Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 38 (1945)

Heft: 2

Artikel: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im griechischen Gebirgssystem. Teil I und II, Geologie und Stratigraphie

Autor: Renz, Carl / Reichel, Manfred

Kapitel: II: Überblick über die faziellen und grosstektonischen Richtlinien Griechenlands und die dem aegaeischen Jungpaläozeutikum darin einzuräumende Stellung

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-160634

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 22.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Die oberpermischen Lyttonienkalke der Insel Hydra stehen mit ihren reichlichen Lyttonien und einer charakteristischen Begleitfauna bis jetzt in solcher Entwicklung einzigartig in Griechenland da.

In Mitteleuboea wurden zwar noch vereinzelte Lyttonien mit *Lyttonia richthofeni* (KAYSER) angetroffen (Lit. 48), während das Aufspüren von ausgesprochenen Lyttonienkalken in Attika, abgesehen von dem im Mavrinorabezirk aufgefundenen kleinen Lyttonientyp, bisher nicht gelungen ist.

Die Formengruppe des *Waagenophyllum indicum* mit *Waagenophyllum indicum* (WAAGEN and WENTZEL) selbst und weiteren Waagenophyllumtypen ist jedoch wieder dem hohen Perm von Hydra und Attika gemeinsam.

Unter den jungpaläozoischen Gesteinen der Insel Hydra und ihrer Nebeninseln dominieren überhaupt die mit ihren drei Unterstufen nachgewiesenen permischen Kalke, denen gegenüber das in Attika stark verbreitete Oberkarbon räumlich sehr zurücktritt.

Nach dem vollständigen Durchschleifen der vielen in meiner Sammlung noch vorhandenen unbearbeiteten Handstücke von oberkarbonischen und permischen Foraminiferengesteinen werden wir in Fortsetzung dieses vorläufigen Berichtes eine Gesamtdarstellung des Jungpaläozoikums von Attika und des argolischen Archipels folgen lassen.

Alle bisherigen Forschungsergebnisse bestätigen jedoch bereits, dass in Griechenland die gesamten Permglieder mit ober-, mittel- und unterpermischen Äquivalenten, sowie Oberkarbon und Mittelkarbon (p. p.) vorhanden sind.

Was nun die Stellung des aegaeischen Jungpaläozoikums im allgemeinen Rahmen der griechischen Stratigraphie anbelangt, so habe ich schon wiederholt darauf hingewiesen, dass mir bis jetzt trotz zahlreichen Aufschlüssen noch kein geschlossen durchlaufendes Mittelkarbon-Permprofil bekannt ist und noch weniger ein solches, das einen störungslosen Überblick über die Aneinanderreihung der Gesteine vom Mittelkarbon bis zur Mitteltrias darbietet.

Soweit ersichtlich, wird auf Salamis das Substrat des attischen Jungpaläozoikums durch die obere, leichter metamorphosierte Abteilung des attisch-kykladischen Massivs gebildet.

Angesichts der verwickelten Lagerungsverhältnisse fragt es sich nun, welche Position dem attisch-mitteleuboeischen und argolischen Jungpaläozoikum gegenüber dem fundamentalen Metamorphikum einerseits und der es andererseits überbauenden Trias der Parnass-Kionafazies zukommt.

Bevor ich auf diese Frage eingehe, will ich das zu ihrer Beurteilung ausschlaggebend ins Gewicht fallende Verhältnis der normalsedimentären griechischen Gebirgseinheiten zu den kristallinen Massiven der Aegaeis im tektonischen Gesamtbild des hellenischen Gebirgssystems nochmals kurz rekapitulieren.

II. Teil.

Überblick über die faziellen und grosstektonischen Richtlinien Griechenlands und die dem aegaeischen Jungpaläozoikum darin einzuräumende Stellung.

In Anlehnung an meine Abhandlung „Die Tektonik der griechischen Gebirge" (Lit. 59) und unter Hinweis auf die dieser Arbeit beigegebene tektonische Übersichtskarte gebe ich zunächst einen auszugsweisen und durch zahlreiche neue Forschungsergebnisse erweiterten Rückblick über die von mir in Griechenland ausgeschiedenen Faziszonen und die damit zusammenfallenden tektonischen

Gebirgseinheiten mit ihren jeseitigen Funktionen. Die hier eingeflochtenen, sonst noch nicht mitgeteilten neuen Errungenschaften werden dabei gebührend berücksichtigt.

Die bei der stratigraphischen Aufteilung der metamorphosefreien Sedimentbildungen nachgewiesenen Altersstufen überziehen mit ihren Teilgliedern den griechischen Boden nicht in allseits gleichbleibender fazieller Ausstattung, sondern es macht sich innerhalb der verschiedenen Formationen mit dem ihre Streichrichtung verquerenden Fortschreiten vom ionischen zum aegaeischen Meer ein mehrmaliger Fazieswechsel geltend.

Auf Grund langjähriger Untersuchungen kristallisierten sich im normalsedimentären Bereich Griechenlands streichende einheitliche Faziesbänder, d. h. faziell individualisierte und aus dem dinarischen Streichen allmählich bogenförmig nach Osten drehende Längszonen heraus, deren Abgrenzungen sich allgemein mit denen der tektonischen Einheiten decken.

Aus der Zusammengliederung der an diesem allgemeinen Zonenbogen beteiligten gebirgsformenden Einzelzonen und dem Verhältnis der inneren Einheiten zu den aegaeischen Massiven gestaltet sich das Bild der griechischen Grosstektonik.

Vom westlichen bzw. südlichen Aussenrand des griechischen Festlandes und seiner vorgelagerten Inselfluren wurden gegen die Aegaeis zu folgende Fazieszonen bzw. Gebirgseinheiten ausgeschieden:

1. Die Paxoszone

als anscheinende Fortsetzung der apulischen Tafel mit den ionischen Inseln Paxos und Antipaxos, dem Aenoszug auf Kephallenia und dem westlichen Randgebirge der Insel Zante (Zakynthos).

Ältere als kretazische Ablagerungen, die, falls sie überhaupt noch zutage treten, zunächst auf Kephallenia zu erwarten wären, sind in dieser Zone noch nicht ermittelt worden.

Zu den frühsten bis jetzt bekannten Kreidegesteinen der Paxoszone gehören gelblichgraue foraminiferenführende Kalke mit *Choffatella* (oder *Pseudocyclammina*), *Trochammina*, *Polymorphina*, *Ophthalmidium*, *Nubecularia*, *Spiroplectammina*, Miliolen und Textularien, die im westlichen Randgebirge der Insel Zante (Zakynthos), wie in der westlichen Gegend des Merovigli, vorkommen und auf Altkreide hinweisen.

Das nächst höhere paläontologisch gesicherte Glied der Kalkfolge sind weisse, braungelb anwitternde und an kleineren Ostreen reiche, feinkörnige Kalke von etwas kreidiger Beschaffenheit mit doppelkieligen Globotruncanen, die zu *Globotruncana lapparenti-inflata* Bolli, *Globotruncana lapparenti-bulloides* Vogler (emend. Bolli) und *Globotruncana globigerinoides* Brotzen gehören. Begleitforaminiferen sind *Guembelina*, *Haplophragmium*, Rotaliiden, Globigerinen und *Stomiosphaera moluccana* Wanner, welch letztere auch in den östlicheren griechischen Fazieszonen wiederkehrt, wo sie allerdings in erster Linie im Tithon angetroffen wurde (s. S. 276 sowie S. 290 u. 291).

Gestützt auf die Globotruncanen-Stratigraphie und nach den stratigraphischen Höhenlagen der Gemeinschaftsbereiche der sich vertikal überschneidenden *G. lapparenti-inflata* Bolli und *G. lapparenti-bulloides* Vogler einerseits, sowie von *G. lapparenti-bulloides* Vogler und *G. globigerinoides* Brotzen andererseits, wäre diesen Globotruncanenkalken, die z. Z. im Süden von H. Leon vor dem westlichen Steilabbruch der Insel Zante (Zakynthos) nachgewiesen sind, ein turones oder, genauer umschrieben, etwa mittelturones Alter beizulegen.

Entweder reicht hier *G. lapparenti-inflata* gegenüber den Schweizer Vorkommen[56]) etwas höher hinauf oder *G. globigerinoides* tiefer hinab. Je nachdem könnten die beiden Globotruncanenformen auch auf einer mittleren Linie miteinander in Fühlung treten.

Der mittel- bis oberkretazische Rudistenkalk der Paxoszone enthält zum Teil noch ganze Schalen von Hippuriten, Sphaeruliten und weiteren Rudisten (wie auf Zante oder im verlängerten Aenoszug auf Kephallenia).

Ausserdem fanden sich auch in den oberkretazischen Kalken dieses Faziesbezirkes Foraminiferen mit der immer wiederkehrenden *Cuneolina conica* ORB. im Verein mit *Meandropsina*, *Polymorphina*, *Dicyclina*, Miliolen, Globigerinen und Textularien (nebst Hippuriten-, Sphaerulitenresten), und zwar in weissgrauen bis bläulichgrauen, feinkörneligen und ebenfalls etwas kreidigen Kalken der Insel Zante (wie am Westhang des Asteri, nördlich von H. Leon, beim Kloster H. Georgios und weiterhin gegen Sta Angona).

Die oberkretazischen Kalke werden regelrecht durch alttertiäre Kalke überlagert.

Aus dem Zwischenraum zwischen der Oberkreide und dem Mitteleocaen sind lichtgraue Paleocaenkalke bekannt, wie von der Insel Paxos, wo sie im Westgelände des Sputzo-Hafens *Globorotalia aragonensis* NUTTALL, *Alveolina primaeva* REICHEL, kleine Discocyclinen und Rotaliiden bergen.

Bei der Konkordanz der durchgehenden Kalkfolge ist darüber auch Yprésien inbegriffen.

Allgemein nachgewiesen sind sodann die Nummulitenkalke des Lutétiens mit den hierfür zuständigen Nummuliten (*Nummulites perforatus* MONTF. usw.), Alveolinen (u. a. *Alveolina ellipsoidalis* SCHWAGER), *Orbitolites complanatus* LAM. und weiteren einschlägigen Foraminiferentypen, nebst bisweilen beigemengten und eingeschwemmten Rudistenresten (Hippuriten usw.).

In höherem Niveau zeichnet sich der Ersatz der im östlich anschliessenden adriatisch-ionischen Faziesgebiet im Obereocaen, d. h. in dessen oberen Partien und im Oligocaen herrschenden gewöhnlichen Flyschsedimentation durch eine mehr plattig-kalkige, unter dem Sammelbegriff „Paxoskalke" spezialisierte Entwicklung ab als eine Eigenheit der Paxoszone gegenüber den übrigen griechischen Fazieszonen.

Auf Paxos und Zante führt dieser obere Kalkkomplex der Paxosserie eine von zahlreichen weiteren Foraminiferentypen begleitete Lepidocyclinenfauna des Aquitaniens.

Auf Paxos finden sich solche Lepidocyclinenkalke am Nordwestkap der Insel (in einem bräunlich- bis gelblichgrauen, dicker oder dünner geschichteten Kalk von etwas brecciösem Gefüge), sowie auf der dem Hafen von Gaion vorgelagerten Leuchtturminsel und weiterhin auf der Westseite des Sputzo-Hafens (hellgrauer Kalk). Die eingeschlossene Foraminiferenfauna des Aquitaniens besteht neben den Lepidocyclinen mit *Lepidocyclina (Eulepidina) levis* DOUV., *Lepidocyclina (Nephrolepidina) sumatrensis* BRADY, *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournouëri* LEM. et DOUV. aus *Neoalveolina pygmaea* HANZAWA, *Trillina howchini* SCHLUMB., *Spiroclypeus*, Heterosteginen, Amphisteginen, Operculinen, Gypsinen, Rotaliiden (*Rotalia tuberculata* SCHUBERT), Pulvinulinen, Miliolen, Globigerinen und Lithothamnien.

---

[56]) HANS BOLLI: Zur Stratigraphie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. Eclogae geol. Helv. 1944, Vol. 37, Nr. 2, S. 239.

Von einem weiteren Fundort der Insel Paxos, der als Cave di Fontanas bezeichnet wird, beschrieb A. SILVESTRI (Lit. 79) nach Funden von A. MARTELLI eine ähnliche Fauna, jedoch ohne *Neoalveolina pygmaea* HANZAWA.

Entsprechende, aber zum Teil faunistisch noch reichhaltiger ausgestattete aquitane Lepidocyclinenkalke liegen auf der Insel Zante, wo derartige hellgraue, mehr oder minder starke Foraminiferenkalklagen über den Dörfern Lagopodon und Romirion auftreten.

Aus der Romirion-Gegend sind hieraus anzuführen: *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* MICH., *Lepidocyclina (Eulepidina) formosa* SCHLUMB., *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournouëri* LEM. et DOUV. nebst weiteren Lepidocyclinentypen, sowie *Neoalveolina pygmaea* HANZAWA, *Trillina howchini* SCHLUMB., *Rotalia tuberculata* SCHUBERT, *Spiroclypeus*, *Amphistegina*, *Heterostegina*, *Operculina*, *Archaias*, *Sorites*, *Dendritina*, *Planorbulina*, *Gypsina*, *Biloculina*, *Triloculina*, *Quinqueloculina*, Miliolen und Lithothamnien.

Bei Lagopodon, in dessen Umgegend auch reichlich Korallen vorkommen, enthielt der dortige aquitane Foraminiferenkalk neben den Lepidocyclinen ebenfalls wieder *Neoalveolina pygmaea* HANZAWA und *Trillina howchini* SCHLUMB., sowie *Spiroclypeus*, *Heterostegina*, *Robulus*, *Dendritina*, Rotaliiden, Textularien, Miliolen, Globigerinen und die Alge *Microcodium*.

Sehr bezeichnend für diese hocholigocaenen Faunen der Paxoszone ist die ständige Wiederkehr der zuerst aus einem indonesischen Lepidocyclinenkalk beschriebenen *Neoalveolina pygmaea* HANZAWA und der auch von der Terra d'Otranto bekannten *Trillina howchini* SCHLUMB., und zwar an allen meinen Vorkommen von Paxos und Zante.

2. **Die adriatisch-ionische Zone,**

die mit dem einfachen Faltenwurf bis allgemein westwärts gerichteten Schuppenbau ihrer Gebirgsketten zunächst ebenfalls noch als autochthon zu betrachten ist und räumlich Südwestalbanien, Epirus (von der Artafluss-Senke ab), Akarnanien (Xeromeros), die westlichen Küstenlandschaften des Peloponnes und die restliche ionische Inselwelt mit Einschluss des südöstlichen Randgebirges von Kephallenia (Avgos–Kokkini Rachi–Atroszug) umfasst.

Die zonenweit durchlaufende praeneogene Sedimentserie der adriatisch-ionischen Faziesentwicklung setzt sich aus einer ganzen Reihe von konkordant auf einander folgenden mesozoischen und alttertiären Teilgliedern zusammen, beginnend mit schwarzen karnischen Carditakalken, den sogenannten Fustapidimakalken, als Basis von obertriadischem ionischem Hauptdolomit, der seinerseits unter anscheinenden regionalen Fluktuationen durch den darauffolgenden ionischen Dachsteinkalk oder Pantokratorkalk (mit lokal nachgewiesenen Megalodonten, obernorischen Korallen (*Stylophyllopsis caespitosa* und *rudis* FRECH, *Coccophyllum acanthophorum* FRECH, Phyllocoenien und Thecosmilien), Stromatoporen und durchgehend verbreiteten Gyroporellen [*Gyroporella vesiculifera* GUEMBEL usw.]) abgelöst wird.

Diese letztere mächtige Kalkfolge der Pantokratorkalke reicht mit örtlich festgestellten unter- und mittelliassischen Brachiopodenlagern (Lit. 73 u. 104) in gleicher lithologischer Beschaffenheit bis zur Oberkante des Mittellias hinauf, wobei sich jedoch hier strecken- und partienweise auch wieder dolomitische Gesteine einstellen.

Die Pantokratorkalke enthalten mancherorts auch Bryozoen, Ostracoden und Foraminiferen, wie Valvuliniden und Lituoliden (z. B. auf der dem Südwestkap (Skropha) von Akarnanien vorgelagerten Insel Oxia) oder *Ophthalmidium*,

Ammodiscus, *Trochammina*, *Cornuspira*, Verneuilinen und Textulariden (Korfu inkl. Vido, Leukas usw.).

Im Pantokratorkalk der südakarnanischen Randinsel Dioni treten zu diesen Foraminiferentypen noch *Nodosaria* und *Frondicularia* mit relativ grossen Individuen.

Nach einer lokalisiert auftretenden Übergangsbildung mit Ammonitenlagern des Domeriano (mit Arieticeraten, Rhacophylliten usw. und auch Aulacoceraten) folgen auf den Pantokratorkalk im Oberlias die sich von der Bucht von Valona und der Insel Othoni (Fanó) bis hinunter zum Süden Akarnaniens und Kephallenias erstreckenden, teils roten, teils grauen oder beidfarbig gefleckten Knollenkalke und Knollenmergel des rein mediterranen Ammonitico rosso mit derselben reichhaltigen Ammonitengemeinschaft[57]) wie in den gleichen Fazies der Zentralapenninen, der lombardischen Alpen (Alta Brianza usw.) und des Südtessins (Breggia, Generoso). Daran reihen sich grundsätzlich gleichgearteter Unterdogger mit Ammonitenfaunen der Opalinum- und Murchisonaeschichten[57]) und weiterhin gebankte, graue Kalke des Mitteldoggers, die mit den lokal ammonitenführenden Humphriesianumschichten abschliessen (letztere auf Korfu inkl. Vido und an der gegenüberliegenden epirotischen Festlandsküste (Literatur Fussnote 57, sowie Lit. 11 u. 67).

Neben dieser als Beckenfazies zu charakterisierenden Ausbildung des oberen Lias und älteren Doggers geht als Schwellenfazies noch eine zweite heteropische Faziesform einher mit einer an die neritische mitteleuropäische Randfazies anklingenden Posidonienschieferentwicklung (schwarze, z. T. auch Horsteinlagen führende Schiefer mit *Posidonia bronni* Voltz als untere oberliassische Posidonienstufe)[58]).

Diese faziellen Abweichungen werden wohl durch die submarinen Höhenunterschiede zwischen den die beiden Faziestypen tragenden grossräumigen Absatzgebieten bedingt, zwischen denen sich Grenzstreifen mit klastischen Einschaltungen hindurchziehen. Letztere sind infolge der sich vertikal gegeneinander verschiebenden Grossblöcke tektonischen Ursprungs.

Diese im Oberlias und Unterdogger der Grenzprofile eingelagerten klastischen Bildungen enthalten zeitlich zugehörige autochthone Ammoniten und Brachiopoden, sowie im Oberlias als Seltenheit auch sekundär hineingeratene Bruchstücke von Domeriano-Ammoniten (*Rhacophyllites lariensis* Menegh., *Arieticeras;* vgl. Lit. 106, S. 440 u. 441).

---

[57]) Verzeichnisse der Ammonitenfaunen des Oberlias und Doggers finden sich in meinen diesbezüglichen in Lit. 88, 89 u. 90 zitierten Arbeiten, ergänzt u. a. durch spätere Funde von *Nautilus jourdani* Dum. var. (Oberlias von Epirus), *Hildoceras sublevisoni* Fucini, *Polyplectus discoides* Zieten var. *pluricostata* Haas, *Phylloceras doederleinianum* Catullo, *Frechiella achillei* Renz var. *linariensis* Renz und einer weiteren neuen Varietät der *Frechiella achillei* Renz, die ich erst kürzlich noch auf Korfu im Oberlias zwischen Perithia und Kakoplagi gefunden habe. Den Ammonitenfaunen sind noch vereinzelte Aptychen (*Cornaptychus mirabilis* Fucini, *Cornaptychus helenae* Renz), *Posidonia bronni* Voltz und seltene Brachiopoden beigesellt, wie u. a. *Pygope aspasia* Menegh., *Pallasiella kerkyraea* Renz nebst verschiedenen Spiriferinen (vgl. Lit. 104). Ein Einzelstück von *Psephechinus renzi* Jeannet bleibt auf den oberliassischen Ammonitico rosso von Korfu beschränkt.

[58]) In der oberliassischen Posidonienschieferfazies erscheinen ebenfalls sporadische Aptychen, wie *Cornaptychus elasma* (Mey.), *Cornaptychus elasma* (Mey.) var. *latifrons* (Voltz), *Cornaptychus ovatus* (Meyer), die Gruppe des *Cornaptychus stenolythensis* Trauth mit *Cornaptychus stenolythensis* und einer seiner var. *nagatoënsis* (Nag.) äusserst ähnlichen Form, *Cornaptychus lythensis* (Quenst.), bzw. Typen dieser Gruppe.

Über die beidseitigen heteropischen Faziesgruppen legen sich dann nach Abschluss der ihre Höhendifferenz ausgleichenden untermeerischen vertikalen Grossblockbewegungen die wieder einheitlich über das ganze adriatisch-ionische Faziesgebiet hingebreiteten Posidonienhornsteine des oberen Doggers (mit *Posidonia alpina* GRAS., *P. buchi* ROEMER u. a. nebst sporadischen Aptychen und *Rhynchoteuthis*), wobei die Posidonienführung auch noch ins Callovien hinein andauern kann. Sie bilden eine zweite obere Posidonienstufe[59]).

Graue oolithische Kalklagen, die sich im Verband der Posidonienhornsteine oder in den Profilen der Posidonienfazies auch schon vorher nach dem Unterdogger zwischenschalten, enthalten auf Korfu und weiterhin Foraminiferen mit *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD und *Coscinoconus* cf. *elongatus* LEUPOLD[60]) nebst einer bisher unbekannten eigenartigen Foraminifere, sowie mit Textularien und Bryozoen. Korfiotische Fundstellen der dünnschichtigen oolithischen Kalke mit den *Coscinoconus*-Arten liegen u. a. nördlich von Siniés (Bajocien) und bei Strinilla (Bathonien). Das Auftreten von *Coscinoconus alpinus* und *elongatus* im oberen Bajocien und im Bathonien der adriatisch-ionischen Fazies deckt sich mit dem Niveau dieser interessanten Foraminiferen in Frankreich und Syrien (nach J. PFENDER).

Die Posidonienhornsteine des oberen Doggers habe ich ebenso wie die Gesteine des adriatisch-ionischen Oberlias mit ihren verschiedenen Variationen in faziell gleicher Entwicklung über die Zentralapenninen bis ins Resegone-Gebirge bei Lecco verfolgen können (Lit. 81 u. 82).

Lithologisch entwickelt sich aus den Posidonienhornsteinen heraus die kombinierte Hornstein–Schiefer–Plattenkalkserie der oberjurassisch-unterkretazischen Viglaesschichten, wobei jedoch die Gesteinsarten des Viglaessystems in den Profilen der Posidonienschieferfazies bereits mit dieser einsetzen. Der etwa 450 m mächtige Komplex der nach dem Viglaesberg auf Korfu benannten Viglaesschichten gehört zusammen mit den Pantokratorkalken zu den gewichtigsten Aufbaugliedern der adriatisch-ionischen Gebirge und Inseln.

Der oberjurassische Abschnitt der Viglaesschichten führt Tithon-Aptychen (*Laevaptychus*, *Lamellaptychus*[61]) und lokalisiert (wie bei Dekatiés auf Leukas) Aspidoceraten, Perisphincten, Phylloceraten (*Phylloceras ptychoïcum* QUENST.), Lytoceraten usw. nebst *Rhynchoteuthis*, Belemniten und Echiniden [*Tithonia (Collyrites)* cf. *transversa* ORB.].

Die Aptychen beschränken sich nicht allein auf das Tithon, sondern sie treten mit anderen Typen auch im tieferen Malm auf, wenn auch meistens nur ganz sporadisch.

---

[59]) Karten, die die Verteilung der beiden Faziestypen des Oberlias und Doggers und ihrer Grenzbildungen veranschaulichen, wurden in meinen beiden diesbezüglichen Abhandlungen Lit. 89 und 90. publiziert. Inzwischen habe ich eine Reihe weiterer Vorkommen des Oberlias und Doggers mitgeteilt, die noch auf diesen Übersichtskarten einzutragen sind (siehe Schriftenverzeichnis Nr. 101, 105, 105a, 106, 112, 115 u. 119).

[60]) W. LEUPOLD und H. BIGLER: *Coscinoconus*, eine neue Foraminiferenform aus Tithon-Unterkreidegesteinen der helvetischen Zone der Alpen. Eclogae geol. Helv. 1935, Vol. 28, Nr. 2, S. 606—624 mit Taf. 18. Ferner J. PFENDER: Sur la répartition stratigraphique de *Coscinoconus* Leupold. C. R. S. de la Soc. géol. de France 1936, Nr. 12, p. 209—211.

[61]) Mit *Lamellaptychus lamellosus* (PARK.), *Laevaptychus longus* (MEYER), *Laevaptychus longus* (MEYER) var. *pernoides* MENEGH., *Laevaptychus latus* (PARK.), *Laevaptychus latissimus* TRAUTH, *Laevaptychus longobliquus* TRAUTH var. *pernoides* (STOPPANI), *Laevaptychus meneghinii* (ZIGNO), *Laevaptychus meneghinii* (ZIGNO) var. *gigantis* MENEGH., *Laevaptychus ventilabrum* (STOPPANI) usw. In den tithonischen Aptychenschichten von Epirus fand sich auch *Pygope triangulus* LAM.

Die mannigfachen habituellen Ähnlichkeiten des adriatisch-ionischen Viglaessystems mit dem tessinischen und italienischen Biancone berechtigten zu der Erwartung, dass darin auch Calpionellen auftreten. Tatsächlich stellen sich die Calpionellen mit der häufigen *Calpionella alpina* LORENZ und der selteneren *Calpionella oblonga* CADISCH[62]), zusammen mit *Cadosina fusca* WANNER, *Stomiosphaera moluccana* WANNER[63]), Radiolarien und Spongiennadeln in bianconegleichen dichten, aptychenführenden Tithonkalken dieser westhellenischen Fazies ein. Solche Calpionellenkalke fanden sich z. B. im südöstlichen Randgebirge von Kephallenia auf dem Plateau zwischen Atros und Jeros (mit *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella oblonga* CADISCH, *Stomiosphaera moluccana* WANNER, Radiolarien) oder auf Leukas, wo sie u. a. in hellgrauen *Lamellaptychus lamellosus* führenden Kalken zwischen der Amusa-Bucht und dem Stavros-Sattel (*Calpionella alpina* LORENZ, Radiolarien), sowie in gleichfalls aptychenhaltigen, hellgrauen, dichten Kalken bei Dekatiés am Südhang des Meganoros ermittelt wurden (an letzterer Lokalität mit *Calpionella alpina* LORENZ, *Cadosina fusca* WANNER und Lageniden). Im Viglaeskomplex von Epirus steht z. B. ein lichtgrauer Kalk mit dominierenden Radiolarien und seltenen Individuen der *Calpionella alpina* LORENZ bei der Phteliabucht an (nordseits des Hafengrundes), d. h. gegenüber der Insel Korfu im festländischen Küstenstreifen.

Die petrographisch andersartig nuancierten, kalkigen oder mergelig-sandigen und kieseligen tithonischen Aptychengesteine der adriatisch-ionischen Fazies enthalten dagegen teils nur Radiolarien und Spongiennadeln, teils aber auch *Stomiosphaera moluccana* WANNER. Solche Aptychengesteine mit *Stomiosphaera moluccana* WANNER wurden auf Korfu, Leukas, Meganisi, Kalamos, Kephallenia und in Epirus nachgewiesen, desgleichen mit Radiolarien auf Korfu und Leukas, in Südalbanien, Epirus und Akarnanien.

Abgesehen von dem genannten Cadosinenvorkommen auf Leukas wurde auf Korfu im Oberteil der Palaeospita-Schlucht ein Cadosinenkalk mit *Lamellaptychus lamellosus* aufgefunden, der massenhafte Individuen der *Cadosina fusca* WANNER führt.

Cadosina fusca WANNER und *Stomiosphaera moluccana* WANNER sind erstmals aus oberjurassischen und unterkretazischen Kalksteinen, Mergelkalken und Mergelschiefern von Timor, Misol, Seran und anderen Inseln des östlichen malayischen Archipels beschrieben worden, wo sie ebenso wie die im alpidischen Orogen in faziell gleichartigen Gesteinen auftretenden Calpionellen als Leitfossilien für die allgemein gleiche Zeitspanne von stratigraphischer Bedeutung sind.

Jedenfalls ist es interessant, diese indonesischen Formen der *Cadosina fusca* WANNER und *Stomiosphaera moluccana* WANNER nun auch in altersgleichen Gesteinen Griechenlands wiederzufinden, und zwar hier z. T. im Zusammenleben mit den Calpionellen.

Gleich wie die zur Infusoriengruppe der *Tintinnoidea* gehörigen Calpionellen werden voraussichtlich auch die Cadosinen und Stomiosphaeren im adriatisch-ionischen Viglaessystem noch in die untere Altkreide hinaufgehen (*Stomiosphaera* ausserdem noch im Turon der Paxoszone).

Der altkretazische Abschnitt des Viglaeskomplexes enthält hier noch weitere Foraminiferen. So wurden auf der Insel Ithaka (östlich Phrikes gegen Mavrona)

---

[62]) JOOS CADISCH: Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. Geolog. Rundschau 1932, Bd. 23, S. 241—257.

[63]) JOHANNES WANNER: Gesteinsbildende Foraminiferen aus Malm und Unterkreide des östlichen ostindischen Archipels. Palaeontolog. Zeitschr. 1940, Bd. 22, Nr. 2, S. 75—99.

im konkordanten Liegenden der dortigen cenomanen Orbitolinenschichten vereinzelte Orbitolinen im Verein mit *Spirillina*, *Robulus*, *Trocholina*, Radiolarien und *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD ermittelt. Das Niveau dieser Foraminiferenschicht mit *Coscinoconus alpinus*, der bereits aus dem oberen Bajocien und Bathonien der adriatisch-ionischen Faziesserie angegeben wurde, könnte nach seiner Höhenlage im fortlaufenden Profil etwa dem Urgonien entsprechen, wozu bemerkt sei, dass *Coscinoconus* nach einer Mitteilung von J. PFENDER (loc. cit.) auch in Frankreich bis ins Urgonien hinaufgeht.

An sonstigen Fossilien wurden im unterkretazischen Anteil des Viglaeskomplexes nur stellenweise vereinzelte Belemniten, wie der für Aptien (bis oberes Neokom) sprechende *Mesohibolites varians* SCHWETZOFF angetroffen.

Den Abschluss der Viglaesschichten nach oben bildet der wieder über den ganzen adriatisch-ionischen Faziesraum verbreitete *cenomane Orbitolinenhorizont*[64]), in dem sich zusammen mit den Orbitolinen (*Orbitolina conoidea* GRAS. u. a.) noch *Globotruncana apenninica* O. RENZ, *Globotruncana ticinensis* GANDOLFI, *Anomalina breggiensis* GANDOLFI und *Anomalina lorneiana* ORB. einfinden, während im unmittelbaren Liegenden zu diesen beiden Globotruncanenarten und *Orbitolina* noch *Planulina buxtorfi* GANDOLFI hinzutritt. In einer nächsttieferen Schicht erscheint *Anomalina roberti* GANDOLFI in Begleitung von Globotruncanen und spärlichen Orbitolinen. Insgesamt handelt es sich hier um Foraminiferentypen, wie sie auch im Zentralapennin[65]) und im Südtessin (Scaglia bianca)[65]) im gleichen stratigraphischen Niveau wiederkehren[66]).

---

[64]) Auf meiner in den Mém. de l'Acad. d'Athènes, Bd. 8 erschienenen geologischen Karte des nordkorfiotischen Berglandes ist noch ein nachträglich festgestelltes Vorkommen von Orbitolinenkalk bei Barbati einzuzeichnen (westseits des Strassenübergangs über den Barbativorsprung). Weitere inzwischen neu aufgefundene Vorkommen von Orbitolinenkalk und weissem löcherigem Orbitolinenhornstein liegen im nördlichen Gebirge von Korfu zwischen Vigla und Portaes und westlich Portaes.

[65]) OTTO RENZ: Stratigraphische und mikropalaentologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin. Eclogae geol. Helv. 1936, Vol. 29, Nr. 1, S. 1 bis 149. — R. GANDOLFI: Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacici dei dintorni di Balerna (Canton Ticino). Rivista ital. di Paleontologia 1942, Jahrg. 48, Mem. 4.

[66]) Auf der zwischen Ithaka und Kalamos gelegenen Insel Atokos finden sich, um wenigstens eines der diesbezüglichen regional etwas differenzierten Profile zu demonstrieren, in den oberen, etwas kreidigen, lichtgrauen Kalkplatten des Viglaessystems neben Inoceramenprismen an Foraminiferen: *Planulina buxtorfi* GANDOLFI, *Globotruncana apenninica* O. RENZ, *Globotruncana ticinensis* GANDOLFI, *Globigerinella* und *Orbitolina* (auf Atokos bei H. Joannis).

Auf diese Schichten folgt im südöstlichen Teil von Atokos das eigentliche cenomane Orbitolinenlager in lithologisch gleichbeschaffenen, weissgrauen Kalken mit Orbitolinen, *Globotruncana apenninica* O. RENZ, *Globotruncana ticinensis* GANDOLFI, *Anomalina breggiensis* GANDOLFI und *Globigerina* cf. *cretacea* ORB. im Verein mit braungelben, kieseligen Lagen, die gleichfalls Orbitolinen, Miliolen und Bryozoen enthalten.

In etwas höheren Lagen fand sich *Globotruncana* cf. *renzi* GANDOLFI neben bereits nicht mehr autochthonen Orbitolinen.

Darüber lagert im südöstlichen Küstenstrich von Atokos der übliche turone-oberkretazische Hippuritenkalk mit dem Orbitoidenhorizont des Maestrichtiens, der auch auf Atokos die entsprechenden Orbitoiden, Sideroliten usw., *Cuneolina conica* ORB., Miliolen und eine auch im Maestrichtien des Pindos wiederkehrende Form der Gattung *Miscellanea* führt, wozu noch grössere Hippuriten- und Radiolitentrümmer nebst eingeschwemmten Orbitolinen kommen. Aufgearbeitete Orbitolinen fanden sich auch noch in dem dem Maestrichtien vorangehenden tieferen Niveau des Hippuritenkalkes. (Siehe hierzu auch CARL RENZ, Lit. 35 und Lit. 106.)

Über den cenomanen Orbitolinenschichten folgen die hellgrauen, grob gebankten bis klotzigen turonen-oberkretazischen Kalke mit Rudistenfragmenten (Hippuriten, Sphaeruliten, Radioliten usw.) und den inbegriffenen feinbrecciösen Orbitoidenkalken des Maestrichtiens[67]). Die auch globotruncanhaltigen Orbitoidenkalke verteilen sich ebenfalls auf das ganze Gebiet der adriatisch-ionischen Fazieszone.

Nach obenhin greift mit der Wende zum Alttertiär eine abermalige, regional auch dicke Bänke einschliessende, hellgraue, hornsteinführende Plattenkalkserie Platz, die ebenfalls Foraminiferenlager enthält, und zwar zunächst solche des Paleocaens.

Das adriatisch-ionische Paleocaen wird faunistisch charakterisiert durch *Miscellanea miscella* ARCH., *Lituonella roberti* SCHLUMB., *Discocyclina* aff. *seunesi* DOUV., *Alveolina primaeva* REICHEL und Globorotalien mit *Globorotalia aragonensis* NUTTALL und *Globorotalia spinulosa* CUSHM. Begleitfossilien sind u. a. *Discorbis*, *Operculina*, *Nodosaria*, Rotaliiden, Globigerinen, Miliolen und Lithotamnien[68]).

In höherem Niveau folgen Yprésien und Lutétien, ohne dass sich in dem lithologisch gleichgearteten Komplex feste Trennungslinien abzeichnen, so dass namentlich das Yprésien im Gelände nur schwierig vom Paleocaen abzutrennen ist.

Dieselbe Entwicklung liegt im cenomanen Orbitolinenhorizont der Insel Ithaka vor, wo im Koraxprofil bei Marathia (im südlichen Inselteil) gleichgeartete, ebenfalls von verkieselten Orbitolinenlagen durchschossene, lichtgraue Kalke mit *Orbitolina conoidea* GRAS., *Globotruncana ticinensis* GANDOLFI, *Globotruncana apenninica* O. RENZ, *Anomalina breggiensis* GANDOLFI, *Anomalina* cf. *lorneiana* ORB., *Globigerinella* und *Cristellaria* erfüllt sind (vgl. Lit. 35).

Entsprechende Verhältnisse herrschen ferner auf der Insel Kalamos, in deren Südwestzipfel sich am Westhang des Meganoros neben dem Orbitolinenkalk noch *Anomalina roberti* GANDOLFI im Verein mit Globotruncanen und *Orbitolina* einstellt, und zwar in petrographisch übereinstimmendem Kalk mit eingewachsenem bräunlichgrauem Radiolarienhornstein (siehe Lit. 105 u. 105a). *Planulina buxtorfi* GANDOLFI kehrt auch im globotruncanenhaltigen Orbitolinenkalk von Korfu wieder (wie oberhalb der Kulurabucht).

[67]) Siehe die entsprechende sich gleichbleibende Foraminiferenfauna des Maestrichtiens im nachfolgenden Abschnitt über die Olonos–Pindoszone. Unter den seltenen Foraminiferentypen wäre u. a. *Monolepidorbis* ASTRE aus dem Maestrichtienzug des Meganoros im Südwestzipfel der Insel Kalamos zu nennen.

[68]) Hierzu seien noch einige Ergänzungen angefügt. Abgesehen von ihrem Auftreten im Paleocaen der Paxoszone wurde *Alveolina primaeva* REICHEL durch ihren Begründer noch in Schliffen meines paleocaenen Foraminiferenmaterials vom Gipfelmassiv des Bergandi in Akarnanien und in der Paleocaenfauna der Insel Kithros erkannt. Kithros erhebt sich westwärts vom Auslauf des Südsporns von Meganisi, auf welcher ionischen Insel das foraminiferenhaltige Paleocaen ebenfalls ausgezeichnet entwickelt ist. Ein weiterer Fundort mit *Alveolina* cf. *primaeva* liegt am Westhang der epirotischen Xerovunikette gegen das Vyrostal zu (SO Anogia), wo zusammen damit *Rotalia trochidiformis* LAM., weitere Rotaliinen *(Lockhartia)*, Operculinen und kleine Nummuliten vorkommen (hier vielleicht schon Yprésien; am Gipfelplateau der Xerovuni Maestrichtien mit *Orbitoides media* ARCH. usw.). Vergl. hierzu Lit. 106 u. 112.

Auf der im Korfukanal zwischen der Stadt Korfu und der Goumenitza-Bucht (Epirus) auftauchenden Insel Prasudi führt der graue bis elfenbeinfarbige Paleocaenkalk im westlichen und nordwestlichen Inselteil massenhaft Globorotalien mit *Globorotalia spinulosa* CUSHM. und *Globorotalia aragonensis* NUTTALL, sowie mit *Miscellanea miscella* ARCH., *Discocyclina* aff. *seunesi* DOUV., *Cibicides*, Miliolen, Rotaliiden, Globigerinen nebst seltenen Geröllen mit *Globotruncana stuarti* (LAPP.) und *Globotruncana leupoldi* BOLLI, sowie aufgearbeitete Orbitoiden, Sideroliten und kleine Rudistenreste.

Für Yprésien[69]) spricht die folgende Foraminiferengemeinschaft mit *Coskinolina* (wie beim Kastello-Hügel im nördlichen Korfu), kleinen Nummuliten, Discocyclinen, Alveolinen (u. a. *Alveolina* cf. *lepidula* SCHWAGER, *Alveolina schwageri* CHECCHIA-RISPOLI), Globorotalien [*Globorotalia spinulosa* CUSHM. und *Globorotalia crassata* (CUSHM.)][70]), *Rotalia trochidiformis* LAM. und weiteren Rotaliiden, *Operculina*, *Carpenteria*, Globigerinen, Textulariden, Lithothamnien usw.

Das Lutétien ist die Stufe der eigentlichen Nummulitenkalke mit meist grossen Nummuliten (*Nummulites perforatus* MONTF. usw.), Alveolinen, die stellenweise im Gestein auch überwiegen können, Discocyclinen, *Orbitolites complanatus* LAM., *Gypsina globulus* REUSS und anderen mehr.

Die mitteleocaenen Foraminiferen, denen sich gelegentlich noch eingeschwemmte Hippuriten- und sonstige Rudistentrümmer beimengen, finden sich nicht nur im Kalk, sondern teilweise auch in darin eingewachsenen grauen Hornsteinknollen, und zwar in ausgezeichneter Überlieferung.

In den plattigen Kalken selbst sind die Grossforaminiferen vornehmlich in den Lagen von mehr oder minder feinbrecciöser Textur angereichert, doch ist auch in den Einzelbänken bisweilen die dichte Kalkmasse mit feinbrecciösen schlierenartigen Einlagerungen verschmolzen. Beispielsweise enthält ein solcher am Ostrand des leukadischen Vorgebirges (südlich Ponti) entnommener eocaener Kalk in seinem brecciösen Anteil Grossforaminiferen mit Nummuliten, *Alveolina* s. str., Discocyclinen, *Orbitolites complanatus* LAM. und *Gypsina globulus* REUSS, während der damit verbundene homogene Kalk der gleichen Platte mit Globorotalien und Globigerinen durchsetzt ist.

Die alttertiäre Kalkserie überschreitet beim Übergang zum konkordant folgenden obereocaenen-oligocaenen Flysch noch die Oberkante des Mitteleocaens, wenn auch der Anteil der Kalkfolge am Obereocaen kaum allzu weitgreifend hinaufrücken dürfte, soweit es sich nach der Mächtigkeit der obereocaene Foraminiferen führenden Grenzkalke abschätzen lässt.

Die auf Priabonien weisenden Foraminiferentypen der oberen Grenzkalke sind: die häufige, in diesem Niveau regional allseits wiederkehrende *Chapmanina gassinensis* SILVESTRI und die seltenere *Pellatispira madaraszi* HANTK., die namentlich von Korfu (südlich Zygos–Spartillapass) in tadellosen Exemplaren vorliegt, sowie *Asterocyclina* und *Baculogypsina* (u. a. mit guten Individuen beim Kastello-

---

[69]) Solche hellgraue Foraminiferenkalke des Yprésiens mit kleinen Nummuliten, Alveolinen, Discocyclinen, *Orbitolites complanatus* LAM., *Operculina*, *Miscellanea*, *Dendritina*, Globigerinen und Globorotalien (*Globorotalia spinulosa* CUSHM.) liegen beispielsweise auf Othoni (Fanó) zwischen den nummulitenreichen Lutétienkalken des Merovigli- und Kastrozuges und dem Paleocaen-, Danien-, und Maestrichtienkalk, welch letzterer beim Südwestkap der Insel (Kalypsogrotte) an der Kalkwand hinter dem Strand der Aspros-Ammosbucht ansteht. Der dortige lichtgraue Maestrichtienkalk führt die entsprechenden Typen von *Orbitoides*, *Lepidorbitoides*, *Siderolites calcitrapoides* LAM., *Miscellanea* sp., *Globotruncana stuarti* (LAPP.) und *Globotruncana leupoldi* BOLLI, nebst teilweise grossen Sphaeruliten- und sonstigen Rudistentrümmern.

Der lichtgraue Priabonienkalk von Othoni (Fanó) enthält reichliche und schöne Exemplare von *Chapmanina gassinensis* SILV., sowie *Baculogypsina*, *Asterocyclina*, *Operculina*, *Heterostegina*, *Gypsina*, kleine Nummuliten, Rotaliiden, Nodosarien, Globigerinen und Bryozoen nebst aufgearbeiteten Alveolinen und Discocyclinen (wie u. a. in der nordseitigen Umgebung von Daphni).

[70]) Wie z. B. in dem mit Paleocaen verbundenen Yprésien auf der Insel Kalamos (westlich Agrapidia und unterhalb Pefkos), sowie auf Korfu neben dem Paleocaen über der Apraós-Bucht oder gleicherweise auf dem Pylides-Rücken (zwischen Sokraki und dem Maestrichtien des Tsukagipfels) usw. und weiterhin im adriatisch-ionischen Faziesgebiet.

Hügel im nördlichen Korfu), wozu noch *Discocyclina* (schmale Formen), kleine Nummuliten, *Heterostegina*, *Carpenteria*, *Spiroclypeus*, *Gypsina*, *Nodosaria*, *Valvulina*, *Cristellaria*, Rotaliiden, Miliolen, Textularien, Globigerinen, Lithothamnien und vereinzelte, aufgearbeitete Alveolinen kommen.

Solche obereocaene Foraminiferenkalke fanden sich auf Othoni (Fanó), auf Korfu (entlang der unteren Flyschgrenzen) und in weiteren Teilgebieten der adriatisch-ionischen Zone, doch scheinen die Priabonienkalke beim Weiterschreiten nach Osten auch schon im Innenbereich der adriatisch-ionischen Zone fluktuierend durch Flyschgesteine ersetzt zu werden.

Hierauf weisen einige Beobachtungen am Ostrand des ebenfalls noch zum adriatisch-ionischen Verband gehörigen westaetolischen Flyschbandes, längs dessen Westgrenze sich die vorangehenden adriatisch-ionischen Formationen in konkordanter Bindung regulär aus dem hangenden Flysch herausfalten.

Am Ostsaum des hier vom Olonos-Pindossystem überschobenen breiten westaetolischen Flyschbandes bzw. seiner nördlichen Verlängerung wurden nämlich im Flysch südwärts von H. Paraskevi (bei Mikro-Peristerion am Prosgoligebirge) und weiterhin entlang der Ostgrenze dieses westaetolischen Flyschstreifens auf Grund von Foraminiferenfunden nicht nur Auversien, Ludien und Lattorfien bis Rupélien (mit *Nummulites intermedius-fichteli* Michelotti), sondern auch noch oberes Lutétien nachgewiesen.

In diesem östlichen Grenzstrich scheint die Flyschsedimentation als Übergang zum Pindosflysch z. T. sogar noch früher begonnen zu haben, da am Aussengehänge der vorderen Pindosschuppen stellenweise im Flysch schon Globorotalien und *Miscellanea* in Begleitung von Nummuliten, Alveolinen, Discocyclinen, Gypsinen usw. vorkommen (unteres Lutétien bis Yprésien).

Andererseits treten jedoch am Westhang des Phterigebirges bei Koniavi (Limerion) unter dem adriatisch-ionischen Flysch wieder Kalke mit Asterocyclinen hervor[71]), die wohl dem Priabonien angehören.

Im oligocaenen Anteil zeichnet sich der adriatisch-ionische Flysch durch besonders reiche Foraminiferenlager aus.

Vor allem führen die an Lepidocyclinen überreichen Gesteine des Aquitaniens als Grundtypen *Eulepidina dilatata* Mich., *Eulepidina roberti* Douv., *Nephrolepidina tournouëri* Lem, et Douv., *Nephrolepidina marginata* Mich., *Nephrolepidina sumatrensis* Brady, *Miogypsinoides complanata* Schlumb., *Amphistegina*, *Chapmanina* sp., *Heterostegina depressa* Orb., *Operculina complanata* Defr., *Rotalia tuberculata* Schubert, *Spiroclypeus* usw. (*Alveolina*, *Flosculina*, *Nummulites*, *Miscellanea* und *Discocyclina* aufgearbeitet, sowie als grosse Seltenheit eingeschwemmte Hippuritenfragmente). Die Lepidocyclinen erreichen in den mehr oder minder feinbrecciös-kalkigen Einlagen des Flyschs von Othoni (Fanó), Korfu, Leukas, Ithaka, Kalamos, Epirus und Akarnanien z. T. sehr beträchtliche Grössenausmaße.

Der adriatisch-ionische Flysch endet mit dem obersten Aquitanien und reicht mit seinen Miogypsinenschichten vielleicht noch etwas ins unterste Burdigalien hinüber.

Die Miogypsinenlager enthalten vorwiegende Miogypsinen mit *Miogypsina irregularis* Mich. usw., sowie *Nephrolepidina tournouëri* Lem. et Douv., *Eulepidina dilatata* Mich., *Spiroclypeus*, *Amphistegina*, *Rotalia tuberculata* Schubert, *Hetero-*

---

[71]) Der in der Kalkmasse von Koniavi noch freiliegende tiefere Maestrichtienkalk enthält neben der gewöhnlichen Fauna auch die seltene *Arnaudiella grossouvrei* Douv.

stegina depressa ORB., *Operculina complanata* DEFR. usw. (Siehe C. RENZ, Lit. 106, S. 417—418.)

Mit diesen Miogypsinenschichten findet die sich seit dem Karnikum lückenlos aneinanderreihende Sedimentfolge der adriatisch-ionischen Fazieszone ihren Abschluss.

Die Foraminiferenlager des Flyschs verbreiten sich ebenso zonenweit über das ganze adriatisch-ionische Faziesgebiet wie in entsprechenden Höhenlagen die verschiedenen Foraminiferenhorizonte des Mesozoikums und des Palaeogens, d. h. von Othoni (Fanó) und dem ostseits der Bucht von Valona ansteigenden Gebirge über die ionischen Inselfluren und alle kontinentalen Landschaften des adriatisch-ionischen Faziesbereiches.

Die geschlossen durchlaufende Sedimentreihe der adriatisch-ionischen Fazieszone streicht bei Valona in die Adria hinaus, folgt der Achse dieses Meeresraumes und taucht dann mit vielen charakteristischen Teilgliedern wieder auf italienischem Boden in den Zentralapenninen auf (Marche, Umbria).

Im entgegengesetzten Verlauf des allgemeinen Zonenbogens stellt sich in Mittelkreta mit der anscheinend gleichfalls bodenständigen, aber allerdings z. Z. nur bis zum cenomanen Orbitolinenhorizont hinab erforschten

südkretischen Ethiáserie

eine dem zeitlich entsprechenden kretazisch-alttertiären Abschnitt der adriatisch-ionischen Entwicklung gleichgeartete Sedimentreihe ein, die demgemäss auf meiner erwähnten tektonischen Karte mit 2a signiert wurde.

Ich würde die Ethiáserie ohne Bedenken mit der adriatisch-ionischen Fazies vereinigt haben, nur ist eben ihre praecenomane Gestaltung vorerst noch unbekannt.

Die den Ethiáflysch konkordant unterlagernde Ethiáserie enthält im Grenzstrich gegen den Flysch in einer kalkigen Mikrobreccie (ostseits Dorf Ethiá) Nummuliten, typische Eocaen-Alveolinen, *Orbitolites complanatus* LAM., Operculinen nebst aufgearbeiteten Individuen von Maestrichtien-Orbitoiden und Sideroliten. Die autochthonen Foraminiferen könnten hier immerhin auf oberstes Lutétien hinweisen. Die oberen Grenzkalke der adriatisch-ionischen Fazies mit den für Priabonien einschlägigen Foraminiferentypen der Gattungen *Chapmanina*, *Pellatispira*, *Baculogypsina* und *Asterocyclina* scheinen an diesem Platz zu fehlen.

Unter dem üblichen Lutétien wird das Yprésien in der plattigen Kalkfolge durch Flosculinen, Discocyclinen und gestreifte Nummuliten in einer kalkigen, mit Kieselteilchen durchmengten Mikrobreccie angedeutet, zu denen als Einschwemmungen noch *Omphalocyclus* und *Orbitolina* hinzukommen (u. a. bei Chondro).

Das foraminiferenhaltige Paleocaen ist im südlichen Mittelkreta gleichfalls zur Stelle und führt, wie am Kalkkañon südlich des Klosters Panagia (Viano-Bezirk), in grauen, feinbrecciösen Kalken *Miscellanea miscella* ARCH., *Alveolina* cf. *primaeva* REICHEL (etwas längere Formen), entsprechende Discocyclinen, kleine Nummuliten (*Nummulites globulus* LEYM.), Operculinen, Rotaliiden, Globigerinen und Lithothamnien (Sparnacien).

Das Maestrichtien der südkretischen Ethiáserie enthält in gleichbeschaffenen grauen, feinbrecciösen Kalken wie in der adriatisch-ionischen Zone *Orbitoides media* ARCH., *Orbitoides apiculata* SCHLUMB., *Lepidorbitoides*, *Siderolites*, Rotaliiden, Globigerinen usw., so in der Umgebung von Ethiá u. a. im Süden des Dorfes (am Weg zum Kephale) und am Südhang der Berghäupter Asphodelias-

Metamorphosis tu Christu oder an einem Kalkküppchen südlich des in der Umgebung von Viano gelegenen Klosters Panagia.

Die ebenfalls nach adriatisch-ionischem Muster ausgebildeten cenomanen Orbitolinenkalke führen am Zivigipfel bei Ethiá und an dessen Hang *Orbitolina conoidea* GRAS., *Orbitolina paronai* PREVER, *Globotruncana apenninica* O. RENZ, Miliolen, Textularien und Spongienreste.

Die dortigen globotruncanenhaltigen Orbitolinenkalke sind als vorläufig tiefstes Glied der Ethiáserie ausgeschieden worden, soweit ich die dortige Situation auf einer nur kurzen Erkundungsreise einigermassen abklären konnte.

Die Ethiáserie setzt sich mit Einschluss der cenomanen Orbitolinenkalke über die weitere kretische Inselbrücke nach **Rhodos** fort, wo sie den Gebirgsstock des Attaïro und die miteinander verbundenen Kalkerhebungen des Akramiti und Armenisti aufbaut (Lit. 38).

Neben den üblichen Nummulitenkalken des Lutétiens kehren auch in der Ethiáserie von Rhodos die foraminiferenführenden Paleocaenkalke wieder, so u. a. am Attaïro südlich und südwestlich ob Embona mit *Miscellanea miscella* ARCH., den reichlichen kleinen Discocyclinen, Globorotalien, Globigerinen, Rotaliiden, Miliolen und Lithothamnien, denen sich neben aufgearbeiteten Maestrichtien-Orbitoiden noch *Lacazina* MUNIER-CHALMAS beigesellt.

Die Maestrichtienkalke der Ethiáserie stehen auf Rhodos durchstreichend in der Gipfelregion des Attaïro etwas südlich und südwestlich unter dessen Kulminationspunkt an, und zwar mit *Orbitoides apiculata* SCHLUMB., *Orbitoides media* ARCH., *Siderolites calcitrapoides* LAM. usw., während im Maestrichtienkalk des Armenisti (gegen Kap Monolithos) und an dem den Gegenflügel des dortigen Gewölbes bildenden Akramiti u. a. *Orbitoides media* ARCH., *Siderolites calcitrapoides* LAM., *Siderolites vidali* DOUV., *Lepidorbitoides*, *Gypsina* und *Cuneolina conica* ORB. enthalten sind.

Das Paleocaen ist natürlich auch hier in der über dem Maestrichtien lagernden konkordanten Kalkfolge inbegriffen und ebenso wie auch am Attaïro das Yprésien und die Nummuliten-Alveolinenkalke des Lutétiens.

Die Orbitolinenkalke dieser Fazies wurden in der Einsenkung (Luftsattel) zwischen den beiden Berghöckern des Armenisti und Akramiti, d. h. im Kernstück der Aufwölbung, nachgewiesen.

Die Ethiáserie korrespondiert weiterhin mit den faziell gleichartig entwickelten, aber allerdings in zusammenhängender Folge bis jetzt nur bis zum Maestrichtien hinab bekannt gewordenen Lapithos beds der Insel Cypern, die, wie oben ausgeführt, mit ihrem zugehörigen Flyschdach (Lapithosflysch) den fundamentalen Sockel für die aufgeschobenen Deckenschollen der Kyrenian range abgeben.

Nach innen, d. h. im nächst inneren Streifen des allgemeinen Zonenbogens gehen die Gesteine der adriatisch-ionischen Serie mit horizontaler Faziesveränderung in die Ablagerungen der Tripolitza-Subzone über.

3. **Die Tripolitza-Subzone.**

Abgesehen von einem nach dem westlichen Mittelgriechenland in den Bereich der westaetolischen Flyschzone hinein entsandten Ausläufer beschränkt sich die Tripolitzaserie räumlich auf den Zentralpeloponnes, wo sie u. a. am Aufbau der Aroania (Chelmos), der Ziria (Kyllene), des arkadischen Berglandes, des Artemisiongebirges, des Taygetos und Parnon einen hervorragenden Anteil nimmt, sowie auf die kretisch-rhodische Inselbrücke, d. h. auf Kythera, Antikythera, Kreta

(Psiloriti [Ida], Kophinoskette, Lassithimassiv usw.), Kasos und Rhodos (Kalke von Lindos)[72]).

Faziell wird die Tripolitzaserie durch die von der Trias bis zur Oberkante des Lutétiens anhaltenden, vorwiegend dunklen, teils aber unten auch lichteren Kalk- und Dolomitmassen der sogenannten „Tripolitzakalke" gekennzeichnet, an die sich dann nach oben der Tripolitzaflysch anschliesst. Stellenweise wurde jedoch auch ein Hineinreichen der Kalkfazies ins Obereocaen mit Foraminiferenkalken des Priaboniens nachgewiesen.

Die unteren hellen Kalke und Dolomite der Tripolitzaserie sind triadisch und enthalten obertriadische Gyroporellenkalke, wie zwischen Tripolis (Tripolitza) und Sparta. Ebenfalls im Zentralpeloponnes wurden aus diesem Schichtenanteil von K. Ktenas Megalodonten angegeben.

Auf Kreta scheinen die von mir noch nicht untersuchten Kalkmassen der Asprovuni im westlichen Inselteil an dieser unteren Partie der Tripolitzakalke teilzunehmen.

Auf Rhodos lässt sich die Frage einer eventuellen Zugehörigkeit der lichten Megalodontenkalke und Dolomite im Bergzug des Prophit Ilias und der Gyroporellen- und Korallenkalke (*Stylophyllopsis* usw.) in den Kalkerhebungen des Kutsutis-Strongylos zur dortigen Tripolitzafazies vorerst nicht beantworten.

Im jurassisch-altkretazischen Anteil der Tripolitzakalke sind schwarze Cladocoropsiskalke (Kimmeridgien bis Séquanien) vom Chelmos (Aroania) und Kreta bekannt[73]).

Jüngere schwarze Ellipsactinienkalke, sowie Chaetetidenkalke mit Foraminiferen *(Ophthalmidium, Nubeculariella, Textularia)* wurden bisher nur als lose Blöcke in Mittelkreta angetroffen.

Die Beteiligung der Mittelkreide wird im südkretischen Gebirge durch dunkelgraue, kompakte cenomane Orbitolinenkalke gewährleistet mit den entsprechenden Orbitolinen, Textularien und Nerineen (wie z. B. ob Kentra im SW von H. Vasilios im Viano-Distrikt).

Darauf folgen die überall beobachteten schwarzen, teilweise auch dolomitischen kretazischen Rudistenkalke mit z. T. auch mehr vollständigen Schalen von Hippuriten usw.

Wenn auch die eigentlichen Grosstypen unter den Foraminiferen des Maestrichtiens bisher in der Tripolitzaserie noch nicht beobachtet wurden, so erscheinen doch im schwarzen, dichten, bituminösen Hippuritenkalk dieser Fazies sporadische, einkielige Globotruncanen mit *Globotruncana stuarti* (Lapp.) nebst *Gyroidina* und Miliolen, wie am Gipfelhang des Kophinos im südlichen Randgebirge von Mittelkreta. Hier treten auch noch etwas ältere, schwarzgraue, dichte Foraminiferenkalke auf mit *Cuneolina conica* Orb., *Arenobulimina*, *Rotalia* und einer sonst im Santonien von Spanien heimischen Art der Gattung *Spirocyclina* Munier-Chalmas, die auch im Pindos wiederkehrt.

Aus dem paleocaenen-untereocaenen Abschnitt der Tripolitzakalkserie sind vor allem dunkelgraue Foraminiferenkalke anzuführen, die total mit der aus dem

---

[72]) Bei dem reduzierten Masstab meiner tektonischen Übersichtskarte (Mém. Acad. d'Athènes 1940, T. 8, Taf. 1) ist hierauf lediglich die allgemeine geographische Verteilung der ausgeschiedenen Faziesserien zum Ausdruck gebracht worden, wobei im Interesse der Übersichtlichkeit räumlich beschränktere Vorkommen unterdrückt oder auch sonst Aufrundungen und Zusammenballungen der faziell-zonaren Teilglieder nach ihren jeweiligen Amassierungsverhältnissen vorgenommen wurden.

[73]) Betr. der Cladocoropsiskalke siehe auch unter Parnass-Kionazone.

Paleocaen und Untereocaen bekannten *Rotalia trochidiformis* LAM. erfüllt sind, wozu noch *Valvulina*, *Bigenerina*, *Textularia* und Miliolen kommen. Solche Rotalienkalke treten im Zentralpeloponnes am Chelmos (Aroania) zwischen Sudena und der Quelle Kaliakudotrypa (Weg nach Strungaes) im Liegendkomplex des Lutétiens auf, sowie in Mittelkreta zwischen Pigaiduri und Xyda.

Am Hang des Kophinosgipfels (südliches Mittelkreta) wurden ferner schwarze untereocaene Kalke der Tripolitzafazies festgestellt, die *Coskinolina*, *Lituonella*, *Arenobulimina*, *Valvulina*, *Spiroloculina*, *Rotalia* und Miliolen führen. Am Kophinosgipfel (Timio Stavros) selbst stehen schwarze bis dunkelgraue, brüchige, splittrig brechende und nach Schichtflächen spaltbare Foraminiferenkalke an mit *Alveolina* cf. *subpyrenaica* LEYM., *Lituonella*, *Spirolina*, *Spiroloculina*, *Quinqueloculina*, *Valvulina*, *Arenobulimina*, Rotaliiden und Miliolen. Stellenweise fanden sich im Gipfelbezirk noch feste, graue Alveolinenkalke, wie sie auch bei H. Akyndinos auf Kythera mit *Alveolina subpyrenaica* LEYM. wiederkehren (Yprésien bis unterstes Lutétien).

Überall im Bereich der Tripolitzakalke vom nördlichen Peloponnes über Kythera und Kreta bis nach Rhodos begegnet man den bei ihrem Reichtum an Grossformen ohne weiteres kenntlichen Nummulitenkalken des Lutétiens mit *Nummulites perforatus* MONTF., *Nummulites complanatus* LAM., *Alveolina ellipsoidalis* SCHWAG., *Alveolina elongata* ORB., *Orbitolites complanatus* LAM., um nur einige der wichtigsten Typen namhaft zu machen.

Unter den Nummuliten erscheinen z. T. wahre Riesenformen des *Nummulites complanatus* LAM., die im Tripolitzakalk von Kreta bis zu 14 cm im Durchmesser erreichen (bei den Kapellen H. Ilias und H. Georgios in der nordwestlichen Umgebung von Castell Pethiada in Mittelkreta). *Nummulites complanatus* LAM. ist, wie gesagt, auch sonst im oberen Tripolitzakalk weit verbreitet, d. h. im Zentralpeloponnes (wie z. B. am Gipfelhang des Malevos im Artemisiongebirge (Lit. 74), im Chelmosgebiet, bei Frankovrysis usw.), auf Kythera und Rhodos (Kalk von Lindos).

Auf die schwarzen mitteleocaenen Nummulitenkalke folgt der Tripolitzaflysch.

Ähnlich wie im adriatisch-ionischen Faziesgebiet überschreitet jedoch auch der Tripolitzakalk vor der Flyschgrenze z. T. noch die Oberkante des Mitteleocaens, worauf schon das am Chelmos (Aroania) beobachtete Vorkommen des auch im unteren Priabonien lebenden *Nummulites striatus* BRUG. im unmittelbaren Hangenden des Lutétiens vorbereitet.

Der Beginn der Flyschsedimentation erfolgt also in der Tripolitza-Subzone im grossen und ganzen gleichzeitig mit dem Einsetzen des Flyschniederschlags in der adriatisch-ionischen Zone, wobei sich auch in der Tripolitzaserie bei der Ablösung der Tripolitzakalke durch den Tripolitzaflysch untergeordnetere regionale Fluktuationen geltend machen. Es handelt sich hierbei um Kalkeinlagerungen im Flysch, die vollgültige Foraminiferen des Priaboniens führen.

So taucht im südlichen Mittelkreta aus dem Tripolitzaflysch beim Kloster H. Nikolaos am Nordabfall des Kophinoskammes eine vielleicht in ihrem Untergrund in dem weiter hangabwärts heraustretenden eocaenen Tripolitzakalk verwurzelte, linsenartige Kalkeinlagerung hervor, in deren schwarzen und mikrobrecciösen Kalken die folgende für Priabonien sprechende Foraminiferengemeinschaft enthalten ist, nämlich *Halkyardia minima* LIEBUS, *Chapmanina gassinensis* SILVESTRI (häufig), *Pellatispira madaraszi* HANTK., *Asterocyclina*, *Neoalveolina*, *Heterostegina* cf. *helvetica* KAUFM., kleine Nummuliten und Discocyclinen, sowie *Bolivina*, *Carpenteria*, *Lituonella*, *Planorbulina*, *Valvulina*, *Gypsina globulus* REUSS,

Miliolen, Nodosarien, Rotaliiden und Lithothamnien, wozu noch aufgearbeitete Individuen von *Alveolina*, *Orbitolites* und *Coskinolina* nebst der Alge *Microcodium* kommen.

Halkyardia minima LIEBUS, die sich im Zentralapennin als häufiges Fossil einer gleichartigen Priabonienfauna mit Chapmaninen, Pellatispiren usw. beigesellt, war hier zum erstenmal in meinem griechischen Priabonienmaterial vertreten, während die angegebene *Neoalveolina* der bereits besprochenen Neoalveolinenform Cyperns und des zentralen Apennins zur Seite zu stellen ist.

Nicht weit entfernt von diesem Priabonien-Vorkommen der Kophinoskette, und zwar am Bergkamm ob Platanas, ruht jedoch der Tripolitzaflysch auf den Nummulitenkalken des Lutétiens mit Nummuliten, Discocyclinen usw.

Auf der Insel Kythera erscheint in einer zwischen H. Pelagia und Potamos befindlichen Mikrobreccie ebenfalls eine entsprechende Fauna des Priaboniens mit *Pellatispira madaraszi* HANTK., *Chapmanina gassinensis* SILV., *Gypsina*, *Discocyclina* (mit hohen Kammern), Nummulitenresten und Lithothamnien.

Im Peloponnes wäre ein derartiges Vorkommen aus dem Ithome-Bezirk in Messenien anzuführen, wo sich unterhalb des Klosters Wurkano graue Foraminiferenkalke fanden, die *Chapmanina gassinensis* SILV., *Pellatispira madaraszi* HANTK., *Asterocyclina*, *Heterostegina* cf. *helvetica* KAUFM., *Gypsina globulus* REUSS nebst Nummuliten, Discocyclinen und Operculinen enthalten, d. h. eine wiederum auf Priabonien weisende Fauna.

In Mittelgriechenland greifen die Tripolitzakalke vom Peloponnes her vordringend noch in den Untergrund der westaetolischen Flyschzone ein und blicken hier mit vereinzelten isolierten Vorstössen (den Patras gegenüberliegenden Herausfaltungen der Klokova und Varassova, sowie dem nördlicheren Gavrovogebirge) aus der Hülle des westaetolischen Flyschbandes heraus (nach A. PHILIPPSON).

Die gegenseitige fazielle Ablösung der mesozoisch-alttertiären Gesteine der beiden Faziesgruppen 2 und 3 vollzieht sich sonach unter dem westaetolischen Flyschmantel und wird oberflächlich nicht mehr sichtbar.

Der adriatisch-ionische Flysch und der ihn horizontal weiterleitende Tripolitzaflysch bilden somit ein Gemeinschaftsdach über den mesozoisch-alttertiären Serien der adriatisch-ionischen Zone und der nach innen daran anschliessenden Tripolitza-Subzone.

Auf dieses Gemeinschaftsdach ist nun die Sedimentfolge der nächst östlicheren Olonos-Pindoszone überschoben.

4. Die Olonos-Pindoszone

erstreckt sich vom nördlichen, d. h. eigentlichen Pindos über dessen orographisch, faziell und tektonisch vollkommen gleichgeartete aetolische Fortsetzung[74]) bis zum korinthischen Graben und durchzieht jenseits desselben den Peloponnes, wo sich ihre Gesteine vom Panachaikon (Voïdias) und Olonoszug (Erymanthos) bis hinunter zum westmessenischen Bergland und Kap Gallo und unter Auflockerung bis in die Argolis und auf die argolische Küsteninsel Hydra ausdehnen. Vom Peloponnes streicht die Olonos-Pindosserie über Kythera, Kreta und Rhodos in das südliche Kleinasien hinein.

---

[74]) M. NEUMAYR bezeichnete die aetolische Fortsetzung des eigentlichen Pindos als „aetolische Kalkalpen". Da jedoch die Kalkgesteine in diesen Gebirgsketten gegenüber den mesozoischen Schiefern und Hornsteinen, sowie dem Flysch zurücktreten, wählte ich die Bezeichnung „aetolischer Pindos".

Das Olonos-Pindossystem besteht aus einer gesteinsmächtigen mesozoischen, vom Karnikum bis ins Maestrichtien inklusiv reichenden, konkordant durchgehenden Schiefer-Hornstein-Plattenkalkserie, die von dem hierauf folgenden, das Danien, Paleocaen, Eocaen und Oligocaen einnehmenden Pindosflysch ebenfalls in Konkordanz überlagert wird.

Die im Pindosflysch nachgewiesenen, räumlich aber äusserst beschränkt bleibenden Foraminiferenlager bestätigen das Vorkommen von Eocaen mit Yprésien, dem am häufigsten nachgewiesenen Lutétien (mit den zeitlich entsprechenden Nummuliten, wie *Nummulites laevigatus* BRUG., Alveolinen usw.) und Priabonien (mit Asterocyclinen, d. h. *Asterocyclina* cf. *stella* GUEMBEL, nebst Discocyclinen, *Carpenteria*, *Rotalia* usw. beim Chotscha Mandra-Pass im thessalischen Pindos), sowie von Ludien und allgemeinem Oligocaen.

Ausserdem enthält der Pindosflysch im Westpeloponnes lokal Lorenzinien mit *Lorenzinia apenninica* GABELLI (Lit. 116) und eine weitere Meduse, nämlich *Lorenzinia (Bassaenia) moreae* RENZ (Lit. 84), die ich in einem dünnschichtigen, dunkelgraugrünen, dichten Kalkstein im Bergland von Andritsaena (Westpeloponnes) gefunden habe. Die betreffende *Bassaenia moreae* RENZ liegt in einem förmlichen Brei von Globigerinen und Globorotalien, unter denen *Globorotalia* cf. *spinulosa* CUSHM. und *Globorotalia coccoaensis* CUSHM. (sonst Eocaen) vertreten sind, so dass auch diese Meduse dem Alttertiär angehört.

Die, wenn auch nicht im stratigraphischen Zeitmass bzw. vertikalen Umfang, so doch in ihrer lithologischen Zusammensetzung den adriatisch-ionischen Viglaesschichten partienweise wieder stark ähnelnde Gesteinskomposition der mesozoischen Olonos-Pindosserie ist eine langwährende Folge von mehrfarbigen, vielfach roten Schiefern und Hornsteinplatten und weissgrauen bis hellroten Plattenkalken, die durch mannigfaltiges Alternieren oder durch gruppenweise zusammengefassten, auch in horizontaler Richtung stattfindenden Wechselaustausch miteinander verkuppelt sind. Durch diese enge Verwebung der beteiligten verschiedenartigen Gesteinskomponenten entstand ein zusammengeschlossener, lithologisch kaum trennbarer Schichtenkomplex, abgesehen etwa von den sich in seiner Oberpartie mehr vordrängenden Plattenkalken.

Dieser als Olonos-Pindosschichten bezeichnete Verband wird durch einheitlich und zonenlang durchlaufende Leithorizonte umgrenzt.

Den unteren Grenzstreifen bilden die meist kieseligen, z. T. aber auch kalkigen karnischen Halobienschichten [*Halobia (Daonella) styriaca* MOJS., *Halobia (Daonella) lenticularis* GEMM., *Halobia superba* MOJS., *Halobia insignis* GEMM., *Halobia radiata* GEMM., *Halobia mojsisovicsi* GEMM., *Halobia sicula* GEMM. usw.], die in gleichartiger Entwicklung vom nördlichen Pindos durch den aetolischen Pindos und über den Peloponnes und Kreta bis nach Rhodos verfolgt wurden. In meinen früheren Schriften habe ich massenhafte, über die ganze Olonos-Pindoszone verteilte Lagerstätten und Züge der in erster Linie mittel- und oberkarnischen Halobienschichten, deren Entdeckung auf das Jahr 1904 (Lit. 66) zurückgeht, publiziert, womit ihre zonenweite Verbreitung bestätigt wird (Angabe weiterer Arbeiten im Literaturverzeichnis).

In der Argolis werden die karnischen Halobienschichten lokal und partiell durch ein gleichfalls kieselreiches mittelkarnisches Ammonitenlager, die sogenannten *H. Andreasschichten*, ersetzt mit dem Zonenfossil *Lobites ellipticus* HAUER und einer arten- und individuenreichen Cephalopodengefolgschaft (Lit. 11, 67, 69, 80 u. 117). Der oberkarnische Anteil der Halobienhornsteine ist jedoch auch hier in der nach oben anschliessenden Gesteinsfolge von H. Andreas und in der Asklepieionsenke vertreten und wie überall sonst in der Olonos-Pindoszone entwickelt.

Nach oben wird der Komplex der Olonos-Pindosschichten, deren obere Abteilung allgemein durch weissgraue bis rötliche, hornsteinreiche Plattenkalke vertreten wird, durch die mehr oder minder feinbrecciösen Orbitoidenkalke des Maestrichtiens abgeschlossen, die sich gleich wie die karnischen Halobienhornsteine ebenfalls durchgehend über die ganze, lange Olonos-Pindoszone hinweg verbreiten, d. h. sie ziehen sich durch die thessalischen und aetolischen Pindosketten, den Peloponnes, Kythera und Kreta bis nach Rhodos hin, wobei sie auch die Insel Trissonia im korinthischen Transversalgraben durchqueren als einen Brückenpfeiler zwischen den aetolischen und peloponnesischen Gliedern des Olonos-Pindossystems.

Die Orbitoidenkalke des Maestrichtiens bilden in der Regel die aus dem Pindosflysch heraustretenden Ostabdachungen und die Firste der Pindosschuppen mit beinahe allen namhaften Hochgipfeln und den Hochkämmen.

Abgesehen von beigemengten grösseren und kleineren Rudistentrümmern (Hippuriten, Radioliten, Sphaeruliten usw.) und Inoceramenprismen, besteht die Foraminiferenfauna des griechischen Maestrichtiens allgemein aus *Orbitoides media* ARCH., *Orbitoides apiculata* SCHLUMB., *Lepidorbitoides socialis* LEYM., *Lepidorbitoides paronai* SILV., *Simplorbites gensacicus* LEYM., *Omphalocyclus marcoporus* LAM., *Siderolites calcitrapoides* LAM., *Siderolites vidali* DOUV., *Globotruncana stuarti* (LAPP.), *Globotruncana caliciformis* (LAPP.) und *Globotruncana leupoldi* BOLLI, d. h. es liegen neben den einkieligen Globotruncanen *(G. stuarti)* auch die zweikieligen Formen der Linneigruppe vor. In meinen älteren Arbeiten wurden die entsprechenden Typen von *Globotruncana* CUSHMAN (1927) unter dem seinerzeit hierfür gültigen Gattungsnamen *Rosalina* angeführt.

Begleitforaminiferen sind *Orbitocyclina minima* (DOUV.), *Monolepidorbis* ASTRE, *Arnaudiella grossouvrei* DOUV. (selten), *Cuneolina conica* ORB. (häufig), *Nummoloculina*, *Guembelina* (häufig), *Cristellaria (Robulus)*, *Pentellina*, *Globigerina*, *Globigerinella* und ein sich öfters wiederholender, artlich noch näher zu charakterisierender Typ der Gattung *Miscellanea*[75]), der auch schon aus dem Maestrichtien der ionischen Insel Atokos angeführt wurde und wohl als Vorläufer der paleocaenen *Miscellanea miscella* anzusehen ist.

Als sporadische Formen stellen sich *Operculina* sp.[76]) und *Operculina fleuriausi* (ORB.)[77]) ein. Dazu kommen wieder allgemein Rotaliiden, Miliolen, Textularien, Lithothamien nebst Bryozoen, Ostracoden und manchmal die Alge *Microcodium*.

---

[75]) Diese *Miscellanea* wurde im Pindos bis jetzt im Maestrichtien an der Westseite des Tringiagipfels und oberhalb von Anthochorion (Dervendista), sowie am Pyramidagipfel, d. h. dem höchsten Punkt des Phterigebirges, im Starazug (Phteri) oder am Pass zwischen dem Agraphiotikos–Potamos und Petrillu beobachtet.

[76]) Die betreffende *Operculina* gesellt sich in einem kieselhaltigen Orbitoidenkalk des Maestrichtiens, der in Aetolien unterhalb von Megalochorion und Mikrochorion bei der Brücke über den Karpenisi-Potamos ansteht, zu den Orbitoiden und *Siderolites calcitrapoides* LAM. Die gleiche *Operculina* findet sich sporadisch in den Maestrichtienkalken zwischen dem Peristerigipfel und dem Diaselo oberhalb der Aspropotamos-Quelle, sowie an der Westseite des Tringiagipfels und am mittleren Phterigipfel Koruna.

[77]) Die gleiche *Operculina (O. fleuriausi* ORB.), die auch schon aus dem Maestrichtien der Insel Cypern angeführt wurde, liegt in den Maestrichtienkalken westlich unterhalb des Passes H. Athanasios (Veluchimassiv in Aetolien) zusammen mit *Monolepidorbis* ASTRE, *Lepidorbitoides*, *Orbitoides* und *Globotruncana leupoldi* BOLLI, sowie in den Maestrichtienkalken zwischen Gardiki und dem Talgrund des Aspropotamos neben *Globotruncana caliciformis* (LAPP.) und Textularien und endlich im Maestrichtien des Kantschelli-Sattels (nördlich vom Kakarditzagipfel).

Als Einzelfund ist ferner die zuerst aus dem indischen Eocaen beschriebene Gattung *Lockhartia* DAVIES zu erwähnen, die im Maestrichtien zwischen Karpenision und H. Athanasios im aetolischen Pindos vertreten ist.

Schliesslich sind noch die gelegentlich erscheinenden Foraminiferen *Ellipsoïdina*, *Eponides* und die in der Oberkreide von Europa und Amerika heimische *Pseudotextularia* anzuführen.

Als Einschwemmungen sind den Maestrichtienfaunen hie und da aufgearbeitete Orbitolinen[78]) und Praealveolinen beigemengt.

Zum Beweis, dass sich die globotruncanenführenden Orbitoidenkalke des Maestrichtiens über die ganzen thessalischen und aetolischen Pindosketten verbreiten, habe ich in der Fussnote[79]) eine Auswahl wichtiger Fixpunkte zusammengestellt, zwischen denen natürlich im Streichen der Pindosschuppen zahllose weitere Vorkommen angeführt werden könnten, da alle Leithorizonte der Olonos-Pindosschichten in jedem beliebigen Querprofil durch diese Gebirgseinheit immer wieder geschnitten werden.

Abgesehen von den der Orbitoidenfauna des Maestrichtiens beigemengten Globotruncanen finden sich in den hierzu nächst tieferen Lagen des Plattenkalkkomplexes noch reine Globotruncanenkalke, die zum untersten Maestrichtien oder vielleicht schon zum oberen Campanien gehören.

Diese Globotruncanenkalke sind dichte, etwas dunklere graue und rote oder auch graue bis hellgraue, weiss getüpfelte Kalke voll von *Globotruncana stuarti* (LAPP.) und *Globotruncana leupoldi* BOLLI, worunter die letzteren doppelkieligen Formen der Linneigruppe reichlich vertreten sind. In die mit den Globotruncanen

---

[78]) Seltene eingeschwemmte Orbitolinen finden sich z. B. in den Maestrichtienkalken des Kakarditzagipfels zusammen mit *Siderolites vidali* DOUV. und *Globotruncana leupoldi* BOLLI (auf der Seite gegen das Mutsara-Tal). Auf der Gegenseite des Kakarditzagipfels (gegen das Matsuki-Tal) auch mit *Cuneolina conica* ORB., *Globotruncana stuarti* (LAPP.) und *Planulina* (Lit. 96).

In weiteren Kalkproben vom Kakarditzagipfel kommen *Globigerinella*, *Ophthalmidium*, *Trochammina* und Rotaliiden vor.

[79]) Orbitoidenkalke mit Globotruncanen wurden u. a. festgestellt: 1. Im thessalischen Pindos: zwischen Ano–Perlianko und Aiván, an der Westseite des Tringiagipfels, bei Phtyliadia am Rhema vor Velitsaena, auf der Südseite des Peristerigipfels, am Megalo- und Mikro-Trapus gegenüber dem Peristerigipfel, oberhalb Anthochorion (Dervendista), bei Lokanista (Prosgoligebirge), bei Palaeochori (Weg Lokanista–Davitziana), am Kakarditzagipfel, bei den Mandri Paliotschellara und Strongylos im Kakarditzagebiet, unterhalb Gardiki am Westsaum des Aspros-Talgrundes, bei der Quelle Karopules (Alamanosgebirge), am Kastraki- und Chatzigipfel und am Gipfelgrat zwischen der Chatzispitze und Pass Vromeri (Alamanosgebirge), an der Bergnase im Winkel zwischen der Einmündung des Kornesibaches in den Aspropotamos, westlich des Hirtenlagers Karava beim Anstieg zum Karavagipfel, am Karavagipfel selbst, zwischen Knisovon und Bokowitza, am Kamm Karvela, sowie

2. In Agrapha und im aetolischen Pindos: am Psilorachigipfel (Tsurnatagebirge), beim Hirtenlager Leftokaryá zwischen dem Oberlauf des Agraphiotikos Potamos und dem Megdovatal (Ostseite des Gebirgskammes), zwischen Veltsista (Lithochori) und Patoma am Westhang des Phterigebirges, an den Phterigipfeln Stara-Pyramida- und Angatholakka mit dem Südwesthang des letzteren, bei Kerassovon am Weg nach Livadia Vinianis, zwischen Livadia Vinianis und der Megdovabrücke, am Veluchigipfel (Nordseite), am Kaliakudagipfel (zwischen dem Hauptgipfel und dem westlichen Vorgipfel Voïdolakka), am Nordwestgipfel des Chelidona-Gebirgsstockes, am Chalikikamm und im Xerovunizug im Süden von Prussos, am Tsekurigipfel usw., d. h. sie finden sich in allen, die thessalischen und aetolischen Pindosketten durchstreichenden Zügen des Maestrichtiens.

Am höchsten Kotziakasgipfel, dem Astrapi (thessalischer Pindos), erscheinen neben den gewohnten Orbitoidenkalken des Maestrichtiens noch lithologisch gleichbeschaffene Kalke mit zweikieligen Globotruncanen der Linneigruppe und *Cuncolina*.

erfüllte Gesteinsmasse sind sporadische Individuen von *Planulina*, *Guembelina*, *Cuneolina*, Miliolen und Textulariden eingestreut, während die Grossformen der Orbitoiden, Sideroliten usw. fehlen.

Solche den globotruncanenhaltigen Orbitoidenkalken vorangehende reine Globotruncanenkalke fanden sich, um einige markante Vorkommen zu nennen, u. a. zwischen Ano-Perlianko und Aiván (Tringiagebiet), am Tringiagipfel und Tringiakamm, zwischen Mandra Verlinga und Paliomandra (Peristerigebiet), am Sattel Gradetsi südlich von Megalo-Peristerion (Prosgoligebirge), beim Sattel Kantschelli nördlich des Kakarditzagipfels, am Kakarditzagipfel, am Chatzigipfel (Alamanosgebirge), am Karavagipfel, im Kalkzug des Staragipfels (Phterigebirge), zwischen Kerassovon und Livadia Vinianis, bei Leftokaryá zwischen dem obersten Agraphiotikos Potamos (Vrangianá) und Megdovatal (Ostseite des Gebirgskammes), östlich des Passes H. Athanasios gegen Karpenision, sowie unter den orbitoidenführenden Maestrichtienkalken am Psilorachigipfel (Tsurnata). Unter stets gleichbleibenden Verhältnissen kehren die reinen Globotruncanenkalke ferner am Veluchigipfel (Tymphrestos), am Nordwestgipfel des Chelidona-Gebirgsstockes oder am Triantaphylliagipfel (Chalikikamm südlich von Prussos) usw. wieder.

Im Innenbereich der ostaetolischen Flyschzone stehen rötlichgraue und rote, homogene Globotruncanenkalke mit *G. stuarti* und *G. leupoldi* an den gegenüber dem Vardussiakamm bzw. zwischen dem Phidaris-Quellbach und Artotina aus diesem Flysch hervorstossenden Koraxgipfeln (Strongylos) an, wie an der nördlichen Hauptspitze des Koraxkammes oder an der mittleren Koraxzinne (Lit. 94).

Im Pindosflysch der ostaetolischen Flyschzone durchziehen Bänke mit den Grossforaminiferen des Maestrichtiens, d. h. den Orbitoiden usw., noch die unterste Partie der Flyschfazies (wie in der Gegend von Artotina). Der Flyschbeginn rückt daher allgemein beim Fortschreiten von Osten nach Westen immer höher hinauf, und zwar erfolgt das Ansteigen nicht nur von Zone zu Zone, sondern auch innerhalb derselben.

Es seien hier noch einige weitere Besonderheiten vermerkt.

Zwischen dem Knisovon-Tal (Karavagebiet) und Bokowitza steht in der Nähe der Petrovrysis ein bräunlichgrauer, schieferiger bis dünnschichtiger Kalksandstein an mit *Globotruncana stuarti* (Lapp.), *Globotruncana caliciformis* (Lapp.), *Globotruncana leupoldi* Bolli, *Guembelina* und *Pseudotextularia*, dessen Sitz, der Gesteinsbeschaffenheit nach zu urteilen, schon sehr hoch im Maestrichtien anzunehmen ist (Lit. 95).

Zwischen dem Tringiagipfel und der Hochfläche Lakkos fand sich bei den dortigen Dolinen ein flyschartiger, graugrüner, mit hellgrauen Kalkpartikeln durchmengter Kalksandstein, der reichlich Globotruncanen mit *Globotruncana stuarti* (Lapp.) und *Globotruncana leupoldi* Bolli, sowie *Guembelina*, *Pseudotextularia* und *Ellipsoidina* nebst Resten von *Orbitoides* und *Omphalocyclus* enthielt (Lit. 96).

Ebenfalls im Tringia-Bezirk wurde im obersten Teil des Kraniá-Tales bei den Kalyvien Serak ein grauer, braun anwitternder, geschieferter Kalksandstein mit Fischresten aufgesammelt. Schliffe zeigen, dass dieses Gestein aus einem förmlichen Globotruncanenbrei besteht mit der turmförmigen *Globotruncana linnei-caliciformis* Vogler, *Globotruncana stuarti* (Lapp.) und *Globotruncana leupoldi* Bolli, denen sich noch *Guembelina* und Globigerinen anschliessen.

Auch diese beiden letzteren Globotruncanengesteine des Tringia-Gebietes gehören ihrer petrographischen Beschaffenheit nach schon den zum mindesten ins oberste Maestrichtien, wenn nicht sogar ins unterste Danien zu stellenden

Übergangsschichten an, die von der Kalk- zur Flyschsedimentation (Pindosflysch) hinüberleiten.

Am Karavagipfel (Pindos) erscheinen in den schon etwas marmorisierten, weissgrauen, festgefügten Maestrichtienkalken seines Kulminationspunktes zusammen mit *Orbitoides media* ARCH., *Orbitocyclina minima* (DOUV.), *Siderolites calcitrapoides* LAM., *Siderolites vidali* DOUV., *Globotruncana leupoldi* BOLLI, *Globotruncana stuarti* (LAPP.) und *Eponides* noch eingeschlossene Gerölle mit *Stomiosphaera moluccana* WANNER (Lit. 95).

Die Gesteine der aetolischen Pindosketten setzen sich, wie gesagt, weiterhin im Peloponnes fort, wobei sie mit der Insel Trissonia[80]) als Bindeglied den korinthischen Quergraben überspringen.

Nach den während meiner bisherigen Feldarbeit gemachten Funden und den aus dem gewonnenen Sammlungsmaterial z. Z. angefertigten Schliffen stossen im Peloponnes zu der landesüblichen Gesamtfauna des Maestrichtiens noch einige weitere, teils autochthone, teils eingeschwemmte Fossiltypen.

Im Nordwestpeloponnes führen die von sporadischen grauen Hornsteinknauern durchsetzten und z. T. klotzig abgesonderten, aber trotz ihrem brecciösen Gefüge harten und sehr widerstandsfähigen Gipfelkalke des Olonos (Erymanthos, 2242 m) die genannten Orbitoiden, Sideroliten und Globotruncanen im Verein mit *Cuneolina conica* ORB., *Nummoloculina* und Rudistenresten (vgl. Lit. 11).

In regionaler Erweiterung erstrecken sich die globotruncanenhaltigen Orbitoidenkalke vom Olonos gegen Norden, wo sie in der Umgebung von Lopesi–Analipsis–H. Paraskevi und Vlasia mehrfach von der Strasse Patras-Kalávryta gegen das Streichen geschnitten werden. Zu der hier vorhandenen Gesamtheit der Grossforaminiferen des Maestrichtiens, den Globotruncanen *(G. stuarti, G. caliciformis, G. leupoldi)* und den verschiedenen zitierten Nebentypen gesellen sich *Orbitocyclina minima* (DOUV.), die schon mehrfach erwähnten Formen von *Miscellanea* und *Operculina*, Lithothamnien und *Pseudolithothamnium album* PFENDER, sowie *Praealveolina* (eingeschwemmt). Die Orbitoidenfauna und die Globotruncanen verbreiten sich aber vom Olonosgipfelkamm auch in entgegengesetzter Richtung, d. h. südwärts und ausserdem ostwärts wie zunächst zu der 2150 m erreichenden Muggila als nächst östlichem Schuppenfirst.

Noch weiter im Osten wie am Kammbogen der Chelmosgipfel (Aroania) nehmen die Orbitoidenkalke ein dunkleres Grau an und führen *Orbitoides, Lepidorbitoides, Globotruncana caliciformis* (LAPP.), *G. stuarti* (LAPP.), *G. leupoldi* BOLLI, *Cuneolina conica* ORB., *Miscellanea* sp., *Cristellaria*, Rotaliiden, Textulariden, Miliolen nebst der seltenen *Pseudotextularia* und *Pseudolithothamnium album* PFENDER.

Im Südpeloponnes wurden die globotruncanenhaltigen Orbitoidenkalke in Messenien, wie u. a. an der Ithome, und weiterhin im Verfolg der Olonos-Pindosserie in Mittelkreta festgestellt. Dort stehen sie z. B. am Kedrosgipfel an mit den massgeblichen Orbitoiden, *Siderolites vidali* DOUV., *Siderolites calcitrapoides* LAM., *Omphalocyclus macroporus* LAM., *Globotruncana leupoldi* BOLLI usw., während in den gleichen Kalken am Nordosthang des Kedros noch die besagte mit der Orbitoidenfauna relativ häufig vergesellschaftete *Miscellanea* hinzutritt (Lit. 98).

---

[80]) Gröber und feinbrecciöse, graue Maestrichtienkalke im Westteil der Insel Trissonia und an deren Nordostecke mit *Siderolites calcitrapoides* LAM., *Orbitoides, Lepidorbitoides, Globotruncana stuarti* (LAPP.), *Globotruncana caliciformis* (LAPP.), *Globotruncana leupoldi* BOLLI und *Guembelina* nebst Rudistenresten.

Auf der Nordostabdachung des Kedroskammes werden die Orbitoidenkalke des Maestrichtiens von dem auch mit Eruptiven durchsetzten Pindosflysch eingedeckt, in dem sich bei Sidrijaes (Anomeros) und gegen Apodulo hin einige der seltenen Vorkommen von eocaenen Nummuliten, Alveolinen usw. fanden.

Am Südwestabfall der Kedrosschuppe ruht unter dem Maestrichtien regulär das tiefere Olonos-Pindossystem mit dem zugehörigen cenomanen Orbitolinenhorizont und den obertriadischen Halobienschichten.

Das südlichste Vorkommen des globotruncanenführenden Maestrichtiens befindet sich auf den dem südkretischen Messará-Golf vorgelagerten Paximadia-Inseln (Mikro- und Megalo-Paximadia oder Litoï), und zwar ebenfalls mit den entsprechenden Globotruncanenspezies, den Orbitoiden, *Omphalocyclus macroporus* LAM., *Siderolites calcitrapoides* LAM., *Guembelina*, Miliolen, Rotaliiden, Globigerinen und sonstigen hierher gehörigen Gross- und Kleinforaminiferen nebst *Stomiosphaera moluccana* WANNER in Geröllen (vgl. Lit. 98; desgl. vermutlich auch auf der Insel Gavdos).

Selbstverständlich setzen sich auch die reinen Globotruncanenkalke über den Peloponnes und weiterhin fort.

In der unter diesen Globotruncanenkalken folgenden tieferen Fortsetzung des oberen Plattenkalkverbandes der Olonos-Pindoszone konnten bisher, von wenigen Ausnahmen abgesehen, nur Textulariden, Rotaliiden und Inoceramenreste beobachtet werden.

Zu den Vorkommen, die nicht nur diese farblosen Textulariden und Rotaliiden, sondern auch stratigraphisch wichtigere Formen führen, gehört eine Lagerstätte am Peristeri (thessalischer Pindos), an dessen Gipfelhang zwischen dem Höhenzeichen und dem oberhalb der Aspropotamos-Quelle eingesenkten Sattel hellgraue, feinbrecciöse Foraminiferenkalke anstehen, die eine sonst aus dem Santonien von Spanien bekannt gewordene *Spirocyclina* und das für Maestrichtien-Campanien zuständige *Haplophragmium grande* REUSS im Verein mit *Cuneolina conica* ORB., *Siderolites vidali* DOUV., *Globotruncana lapparanti-lapparanti* BOLLI, *Meandropsina* und Miliolen enthalten. Nach den Globotruncanen und dem Spirocyclinentyp geht dieser Foraminiferenkalk dem Maestrichtien im Alter voran (etwa Campanien oder noch älter). Eine andere Kalkprobe von der gleichen Lokalität führt Gerölle mit *Trocholina* nebst Rotaliiden und Textulariden (Lit. 96).

Ferner wurden am oberen Ostabfall des Tringiakammes unterhalb des Gipfels Gional, d. h. im Zwischenraum zwischen dem Maestrichtien und dem dortigen durchstreichenden cenomanen Orbitolinenhorizont, dunkelrote, partiell zu grau übergehende, feinkörnige, mit Kieselsplittern durchmengte Kalksandsteinlagen angetroffen, die reichliche Globotruncanen der Linneigruppe mit *Globotruncana helvetica* BOLLI und *Globotruncana lapparenti-coronata* BOLLI[81]) nebst *Cuneolina* und Globigerinen enthalten. Lithologisch ähnelt dieses Globotruncanengestein bereits jenem der weiter bergabwärts anstehenden Orbitolinenschichten (Lit. 96).

Im Starazug des Phteri-Gebirges treten im Liegenden des Maestrichtien-Foraminiferenhorizontes (zwischen Angathaki-Quelle und der Lakka sta Gupata) rote, graustichige Foraminiferenkalklagen hervor, die vereinzelte Individuen der *Globotruncana renzi* GANDOLFI zusammen mit Globotruncanen der Linneigruppe führen (Lit. 96).

---

[81]) H. BOLLI: Zur Stratigraphie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. Eclogae geol. Helv. 1944, Vol. 37, Nr. 2, S. 234, Fig. 12 und 21.

In den beiden letzteren Sonderfällen handelt es sich nach der sonst beobachteten vertikalen Verbreitung der betreffenden Globotruncanentypen wohl schon um unteres Turon, eine Altersstellung, die sich auch mit der stratigraphischen Höhenlage dieser Globotruncanengesteine im Verband der Olonos-Pindosschichten in Einklang bringen lässt.

In der oberen Gesteinspartie der unter dem oberen Plattenkalkverband lagernden Schiefer-Hornsteingruppe des mesozoischen Olonos-Pindossystems läuft alsdann mit dem Orbitolinenhorizont des Cenomans bei voller Konkordanz der Schichtenfolge ein weiteres stratigraphisch wichtiges und regional ebenfalls konstant bleibendes mittleres Leitband hindurch.

Die vorwiegend dunkelroten oder seltener auch grauen, gleichfalls wieder meist brecciös entwickelten, kalkigen Orbitolinengesteine mit *Orbitolina conoidea* GRAS. usw. erstrecken sich im griechischen Bereich des Olonos-Pindossystems von den Gebirgsstöcken des Kotziakas, der Tringia, des Peristeri und der Tsumerka über den thessalisch-aetolischen Pindos, den Peloponnes und Kythera bis hinunter nach Mittelkreta (Kedros).

Die den Orbitolinen im adriatisch-ionischen Cenoman beigesellten und auch sonst im Cenoman heimischen Globotruncanentypen bleiben auch in den Orbitolinengesteinen der Olonos-Pindosserie nicht aus. Neben den Orbitolinen, Globigerinen, Radiolarien, weiteren Kleinformen und Rudistenresten erscheinen hierin die immer wiederkehrende *Globotruncana apenninica* O. RENZ und die seltenere *Globotruncana stephani* GANDOLFI, wie z. B. in den brecciösen, mit Kieselbröckchen durchsetzten Orbitolinenkalken beim Apollotempel von Bassae im westpeloponnesischen Gebirgsland von Andritsaena.

Bei den unter meinen vielen Handstücken aus den mittel- und nordgriechischen Pindosketten vorgenommenen diesbezüglichen Stichproben wären u. a. feinbrecciöse, graue Orbitolinenkalke von der westseitigen Einsattelung unter der Budaï-Spitze bei Chaliki, vom Diaselo Vromeri östlich des Alamanosgipfels, vom Südhang des Misuntagebirges und weitere ziemlich dichte, graue, grünlich angehauchte Kalke von der Bergrippe Galarovrikos an der Westseite des Phteri-Gipfelkammes zu nennen, die allemal *Globotruncana apenninica* O. RENZ und am zweitgenannten Vorkommen (Sattel Vromeri) auch *Globotruncana stephani* GANDOLFI und *Ophthalmidium* führen (Lit. 96).

Bemerkenswert ist ferner ein am Talhang zwischen der Megdovabrücke und Livadia Vinianis (Agrapha) aufgesammelter, dichter, grauer, Belemniten führender Kalk, der gleichfalls *Globotruncana apenninica* O. RENZ und *Guembelina* enthält.

Am höchsten Tsumerkagipfel, dem Kataphidi, sind die in dem dortigen grauen, brecciös beschaffenen Orbitolinenkalk eingeschlossenen, z. T. auch grösseren Schalentrümmer von Radioliten und Sphaeruliten vielfach verkieselt (Lit. 11).

Als Seltenheit finden sich in den Orbitolinengesteinen zusammen mit den Rudistentrümmern noch Korallenfragmente, wie am Tsekuri und an der Chelidona in Aetolien, wo in den dunkelroten, brecciösen Orbitolinenkalken an der Westseite des nordwestlichen Chelidonagipfels neben Sphaeruliten und weiteren Rudistenfragmenten auch ein grösserer, aufgearbeiteter Brocken von *Blastochaetetes capilliformis* MICH. eingebettet war[82]) (siehe auch S. 295 und Lit. 93).

---

[82]) Eingeschwemmte Chaetetidenbrocken finden sich übrigens als Seltenheit auch im adriatisch-ionischen Orbitolinenkalk, wie in einem solchen brecciösen Kalk östlich von Phrikes auf Ithaka (Lit. 35).

Ein weiterer akzessorischer Bestandteil der brecciösen Orbitolinenkalke sind kleine Gerölle mit Calpionellen, wie sie in den brecciösen Orbitolinenkalken an der mittleren Kuppe (Ostseite) des Tsurnata-Kammbogens (Agrapha) erscheinen, womit sich zugleich bereits das Vorkommen der Gattung *Calpionella* LORENZ in tieferem Niveau der Olonos-Pindosschichten ankündigt (betreffs Lokalität siehe Lit. 77).

Erwartungsgemäss wurden sonach auch in dieser Fazieszone autochthone Calpionellen aufgefunden.

So liessen sich am Alamanosgipfel (Pindos) im Liegendkomplex des in der Sattelregion des Passes Vromeri nachgewiesenen cenomanen Orbitolinenhorizontes graue, feinkörnige und dichte, grünlichgraue mit feinbrecciösem, grauem Kalk verwachsene Calpionellenkalke ermitteln, die *Calpionella alpina* LORENZ und *Calpionella elliptica* CADISCH führen. Dazu gesellen sich Textularien und seltene Individuen von *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD. Der interessante *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD dürfte hier im Verein mit den Calpionellen etwa auf allgemeines Valanginien oder auch nur Infravalanginien hinweisen, eine Altersschätzung, die sich mit dem Niveau der Calpionellenkalke in der Schichtenfolge des Alamanos-Profils[83]) zwangslos vereinbaren lässt.

Die Calpionellen sind somit in Griechenland bis jetzt sowohl im Tithon der adriatisch-ionischen Zone, wie in der Unterkreide der Olonos-Pindoszone vertreten, was aber keinesfalls ausschliesst, dass die Calpionellenlager in beiden Fazieszonen eine zeitlich je nach oben oder unten gleichwährende stratigraphische Ausweitung gewinnen könnten.

Die Calpionellen verteilen sich demnach in der Sedimentfolge der beiden westgriechischen Zonen auf die gleiche stratigraphische Zeitspanne, die auch den Calpionellenlagern der Schweiz einzuräumen ist. Die Calpionellen können in Griechenland als leitend für die Jura-Kreidewende (Tithon-Valanginien) betrachtet werden.

Was jurassische Grossfossilien im Verband der Olonos-Pindosserie anbelangt, so habe ich bis jetzt nur oberliassische Posidonienschichten auf der Insel Rhodos nachweisen können, obwohl es an lithologisch identischen Gesteinen sowohl hiermit, wie mit den adriatisch-ionischen Aptychenschichten auch sonst in den entsprechenden Horizonten der Olonos-Pindosschichten nicht fehlt (Lit. 38).

Immerhin fanden sich im westpeloponnesischen Olonosgebiet in der Umgebung von Kalendsi graue bis rötliche Ostracodenkalke, wie sie derart in der adriatisch-ionischen Zone zuweilen an der Basis des Oberlias vorkommen (z. B. bei Riva auf Korfu, am Skaros auf Leukas oder in Akarnanien).

Unter dem kombinierten Verband der Olonos-Pindosschichten treten streckenweise noch ältere, massigere, hellgraue und zum Teil diploporenhaltige Kalke hervor, und zwar an der Westfront des Systems sowohl in Nord- und Mittelgriechenland[84]), als auch im Peloponnes, wo am westlichen Hang des Olonosgebirges auch Dolomit angetroffen wurde. Auf Rhodos ist dieser mitteltriadische Diploporenkalk im Liegenden der dortigen karnischen Halobienschichten besonders gut entwickelt (Lit. 38).

---

[83]) Vgl. hierzu meine Kartenskizze und Profilzeichnung in Lit. 96, S. 341, Textfig. 6 und S. 344, Textfig. 7.

[84]) An der Westfront der Pindosketten (wie bei Sovolaku im aetolischen Pindos) enthält der Diploporenkalk auch eine eigenartige neue Alge, sowie an Foraminiferen *Trochammina* sp. (Lit. 93).

Im Gegensatz zur gleichzeitigen Sedimentreihe der adriatisch-ionischen Zone enthält die mesozoische Olonos-Pindosserie Eruptiva (Spilite, Keratophyre, Quarzporphyre usw.)[85]), wie namentlich auch an der Westfront des Systems.

In Nord- und Mittelgriechenland überschiebt die mesozoische Olonos-Pindosserie bei allgemein westwärts orientiertem Schuppenbau mit ihren sich über dem Vorland auftürmenden Vordergliedern den westaetolischen Flyschzug mit dessen nördlicher Verlängerung, wobei sich die Schuppenzahl im Innenbereich durch Hervorquellen neuer mesozoischer Zwischenschuppen aus dem eindeckenden Pindosflysch von Norden nach Süden vermehrt.

An der Westfront fällt zudem der Überschiebungssaum nicht mit einem ohne Unterbrechung einheitlich durchlaufenden Stirnband ein und desselben Schuppengliedes zusammen, sondern er springt damit abbrechend und in der Nord-Südrichtung in mehrmalig abgesetzter Staffelung zurückweichend auf den Vorderrand der sich jeweils mit Achsenanstieg herausquetschenden nächst östlichen Schuppe über.

Im Osten hebt sich das mesozoische Olonos-Pindossystem konkordant aus dem ostaetolischen Flyschgelände von Mittelgriechenland und dessen Verlängerung in Nordgriechenland heraus, wobei es zunächst infolge von Achsenbiegungen mehrfach nur zu vorläufigen kleinen und grösseren isolierten Vorstössen kam, die sich jedoch wie in dem zwischen Artotina und dem Phidaris-Quellbach aufsteigenden Korax oder in der gegenüberliegenden Vardussia-Megalochunikette auch zu gewaltigen Hochgebirgslinsen auswachsen können.

Am Nordabfall des Vardussiakammes (Vardussa) ist bereits die ganze Olonos-Pindosserie bis hinab zu den karnischen Halobienhornsteinen erschlossen (Lit. 94), während die Gipfelregion von aufgeschobenen Deckenfragmenten der nächst östlicheren Parnass-Kionafazies (Ellipsactinienkalken, obertriadischen Korallenkalken usw.) gebildet wird. Eine ähnliche Konstellation kehrt am Kotziakas-Wall (Thessalien) wieder.

Im Peloponnes und in der kretisch-rhodischen Inselgirlande, d. h. auf Kythera (mit dem zugehörigen Maestrichtien und dem Orbitolinenhorizont), auf Kreta (mit Einschluss der Inseln Paximadia und Gavdos und allen typischen Fossilhorizonten) und auf Rhodos (mit den karnischen Halobienhornsteinen usw.) ruht das Olonos-Pindossystem dem adriatisch-ionischen Flysch bzw. Ethiáflysch und dem ihn nach innen horizontal weiterleitenden Tripolitzaflysch deckenmässig auf. Der Ausstrich an der Westfront bietet hier in direkter Fortsetzung der aetolischen Ketten, d. h. im Olonos usw. und entlang dem das westaetolische Flyschband verlängernden westpeloponnesischen Flyschvorland den gleichen Anblick wie in den Pindosschuppen jenseits des korinthischen Quergrabens, auch hier mit den karnischen und cenomanen Fossilhorizonten und dem kammbildenden Maestrichtien. Die Faziesglieder der Olonos-Pindosserie reichen jedoch im Peloponnes als jetzt aufgelockerte Decke mit weit ausholendem Bogen ostwärts bis in die

---

[85]) In Ostaetolien sind auch in den Pindosflysch noch Eruptiva eingedrungen als Produkte einer weiteren alttertiären Eruptionsphase. Es handelt sich um die gleiche Eruptionswelle, die auch in Euboea, Kreta, Rhodos und Cypern, sowie in Albanien (Skumbigebiet) in Erscheinung tritt.

Im adriatisch-ionischen Flysch der westaetolischen Flyschzone, bzw. ihrer nördlichen Verlängerung ist an anstehenden Eruptivgesteinen nur ein Durchbruch von Augitandesit bei Peristerion (Prosgoligebirge) am Überschiebungsrand der Olonos-Pindosserie bekannt. Die ortsfremden Eruptivgerölle, die im oberen adriatisch-ionischen Flysch der nordwestlich von Korfu gelegenen Insel Othoni (Fanó) eingelagert sind, wurden dahin aus den östlichen Zonen auf fluviatilem Weg verfrachtet (Lit. 59, S. 16 und S. 28—29).

Argolis und nach Hydra zurück (hier ebenfalls mit den gleichen kieseligen Halobienschichten der karnischen Stufe und in der Argolis auch mit dem damit verbundenen mittelkarnischen Cephalopodenlager der H. Andreasschichten).

5. **Die Parnass-Kionazone**

unterscheidet sich durchgreifend vom Olonos-Pindossystem, indem in ihr die fortlaufende massige Kalksedimentation (mit Inbegriff von dolomitischen und oolithischen Teilgliedern) ähnlich wie in der Tripolitzaserie ein zeitliches Höchstausmass erreicht.

Die Parnass-Kionaserie ist, wie erwähnt, bereits am Kotziakas (thessalischer Pindos) nachgewiesen und erstreckt sich weiter über den Vardussiazug (Vardussa), das Kiona (Giona)-Oeta- und Parnassmassiv zum boeotischen Bergland und über den Kithaeron-Parneszug und die Geraneia bis in die Argolis und den argolischen Archipel hinunter. Ausserdem wenden sich ihre Kalke und Dolomite von der zentralen Othrys über die lokrischen Gebirge und das Bergland um das Kopaisbecken nach Euboea hinüber.

Unter vorläufiger Ausschaltung der mit den alpinen Gastropodenoolithen verglichenen Oolithkalken und den fossilführenden Werfenerschichten von ostalpiner Tracht beteiligen sich an der triadischen, jurassischen und kretazischen Kalkfolge der Parnass-Kionafazies in erster Linie folgende stratigraphisch bedeutsame Teilglieder: Bulogkalke mit Cephalopodennestern (Hydra, Lit. 11, 20, 69, 80, 99 u. 100), deren fazielle Entwicklung in den Asklepieionkalken der Argolis mit kontinuierlichen Ammoneenzonen bis zum Abschluss des Mittelkarnikums anhält (Lit. 11, 67, 69, 80 u. 117). Dazu kommen weitverbreitete mitteltriadische Diploporenkalke, die z. T. auch foraminiferenhaltig sind (mit *Nodosaria oculina* TERQUEM et BERTH., *Ammobaculites*, *Dentalina* usw.) und graue Halobienkalke, sowie obernorische und rhaetische Korallenkalke (Lit. 11, 20, 21, 28 u. 111), graue Megalodontenkalke und Gyroporellenkalke. Weiterhin sind anzuführen dunkle Cladocoropsiskalke als wichtiger oberjurassischer Leithorizont (Kimmeridgien bis Séquanien)[86]), höhere oberjurassische bzw. tithonische Ellipsactinien- und Sphaeractinienkalke (*Ellipsactinia ellipsoidea* STEINM., *E. caprensis* CANAVARI, *Sph. dicotoma* CAN.), oberjurassische Diceratenkalke und Kalke mit *Actaeonina acuta* ORB. nebst Korallen und Nerineen führenden Kalken im Oberjura und in der Altkreide.

Im Kreideabschnitt der Parnass-Kionaserie seien hervorgehoben: altkretazische Korallenkalke mit Chaetetiden (*Blastochaetetes capilliformis* MICH.) und *Stylosmilia brevis* ORB. usw., Urgonkalke mit Apricardien (Toucasien) und *Harpagodes* aff. *pelagi* BRONG., durchgängige cenomane Orbitolinenkalke, lokalisierte Exogyrenkalke (*Exogyra columba* LAM.) und turone-oberkretazische Radioliten-

---

[86]) Betr. der Cladocoropsiskalke bzw. Lovčeniporakalke und ihrer eventuellen Synonymik siehe Lit. 32, 33, 59, 86, 97, 110 und 114.

Die bisher bekannt gegebenen Vorkommen der Cladocoropsiskalke, die sich mit zahlreichen Aufschlüssen hauptsächlich über die Parnass-Kionazone verbreiten, werden noch durch weitere Funde in der normalsedimentären Othrys ergänzt, wo sie, abgesehen von den bereits publizierten, lang ausgedehnten Vorkommen am Nordgehänge des zentralen Gebirgsstückes, neuerdings auch im südöstlichen Teil, wie am Hang über Suwala (gegen Chamako) angetroffen wurden. Ausserdem finden sie sich noch am Mittelkap zwischen der Vidavo-Bucht und Kap Andromache, d. h. am Nordrand des korinthischen Meerbusens, sowie vielleicht auch auf der magnesischen Insel Skopelos (Bucht von Klistera), wo sich jedoch die Struktur des Fossils mangels hinreichender Überlieferung nicht mehr einwandfrei erkennen liess. Die Cladocoropsiskalke enthalten auch Foraminiferen mit Textularien und die Alge *Goniolina geometrica*.

Hippuritenkalke mit dem üblichen Foraminiferenlager des Maestrichtiens und den darin stets wiederkehrenden allgemeinen Formen der zitierten Orbitoiden, Sideroliten usw.

Die gewöhnlich grauen oder selten auch rötlichgrauen Orbitolinenkalke der Parnass-Kionafazies weichen lithologisch scharf von den meist brecciös ausgebildeten Orbitolinengesteinen der Olonos-Pindosserie ab. Die Orbitolinen (*O. conoidea* GRAS. u. a.) gehören in den kretazischen Kalken der Parnass-Kionafazies zu den stratigraphisch wichtigsten und verbreitetsten Foraminiferen[87]).

Immerhin kommen in der Mittel- und Altkreide der Parnass-Kionaserie auch noch weitere interessante Foraminiferen hinzu.

So lagern an der Basis der erwähnten, am Skironischen Engpass (bei km 47 der Strasse Megara–Korinth) anstehenden und von gelblichgrauen, mergeligen Echinidenkalken überdeckten cenomanen Exogyrenkalke graue Foraminiferenkalke mit *Orbitolina* (selten), *Chrysalidina gradata* ORB., *Polymorphina*, *Cuneolina*, *Trochammina*, *Arenobulimina*, *Haplophragmium*, Miliolen und zwei von M. REICHEL auch im Cenoman von Portugal erkannten, aber noch nicht beschriebenen neuen Foraminiferentypen, von denen die eine zu *Rhapydionina* gehören dürfte.

Wichtig sind sodann die in den grauen Gipfelkalken des Kotroni, d. h. der südlichsten Spitze unter den drei Hochgipfeln des Parnassmassivs, auftretenden Foraminiferen mit dem häufigen *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD, der von *Nautiloculina*, *Verneuilina*, *Pseudocyclammina*, Miliolen, Cristellariden, Dactyloporen, Nerineen und grossen Zweischalern (? *Exogyra couloni*) begleitet wird (an der NNE-Flanke des Kotronigipfels gegen die parnassische Hochmulde zu).

Coscinoconus alpinus LEUPOLD kommt in den Alpen in den Tithon-Unterkreidegesteinen der helvetischen Zone vor[88]) und könnte im Parnass auf Valanginien bzw. auch Infravalanginien hinweisen, eine Altersstellung, die sich mit der Höhenlage der Coscinoconuskalke in der allgemeinen Schichtenfolge des Gerontovrachos-Kotronizuges (Urgon-Tithon) anstandslos verträgt (Lit. 78).

In der Parnass-Kionafazies stellt sich ausserdem der schlankere *Coscinoconus elongatus* LEUPOLD ein, und zwar nach bisherigen Funden und Schliffen in den hellgrauen, oolithischen Massenkalken am Gebirgskamm östlich des Astrapi, d. h. des höchsten Gipfels der Kotziakaskette (thessalischer Pindos), und in den hellgrauen, pseudo-oolithischen Kalken an der Nordwestseite des im Kionamassiv zentral gelegenen Hochgipfels Prophit Ilias (2295 m), wo noch *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD und ein neuer, auch schon in den *Coscinoconus*-haltigen Schliffen aus

---

[87]) Abgesehen von den über die ganze Zone verbreiteten Orbitolinenkalken mit ihren massenhaften, unversehrt überlieferten Individuen von *Orbitolina* wurden in der Parnass-Kionafazies stellenweise noch vereinzelte aufgearbeitete Orbitolinen festgestellt, wie u. a. in den hellgrauen, z. T. pseudo-oolithischen bis oolithischen, Hippuriten, Radioliten und sonstige Rudisten, sowie *Dicyclina* und Milioliden führenden Kalken an den Gipfelpunkten des Megalochunikammes. Die eigentlichen Orbitolinenkalke laufen hier dem oberen Westabfall dieses Gebirgskammes entlang in tieferem Niveau durch und ziehen weiterhin nach Süden auch an der Westmauer des Vardussiagipfelmassivs hin (Lit. 94 u. 114).

In Gesteinsproben aus dem Kalkklotz des höchsten Vardussiagipfels (Prophit Ilias) sind *Cristellaria (Robulus)*, Radiolarien und Textulariden enthalten, die aber gegenüber den am Vardussiagipfel aufgefundenen Ellipsactinien stratigraphisch bedeutungslos bleiben.

[88]) W. LEUPOLD und H. BIGLER: *Coscinoconus*, eine neue Foraminiferenform aus Tithon-Unterkreidegesteinen der helvetischen Zone der Alpen. Eclogae geol. Helv. 1935, Vol. 28, Nr. 2, S. 606—624, Taf. 18.

dem adriatisch-ionischen Bajocien-Bathonien vorhandener Foraminiferentyp hinzukommen.

Aus der gleichen Kalkmasse des H. Iliasgipfels erscheinen in weiteren Handstücken *Ataxophragmium* (mit Formen des alpinen Schrattenkalkes), sowie *Trochammina*, *Pleurostomella*, *Polymorphina*, Miliolen, Textularien, Bryozoen und Nerineen, während am Kotziakaskamm zusammen mit *Coscinoconus elongatus* LEUPOLD noch *Orbitolinopsis* auftritt[89]). *Orbitolinopsis* kommt auch sonst in der Parnass-Kionafazies vor, wie in einem dunkler grauen Kalk am Ostabhang des Bergrückens Zepher Spilia (oberhalb Sigditza [heute Prosilia]) im Kionamassiv, wo diese Foraminifere noch von *Trochammina* cf. *inflata* MONTF., *Haplophragmium*, Textularien und Ostracoden begleitet wird (Lit. 114).

Nach allen meinen in Griechenland gemachten Funden von *Coscinoconus* erstreckt sich hier die vertikale Verbreitung von *Coscinoconus alpinus* und *elongatus* LEUPOLD über die Zeitspanne vom oberen Bajocien bis hinauf in den stratigraphischen Höhenbezirk um das Urgonien.

Sonst sind in den älteren Kreidekalken der Parnass-Kionafazies vorwiegend Textulariden festgestellt worden, wie u. a. an der Hauptspitze des Kionamassivs zusammen mit Nerineen.

Die kretazische Abteilung der Parnass-Kionafazies enthält ferner Bauxitlager. Die Bauxitlager markieren Emersionsphasen, die wohl mit den osthellenischen Kreidetransgressionen in einen ursächlichen Zusammenhang zu bringen sind. Der Bauxit kann gewissermassen als ein Leitgestein der Parnass-Kionafazies angesehen werden.

Über den Kalkmassen der Parnass-Kionafazies folgt der konglomerathaltige Parnass-Kionaflysch, wobei sich im allgemeinen auch hier an der Kalk-Flyschgrenze der Orbitoidenhorizont des Maestrichtiens einstellt. In einer unteren Grenzbildung erscheint an der Kiona (Giona) der für Danien sprechende *Coraster villanovae* COTTEAU (am Diaselo ostseits des Platovuno). Das rote Corastergestein ist voll von Globigerinen, worunter hier und da kleine Rotaliiden und *Robulus* eingestreut sind.

Im Flysch des östlichen Mittelgriechenlands wurden Foraminiferen bis jetzt nur von wenigen Orten bekannt, wie aus den lokrischen Gebirgen in der Umgebung von Exarchos als grauer, mit *Alveolina elongata* ORB. und selteneren Nummuliten usw. erfüllter Kalksandstein des Lutétiens oder vom Südosthang des Oetamassivs gegen Braulo (mitteleocaene Nummuliten usw. in der Gegend von Gardikaki), in beiden Fällen allerdings nur nach losen Funden.

Die Kalkmassen der Parnass-Kionaserie legen sich in den ostgriechischen Gebirgen (Argolis, Vardussia, Kotziakas usw.) deckenbildend über das Olonos-Pindossystem.

6. Die osthellenische Zone

hebt sich in fazieller Hinsicht mit der ihr Mesozoikum charakterisierenden, vorwiegend jurassischen bis altkretazischen Serpentin-Schiefer-Hornsteingruppe und durch die sich nach oben anschliessende Kreidetransgression (Gosau) wieder scharf von der Parnass-Kionaserie ab. Die transgredierenden Ablagerungen enthalten Korallen, Hippuriten, Radioliten und weitere Rudisten.

Diese Kreidetransgression kommt namentlich im thessalischen Kassidiarisgebirge und im zentralen Othrysgebirge klar zum Ausdruck (Lit. 32 u. 33).

---

[89]) In der südwärts verlängerten Kalkmasse des Kotziakaskammes sind ausserdem auch Orbitolinen enthalten, wie in der Querschlucht von Porta.

Örtlich beginnt jedoch die Kreidetransgression schon früher, in welchem Fall dann die übergreifenden Bildungen in der Gegend von Dremisa (zwischen Oeta- und Kionamassiv) reiche cenomane Korallenfaunen bergen, mit den stratigraphisch leitenden Aspidiscustypen des *Aspidiscus cristatus* LAM. und *Aspidiscus felixi* RENZ, die von Orbitolinen, Rudisten, Capriniden und Gastropoden begleitet werden (Lit. 102, 103, 108 u. 109).

Ähnliche Verhältnisse wie bei Dremisa liegen am Gerolekagipfel zwischen Kiona- und Parnassmassiv vor, doch sind hier in der Umgebung von Kolovataes und bei den Quellen Kryavrysis und Kokkinovrysis (am Osthang des Gerolekagipfels), wie auch anderwärts in dieser Zone graue bis dunkelgraue Orbitolinenkalke (*Orbitolina conoidea* GRAS., *O. concava* LAM. usw.) und weitere brecciös-konglomeratische Orbitolinengesteine weitläufig entwickelt, so dass die dort von mir gesammelten Korallen (*Pachygyra bellula* HACKEM., *Placocoenia* aff. *niongalense* DIETRICH, *Isastraea cyathina* STOL. var. *major* HACKEM, *Isastraea* aff. *expansa* STOL. u. a.) in ihrer Altersstellung möglicherweise etwas von der bei Dremisa vorkommenden Korallenfauna abweichen (Lit. 109).

Über den transgressiven Bildungen folgen Hippuritenkalke und Flysch, an dessen Untergrenze sich auch hier wieder die Orbitoidenkalke des Maestrichtiens mit den landläufigen Foraminiferentypen einstellen.

Was nun die altkretazisch-jurassische Serpentin-Schiefer-Hornsteingruppe anbelangt, so sind die Serpentine und ihre Muttergesteine, für sich allein genommen, noch kein ausschlaggebendes Merkmal für die osthellenische Entwicklung, sondern nur ihre innige Verbundenheit mit der bunten Schiefer-Hornsteinserie, da, wie gesagt, noch eine zweite, jüngere, den Flysch durchsetzende Eruptionswelle ophiolithischen Magmas bekannt ist (Albanien, Ostaetolien, Euboea, Kreta, Rhodos, Cypern). Geröllanteile der betreffenden ophiolithischen Eruptiva in den osthellenischen transgressiven Kreidebildungen verankern zudem das Vorhandensein dieser älteren vortertiären Eruptionsphase.

Abgesehen von dem Überhandnehmen der Eruptiva gleicht sich die osthellenische Serpentin-Schiefer-Hornsteingruppe vielfach auch wieder den bunten Schiefer-Hornsteinpartien der Olonos-Pindosserie an.

Das wohl im allgemeinen aus grauen Kalkmassen bestehende Liegende der osthellenischen Serpentin-Schiefer-Hornsteingruppe, in denen auch Megalodontenkalke oder Gyroporellenkalke bekannt sind, ist zur Zeit noch nicht genügend durchgearbeitet. Auch in regionalem Belang fehlt es noch an der Ausscheidung gegenüber gleichartigen Kalken der Parnass-Kionafazies.

In der Argolis und im mittelgriechischen Helikon reicht die Kalkentwicklung, die dann dem liassischen Anteil der adriatisch-ionischen Pantokratorkalke entsprechen würde, anscheinend noch in den Lias hinauf und wird hier in den Profilen durch oberliassischen Ammonitico rosso als Zwischenglied gegen die höhere Serpentin-Schiefer-Hornsteingruppe abgegrenzt. Jedenfalls wird der argolische Oberlias am Ortholithi von derartigen hellgrauen Kalken konkordant unterlagert (Lit. 11, 68 u. 59).

Im westlichen Othrysgebirge wurden im sonstigen allgemeinen Bereich der dort räumlich weit ausgedehnten Serpentin-Schiefer-Hornsteingruppe neben hellroten Halobienkalken und sonstigen Halobiengesteinen rote mitteltriadische Cephalopodenkalke von Hallstätter-Art (Wengener-Niveau) bekannt, die ein vollkommenes fazielles Seitenstück zu dem gleichalten Anteil der argolischen Asklepieionkalke bilden, so dass ihre zonar-fazielle Zugehörigkeit ebenfalls noch durch weitere Untersuchungen abgeklärt werden muss (Lit. 113).

Die osthellenische Serie verteilt sich im allgemeinen auf die gleichen Landschaften wie die Parnass-Kionafazies, wenn auch ihr hauptsächlichstes Verbreitungsgebiet im thessalischen Kassidiarisgebirge, in der westlichen und zentralen Othrys, in den lokrischen Gebirgen, im Helikon, auf Euboea und in Attika (Armeni-Lioposizug) liegt. Sie erstellt zusammen mit der Parnass-Kionaserie den Deckenbau der ostgriechischen Gebirge, wobei sie das Material zu dessen höherem Stockwerk liefert.

Unter der überschobenen Trias dieses Deckengebäudes ruht das mitteleuboeisch-attische, das argolische und kykladische Jungpaläozoikum und diskordant hierunter das obere Metamorphikum des attisch-kykladischen Massivs.

In der Aegaeis wurden folgende kristalline Massive ausgeschieden:

7. **das zentralpeloponnesisch-kretische Massiv.**

8. **das** vorgenannte **attisch-kykladische Massiv.**

Von Nordeuboea und der magnesischen Inselgruppe (Skiathos usw.) ausgehend reiht sich hieran mit nordwestlicher Ausbreitung

9. **das pelagonische Massiv,**

das vom attisch-kykladischen Massiv durch die Zonen 5 und 6 geschieden wird und anscheinend das diskordante Substrat des in der östlichen Othrys, im nördlichen Euboea und auf Chios nachgewiesenen Jungpaläozoikums bildet, wobei das Jungpalaeozoikum von Chios nach einer Schichtenlücke zunächst noch von diskordant hierzu orientierten unterdevonischen Korallenkalken unterlagert wird.

Anscheinend schlingen sich die Zonen 5 und 6 auf Euboea zwischen dem pelagonischen und attisch-kykladischen Massiv und in der Ostaegaeis zwischen dem attisch-kykladischen Massiv und der

9a) **lydisch-karischen Masse**

hindurch, wobei der eingezwängte normalsedimentäre Trennungsstreifen zwischen den beiden letzteren Massiven obermeerisch nur noch durch die Megalodontenkalke der östlich von Naxos gelegenen Makariaes-Inseln markiert wird und das verlängerte pelagonische Massiv im Meeresgrund mit der lydisch-karischen Masse zusammenfliessen dürfte.

Während die Paxoszone als Verlängerung der apulischen Tafel betrachtet wurde und die typischen Fazieselemente der bei Valona ausstreichenden adriatisch-ionischen Zone der Adria folgend in den Zentralapenninen wieder auftauchen, setzen sich in den normalsedimentären Zonen 4 bis 6 die jungen Faltensysteme der Dinariden mit durchschnittlichem NW—SE bis NNW—SSE-Streichen auf der griechischen Halbinsel und dem Peloponnes fort, um von dort mit der allmählichen Ostdrehung des allgemeinen Zonenbogens unter Umflechtung der aegaeischen Massive girlandenartig nach dem südlichen Anatolien hinüberzuschwenken. Die südkretische Ethiáserie, die, wie oben ausgeführt, als anscheinend autochthone Aussenzone über Rhodos nach Cypern (Lapithos beds) hinstreicht, dürfte vorbehaltlich weiterer Untersuchungen die adriatisch-ionische Fazieseinheit in dieser Richtung weiterleiten.

Die Olonos-Pindoszone ist im Verfolg der dinarischen Richtlinien als Fortsetzung der albanischen Cukalizone bzw. der süddalmatinischen Schuppen von Budua-Spizza zu betrachten, in welch letzteren ich die gleichen karnischen Halobienhornsteine beobachtete.

Die Parnass-Kionazone korrespondiert mit der montenegrinisch-nordalbanischen Tafel und die osthellenische Zone mit der albanischen Merditaserie. Hierzu sei jedoch bemerkt, dass die angeführten Einheiten im Verlauf des Streichens ihren tektonischen Charakter verändern können.

Zugleich mit der südlich des korinthischen Grabens angenommenen Ausweitung der bei der Olonos-Pindosserie des nord- und mittelgriechischen Pindoszuges vorliegenden Schuppenstruktur zur Deckenbildung dürfte im Peloponnes und kretischen Inselbogen auch die Tripolitzagruppe, die, wie gesagt, im Bereich des westaetolischen Flyschlandes nur noch mit vereinzelten isolierten Vorstössen (Gavrovo usw.) aus der Flyschhülle heraustritt, von der Tangentialbewegung erfasst worden sein und überschiebt als untere Deckenschale das zentralpeloponnesisch-kretische Massiv, auf dessen Aufbeulung wohl diese tektonische Funktionsänderung der beiden Serien zurückzuführen ist. Allerdings stützt sich im Zentralpeloponnes die Annahme einer derartigen tektonischen Bewegung der Tripolitzaserie vornehmlich auf die Voraussetzung, dass im zentralpeloponnesisch-kretischen Metamorphikum Obertrias enthalten ist, wie dies von L. Cayeux von Westkreta berichtet wurde (Lit. 65).

Sodann griff allem Anschein nach auf Kreta die Tripolitzagruppe zugleich mit ihrem aufliegenden, vom Olonos-Pindossystem eingenommenen höheren Stockwerk noch über die mit der adriatisch-ionischen Serie in Verbindung gebrachte südkretische Ethiáserie über, wobei sich der Vortrieb wie stets aus dem Innern des allgemeinen Zonenbogens nach aussen richtete.

Eine Vorwanderung der peloponnesischen Tripolitza- und Olonos-Pindosserie ging wohl aus dem Einfaltungsraum zwischen dem zentralpeloponnesisch-kretischen und attisch-kykladischen Massiv hervor, während die Wurzelregion der Parnass-Kiona- und osthellenischen Deckenserie zwischen dem attisch-kykladischen Massiv einerseits und dem pelagonischen bzw. lydisch-karischen Massiv andererseits vermutet werden könnte.

Bei dieser Interpretation des Gebirgsbaues würden die letzteren Deckenserien nach Überfahrung des attisch-kykladischen Massivs im Peloponnes noch über die Argolis und das dort hierzu tektonisch liegende Olonos-Pindossystem vorbranden.

In einem gewissen Parallelismus zur Tripolitzaserie, die sich am Nordrand des zentralpeloponnesisch-kretischen Massivs von der adriatisch-ionischen Zone auch tektonisch loslösen dürfte, spaltet sich am Nordende des pelagonischen Massivs als

10. **die Axios- oder Vardarzone**

von der osthellenischen Serie (=Merditaserie) ab und verbindet sich, wie schon oben erwähnt, als Zwischenglied zwischen dem pelagonischen Massiv und der Rhodopemasse (thrakisches Grundgebirgsmassiv) in ihrem weiteren östlichen, über die Insel Chios hinweggehenden Verlauf mit der Einfaltungszone zwischen dem mysischen Olymp und der lydisch-karischen Masse (nach Kossmat, Lit. 27).

Die engen faziellen Beziehungen zwischen der osthellenischen bzw. Merditaserie und der Vardarserie (Axiosserie) bezeugt auch der im östlicheren Verbreitungsraum der letzten Serie auf der Insel Chios gelungene Nachweis von dort wiederkehrenden und durch ihre einzigartige Faunenkomposition ausgezeichneten untertriadischen Cephalopodenkalke (Lit. 44, 91 u. 92), die in solcher Entwicklung sonst nur noch aus der Merditaserie Albaniens als Kčirakalke bekannt gewesen waren. Diese roten, kieseligen Cephalopodenkalke führen auch auf Chios die entsprechenden albanischen Typen von *Columbites*, *Prenkites*, *Protropites*, *Iscul-*

tites, Paragoceras, Celtites, Epiceltites, Tropiceltites, Prosphingites, Meekoceras, Monophyllites, Xenodiscus, Proptychites, Paranannites, Procarnites, Pronorites, Sageceras, Pseudosageceras, Dagnoceras usw.

Hierzu treten noch *Columbites parisianus* HYATT and SMITH, *Columbites malayanus* RENZ[90]), *Prenkites sundaicus* WELTER[91]), *Pseudosageceras intermontanum* HYATT and SMITH und *Nannites hindostanus* DIENER.

Auf Chios wirken sich der durch *Columbites parisianus, Paranannites* und den *Pseudosageceras intermontanum* verkörperte westamerikanische Fauneneinschlag (Idaho, Californien) und die Anklänge an die untertriadische Ammonitenwelt von Indonesien mit den gemeinsamen Typen *Columbites malayanus* RENZ, *Prenkites sundaicus* WELTER, *Pronorites arbanus* ARTH. und *Nannites hindostanus* DIENER noch ausgesprochener aus als in Albanien.

Diese indonesischen und westamerikanischen Faunenelemente setzen eine sich von Albanien über Chios erstreckende offene Meeresverbindung mit Südostasien und der pazifischen Region Nordamerikas voraus, wie sie auch z. Z. des griechischen Perms mit seinen Neoschwagerinen-, Verbeekinen-, Doliolinen-, Sumatrinen- und Polydiexodinenfaunen im Verlauf der Tethys bereits bestand, während sich in Attika mit seinen Werfenerschichten von ostalpiner Tracht zur damaligen Zeit Gesteine einer Randfazies ablagerten.

Die Vardarserie wäre im Hinblick auf solche charakteristische Verflechtungen zwischen ihr und der osthellenischen bzw. Merditaserie vielleicht treffender nur als Vardar-Subzone (Axios-Subzone) auszuscheiden.

11. Die jungtertiären Gebirgsbewegungen.

Die Hauptfaltung der vorneogenen normalsedimentären Faziesserien und die in den inneren Zonen damit verbundenen Massenschübe erfolgten in Griechenland in der Zwischenpause zwischen der Beendigung des Flyschniederschlages und der Transgression des jüngeren Miocaens, und zwar wurden alle griechischen Fazieseinheiten von dieser gebirgsbildenden Bewegung erfasst, wenn auch, wie bei den Einzelgliedern des allgemeinen Zonenbogens bereits erörtert, mit unterschiedlicher, d. h. von innen nach aussen abflauender Intensität.

Dieses dadurch entstandene miocaene Gebirgsgebäude wurde jedoch im Verlauf der alsbald einsetzenden jungtertiär-quartären Dislokationsperiode in nachhaltiger Weise umgestaltet, so dass wir es heute, wie namentlich in den Aussenbezirken der griechischen Halbinsel, vielfach nur noch in ruinenhaftem Zustand vor uns sehen.

In die durch die Bruchbildung geschaffenen Senkungsfelder griff dann das Neogen ein, das seinerseits neben leichteren posthumen Faltungen durch die Fortdauer der jungen quartären und auch noch rezenten Dislokationen von weiteren Absenkungen oder zum Teil auch von sehr beträchtlichen Hebungen betroffen wurde (Lit. 59 u. 119).

Die jungen aegaeischen Bruchlinien werden von vulkanischen Ausbrüchen begleitet (Santorin usw.).

Die nähere Begründung der hier skizzierten tektonischen Vorgänge ist in meiner schon mehrfach zitierten tektonischen Arbeit in den Mém. de l'Acad. d'Athènes 1940, t. 8 niedergelegt, worin aber gleichzeitig auf die noch schwachen

---

[90]) Der von Varietäten umgebene *Columbites malayanus* RENZ ist identisch mit *Columbites* nov. spec. ind. von O. WELTER: Die Ammoniten der unteren Trias von Timor. Palaeontologie von Timor, Liefer. 11, S. 150, Taf. 14, Fig. 12 und 13.

[91]) Loc. cit. WELTER — Timor, S. 150, Taf. 14, Fig. 18—21.

Stellen einer solchen Konstruktion (wie die z. T. sehr grossen Schubweiten usw.) mit geziemendem Nachdruck hingewiesen wurde.

Es konnte sich vorerst nur um einen mit reichlichen Vorbehalten gespickten Entwurf handeln, zumal ich weite Teilgebiete des aegaeischen Raumes noch nicht persönlich begangen habe und die auch tektonisch massgebende Altersfrage des aegaeischen Metamorphikums nach wie vor einwandfrei abzuklären ist.

12. **Die vortertiären Gebirgsbewegungen.**

Während im Westen nur die erwähnten vertikalen Grossblockbewegungen z. Z. des Oberlias und älteren Doggers in der adriatisch-ionischen Zone in Betracht kommen, geben sich im Osten tiefgreifendere jungmesozoische Gebirgsbewegungen vor allem durch die in der osthellenischen Zone festgestellten kretazischen Transgressionen kund.

Dagegen treten alte und nur am Aegaeissaum aufgedeckte Faltungsvorgänge infolge der alles ummodelnden miozänen Hauptfaltung und der nachträglichen Bruchperiode heute nurmehr verschleiert in unser Blickfeld.

Günstigere Vorbedingungen zur Erforschung der alten Gebirgsbewegungen dürfte die anatolische Küsteninsel Chios bieten.

Nach den von W. Paeckelmann (Lit. 55) auf Chios vorgenommenen Untersuchungen bildet das Kristallin der Kykladen und der karisch-lydischen Masse die Unterlage des Paläozoikums, wobei der höhere Teil des Kristallins algomanisch 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 im nordwestlichen Inselteil dem Ordovizium zugewiesen. Nach einer Schichtenlücke und auf eine mit der kaledonischen Faltung zusammenfallenden grossen Diskordanz folgt hierauf hohes Unterdevon (Lit. 51) mit einem gleichfalls in der nordwestlichen Inselregion gelegenen und zuerst durch K. Ktenas (Lit. 23) bekannt gewordenen Korallenkalk. Dieser wird durch eine weitere, durch die bretonische Faltung bedingte Diskordanz und Schichtenlücke vom Oberkarbon getrennt. Zum chiotischen Oberkarbon tritt nach unseren neueren Untersuchungen noch das Perm hinzu.

Das gefaltete Jungpaläozoikum wird dann diskordant von alpidisch gefalteter Trias überlagert.

Hierzu sei weiter bemerkt, dass ich in meiner schon mehrfach erwähnten tektonischen Abhandlung das auf Chios entblösste oder im Untergrund der Insel noch schlummernde Metamorphikum als Glied des pelagonischen Massivs gedeutet habe, das scheinbar untermeerisch in die lydisch-karische Masse übergeht, die ihrerseits, wie bereits betont, durch die besagte schmale normalsedimentäre Zone der Makariaes-Inseln vom attisch-kykladischen Massiv geschieden wird.

Das attisch-mitteleuboeische Jungpaläozoikum gehört dagegen ebenso wie das Jungpaläozoikum der argolischen Küsteninseln (Hydra usw.) und der Kykladeninsel Amorgos zum allgemeinen geographischen Verbreitungsraum des attisch-kykladischen Massivs und der beiden ostgriechischen Fazieszonen (Parnass-Kiona- und osthellenische Zone). Dazu kommt das im Rayon von Naxos-Amorgos weiter noch vorhanden gewesene oder untergetaucht noch erhaltene foraminiferenhaltige Jungpaläozoikum, dessen Existenz die häufigen Permkalkkomponenten im jungen Pesuliakonglomerat der Kuphonisia (Katakupho) offenbaren.

Angesichts der geschilderten Sachlage fragt es sich nun, welche Position das attisch-mitteleuboeische bzw. argolische und amorginische Jungpaläozoikum gegenüber dem Metamorphikum des attisch-kykladischen Massivs einerseits und

den ihm deckenmässig aufruhenden Kalkmassen der Parnass-Kionaserie andererseits einnimmt und ob in der Westaegaeis gleiche oder ähnliche Verhältnisse vorliegen wie auf Chios in der Ostaegaeis.

Zur Beurteilung dieser Frage ist die Altersbestimmung des attisch-kykladidischen Metamorphikums von durchaus grundlegender Bedeutung.

Die Autoren, die sich bisher mit dem Studium des attischen Kristallins beschäftigt haben, sind trotz vielseitigen, bis in die vierziger Jahre des vorigen Jahrhunderts zurückgehenden Diskussionen über dessen stratigraphische Bewertung noch zu keiner Einigung gelangt. Bis in die jüngste Zeit hinein wird die hier zunächst zu berücksichtigende leichter metamorphosierte obere Partie des attischen Metamorphikums teils für mesozoisch, und zwar in erster Linie für kretazisch (Kober), teils für altpaläozoisch gehalten (Blumenthal, Trikkalinos).

Die Altersbestimmung des Metamorphikums beeinflusst aber nicht nur hochgradig die tektonischen Entscheidungen, sondern ist auch angesichts der Zwischenstellung des Jungpaläozoikums massgebend für dessen Angliederung an die eine oder andere der in Betracht fallenden geologischen Einheiten.

Ist dieses Metamorphikum jung, d. h. kretazisch, so gehört das attische und weiter zugehörige aegaeische Jungpaläozoikum noch in den Rahmen der alpidisch überschobenen und deckenbildenden Masse der Parnass-Kionaserie.

Liegt dagegen dieses Jungpaläozoikum mit seinem es einleitenden Transgressionskonglomerat im allgemeinen Vergleich mit Chios nur mit einfacher Diskordanz über vorher gefaltetem noch älterem paläozoischem Metamorphikum, wobei keine Tangentialverschiebungen im Spiel zu sein bräuchten, so würde es noch dem von der Parnass-Kionadecke überfahrenen Grundgebirge anzugliedern sein.

Das mittelkarbonische Transgressionskonglomerat, mit dem das Jungpaläozoikum einsetzt, würde an und für sich zugunsten der letzteren Eventualität sprechen; immerhin dürfte es zunächst geboten sein, eine einwandfreie Bereinigung der Altersstellung des Metamorphikums abzuwarten.

Unter vorläufiger Beiseitlassung der Untertrias stellen die mitteltriadischen Kalkmassen des Mavrinora-Beletsi-Parnes-Kithaeronzuges zusammen mit den höheren Komponenten der Parnass-Kionaserie zweifellos eine Decke in tektonischem Sinn dar, da sich die Beteiligung dieser Serie am ostgriechischen Deckenbau in den mittelgriechischen Hochgebirgen (Vardussia usw.)[92]) klar abhebt und auch die von mir im Jahre 1912 nachgewiesene Athener Akropolisüberschiebung hierfür spricht (Lit. 19, S. 460, sowie 45, S. 148—149 und 59, S. 121—122).

Hier abschliessend sei jedoch mit allem Nachdruck nochmals betont, dass eine generelle und vergleichend durchgearbeitete stratigraphische Aufteilung des gesamten aegaeischen Metamorphikums die unerlässliche Voraussetzung bildet zur Erreichung einer standfesten aegaeischen Stratigraphie und Tektonik.

Was Cypern anbelangt, so liegen hier die Zugehörigkeit des Jungpaläozoikums zu einer bestimmten grosszonaren Einheit und das Ausmass der Schubweite der tangential bewegten Massen gemäss der oben geschilderten dortigen Situation noch im ungewissen. Immerhin steht zu erwarten, dass die weitere Erforschung des Amanos und Taurus auch aufhellende Rückschlüsse auf Cypern zulassen wird.

---

[92]) Lit. 56, 59, 94, 96, 110, 111 und 114.

Palaeontologischer Anhang zum I. Teil.

Genus **Oxytoma** MEEK

Oxytoma atavum WAAGEN

Taf. IX, Fig. 4.

Mein auf Taf. IX, Fig. 4 reproduziertes Einzelstück der *Oxytoma atavum* WAAGEN reiht sich den von B. HAMLET abgebildeten Formen aus Timor befriedigend an (Nederlandsche Timor-Expeditië Taf. 12, Fig. 1—4).

Mein Exemplar von Hydra wirkt jedoch gegenüber den Stücken von Timor und den Originalen von WAAGEN etwas schlanker.

Leider ist der ausgezackte Schalenrand bei meinem Stück nicht mehr vorhanden.

Vorkommen: in den Lyttonienkalken von Episkopi auf Hydra.

Gattung **Enteletes** FISCHER.

Enteletes pelopsi RENZ.

Taf. IX, Fig. 3, 3a und 3b.

1912. *Enteles waageni* CARL RENZ: Neuere Fortschritte in der Geologie und Paläontologie Griechenlands mit einem Anhang über neue indische Dyas-Arten. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 64, H. 4, S. 556, Textfig. 3—3b und 4—4b.

Enteletes pelopsi RENZ, den ich bereits als *Enteles waageni* GEMM. in meiner zitierten Arbeit auf S. 556, Textfig. 3—3b abgebildet hatte, gleicht im Skulpturcharakter und seinem asymmetrischen Schalenbau dem *Enteletes waageni* GEMM. (Fig. 18 u. 19 auf Taf. 29 von GEMMELLARO) oder in vieler Hinsicht auch dem diesem äusserst ähnlichen *Enteletes oehlerti* GEMM., weicht aber durch die höher ansteigende und massiger eingewölbte Wirbelpartie seiner grossen Klappe gegenüber der kleinen und der damit verbundenen mehr schlankeren Gestalt immerhin schon erheblich von den beiden zum Vergleich herangezogenen aufgeblähten sizilianischen Formen ab, so dass ich es doch für angebracht halte, diesen hydriotischen Enteletestyp im Verein mit meinem damals zugleich dargestellten Vergleichsstück von Fiume Sosio (loc. cit. Textfig. 4—4b) von *E. waageni* bzw. *E. oehlerti* abzutrennen. *Enteletes pelopsi* RENZ nähert sich im Dickenwachstum dem sonst aber ebenfalls mehr gleichklappigen *E. haugi* GEMM.

Vorkommen: in den Lyttonienkalken von Episkopi auf Hydra (1 Stk.) und in den Sosiokalken Siziliens (1 Stk.).

Gattung **Schizophoria** KING.

Schizophoria tani HUANG

1933. *Schizophoria tani* T. K. HUANG: Late Permian Brachiopoda of Southwestern China. Palaeontologia Sinica Ser. B, Vol. 9, Fasc. 2, S. 4, Taf. 1, Fig. 3a—e.

Ein in seinem Wachstum noch weiter vorangeschrittenes Einzelstück meiner Sammlung aus den Lyttonienkalken von Episkopi (Hydra) stimmt in der Form und der äusserlichen Beschaffenheit der Schalen, wie der feinröhrigen Schalenstruktur, und in der Ausbildung der Schloss- und Schnabelregion mit der *Schizo-*

phoria tani HUANG aus den *Productus nankingensis* führenden Permkalken von Lihsüku (Südwestchina) in jeder Hinsicht überein, so dass an der generischen und artlichen Identität des griechischen und chinesischen Stückes nicht zu zweifeln ist, wenn auch die beiderseitige Erhaltung etwas zu wünschen übrig lässt.

Gattung **Notothyris** WAAGEN.

Notothyris nucleolus (KUTORGA) var. **simplex** WAAGEN.

Das in meiner Artenliste als *Notothyris nucleolus* (KUTORGA) var. *simplex* WAAGEN angeführte Einzelstück stimmt mit *Notothyris simplex* WAAGEN aus dem mittleren Productuskalk Indiens hinreichend überein. TSCHERNYSCHEW und BROILI (Timor S. 66) hatten *Notothyris simplex* WAAGEN mit *Notothyris nucleolus* (KUTORGA) vereinigt, während H. RENZ (Karakorum S. 216) *N. simplex* noch als Varietät von *N. nucleolus* beibehielt.

Vorkommen: in den Lyttonienkalken von Episkopi (Hydra).

Gattung **Dielasma** KING.

Dielasma itaitubense DERBY.

Ein nur ungünstig überliefertes Einzelstück der Gattung *Dielasma* gleicht einem von H. MANSUY aus Indochina als *Dielasma itaitubense* dargestellten Original (Mém. Serv. géol. de l'Indochine, vol. 5, Fasc. 4, pl. 5, fig. 15).

Eine ähnliche Form wird auch von C. DIENER als *Dielasma* aff. *hastaeforme* KON. von Chitichun abgebildet.

Ferner sei auf eine weitere meinem hydriotischen Stück stark angeglichene Form hingewiesen, die von WAAGEN aus dem oberen Productuskalk Indiens unter dem Namen *Dielasma acutangulum* beschrieben wurde (Palaeontolog. Indica Ser. 13, Vol. 1, Pt. 4, Fasc. 3, Taf. 26, Fig. 2 [nicht Fig. 1]).

Ebenso gleicht mein Exemplar den Originalen des *Dielasma itaitubense* von TH. TSCHERNYSCHEW (Darvas, Mém. Com. géol. de Russie 1914, Nouv. Sér., Livr. 104, Taf. 2, Fig. 2—4).

Äusserst ähnlich werden dem hydriotischen *Dielasma* auch die breiteren Formen von *Dielasma elongatum* SCHLOTH., wie sie A. W. NETSCHAJEW aus dem russischen Perm abbildet, und zwar besonders der Fig. 4 auf Taf. 15 (Mém. Com. géol. de Russie 1911, Nouv. Sér., Livr. 61).

Auch das von VERNEUIL auf seiner Taf. 9, Fig. 9 abgebildete *Dielasma elongatum* gehört hierher (Géologie de la Russie etc. 1845, vol. 2).

Meines Erachtens wäre es naturgemässer, alle diese dem *Dielasma elongatum* SCHLOTH. nahestehenden Typen als Varietäten um diese Stammform zu gruppieren.

Vorkommen: in den Lyttonienkalken von Episkopi (Hydra).

Genus **Rhynchonella** GRAY.

Subgenus *Uncinulus* BAYLE?

Rhynchonella (Uncinulus) n. sp. ind. aff. *Uncinulus timorensis* BEYRICH.

Eine Jugendform der Uncinulusgruppe aus den Lyttonienkalken von Episkopi (Hydra) gleicht in seinem ganzen Habitus unter den bekannten Typen noch

am ehesten den von F. BROILI in seiner Timor-Arbeit[93]) auf Taf. 126, Fig. 6 u. 14 als *Uncinulus timorensis* BEYR. abgebildeten Originalen.

Im Sinus meines hydriotischen Stückes sind jedoch nur noch drei Rippen zu zählen.

Abgesehen von diesem Skulpturmerkmal bleibt mein Exemplar auch schmaler, wobei sich sein dreiseitiger Umriss gegen den Wirbel zu etwas ausgesprochener verjüngt.

Insofern wird meinem Stück in der Vorderansicht auch die *U. jabiensis* WAAGEN darstellende Fig. 6 auf Taf. 127 von BROILI ähnlich, doch ist die Schalenform des betreffenden Originales stärker aufgebläht.

Es fragt sich, ob *U. jabiensis* als selbständige Art gegenüber dem *U. timorensis* beizubehalten ist oder ob hier nicht nur Varietätsunterschiede vorliegen, eine Frage, der sich mit meinem Einzelstück nicht weiter nachgehen lässt.

Genus **Reticularia** M'COY.

Subgenus **Squamularia** GEMMELLARO emend. COWPER REED.

Reticularia (Squamularia) waageni Loczy var. **hydriotica** RENZ (nov. var.).

Taf. IX, Fig. 2, 2a u. 2b.

Die heute subgenerisch als *Squamularia* und vordem als *Reticularia* bezeichneten Spiriferiden mit der breitgebauten *Sq. indica* (WAAGEN) und der schmaler geformten *Sq. waageni* (LOCZY) wurden von verschiedenen Autoren, wie DAVIDSON, BEYRICH, ROTHPLETZ, DIENER und BROILI, unter weiterer Einbeziehung von *Sq. inaequilateralis* GEMM. und *Sq. concentrica* GEMM. mit *Reticularia lineata* MARTIN vereinigt.

Meinem Empfinden nach wurden hier die Grenzen der Artbreite zu weit gesteckt; ich behalte daher *Reticularia* oder vielmehr *Squamularia waageni* (LOCZY) als selbständige Spezies bei.

Mein hier auf Taf. IX, Fig. 2—2b dargestelltes Exemplar aus den Lyttonienkalken von Episkopi (Hydra) steht in seinen Umrissen den von L. LOCZY (Ostasien-Reise BELA SZECHENYI Taf. 4, Fig. 1 u. 2) und G. ARTHABER (Hocharmenien Taf. 20, Fig. 15 u. Taf. 21, Fig. 2 u. 3) abgebildeten Typen schon sehr nahe, aber doch noch nicht in dem Ausmass, dass ich es der *Sq. waageni* s. str. direkt anschliessen möchte.

Der etwas höher ragende Schnabel der Ventralklappe ist bei meinem hydriotischen Stück weniger eingekrümmt und andererseits steigt auch der Wirbel der Dorsalschale nicht so hoch hinauf wie bei den Originalen von LOCZY und ARTHABER.

In der dreieckigen Stielöffnung sind bei meinem sehr grossen, ausgewachsenen Exemplar keinerlei Rückbleibsel des Pseudodeltidiums mehr wahrnehmbar; allerdings sind die Schalen meines Originales in den Wirbelpartien schon leicht korrodiert.

Die Wölbung der Ventralschale ist bei den typischen Formen stärker gerundet; demgegenüber wirkt mein Stück im ganzen schlanker, wenn sich auch dieser Unterschied im Vergleich mit dem Original der Fig. 3 auf Taf. 21 von ARTHABER schon mehr verwischt.

---

[93]) F. BROILI: Die permischen Brachiopoden von Timor. Palaeontologie von Timor, XII, Stuttgart 1916.

Bei dem Arttypus von LOCZY dürfte auch der Schlossrand breiter sein; dagegen gleicht sich hier die Wölbung der grossen Klappe, abgesehen von der abweichenden Schnabelkrümmung, meinem Original noch mehr an als bei den Exemplaren von ARTHABER.

Ausserdem ist bei meinem Stück der Sinus der grossen Klappe etwas seichter und nur gegen den Stirnrand der Schale zu ausgeprägt.

Die Schalen des hydriotischen Originales sind mit konzentrischen, schuppig aneinandergereihten und an ihrem Aussenrand gleichsam bewimperten Anwachsstreifen versehen. Diese drängen sich in der vorderen Schalenpartie immer enger zusammen, wodurch sich auch die zuerst breiten Bänder immer mehr verschmälern.

Die Schalenschicht wird von längs orientierten, engstehenden Kapillaren durchzogen, die jeweils an der Aussenkante der Anwachsringe ausmünden.

Durch Abreibung oder Korrosion der Schalenoberfläche werden die darunter eingebetteten Mikrokanäle vom vorderen Saum der Anwachsbänder her blossgelegt. Dabei bleiben die dünnen Scheidewände zwischen den von oben aufgeschlitzten Röhrchen, d. h. der so entstandenen feinen Rillen, als zarte Leisten bestehen, die an der Stirn der Anwachsringe in winzigen Zäpfchen enden. Hierdurch wird die feine Längsstreifung und die besagte Bewimperung oder leichte Ausfranzung an der Oberkante der Anwachsstreifen verursacht.

Ob die Schalenstruktur bei den anderen gestaltlich zugehörenden Typen ebenso ausgebildet ist, vermochte ich nach dem vorliegenden Bildmaterial nicht zu erkennen. Bei Unterschieden prinzipieller Natur wäre meine Varietät zu einer selbständigen Spezies zu erheben.

Schalen, die in ähnlicher Weise von Röhrchen durchzogen sind, besitzt jedoch die in der Form abweichende *Reticularia sublineata* COWPER REED aus dem Permokarbon von Yun-nan (Palaeontologia Indica New Ser., Vol. 10, Mem. 1, Taf. 14).

Ein meiner hydriotischen Varietät äusserlich sehr ähnlich werdender Typ ist *Squamularia grandis* CHAO, eine Form, die von Y. T. CHAO (Palaeontologia Sinica Ser. B, 1929, Bd. 11, Taf. 11, Fig. 1—3) und T. K. HUANG (Palaeont. Sinica Ser. B, 1933, Bd. 9, H. 2, Taf. 5, Fig. 4—7) beschrieben wurde und die ich ebenfalls nur als Varietät der *Squamularia waageni* betrachten möchte.

Ich habe geschwankt, ob mein hydriotisches Stück nicht besser mit dieser im Lyttonienniveau von China auftretenden var. *grandis* CHAO zu vereinigen sei; die chinesische Form ist jedoch, abgesehen von der Schnabelgestaltung, dicker. Ausserdem scheint die Anlage der feinen Radialstreifung etwas modifiziert zu sein, wenngleich solche Differenzierungen möglicherweise auch nur von der unterschiedlich guten Überlieferung der obersten Schalenschicht abhängen mögen.

Übrigens kommen auch in China Typen mit kaum eingebogenem Wirbel vor, wie zwei von HUANG als *Squamularia inaequilateralis* GEMM. und *Squamularia* aff. *elegantula* (WAAGEN) abgebildete Stücke zeigen (Palaeont. Sinica 1933, Bd. 9, H. 2, Taf. 4, Fig. 10 u. 12). Das letztere Original *(Sq.* aff. *elegantula)* dürfte mit meinem hydriotischen Exemplar, abgesehen von dem kräftiger entwickelten Sinus und dem etwas grösseren Breitenwachstum, übereinstimmen. Die typische *Sq. elegantula* (WAAGEN) wird noch breiter; ihr eingekrümmter Schnabel bleibt niedriger.

Ein von E. KAYSER als *Spirifer lineatus* MARTIN abgebildetes Exemplar aus China scheint meinem Original in der Schloss- und Schnabelpartie ähnlich zu werden, doch lässt die fragmentarische Überlieferung dieser chinesischen Form keine weiteren Rückschlüsse zu (RICHTHOFEN, China Bd. 4, Taf. 22, Fig. 6).

Eine *Reticularia lineata* MARTIN von VERNEUIL (Géologie de la Russie Taf. 6, Fig. 6) kommt hinsichtlich der Ausbildung des Schnabels gleichfalls noch zum

Vergleich in Betracht; das russische Stück zeigt aber ein stärkeres Dickenwachstum.

Eine weitere nahestehende *Reticularia* von TH. TSCHERNYSCHEW (Darvas Taf. 7, Fig. 2 u. 3) geht mehr in die Breite.

Gattung **Streptorhynchus** KING.

Streptorhynchus sp.

Ein unvollständig erhaltenes Exemplar von *Streptorhynchus* aus meiner Sammlung von Episkopi (Hydra) bildet ein Zwischenglied zwischen *Streptorhynchus lenticularis* WAAGEN und *Streptorhynchus capuloides* WAAGEN, die beide aus dem mittleren Productuskalk Ostindiens bekannt sind.

Gattung **Amblysiphonella** STEINMANN.

Amblysiphonella argolica RENZ (n. sp.).

Taf. IX, Fig. 1.

Diese neue *Amblysiphonella* stimmt in ihrer allgemeinen Organisation mit der aus dem sizilianischen Sosiokalk und aus der Oberregion des mittleren indischen Productuskalkes bekannt gewordenen *Amblysiphonella vesiculosa* (KONINCK) überein, und zwar gemäss den von WAAGEN und WENTZEL in den Palaeontologia Indica Taf. 122 gegebenen Abbildungen.

Das Porengewebe ist bei meinem auf Taf. IX, Fig. 1 reproduzierten Original an den besonders exponierten Stellen der Erosionsfläche z. T. schon abgewittert.

Die in ihrer Höhe unter sich variablen Ringglieder werden jedoch bei meiner Art zum Unterschied von dem indischen Typ allgemein höher.

Die neue *Amblysiphonella* erinnert in ihrer äusseren Gestalt lebhaft an einen Orthoceraten, wie auch *A. vesiculosa* von KONINCK zuerst für ein *Orthoceras* gehalten wurde. Auf der Rückseite enthält der Kalk meines Originalstückes noch eine *Lyttonia*.

Vorkommen: in den Lyttonienkalken von Episkopi auf Hydra.

*

Ich möchte den von mir verfassten ersten und zweiten Teil unserer Abhandlung nicht abschliessen, ohne auch hier Herrn Professor M. REICHEL für seine paläontologische Mitarbeit meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Ebenso danke ich den Herren Dr. W. BERNOULLI, Prof. A. BUXTORF und Prof. L. VONDERSCHMITT, die mir in freundlichem Entgegenkommen die Benutzung der Bibliotheken des Naturhistorischen Museums in Basel und der Geologisch-Paläontologischen Anstalt in Basel ermöglichten.

Die zahllosen für diese Bearbeitung erforderlichen Dünnschliffe wurden in der Geologisch-Paläontologischen Anstalt der Universität Basel durch Herrn K. RÜDIGER hergestellt.

Literatur zum aegaeischen Paläozoikum und zum II. Teil.

(In chronologischer Reihenfolge.)

1. TELLER, F.: Geologische Beobachtungen auf der Insel Chios. Denkschr. Akad. Wiss. Wien (math. nat. Cl.) 1880, Bd. 40, S. 344—345.
2. RENZ, CARL: Zur Altersbestimmung des Carbons von Budua in Süddalmatien. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1903, Bd. 55, Monatsber. S. 17—22.