21, N° 1, S. 135-153.
92. Über eine untertriadische Ammonitenfauna von der kleinasiatischen Insel Chios. Eclogae geol. Helvetiae 1928, Bd. 21, N° 1, S. 154-156.
93. Découverte du Wérfenien supérieur ammonitifère dans l'île de Chios (zusammen mit K. Ktenas). II. Les Céphalopodes du calcaire de Marmarotrapeza. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1928, t. 3, p. 404-406.
94. Die Verbreitung kretazischer Foraminiferen in der westgriechischen Olonos-Pindoszzone. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1928, t. 3, p. 419-423.
95. Geologische Untersuchungen auf den aegaeischen Inseln. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1928, t. 3, p. 552-557.
96. Neue geologische Untersuchungen auf Ithaka. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1928, t. 3, p. 608-615, mit 1 Texttaf.
97. Geologische Untersuchungen im aetolischen Pindos. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1928, t. 3, p. 664-677, mit 1 Texttaf.
98. Geologische Untersuchungen in den Gebirgsmassiven der Vardussia und Kiona. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1928, t. 3, p. 742-748.
99. Der Oberlias in der Umgebung des Comersees (Lago di Como). [zusammen mit M. Mitzopoulos] I. Die oberliassische Schichtenfolge und Faziesveränderung. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1929, t. 4, p. 49-53.
100. Geologische Untersuchungen auf den Inseln Cypern und Rhodos. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1929, t. 4, p. 301-314.
101. Neue mittelkretazische Fossilvorkommen in Griechenland. Abhandl. Schweizer. palaeont. Ges. 1930, Bd. 49, S. 1-10, mit Taf. 1 und 2.
102. Ein Medusenvorkommen im Alttertiär der Insel Cypern (Cyprus). Eclogae geol. Helvetiae 1930, Bd. 23, N° 1, S. 295-300, mit 1 Textfig.

103. Geologische Reisen im griechischen Pindosgebirge (1929). *Eclogae geol. Helvetiae* 1930, Bd. 23, N° 1, S. 301-377, mit 8 Textfig.
104. Geologische Voruntersuchungen auf Kreta. *Praktika de l'Acad. d' Athènes* 1930, t. 5, p. 271-280.
105. Neue Korallenfunde im Libanon und Antilibanon in Syrien. *Abhandl. Schweizer. palaeont. Ges.* 1930, Bd. 50, S. 1-4, mit Taf. 1.
106. Die Bulogkalke der Insel Hydra (Ostpeloponnes). *Eclogae geol. Helvetiae* 1931, Bd. 24, N° 1, S. 53-60.
107. Die Fauna der hydriotischen Bulogkalke. *Praktika de l'Acad. d' Athènes* 1931, t. 6, p. 291-295, mit 1 Texttaf.
108. Neue Aufschlüsse von Oberlias und Dogger im adriatisch-ionischen Faziesgebiet Westgriechenlands. *Praktika de l'Acad. d' Athènes* 1931, t. 6, p. 295-301.
109. Neue Fossilfunde auf der Insel Chios. *Praktika de l'Acad. d' Athènes* 1931, t. 6, p. 343-347 (zusammen mit K. Ktenas).
110. Zur Kenntnis der Gattung *Aspidiscus* KOENIG. *Abhandl. Schweizer. palaeont. Ges.* 1931, Bd. 51, S. 1-6, mit Taf. 1.
111. Brachiopoden des südschweizerischen und westgriechischen Lias. *Abhandl. Schweizer. palaeont. Ges.* 1932, Bd. 52, S. 1-61, mit Taf. 1-3.
112. Neue Vorkommen von Paroniceraten und Frechiellen im westgriechischen Oberlias. *Abhandl. Schweizer. palaeont. Ges.* 1932, Bd. 52, S. 1-9, mit Taf. 1.
- 112^a. *Paroniceras* und *Frechiella* im Zentralapennin. *Eclogae geol. Helvetiae* 1933, Bd. 26, N° 2, S. 157-176, mit Taf. 6 u. 7.
113. Die akarnanische Küsteninsel Kalamos (Westgriechenland). *Denkschr. Geolog. Landesanst. von Griechenland* 1932, N° 2, S. 1-31, mit Taf. 1-3.
- 113^a. Ἡ ἀκαρνανικὴ παράκτιος νῆσος Κάλαμος (Δυτικὴ Ἑλλάς). Ὑπομνήματα τῆς Γεωλογικῆς Ὑπηρεσίας τῆς Ἑλλάδος 1932, Ἀριθ. 2, σελ. 1-28 (3 Πίνακ.)
114. Beiträge zur Geologie der Kykladeninsel Amorgos. *Eclogae geol. Helvetiae* 1933, Bd. 26, No 2, S. 131-154, mit 1 Textkarte.
115. Neue Beiträge zur Geologie der Insel Leukas und ihrer Umgebung (Westgriechenland). *Eclogae geol. Helvetiae* 1936, Bd. 29, N° 2, S. 409-447, mit 3 Textkarten.

116. Ἡ γεωλογικὴ κατασκευὴ τῶν ἐλληνικῶν ὄρεων. «Τὸ Βουνό», N^ο 43, σ. 157-165 καὶ N^ο 44, σ. 190-196 (Ἀθήναι 1937).
117. Geologische Untersuchungen im mittelgriechischen Oeta- oder Kavatvothragebirge. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1937, t. 12, p. 172-183.
118. Die stratigraphische Stellung der Parnasskalke. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1937, t. 12, p. 183-192.
119. Oberkarbon und Perm auf Euboea. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1937, t. 12, p. 192-202.
120. Zur Geologie von Leukas. Praktika de l'Acad. d'Athènes. 1937, t. 12, p. 346-354.
121. Fossilführende Trias im griechischen Othrysgebirge. Eclogae geol. Helvetiae 1938, Bd. 31, N^ο 1, S. 71-73 (zusammen mit M. Mitropoulos).
122. Neue Geologische Untersuchungen im mittelgriechischen Gebirgsmassiv der Kiona. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1938, t. 13, p. 282-292, mit. 1 Texttaf.
123. Weiterer Bericht zur Geologischen Erforschung der Insel Leukas. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1938, t. 13, p. 293-302.
124. Geologische Untersuchungen auf der Insel Salamis. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1938, t. 13, p. 302-313 (zusammen mit G. Mistardis).
- 124^a. Nachträge zu den triadischen Cephalopodenfaunen der Argolis. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1939, Bd. 14, S. 235-255.
- 124^b. Der Nachweis von Orbitolinenkalk im Aegaleos. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1939, Bd. 14, S. 255-257 (zusammen mit G. Mistardis).

b. Palaeontologische Bearbeitungen von Materialien meiner griechischen Aufsammlungen durch andere Autoren.

125. A. JEANNET.—Sur quelques Echinides jurassiques de la Collection Renz. Eclogae geol. Helvetiae (Compt. rend. Soc. paléont. suisse) 1928, Bd. 21, N^ο 2, S. 460-465, mit Taf. 36.
126. Y. OZAWA and A. TOBLER.—Permian Fusulinidae found in Greece. Eclogae geol. Helvetiae 1929, Bd. 22, S. 45-49, mit Taf. 5.

127. A. SILVESTRI. — Di alcune Orbitoline della Grecia. Mem. della Pont. Accad. d. Sc. Nuovi Lincei. Roma 1930, Vol. 14, (Ser. 2), p. 223 - 265, tav. 1.
128. MAX MITZOPOULOS. — Beiträge zur Entwicklung des oberen Miocaens und seiner Fauna in Akarnanien. Praktika de l' Acad. d' Athènes 1932, t. 7, p. 21 - 27.
129. E. BAUMBERGER. — Über eine marine Tortonfauna der griechischen Insel Kalamos südlich Korfu. Eclogae geol. Helvetiae 1931, Bd. 24, N° 2, S. 246 - 251, mit Taf. 11; ferner Lit. N° 113, S. 26 - 31 und Lit. N° 113a S. 24 - 28, mit Taf. 3.
130. P. ARNI. — *Siderolites heracleae* im Maestrichtien des thessalischen Pindos. Eclogae geol. Helvetiae 1933, Bd. 26.
131. MAX HACKEMESSER. — Eine kretazische Korallenfauna aus Mittellgriechenland und ihre palaeobiologischen Beziehungen. Palaeontographica 1936, Bd. 84 (Abt. A), S. 1 - 97, mit Taf. 1 - 8.
132. FRANZ HERITSCH. — Karbonische Korallen von der Insel Chios. Praktika de l' Acad. d' Athènes 1937, t. 12, S. 203 - 209.
133. FRANZ HERITSCH. — Rugose Korallen aus dem Perm von Euboea. Praktika de l' Acad. d' Athènes 1937, t. 12, p. 209 - 213.
134. MAX HACKEMESSER. — Neue Korallenfunde aus den mittellgriechischen Hochgebirgen. Leipziger Vierteljahrsschrift für Südosteuropa. 1937, Jahrg. 1, H. 2, S. 45 - 57, mit 1 Texttaf.
135. OTTO H. SCHINDEWOLF. — Zur Kenntnis von *Pericleites* Renglicher und verwandter paläozoischer Ammoneen. Jahrb. Preuss. Geolog. Landesanst. 1938, Bd. 59, S. 423 - 455, mit 17 Abbild.
136. FRANZ HERITSCH. — Jungpaläozoische Korallen aus Attika (im Druck).

Die Gesamtliteratur findet sich in meiner demnächst herauskommenden Arbeit „*Die vorneogene Stratigraphie der normal-sedimentären Formationen Griechenlands*“, die in den Annalen des Geolog. Instituts der Universität Athen erscheinen wird.

8. DRUCKFEHLER UND ERGÄNZUNGEN

- S. 2. Zeilen 19 u. 20 von oben - «Methana, die entsprechenden Teile von Poros und Aegina, der Krommyonia, von Milos und Thera (Santorin), sowie».
- S. 6. Zeile 25 von oben - «*genügend fundiert (auch auf Kos nach neuen Untersuchungen kein Unterkarbon, sondern Oberkarbon.)*», anstatt «genügend fundiert».
- S. 7. Zeile 6 von oben - «*höhere Karbon*», anstatt «Oberkarbon.»
- S. 8. Zeilen 20 u. 21 von oben - «*schwarze Bellerophonkalke als Äquivalent der ostalpin-dinarischen Bellerophonkalke (Hydra)*», anstatt «schwarze Bellerophonkalke (Hydra)».
- S. 8. Zeilen 23 u. 24 von oben - «*im wohl schon quartären Pesuliakonglomerat der neogenen Kuphonisia (Kykladen)*», anstatt «im neogenen Pesuliakonglomerat der Kuphonisia (Kykladen)».
- S. 10. Zeile 3 von oben - «*obertriadisch*», anstatt «obertriatisch».
- S. 10. Zeile 7 von oben - «*Schichtenfolge*», anstatt «Sshichtenfolge».
- S. 10. Zeilen 15 u. 16 von oben - «*ausgebildeten*», anstatt «ausbildeten».
- S. 11. Zeile 27 von oben - «*weitere Vorkommen finden sich bei Athen (hier allerdings nur brackisch und limnisch)*», anstatt «weitere Vorkommen finden sich bei Athen».
- S. 20. Zeilen 1 u. 2 von oben - «*Die äusserste dieser Girlanden wird durch ihre im kretisch-rhodischen Inselbogen erhaltenen Fragmente markiert*», anstatt «Die äusserste dieser Girlanden ist der kretisch-rhodische Inselbogen».
- S. 24. Zeile 15 von oben, desgl. S. 34, Zeilen 16 ff. von oben - Nach dem während der Drucklegung gelungenen Nachweis wird der schwarze, karnische Fustapidimakalk (Carditakalk) an einigen seiner Vorkommen auf der Insel Korfu in regelrechter Schichtenfolge durch den obertriadischen Dolomit überlagert (wie an dem Vorhügel nördlich von Varypatades oder an der Berdessi-Kuppe westlich der Govinobucht); er ist somit das älteste Glied der zusammenhängend durchlaufenden, konkordanten adriatisch-ionischen Schichtenserie.
- S. 34. Zeile 32 von oben - «*H. Matthias*», anstatt «H. Mathias».
- S. 43. Zeilen 5 ff. von oben - Während der Drucklegung konnte festgestellt werden, dass der karnische Fustapidimakalk das normale, konkordante Liegende des obertriadischen Hauptdolomits bildet.
- S. 50. Zeile 29 u. 30 von oben - «*Gomenitza*», anstatt «Gomenitzsa».
- S. 50. Zeile 32 von oben - «*gewöhnlich*», anstatt «gewöhnlich».

- S. 51. Zeile 4 von oben - "*über Murto bei Dowar - Sto Nurtza und*," anstatt über Murto bei Dowar und».
- S. 77. Zeile 4 von oben - "*ortsfremd*," anstatt «orts = fremd».
- S. 81. Zeile 14 von oben - "*und die weiter rückwärts folgenden Schollen*," anstatt «und weiter rückwärts».
- S. 81. Zeile 24 von oben - "*überhaupt*," anstatt «über = haupt».
- S. 81. Zeile 25 von oben - "*richtiggehende*," anstatt «richtig = gehende».
- S. 82. Zeile 17 von oben - "*dieser*," anstatt «diesser».
- S. 87. Zeile 28 von oben - "*verschiedenen*," anstatt «vershiedenen».
- S. 97. Zeile 15 von oben - "*scharf heraus*," anstatt «des scharf heraus».
- S. 112. Vorletzte Zeile - "*Trachyceras aonoides* Mojs," anstatt "*Trachyceras aonoides* Nojs».
- S. 114. Zeile 26 von oben - "*ohne dass jedoch die Gipfelkalke*," anstatt «während die Gipfelkalke».
- S. 115. Zeile 4 von oben - "*konkordante Verbindung*," anstatt «konkordante Auf-
lagerung».
- S. 115. Zeile 5 von oben - "*mit jenen lichten Kalkmassen*," anstatt «auf jenen
lichten Kalkmassen».
- S. 124. Zeile 22 von oben - "*Beurteilung*," anstatt «Beurteilung».
- S. 129. Zeile 26 von oben - "*entgegengesetzter*," anstatt «entgegengesetzter»
- S. 147. Zeile 14 von oben - "*Kotziakas*," anstatt «Koziakas».
- S. 152. Zeile 25 von oben Überschrift - "*6. Bemerkungen zu den beiden Karten*,"
anstatt «5. Bemerkungen zu den beiden Karten».

DIE TEKTONIK DER GRIECHISCHEN GEBIRGE

VON

CARL RENZ

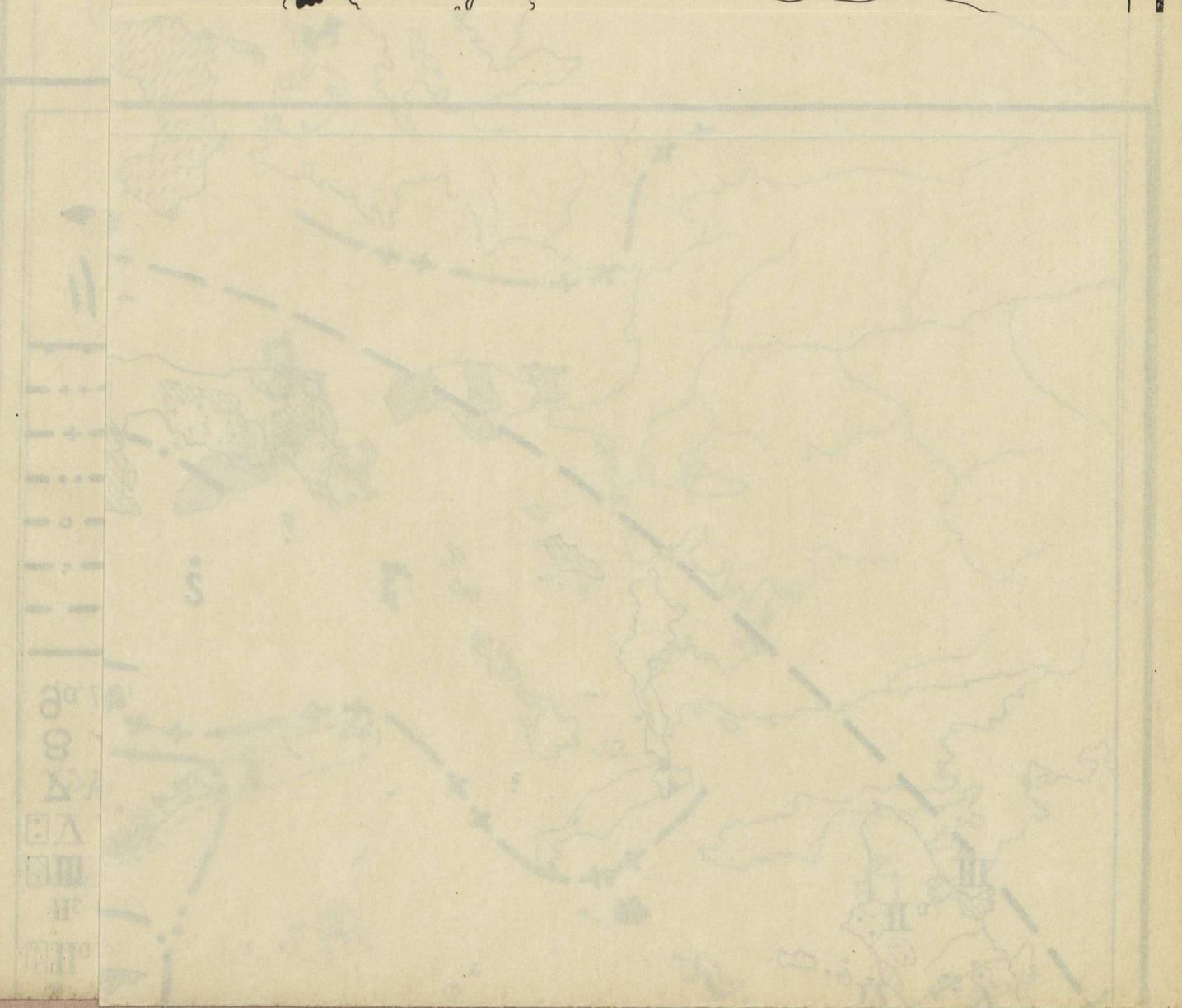
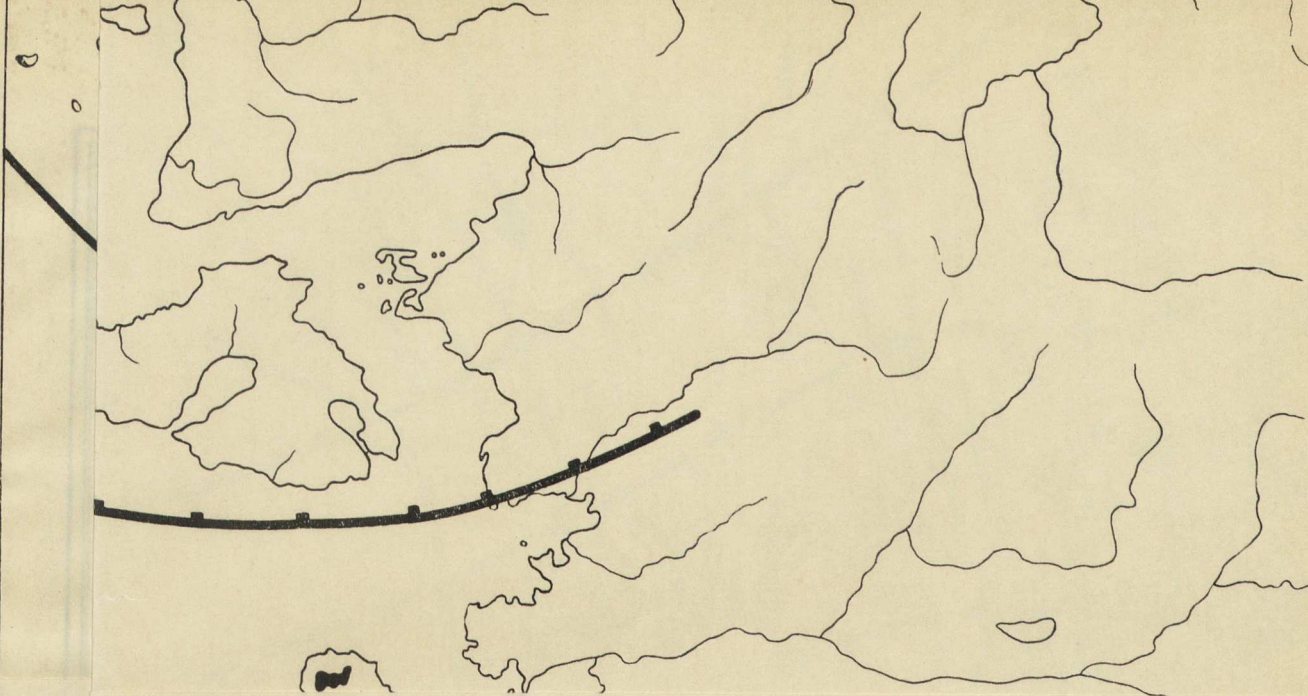
Mit zwei geologischen Karten.

Inhaltsangabe.

	Seiten.
1. – <i>Einleitung</i>	1- 2
2. – <i>Historischer Rückblick</i>	2- 5
3. – <i>Allgemeine Übersicht</i>	5- 21
a. <i>Stratigraphie</i>	5- 13
b. <i>Die Fazieszonen</i>	13- 14
c. <i>Die Faltungen, die Bruchbildung und die Kombination der griechischen Zonen mit den aussergriechischen Anschlusszonen</i>	14- 21
4. – <i>Spezieller Teil</i>	21-142
I. <i>Die Paxoszone</i>	21- 23
II. <i>Die adriatisch – ionische Zone</i>	24- 61
a. <i>Ithaka</i>	31- 33
b. <i>Korfu</i>	33- 45
c. <i>Epirus</i>	45- 52
d. <i>Leukas</i>	52- 54
e. <i>Westakarnanien (Xeromeros)</i>	54- 58
f. <i>Schlussbetrachtungen zur adriatisch – ionischen Zone</i>	59- 61
III. <i>Die Tripoljtza – Subzone</i>	62- 65
IV. <i>Die Olonos – Pindoszone</i>	65- 94
a. <i>Allgemeine Ausdehnung und Stratigraphie</i>	65- 69
b. <i>Pindoszug</i>	69- 79
c. <i>Peloponnes</i>	79- 85
d. <i>Kythera, Kreta, Rhodos</i>	85- 94
V. <i>Die Parnass – Kionazone</i>	94-105


Seiten.

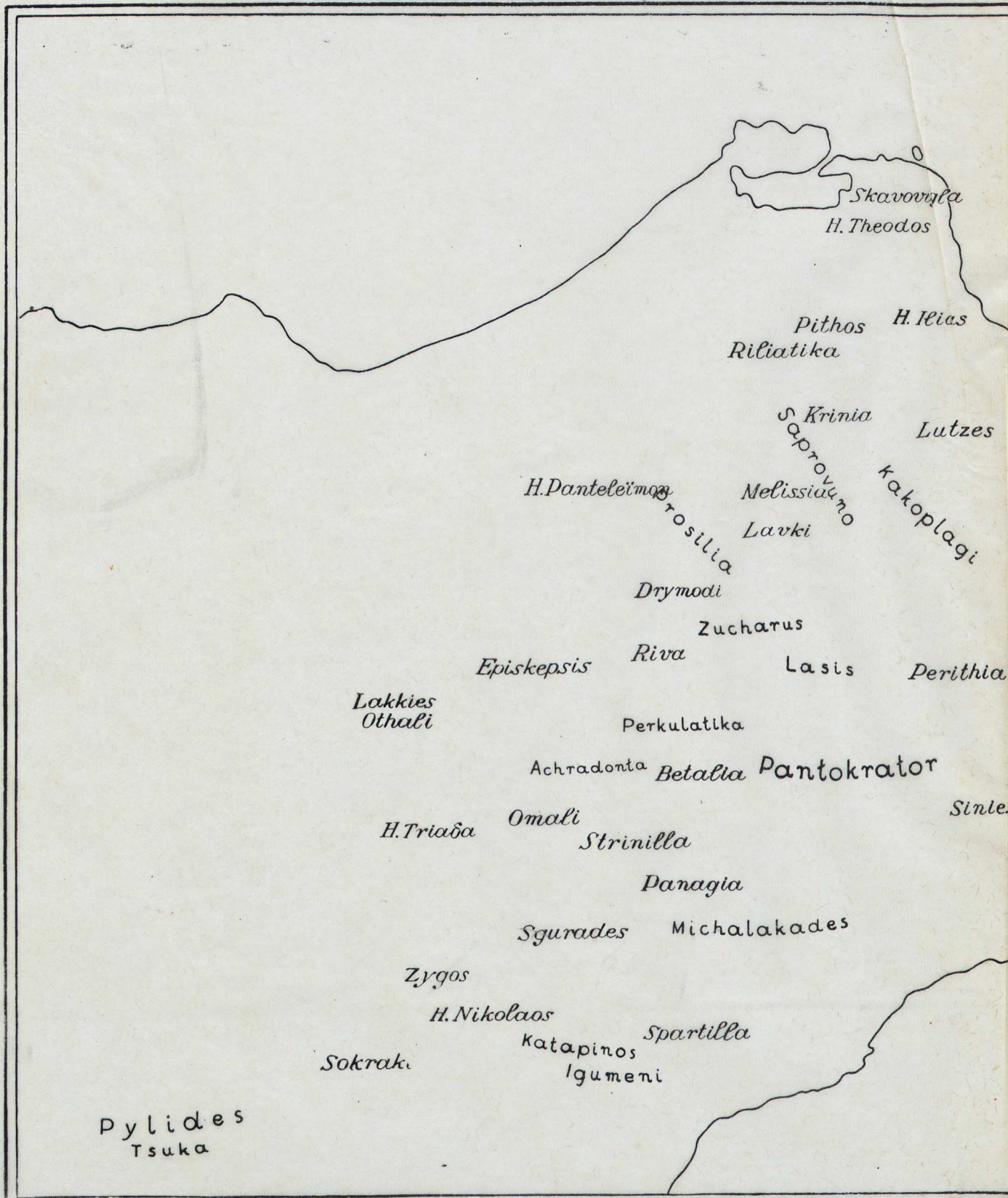
VI. Die osthellenische Zone	105-111
VIa. Abschliessende Ergänzungen zu den Kapiteln, IV, V und VI....	112-116
VII. Das zentralpeloponnesisch-kretische, das attisch-kykladische-und das pelagonische Massiv.....	116-142
5. - <i>Zusammenfassung</i>	143-152
6. - <i>Bemerkungen zu den beiden Karten</i>	152-158
I. Tektonische Übersichtskarte von Griechenland	152-156
II. Karte des Pantokratormassivs auf Korfu	156-158
7. - <i>Literaturverzeichnis</i>	158-167
8. - <i>Druckfehler und Ergänzungen</i>	168-169

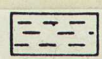


Tektonische Übersichtskarte von Griechenland.

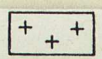
Nach der vorliegenden Literatur entworfen von
Carl Renz

- 
- I. Paxoszone. II. Adriatisch-ionische Zone.
⊕ IIIa. Ethiaserie. IIb. Ostätolische Flyschzone (Pindosflysch).
IIIc. Westätolische Flyschzone (ionischer Flysch).
▨ III Tripolitzaerie. ▩ IV Olonos-Pindoszone.
⊖ V Parnass-Kionaserie ⊞ VI Osthellenische Serie.
7 Zentralpeloponnesisch-kretisches Massiv
8 Attisch-kykladisches Massiv. 9. Pelagonisches Massiv.
9a. Lydisch-Karisches Massiv. ▨ X Axioszone (Vardarzone).
— Grenze zwischen der Paxoszone und der adriatisch-ionischen Zone
- - Aussengrenze der Olonos - Pindoszone.
- • - Umgrenzung des zentralpeloponnesisch-kretischen Massivs.
- o - Aussengrenze der Parnass - Kiona- und osthellenischen Zone.
- • • - Umgrenzung des attisch-kykladischen Massivs.
- + - Grenzlinien des pelagonischen Massivs.
- ++ - Grenzlinien des lydisch-karischen Massivs.
- - - Grenze Axioszone - Rhodopemasse.
|| Falten und Schuppen der adriatisch-ionischen Zone und Schuppe
im mittel- und nordgriechischen Anteil der Olonos - Pindoszone.
• Junge Laven in der Aegaeis.





Obertriadischer Dolomit



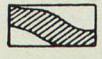
Orbitolenhorizont



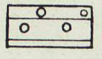
Pantokratorkalk



Häufiger Wechsel zwischen oberen Vigla
Orbitolenhorizont und Hippuriten



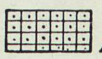
Oberlias und Dogger



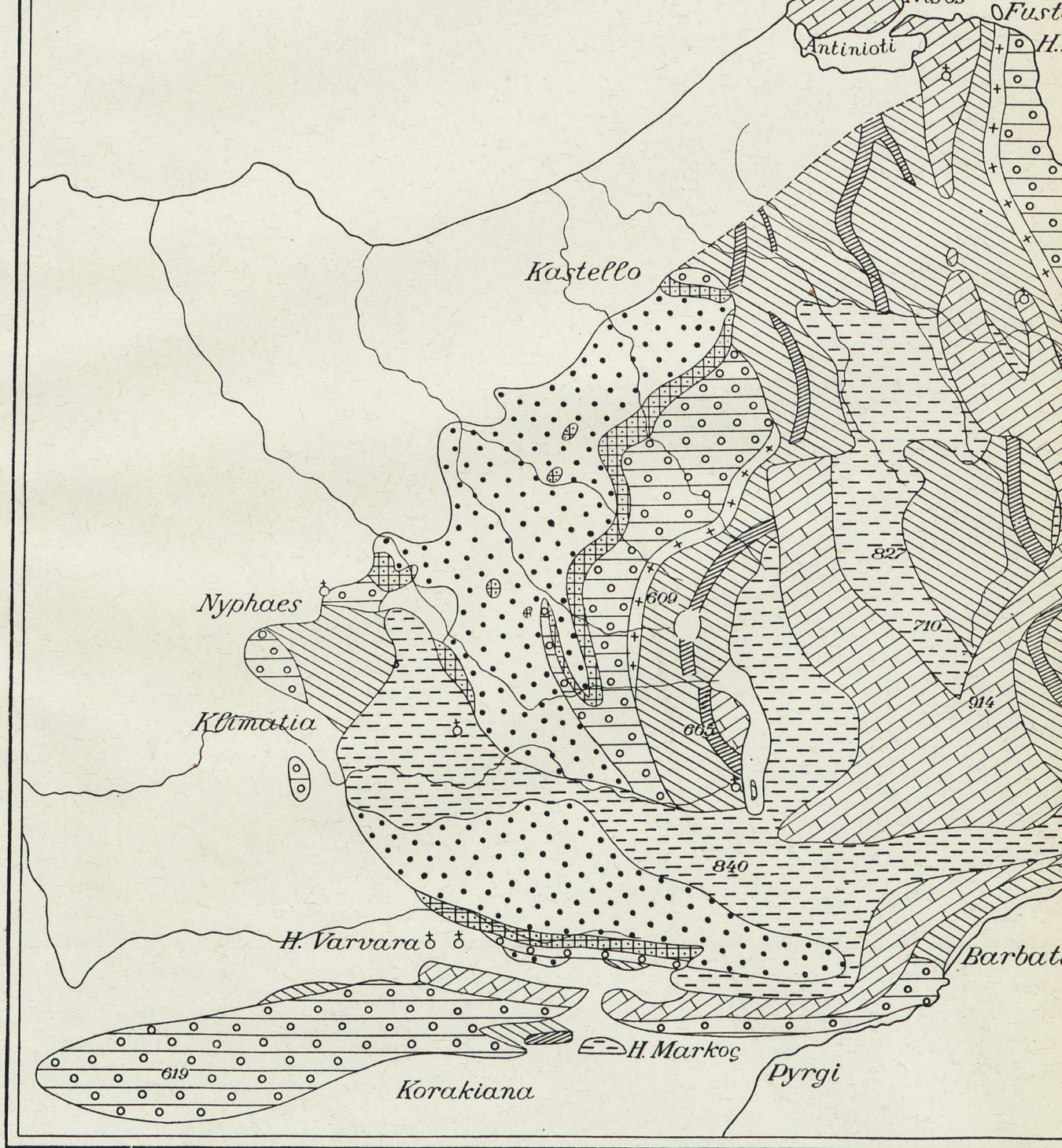
Turoner-oberkretazischer Hippuriten



Viglaeschichten
(Oberjura-Unterkreide).



Eozäner Nummulitenkalk (mit Lutétien)



Obertriadischer Dolomit



Orbitolenhorizont



Pantokratorkalk



Häufiger Wechsel zwischen oberen Vigla
Orbitolenhorizont und Hippuriten



Oberlias und Dogger



Turoner-oberkretazischer Hippuriten



Viglaeschichten
(Oberjura-Unterkreide).



Eozäner Nummulitenkalk (mit Lutétien)