

Über den tektonischen Verband osthellenischer Gebirge

Autor(en): **Blumenthal, M.M.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **24 (1931)**

Heft 2: **§**

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-159037>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Über den tektonischen Verband osthellenischer Gebirge.

Von M. M. BLUMENTHAL (Chur).

Mit 2 Textfiguren.

Inhalt:

	Seite
1. Der Begriff der osthellenischen Zone	348
2. Zur geologischen Charakterisierung der osthellenischen Zone	349
3. Das attische Fenster und seine nordwestliche Umrahmung	350
a) in Attika	351
b) auf Euböa	353
4. Die ophiolithische Serie	355
5. Die Westbegrenzung der osthellenischen Zone	362
6. Fazielle Beziehungen zwischen osthellenischer Zone und Olonos-Pindoszone	364
7. Das Querprofil der Pforte von Trikkala	365
8. Zur regionalen Bauformel des östlichen Hellas	368
9. Rückblick	371

Die Aufteilung der dinarischen Grosseinheit in einzelne Zonen ist innerhalb Griechenland ausgesprochen. Neuere Forschung (C. RENZ u. a.) bestätigte und erweiterte in dieser Hinsicht stetsfort schon früher erkannte Grundlinien (A. PHILIPPSON, 1887—1897) des Baues und der Anordnung der Sedimentationszonen. Von Westen nach Osten reihen sich aneinander:

1. Die adriatisch-ionische Zone, gefolgt von der wahrscheinlich aus ihr hervorgehenden
2. Zentralpeloponnesischen Zone (Tripolitza-Serie), beide geschieden durch die westätolische Flyschzone und ihre Äquivalente von der
3. Olonos-Pindos-Zone, diese ihrerseits geschieden durch die ostätolische Flyschzone von der
4. Osthellenischen Zone s. l., welcher im N bzw. S sich das
5. Pelagonische und das kykladische Massiv anschliessen.

Im Anschluss an geologische Arbeiten im zentralen Peloponnes (1931), über welche eventuell später zu berichten sein wird, und daran angefügte Exkursionen in verschiedenen Teilen des Landes mögen hier einige Betrachtungen und Erwägungen über den regionaltektonischen Verband osthellenischer Gebirgszüge

zur Sprache gebracht sein. Zu einer klaren Lösung der angetönten Fragen fehlt heute noch die unentbehrliche Grundlage, die geologische Karte und das geologische Profil, wie überhaupt jedweder Fortschritt in der Erforschung Griechenlands durch das Fehlen einer geeigneten topographischen Unterlage für den Grosseil des Landes gehemmt ist.

1. Der Begriff der osthellenischen Zone.

In der vertikalen Gliederung des mittleren und nördlichen Griechenland formt das Pindosgebirge (thessalischer und ätolischer Pindos) die Scheidelinie zwischen Ost und West; im Peloponnes reihen sich daran die geographisch analogen, geologisch jedoch nur teilweise homologen Gebirgszüge (Chelmos, arkadisch-argolisches Grenzgebirge, Taygetos). Diese morphologisch leitende Teilung des Landes bestimmt uns, sämtliche Gebirgszüge, die östlich des angeführten orographischen Rückgrates liegen, als die osthellenische Zone zu bezeichnen; deren östliche Begrenzung ist, soweit nicht die Küstenlinie vorliegt, durch die kristallinen Komplexe Attikas (kykladisches Massiv) und des Olymp (pelagonisches Massiv) gegeben. In einen solchen osthellenischen Raum¹⁾ fallen die Gebirge der Argolis, die mehr oder weniger E—W orientierten Ketten des Isthmus und des nördlichen Attika und Böotiens, wie die Geraneia, der Parnes, der Kithäron, der Helikon und mit mehr oder weniger meridionaler Ausrichtung der Parnass, die Kiona, die Vardussia und der Öta, letztere Berggruppen schon den Landschaften Doris und Phokis zugehörig. Von diesen Komplexen durch die gewöhnlich als Bruchgraben aufgefasste Senke des Kopaisbeckens und seiner nordwestlichen Verlängerung geschieden, flankieren jenseits dieser Niederung die etwas generalisierend als lokrische Berge zusammengefassten Berggruppen (Saromata, epiknemidische Berge, Chlomos) die Ostküste des Festlandes; sie haben ihre Fortsetzung in den Bergen des zentralen Euböa, während nach N zu, geschieden durch die Depression des malakischen Golfes und das Tal des Spercheios, der E—W orientierte Othrys sich anschliesst; weniger bedeutend ist dessen gegen die thessalische Ebene zu gelegener Vorposten, das Kassidaris-Gebirge. Alle diese Bergzüge werden hier in den Raum der osthellenischen Zone zusammengefasst, wie dies früher C. RENZ befolgte (27⁹, p. 140, 7, p. 20, 29⁹ p. 128), späterhin jedoch abänderte, um diesen Term enger zu fassen und nur auf das kleine Segment der lokrischen Berge und die serpentinreiche Schichtserie im allgemeinen zu beziehen (8, 9, 10). Eine Aufteilung in eine Hochkarstzone und Kalkschieferzone, wie sie in Anlehnung an RENZ und KOSSMAT jüngsthin W. v. SEIDLITZ durchführte (11, Fig. 68), legt eine Grenzlinie innerhalb unsere ost-

¹⁾ Von der Wiedergabe der entworfenen tektonischen Kartenskizze wird hier wegen des allzu hypothetischen Charakters Abstand genommen; die beste Orientierung bietet derzeit die tektonische Übersichtskarte (1:2 000 000) von A. PHILIPSON (12⁹).

hellenische Zone, indem der westliche Rand (Parnass-Kionazone) als selbständige Einheit eingeschätzt wird; während diese Scheidung für Mittelgriechenland einigermassen zulässig ist, bleibt aber die Art ihrer Fortführung im Peloponnes nicht haltbar, da sie dort Teile, die der zentralpeloponnesischen Serie zugehören (Unterbau des Chelmos, Mänalos, Parnon), der Parnass-Kionazone (Hochkarstzone) einverleibt.

2. Zur geologischen Charakterisierung der osthellenischen Zone.

In einer grossen Serie von Abhandlungen hat als Ergebnis einer unermüdlichen Forschertätigkeit C. RENZ den stratigraphischen Inhalt dieser Gebirge klargelegt und den geologischen Bau längs zurückgelegter Reisewege beschrieben. (Siehe insbes. Lit. 26⁹, 7, und 29⁹). Dank seiner Arbeit ist die Kenntnis der Schichtfolge innerhalb eines Kalkgebirges, das nicht leichtsin seinen oft dürftigen Fossilinhalt abgibt, in einer nahezu erschöpfenden Weise, ausgebaut. Aus derselben geht klar hervor, dass ein lückenloser Zusammenhang von der basalen, dolomitischen Trias bis zu den tithonischen Ellipsactinienkalken und den Rudistenkalken der Kreide die fazielle und sicherlich auch tektonische Zusammengehörigkeit dieser Berge — zum mindesten soweit es sich um die dolomitisch-kalkige Ausbildung handelt — dartut; vom Parnes bis zur Kiona kehren stetsfort gleiche Schichtfolgen wieder.

Eine grosse Menge wertvollster Einzelbeobachtungen gibt auch Auskunft über den geologischen Bau, wartet jedoch einer zusammenfassenden Bearbeitung und ist derzeit oft nur schwierig verwendbar, da Sichtung und Koordination durch das Fehlen des geologischen Kartenbildes und jedweden Profiles beeinträchtigt wird.

Während für die östlichen Randteile (lokrische Berge etc.) durch RENZ mehr nur ein Schollencharakter im Baustil als massgebend erachtet wird, werden für den westlichen Rand Faltungen von grösserem Ausmass namhaft gemacht; sie zeigen teils eine gegen W gerichtete Überfaltung an (Vardussia, Öta). Sehr wahrscheinlich ist auch gleicher Baustil in jenen Kalkmassiven vorhanden, deren scharfgeschnittene äussere Begrenzung (Kiona, Parnass) auf reinen Bruchkontakt schliessen lassen könnte, deren Säume gegenüber den Flyschbildungen sich aber sicherlich als Überschiebungsränder nachweisen lassen werden; hierher stelle ich den südlichen Parnassrand, der örtlich als überliegender Steilschenkel die Flyschzone von Delphi-Arachova überragt.

Verhältnismässig wenig aufgeklärt ist der Bau des argolischen Berglandes und steht darin im Gegensatz zu den so reichen paläontologisch-stratigraphischen Ergebnissen, die die Arbeiten von C. RENZ aus diesem südlichen Abschnitt der osthellenischen Zone vermitteln (26⁹ etc.). Wesentlich für unsere Betrachtung ist, dass längs der Ebene

von Argos (Nauplia-Mykenä) ein westwärts gekehrter Schuppenbau sich anzeigt; gegen das Innere des Berglandes scheinen die im Westrande NNW verlaufenden Strukturlinien in E-W-Richtung umzubiegen. Hier wie auch beiderseits des Bruchgebietes des inneren Korinther Golfes (Geraneia bis Kithäron) fällt die ausgesprochene westöstliche Ausrichtung der Bergzüge und des darin sicherlich auch gleichartig bestimmten Hauptschichtstreichens auf; dasselbe dürfte unbeachtet der ausgesprochenen Bruchtektonik, die RENZ hervorhebt (29^o, p. 116), den Grundbauplan wiedergeben; daraus ergibt sich eine gewisse tektonische Diskordanz zur nächst westlichen Zone (Olonos-Pindoszone), woselbst die meridionale Richtung bestimmend ist.

Ein Fragezeichen in der Einschätzung der Hauptbaulinien, sei es innerhalb des engeren Raumes des Gebirges, sei es auch in ihren Beziehungen zu nächst benachbarten, südlichen und östlichen Bergen, bleibt der Othrys, der als Gebirgsganzes zwischen dem thessalischen Pindos und der magnesischen Halbinsel (Olympmassiv s. 2.) eine auffällige Querstellung einnimmt. Schon PHILIPPSON konnte hier keinen Grundbauplan finden, und trotz verschiedener Querschnitte und reichlicher stratigraphischer Ergebnisse durch C. RENZ (26^o, p. 537, 8, p. 578) ist dieser Mangel noch nicht zu beheben. Nicht zum mindesten ist Ursache dieser unbestimmten tektonischen Bewertung des auch orographisch unruhig gestalteten Berglandes die Anteilnahme der Schiefer-Hornsteinformation mit ihren Serpentinstöcken; die unregelmässige Kleinfaltung dieser Schichtfolge spiegelt sich im Relief des Gebirges wider. Die Übereinstimmung gewisser Schichtglieder — (die von RENZ erkannten Cladoceropsis-Kalke des oberen Jura, die Fusulinenkalke des Karbon) — mit jenen Böotiens (Parnes-Parnass) lässt den Schluss zu, dass zum mindesten im östlichen Othrys die gleiche tektonische Einheit, die als osthellenische Zone das gesamte Bötien aufbaut, anwesend ist. Der Hauptbestandteil des Othrys — d. i. die Schiefer-Hornsteinformation mit ihrer transgressiv auflagernden, koralligen Kreide — dürfte aber einer in sich geschlossenen tektonischen Serie zuzuweisen sein, deren Inhalt und Verbreitung in einem folgenden Abschnitt (4) erörtert wird; das Gleiche gilt für das Kassidaros-Gebirge.

3. Das attische Fenster und seine nordwestliche Umrahmung.

In einer für die tektonische Interpretation der dinarischen Einheit bestimmenden und nahezu umwälzenden Weise hat L. KOBER die mesozoisch-metamorphe Natur der kristallinen Schiefer der attischen Halbinsel (kykladisches Massiv) postuliert (3, 4). Jene Marmore und kristallinen Schiefer, die je nach Autor eine ansehnliche Reihe verschiedener stratigraphischer Deutungen erhalten haben (s. 4, p. 299), werden auf Grund ihrer Fazies, ihrer spärlichen Fossilreste und nach dem allgemeinen Bautypus mit einem penninischen

Fenster der Alpen verglichen; die paläozoische Unterlage der osthellenischen Zone (oberböotische Serie KOBERS) bildet dazu den überdeckenden Fensterrahmen (s. auch Fig. 2). Wenn auch diese stratigraphische und tektonische Interpretation eines Komplexes, der bis anhin als starres kristallines Massiv galt, noch weiteren Ausbaues bedarf, so kann die Grundidee doch als gesichert gelten; sie findet auch in SEIDLITZ's neuestem Mittelmeerwerk (11) ihre Billigung. Hier seien, ohne auf das attische Fenster als solches einzugehen, einige Bemerkungen über die Abgrenzung des Fenster resp. seines Rahmens eingefügt.

a) in Attika.

Durch L. KOBER werden im Raume zwischen Hymettos und Parnes als zusammenfassbare Einheiten von unten nach oben die folgenden Komplexe unterschieden:

1. Die untere attische Serie (Gneise, Kalkglimmerschiefer, Marmore, schistes lustrés mit Ophiolithen, Breccien), abgeschlossen durch die sog. Karaschichten;
2. Die obere attische Serie (Fuchsbergkalke, Athener Schiefer und Ardettoskalke);
3. Die untere böotische Serie (Athener Klippenzone: Kalke und Begleitgesteine des Lykabetos, des Turko vuni und der Akropolis);
4. Die obere böotische Serie (paläozoischer Sockel des Parnes und aufliegende mesozoische Schichtreihe).

Während die beiden tieferen Einheiten (1 und 2) den penninischen Serien der Alpen gegenübergestellt werden, unter sich durch die Markos-Linie geschieden, trägt die höhere Schichtfolge die echt dinarischen Züge und wird von den tieferen Fensterformationen durch die Störungszone der Athener-Linie getrennt. Innerhalb dieser tektonischen Serien ist eine andere Aufteilung zwischen Fenster(atisch) und Fensterrahmenformation in Erwägung zu ziehen; sie gibt der Markos-Linie den Charakter einer das attische Fenster nach oben abschliessenden Störungszone.

In dieser Grenzzone finden sich die Karaschichten. Es ist dies eine im allgemeinen wenig vorteilhaft aufgeschlossene schieferig-mergelige Schichtgruppe, gekennzeichnet durch Einschaltung ophiolithischer Eruptiva, die sich nach VOREADIS durch ihren Harzburgit-typus von jenen der tieferen, attischen Serie (Lherzolittypus) unterscheiden. Obwohl die wenigen mir bekannten Aufschlüsse nicht entscheidend sind, drängen ihre doch weniger metamorphen Lagen eher zu einer Loslösung von der attischen Schichtfolge, der sie nach KOBER möglicherweise transgressiv auflagern. Der Schluss auf ihre tektonische Zwischenschaltung liegt nahe; die stark zerdrückten und zermürbten basischen Eruptiva, sowie Kalkbänke die an den hangenden Fuchsbergkalk gemahnen, können solche Auffassung stützen;

auch KOBER erwägt diese Möglichkeit (4, p. 308), ohne aber sich für dieselbe zu entscheiden.

Geben wir der attischen Serie ihr tektonisches Dach mit den Karaschichten, die durch LEPSIUS für untere Kreide gehalten wurden, so leiten die hangenden Fuchsbergkalke (KOBER) als vermutlich tiefste Serie eine nächst höhere tektonische Einheit ein, die wir nicht mehr als attisch bezeichnen möchten. Der Fuchsbergkalk, ein blauschwarzer, gelegentlich aber auch lichtere Farbe (z. B. rosa) aufweisender Kalk, zeigt nicht die hohe Metamorphose der Kalke der attischen Serie. Wenn das allgemeine generelle Westfallen der Schichtlagen im Westfuss des Hymettos wirklich entscheidend ist, dann folgt über den Fuchsbergkalken die Serie der Athener Schiefer, die den wesentlichen Bestandteil des Hügelgeländes von Athen bilden. Ihre stratigraphische Stellung ist recht ungewiss. Bald wurden sie ins Paläozoikum gestellt (RENZ), bald hauptsächlich für Kreide (LEPSIUS, KOBER) oder Trias und Kreide (NEGRIS) gehalten. Die Divergenz der Anschauungen dürfte sich wohl auch dadurch erklären, dass verschiedene Dinge unter einen Hut gebracht worden sind. Mein Eindruck ist, dass die schiefrigen Gesteine in den Hügeln der östlichen und nördlichen Vorstädte von Athen des bestimmtesten einen paläozoischen Habitus aufweisen; es finden sich grünschwärze, braungrün anwitternde, halbmetamorphe Schiefer, dazwischen grau-wackeartige Sandsteine und besonders im Ardetto-Hügel, bald in mehr geschlossener Aufeinanderfolge, bald nur in einzelnen Linsen, ein hellblaugrauer Kalk mit Kieselfasern (Ardetto-Kalk).

Diese Schichtserie beherrscht das Weichbild Athens; seine malerische Ausschmückung erhält dasselbe durch die klotzigen Kalkmassen, die seine Hügel krönen, die Akropolis und den breiten Turkovuni im Norden. Ohne auf die Stratigraphie dieser Gesteine einzutreten — L. KOBER ist ihr mit viel Sorgfalt nachgegangen —, sei nur hervorgehoben, dass ihre mechanische Auflagerung auf die Unterlage der Athener Schiefer fast allüberall ersichtlich ist, eine tektonische Position, zu welcher sich schon 1912 C. RENZ bekannte (27, p. 460); sie formen eben die Athener Klippenzone. Zwischen die unseres Erachtens alte Unterlage und die kretazisch-jurassischen Klippen-gesteine (Kalke) schaltet sich aber noch eine Zwischenbildung mergelig-sandiger Zusammensetzung. Die grossen Steinbrüche von Patissia zeigen örtlich wie dieselbe von unten in die massig-splittrigen Kalke hineinstösst; ihr Habitus gemahnt an Kreide; ihre Einfaltung in die Athener Schiefer kann die Ursache sein, dass die Gesamtheit der schiefrigen Bildungen als relativ jung, als Kreide, aufgefasst wurde. Bau und Schichtfolge verdienen nach diesen Gesichtspunkten noch weitere Prüfung.

Rückblickend auf die Bauelemente des Athener Bodens und ihre gegenseitige Lage im Hangenden des attischen Gewölbes des Hymettos kommen wir somit zu der folgenden Aufteilung: Eine

mächtige paläozoische Deckplatte überlagert die domförmig aufgewölbte attische Serie (untere attische Serie KOBERS); das tektonische Zwischenglied liegt im Niveau der Karaschichten (Markos-Linie); die Athener Schiefer, als paläozoische Basis aufgefasst, tragen ihrerseits eine Überschiebungsplatte, resp. deren Trümmer, die Athener Klippenzone; sie kann als Abscherungsdecke zur Athener Unterlage aufgefasst werden. Die Übereinanderlagerung und Serienumschreibung lautet also: 1. attische Serie; 2. Athener-Basis und Klippenzone; 3. Böotische Serie (osthellenische Zone). Über die Art der tektonischen Individualität der Athener Zone gegenüber der böotischen Serie KOBERS vermag ich keine bestimmte Aussage zu tun.

In den Grundzügen entspricht die hier gegebene Deutung der tektonischen Aufteilung Attikas, wie sie erstmals L. KOBER erkannt hat; sie weicht von derselben dahingegen insofern ab, als sie die attische Fensterserie allein auf den Komplex der Marmore, Phyllite etc. beschränkt und der Hauptmasse der überlagernden Schichten (Athener Schiefer) ein höheres Alter zuerkennen möchte.

Dass der tiefgreifende tektonische Schnitt, der attische Formationen von der osthellenischen Schichtreihe — denn ihr Paläozoikum haben wir in der böotischen Serie erreicht — trennt, sich weiterhin scharf abheben muss, liegt auf der Hand. In der Synthese, die unser geschätzter Wiener Kollege gegeben hat, liegt der Weg zu weiterer Forschung und Nachprüfung vorgezeichnet. Im nördlichen Attika sehen wir den Verlauf der Markos-Linie in der in allgemeinen Zügen bekannten Umrandung des attischen (kykladischen) Massivs; sie erreicht östlich Markopulo die Meeresstrasse des Euripus und kann auf Euböa wieder aufgenommen werden, von welcher Insel hier einige diesbezügliche Beobachtungen wiedergegeben sein mögen.

b) auf Euböa.

In dem geologischen Bilde von Euböa, das J. DEPRAT in seiner inhaltsreichen Monographie entworfen hat (2), formt der geradlinige „Riss“, der den Südostabschnitt der Insel von dem zentralen Teil trennt, einen der auffälligsten Züge. Genannter Forscher fasst diese Scheidelinie als vertikale Bruchspalte auf („faille d'Aliveri“), die das kykladische Massiv von dem paläozoisch-mesozoischen Inselteil scheidet. Die Linie verläuft mit NE-Richtung von der Bucht von Aliveri nach dem Cap Ochtonia. Die Gleichartigkeit mit den Verhältnissen in Attika springt in die Augen. Der südöstliche Inselteil enthält, in aufrechte Falten gestellt, eine Wechsellagerung von Marmoren und kristallinen Schiefen (2, p. 29). Im Nordwestflügel der Störungslinie findet sich, nach abweichenden regionalen Baulinien orientiert, ein paläozoischer Komplex, in welchem DEPRAT grösstenteils devonische Schiefer sieht, überlagert von Karbonkalken (Fuss-

linien und Krinoiden); isolierte Kalkmassen, teils von kettenbildendem Ausmass (vorwiegend Lias und Kreide) liegen auf dem paläozoischen Untergrund.

Das Hügelgebiet der inneren Insel, wo Schiefer an Schiefer grenzen, lässt die oben genannte Störungslinie schwierig erkennen. Die Küstenausstriche zeichnen aber deren Charakter um so deutlicher. Ich wandte meine Aufmerksamkeit der nördlichen Strecke, der malerischen Berggruppe von Ochtonia zu.

Eine in sich gefaltete Deckplatte graublauer Kalke, hie und da auch rötlich gefärbt, und durchzogen von brecciösen Lagen von Dolomit liegt zwischen Avlionari und Achladeri diskordant dem paläozoischen Sockel auf; Schiefer, Grauwacken, untergeordnete Kalklinsen nebst grünlichen, tuffartigen Einschaltungen sind darin vertreten. Dieser südliche Kalkkomplex der Berggruppe von Ochtonia (Rhätkalke mit Megalodonten nach DEPRAT) erscheint längs einer schmalen Scharte (Bruch?), in der wieder Paläozoikum erscheint, von einer nördlichen, gleichartigen Kalkdeckschicht geschieden (calcaires marbres à Hippurites n. DEPRAT); mächtige Breccien stellen sich nordwärts in derselben ein; im Steilhang brechen alle diese Formationen gegen die hier NNE verlaufende Küste ab, längs welcher der hier verlaufende „Querbruch“ von Aliveri ausstreicht. Das Querprofil von den Höhen zur Küste erschliesst folgende Lagerung: unter der mächtigen, generell bergeinwärts (NW) fallenden Breccienfolge erscheinen in ganz geringer Mächtigkeit die nicht metamorphen (liasischen?) Kalke und Dolomite; eine schmale Terrainschwelle scheidet sie von einer tieferliegenden Marmorserie, die in grosser Mächtigkeit unter den überlagernden Deckschichten zum Vorschein kommt und eine ihr eigene Tektonik aufweist; im Zwischensaume beider zeigen sich arg zerdrückte, schwarze Phyllite an, reichlich durchzogen von Quarz- und Eisenspatausheilungen. Diese Lagerungsweise drängt zur Interpretation: das paläozoisch-mesozoische Deckgebirge — in seinem basalen Teile freilich nahezu ausgewalzt (Phyllitband) — überlagert die Marmore des attischen Fensters.

Obwohl die angeführte Lagerung nur auf kurze Erstreckung gefolgert werden kann, kommt ihr doch für die regionale Auffassung des Gebirgsbaues prinzipielle Bedeutung zu und erheischt deshalb die bisherige Art der Darstellung dieses kleinen Gebirgsstückes eine genaue Revision. DEPRAT's steile Bruchspalte entspricht einer in das Gebirge hineinsetzenden Störungslinie, in welcher sicherlich eine regionale Überschiebungsfläche vorliegt. Daneben durchsetzen aber auch jüngere Verwerfungen, die Randbrüche der Ägäis, das Gelände; scharf durchschneidet eine solche mit prächtigen Rutschharnischen den nordwärts abfallenden Marmorberg und scheidet ihn mit einem grabenförmig tiefliegenden Neogenstreifen von den das Cap Ochtonia aufbauenden gleichen und abgesunkenen kristallinen Kalken.

Die Formationen des Ostflügels der Linie von Aliveri wurden nur flüchtig gestreift; immerhin bleibt der Eindruck triasischer Schichtstufen in metamorpher Umprägung; es sind lichte, grüngraue Phyllite, Marmore, Marmorschiefer und Cipolline, graue, gelb anwitternde, wieder weniger metamorphe Dolomite, begleitet von grün und violett gefleckten serizitischen Schiefen; auch lichtgrünliche, an die Prasinite des Hymettos erinnernde Gesteine wurden beobachtet.

Inhalt und Bau der vorspringenden Inselnase von Cap Ochtonia tun somit dar, dass analoge Lagerungsbeziehungen, wie sie für die Umgebung von Athen gelten, auch in der weiteren nördlichen Umrandung des attischen Schichtkomplexes sich wiederfinden. Wenn auch eine Gegenüberstellung einzelner Serien nicht möglich ist — weder für die Athener Schiefer noch ihre Klippenzone wage ich Parallelen anzuführen —, so ist doch das Grundschema gewahrt. In diesem Sinne mag deshalb auch auf die mächtige, metamorphe Kalkserie gewiesen sein, die im euböischen Olymp domförmig innerhalb paläozoischer Umrandung aufragt (2, p. 42); sie trägt mit dem Marmorstreifen der Küste von Ochtonia die gleiche Signatur (c1 der geolog. Karte von Euböa, 2, Pl. XIV). Ist es etwa ein Hymettos, ein Pentelikon, der hier unter der paläozoischen Decke hervorbeult (s. Fig. 2)?

Wie der Süden von Euböa, so bringt auch der Norden der Insel die kristallinen Gesteine zum Ausstrich, wo sie das Südende des Massivs des thessalischen Olymps und der magnesischen Halbinsel markieren. Im Sinne KOBERS — und die vorangehenden Ausführungen und die nach DEPRAT analogen Verhältnisse stützen seine Auffassung — ist es ein gleichartiges, fensterförmiges Aufragen penninischer resp. attischer (hier pelagonischer) Serien. Fehlen eigener Beobachtungen bestimmt, von weiteren Erwägungen abzustehen

4. Die ophiolithische Serie (thessalische Serie).

Räumlich innerhalb des Gebietes der osthellenischen Zone liegt die ophiolithische Serie. Aus den geologischen Beschreibungen älterer (BITTNER, NEUMAYR, TELLER, PHILIPPSON) und neuerer Autoren (DEPRAT, RENZ) geht die weite Verbreitung ophiolithischer Gesteine in den Gebirgen von Ost-Hellas hervor. Sie werden stets als Bestandteil der sie bergenden, durchlaufenden Gesamtschichtserie betrachtet. Das Zusammengehen der basischen Eruptiva mit einer Schiefer-Hornsteinfolge (Radiolariten) ist, gleich den Verhältnissen in mehr nördlichen Dinaridenabschnitten, eine allverbreitete Erscheinung.

Innerhalb der hier umgrenzten osthellenischen Zone finden sich die Komplexe dieser Formation teils in weiten Flächen, teils in kleineren, schwieriger deutbaren Exklaven; in den Aufnahmeergebnissen von BITTNER, PHILIPPSON, DEPRAT, RENZ u. a. ist wohl nahezu die Gesamt-

heit der wichtigeren Vorkommnisse angeführt; eine genauere Kartierung fehlt jedoch. Es seien hier nur erwähnt die lokrischen Berge (s. l.), das mittlere Euböa, dann gegen N die östliche Umrandung des Öta, ferner die mächtige Entwicklung dieser Formation in Thessalien (Othrys, Kassidaris, Ostfuss des Pindos, Region des Zygos Passes), wonach L. KOBER sie als thessalische Serie bezeichnet (4, p. 320), die unverkennbar nach dem albanischen Gebiet dieser Gesteine („nappe albanaise“ BOURCART's, Merdita-Decke NOPCSA's) weiterleitet. Nach S zu dürfen vielleicht die kleineren Felder in der Argolis, in der Geraneaia und verstreute Vorkommnisse im Gebiet des Kithäron-Parnes einer gleichen Einheit zuzuzählen sein.

Das Alter der eigentlichen Schiefer-Hornsteinformation ergibt sich für Ostgriechenland nach RENZ als jungjurassisch bis unterkretazisch, jenes der eingelagerten Eruptiva, in ihrer Hauptmasse zum mindesten, am ehesten als spätkretazisch; es liegen aber auch Beobachtungen vor für ältere und jüngere ophiolithische Intrusionen (Serpentingerölle im Verband mit Kimeridge-Kalken [Nauplia, L. CAYEUX] und Serpentinlinsen in Flyschsedimenten).

Auf Euböa sind die peridotischen Intrusionen nach DEPRAT jünger als die gesamte Schichtreihe bis hinauf zum Flysch, der noch von Apophysen der sonst zur Hauptsache unter den Hippuritenkalken bleibenden magmatischen Intrusion erreicht wird und welche dort Hornfels und Mineralneubildungen bewirkt haben (2, p. 182 und 203).

Ausser der Schiefer-Hornsteinfolge, die in Ost-Hellas die Serpentine enthält, ist das Auftreten solcher oder wenigstens verwandter Faziestypen in Griechenland weit verbreitet, wenn auch der Begriff der Schiefer-Hornsteinserie oft etwas weit gefasst wird. Die Ausbildungsweise solcher Schichtgruppen liegt zwischen mehr plattig-kalkiger Beschaffenheit (hornsteinreiche Plattenkalke) ihrer stets stark gewundenen und gefalteten Schichtbänke und rein radiolaritisch, dichtem Gefüge; die tonigen Zwischenschichten sind entweder ganz untergeordnet, können aber auch wieder den Hauptbestandteil der Schichtfolge ausmachen; die rote Farbe dieser Schichten ist gewöhnlich; der Gehalt an Radiolarien in den Hornsteinen oft schon makroskopisch leicht feststellbar.

Eine Schiefer-Hornsteinformation in solcher weitester Fassung ist jedoch keine Stufe, der etwa stratigraphischer Leitwert zukommt. Des öfteren hat C. RENZ schon auf fazielle Gleichheiten und Ungleichheiten in der Schichtfolge der verschiedenen Zonen Griechenlands hingewiesen, ausgehend von der Feststellung des Überhandnehmens der hornsteinreichen Fazies (vgl. 7, p. 78; 29, p. 118; 9, p. 366); so kommt dieselbe in nachliasischer Zeit in der ionischen Zone zur Geltung; ähnliche Verbreitung kommt ihr in der argolischen Teilzone zu, nachdem schon zuvor die Trias mit Hornsteinplatten und Daonellen vertreten war; der Pindos-Olonoszone drückt dieser Fazieseinschlag geradezu den Stempel einer kieselreichen Schichtserie auf, die zwischen echter Hornsteinfolge und mehr kalkiger Fazies variiert; sie setzt als bunte Hornsteinformation in der oberen Trias (Carnien) ein und macht nach oben der vorherrschenden Kalkfazies (Plattenkalke) nur allmählich Platz, indem in letzterer bis in die obere Kreide Hornsteinlagen, sei es als Bänderung, oder sei es in Knauern, stets eine Rolle spielen.

Nicht unwesentlich andersartig zu den obgenannten kieselreichen Sedimenten anderer Zonen ist die geologische Stellung der Hornsteinschichten in der osthellenischen Zone Mittelgriechenlands. Hier knüpft sich ihre oberflächliche Verbreitung an ein Gebiet ausgesprochener Kalkfazies. Wenn auch das der Schiefer-Hornsteinformation von Ost-Hellas zugekannte Alter mit kieselreichen Partien ionischer und peloponnesischer Schichtprofile übereinkommt, so unterscheidet sie sich doch von jeder westlichen Zone durch die nie fehlende Verknüpfung mit den basischen Eruptiva, wobei insbesondere deren quantitativ hervorragende Anteilnahme bezeichnend ist. Verschieden zu anderen Zonen ist auch die Fortsetzung des Schichtprofiles nach oben; zahlreich sind die Orte, wo C. RENZ die transgressive Auflagerung der oberen Kreide (Rudistenkalke und -breccien) auf die Schiefer-Hornsteinformation erkannt hat (Lokris, Othrys, Kassidaris etc. 28⁹, p. 546; 7, p. 45; 8, p. 580); dieser Zustand kennzeichnet, zum mindesten auf dem Festland, allein die ophiolithische Serie; die interkretazischen (vergosauischen) Bewegungen zeigen sich darin an.

Im besonderen ist es auch auffällig, wie oben schon hervorgehoben, dass die Schiefer-Hornsteingruppe gerade in den Kalkgebirgen der osthellenischen Zone sich einstellt, wo doch sonst von der dolomitisch-kalkigen Trias ab eine mächtige, durchlaufende Folge kalkig-zoogener Sedimente herrschend bleibt, wo, wie im Parnass und an der Kiona, Kalke mit Ellipsactinien und Actaeonien die koralligene Fazies des allgemein verbreiteten oberjurassischen Cladocoropsis-Horizontes nach dem Tithon zu fortsetzen, wo des weitem mächtige Radiolitenkalke (Kiona) durch die obere Kreide leiten, die ihrerseits allmählich in die Flyschfazies (Einschaltung von Rudistenkalken in dieselbe) übergeht. Wo bliebe, so kann man sich fragen, bei solchem geschlossenem, mehr oder weniger rezifalem Kalk-Schichtprofil und innerhalb relativ beschränktem Areal der Raum für eine Zwischenschaltung einer faziell doch ganz andersartigen Schiefer-Hornsteingruppe? Diese Unstimmigkeit gilt für die Berge westlich und östlich der Kopais-Mavronero-Niederung, denn beiderseits ist das triasisch-jurassische-kretazische Schichtprofil so ziemlich dasselbe; ein seitlicher Übergang von der Kalkfazies in die radiolaritische (7, p. 31) ist nicht sehr einleuchtend. Schon ohne Kenntnis des tektonischen Verhaltens führen solche stratigraphisch-fazielle Erwägungen zur Voraussetzung, dass es sich bei der Schiefer-Hornsteingruppe mit ihren Serpentinien um eine tektonische Einschaltung in resp. über das Areal der osthellenischen Kalkzone handelt, wie dies auch KOBER für seine thessalische Serie annimmt (4, p. 320).

Die Lagerungsverhältnisse der Schiefer-Hornsteingruppe innerhalb der osthellenischen Zone, die doch das schlussicherste Urteil über die tektonisch selbständige Stellung abgeben sollten, sind nicht

leicht zu beurteilen. Es können ebensogut lokale Faltungsdiskordanzen (disharmonische Faltung) wie aber auch mechanische Trennung zufolge regionaler Störung zur Erklärung des Einzelkontaktes der in sich stets stark gefalteten Bankserien zum Nachbargestein in Betracht kommen. Aus zahlreichen Routenbeschreibungen durch C. RENZ geht hervor, dass das Gelände der mehr zu ausgeglichener Terrainoberfläche neigenden Formation nicht stets gut aufgeschlossen ist. So ist es auch erklärlich, dass erst in jüngster Zeit genannter bester Kenner osthellenischer Gebirge die Deckennatur gewisser Hornstein-Serpentinvorkommnisse für gegeben erachtet (34⁹, p. 30; 8, p. 6).

Eindringlicher als die in dieser Hinsicht noch nicht ausreichende Lokalbeobachtung spricht der allgemeine regionale Überblick und die verfolgbaren zonaren Zusammenhänge für die tektonische Selbständigkeit ausgedehnter Flächen der ophiolithischen Serie. Einzelne Teilgebiete geben einen Fingerzeig.

Als eine die Bergkämme krönende dunkle Decke liegen nordöstlich der Kephissos(Mavronero)Talfurche die Gesteine der Schiefer-Hornsteinformation über den zwar reichlich durch Neogenablagerungen verhüllten hellen Kalken und Dolomiten (Trias-oberer Jura) der lokrischen Berge. Ein sicherer Primärkontakt der Eruptiva zur älteren Liegendserie ist in den Literaturangaben von BITTNER und RENZ nicht namhaft gemacht, wenn auch ein solcher nach den Verhältnissen auf Euböa (DEPRAT) nicht ausgeschlossen wäre. Erosion hat die ophiolithische Serie in einzelne Lappen aufgeteilt; ihre nordwestlichen Ableger drängen sich gewissermassen in die Talengen vor, welche die saromatischen Berge von dem hohen Öta (Kathavothra) scheiden; im Gegensatz zu weiter südlichen Gebieten (Parnass) greifen hier versprengte Glieder der ophiolithischen Serie über den Kamm der Hauptwasserscheide hinüber bis in das Quellgebiet des jenseitigen Mornopotamos (29⁹, p. 92).

Nicht minder für die tektonische Zusammengehörigkeit einer ophiolithischen Serie kann die Art der Ausbreitung ihrer Formationen in der Umrandung des thessalischen Tieflandes ins Feld geführt werden. Die relative zonare Anordnung bleibt erhalten: pindische und eventuell osthellenische Bauteile im Westen, diejenigen der Schiefer-Hornsteingruppe im Osten, die zugleich auch zum Hauptbestandteil des Landes werden. Weit greifen die Schiefer und Serpentine des Othrys nach W, die Zone des Parnass geradezu ausschaltend; so wenigstens das Bild, das die einzige geologische Karte des Landes, die so viele wertvolle Daten enthaltende Aufnahme von A. PHILLIPSON aus den Jahren 1895 und 1896 (5⁹ und 8⁹), vermittelt. Und in gleicher Weise wie nördlich des Öta die bunten Serien mit Ophiolithen die reine Kalkfazies an der Oberfläche verdrängen, so geschieht dies auch nordwestlich von Kalabaka im äussersten Nordwesten Thessaliens,

wo die ersteren weit in der orographischen Depression, die nach dem Zygos-Pass leitet, vorgreifen. Es sieht aus als ob die abgetauchten Pindosfalten in dieser Strecke der ophiolithischen Serie den Weg nach W geöffnet hätten. Unwillkürlich ist man geneigt in dieser Anordnung ein kleineres Spiegelbild zu dem durch NOPCSA und NOWAK bekannt gewordenen Bau des nördlichen Albanien zu erkennen: dort die ophiolithische Merdita-Decke weit adriawärts vorspringend, hier die Serpentine des Zygos-Sektors westwärts in eine mit jener in streichender Längsrichtung liegenden Linie vorrückend. Es ist bekannt, dass dieser Aussensaum auf albanischem Boden dem Rand einer weit auf parautochtones Vorland vorgreifenden Decke entspricht; es ist die „nappe albanaise“ BOURCART's, die in Zentral-Albanien auf über 20 km die Falten der Cukali (= Pindos)-Zone überdeckt (1, p. 419). Vorgreifend genauer Erforschung darf hier also sicherlich auf einen homologen Bauplan im nördlichen Thessalien geschlossen werden, trennen uns ja nur mehr ca. 90 km (Metsovon-Koritza) von dem z. Z. besser bekannten Querprofil des mittleren Albanien.

Doch kehren wir wieder nach dem mittleren Hellas zurück. Die petrographische Untersuchung von J. DEPRAT (2) hat Inhalt und Verbreitung der peridotitischen und gabbroiden Gesteine auf Euböa aufgezeigt. Diese nehmen weite Flächen im mittleren Teil der Insel ein (Limni-Pyli, vorwiegend Harzburgite); andere Strecken (Berge von Kumi, im Meridian von Chalkis usw.) enthalten kleinere Stöcke und Lager. Geologische Position und Wirkungen des Kontaktes werden durch genannten Forscher an vielen Beispielen klargelegt (p. 182). Seine Feststellungen betonen, dass sämtliche Sedimentärformationen bis hinauf zum Flysch durchbrochen und später mit ihrem ophiolithischen Inhalt tektonisch stark beansprucht wurden; es kam in pyrenäischer Faltungsphase nach DEPRAT zu ansehnlicher Deckschuppenbildung, die merkwürdigerweise nach N bis NE gerichtet sein soll; man mag sich fragen, ob aber eine erneute Revision der Geologie Euböas diesbezüglich nicht zu einer anderen tektonischen Interpretation gelangen dürfte.

Während unsere Betrachtungen auf dem Festlande bis anhin zu der Annahme leiteten, dass die tiefere Trias-Kreideserie (osthellenische Zone im allgemeinen Sinne) von einer überlagernden ophiolithischen Serie mit transgressiver Kreide tektonisch abzutrennen ist, lässt sich dieses Schema auf Euböa nicht mehr anwenden, denn, wie angeführt, durchsetzen die Ophiolite hier alle Formationen und sind mit ihnen gemeinsam tektonisch verstellt. Man könnte also geneigt sein, hier das Ursprungsland für die lokrische Ophiolithserie zu suchen. Trotz guter Erforschung bietet die Einordnung dieses Gebietsteiles in das Schema der befolgten Aufteilung Schwierigkeiten und kann erst nach endgültiger Klärung auf dem Festlande wieder aufgenommen werden.

In gleicher unbestimmter Form bleibt bei dem heutigen Stande regionaler Umwertung die tektonische Stellung der ophiolithischen Serien der Argolis, der Geraneaia und mancher isolierter Vorkommnisse im Gebiet des Parnes, des Kithäron usw. Das einigende Band bleibt aber fast überall das bunte „Angebände“ der Radiolarite, wo diese fehlen, ist am ehesten an einen Durchbruch der basischen Gesteine in situ zu denken.

Trotz aller dieser vielen Ungewissheiten hebt sich die tektonische und stratigraphische Eigenart der ophiolithischen Serie aber doch in vielen Teilen des Landes genugsam heraus, sodass wir mit KOBER die Folgerung ziehen, dass es sich um eine weitgehend individualisierte Einheit handelt.

5. Die Westbegrenzung der osthellenischen Zone.

Wenn der innere, d. h. Ostrand der osthellenischen Zone dem Ausstrich ihrer paläozoischen Unterlage über einer jüngeren, aber metamorphen Serie (attisches Fenster) entspricht, so ist es a priori vorauszusetzen, dass der Westrand einem Aufschiebungsrand auf die nächst westliche tektonische Einheit gleichkommt. Für verschiedene Gebirgstteile hat denn auch C. RENZ nachdrücklich auf das Vorhandensein bedeutender, nach W gekehrter Überfaltungen hingewiesen (Vardussia, 27⁹, p. 444; 29⁹, p. 107, Sektor des Zygos-Passes, 27⁹, p. 460; 8, p. 586). Die neue Einstellung auf den Koberschen Grundplan des Baues lässt voraussehen, dass denselben ein weit grösseres Ausmass als je geahnt zukommen dürfte. Gewisse Unstimmigkeiten dazu ergeben sich jedoch aus den noch folgenden Betrachtungen über die faziellen Beziehungen (Abschn. 6).

Beginnen wir eine kurze Durchsicht des Westrandes im Süden. Der argolische Rand der osthellenischen Gebirge ist im Vorangehenden schon gestreift (p. 349). Den auffälligsten Zustand, auf anormalen Kontakt hinweisend, erkennen wir nächst dem ostwärts gerichteten Umschwenken der äussersten Kette bei Nemea (Hagios Sostis, halbwegs Korinth-Argos). Diese argolische Randkette zeigt die hellen, ziemlich massigen Kalke (Dachsteintrias?) der Berge von Mykenä. Getrennt durch eine Flyschzone erscheinen darunter die eozänen Nummuliten- und Miliolidenkalke von Hagios Sostis, also das Dach der Tripolitzaserie (zentralpeloponnesische Zone). Hier fehlt somit die gesamte Serie der Olonoskalke, die jenseits der Ebene von Argos in grosser Mächtigkeit dem Flysch aufliegen. Eine Elimination durch Bruchverstellung kann kaum zur Erklärung herbeigezogen werden, denn sie müsste gerade die Olonoskalke gespart haben; dies in Erwägung des Vorhandenseins einer vorpliozänen Bruchsenke, die dem Golf resp. der Ebene von Argos entspricht. Die Auflagerung der argolischen Serie auf den Flysch von Hagios Sostis unter Ausschaltung der Olonosserie gibt somit den Hinweis auf den stark gestörten Aussenrand der

argolischen Bergzüge (osthellen. Zone); deckenförmige Überlagerung bei westlicher Abwanderung der Olonosserie kann diese Disposition am ehesten erklären.

Weiter nordwärts vereiteln Neogenüberdeckung und die Einbrüche des Korinther Golfes einen Einblick in die Beziehungen zwischen osthellenischer Zone und den Falten der Olonos-Pindoszone. Dahingegen da, wo im nördlichen Doris die osthellenischen Berge sich zu ihren grössten Höhen erheben (Vardussia 2495 m, Kiona 2512 m), ist der Grad des Westwärtsdranges der Falten am meisten an alpinen Bau erinnernd, wie dies aus den Beschreibungen von C. RENZ hervorgeht (7, p. 64; 29^o, p. 106).

Südlich der Querdepression des Spercheios, woselbst sowohl reine Bruchbildung als auch axiales Gefälle den nordwärts ausgerichteten linearen Verlauf der Kammlinie unterbrechen, stehen sich in der Vardussia (Megalo Chuni) und dem Korax osthellenische Zone und östlichste Falte der Pindoszone gegenüber (34^o, p. 26); einerseits sind es weitgeschwungener Faltenbau (Vardussia - Parnass-Kionadecke) und Reste tektonischer Breccie, dem ostätolischen Flysch aufgeschoben, andererseits die stark emporgesetzte Faltenform des Korax, die gut kenntlich das Aneinandergrenzen zweier im Gesamtschichtprofil auch faziell voneinander abweichender Gebirgsglieder hervorheben. Freilich auch hier ist das Ausmass einer Überschiebung nicht zu eruieren, denn die Tiefe des natürlichen Aufrisses reicht dazu nicht aus.

Nördlich des Spercheiostales wird die Abgrenzung osthellenischer Glieder von solchen des Pindos weniger deutlich. Mit dem Öta scheint der nordböotische Faltenwurf mit kräftigem Axialgefälle unter die ophiolithische Serie des westlichen Othrys nordwärts abzutauhen¹⁾; diese letztere dürfte westwärts über osthellenische Elemente vorgreifen und flankiert so gegen N die thessalische Ebene. Zwar erscheint hier nochmals ein Gebirgsglied, das an die Westfront Parnass-Kiona erinnert; es ist die Falte der Kóziakas-Kette, die schon vor Jahren C. RENZ an seine Parnass-Kiona-Unterzone anschloss (8, p. 58);

¹⁾ Hier, wie übrigens schon südlich des Spercheiostales, im Oxiá, erreicht die ostätolische Flyschzone grössere Breite und Selbständigkeit, da die Firste der pindischen Falten nicht mehr zur Oberfläche durchstossen. In der Querichtung des Spercheios sind es dann erst wieder die Faltenschuppe von Marvilon und die champignonartig aufgepresste schöne Falte des Veluchi, die als östlichste Kämme die Wellenschar der Pindosfalten einleiten. Mit diesem Hinweis auf die Veluchifalte sei ein kleiner Irrtum behoben, den hier die Profilzeichnung von C. RENZ enthält (9, Fig. 8, p. 357); daselbst werden die Plattenkalke ebengenannter Bergzüge in Ost- resp. Westschenkel einer weitgespannten Veluchi-Antiklinale mit breitem Triaskern gestellt; in Wirklichkeit liegen aber zwei verschiedene Strukturen vor: die kleine Schuppe von Marvilon und die eng zusammengedrückte und in ihrem Ostschenkel etwas überliegende Falte des hochaufragenden Veluchi (2315 m), beide Strukturen geschieden durch eine Flysch (nicht Trias)zone.

ihre Stellung und Inhalt seien in einem folgenden Kapitel (7) absonderlich besprochen.

5. Fazielle Beziehungen zwischen osthellenischer Zone und Olonos-Pindos-Zone.

Mehr als über den inneren Bau sind wir über das Schichtprofil der osthellenischen Zone (s. l.) orientiert. Dank den eingehenden und so erfolgreichen Untersuchungen von C. RENZ ist die Altersfrage ihrer Sedimente nunmehr weitgehend bereinigt und die Stufenzugehörigkeit durch paläontologisches Material reichlich belegt. Die folgenden Bemerkungen stützen sich deshalb ziemlich ausschliesslich auf die Arbeit genannten Forschers und sollen nur einige Gesichtspunkte hervorheben, die mit der Aufteilung in grössere tektonische Einheiten in Verband stehen.

Es ist schon darauf hingewiesen, dass bis anhin die tektonische Entwirrung im Westrande osthellenischer Gebirge keinen Schluss auf das Ausmass eines tektonischen Hiats zwischen osthellenischer Zone und der westwärtigen Olonos-Pindoszone zulässt. Eine gedrängte Übersicht über fazielle Beziehungen kann in dieser Hinsicht leitend, wenn auch nicht entscheidend sein.

Nach ihrer regionaltektonischen Einordnung formt die Olonos-Pindoszone ein zwischen die osthellenische und ionische Zone eingeschaltetes Glied, das wie schon eingangs angeführt, das eigentliche Rückgrat der hellenischen Halbinsel formt. Nach ihrem tektonischen Charakter baut sie sich aus einer recht breiten Serie von Schuppen und Falten auf, die in ihrem Westrand der autochtonen (westätolischen) Flyschzone in Überschiebung aufliegt, oder aber, weiter im S, wahrscheinlich als Ganzes als weitreichende Decke den aus dem westätolischen Flysch hervorgehenden zentralpeloponnesischen Flysch (Dach der Tripolitzserie) überlagert. Die stratigraphisch-fazielle Ausstattung knüpft die Olonos-Pindoszone, zum mindesten in der Jura-Kreidefolge (Plattenkalke und Hornsteine), an die autochthone Zone an. Die Beziehungen zur osthellenischen Zone seien für einzelne Gebietsabschnitte etwas näher beleuchtet.

Von den Falten der Argolis ist durch die Untersuchungen von C. RENZ bekannt (26^o, p. 515 etc.), dass, nebst Daonellschichten, eine örtlich fossilreiche Dachsteinkalkfazies den Hauptteil der Trias ev. noch unteren Lias ausmacht; kieselreiche, plattige Kalke enthalten die reichen Faunen der mittleren bis oberen Trias (Hallstätter Fazies); der Lias ist vertreten durch rötliche Knollenkalke; der obere Jura enthält neben rötlichen Kalken die gleichen Ellipsactinienkalke wie Böotien; in der Kreide stellen sich neben massigen Urgonkalken (Nauplia), hornsteinreiche Schiefer und Kalke ein, sie leiten dann in eine Flyschfazies über. Die Falten der jenseits der Ebene von Argos aufstrebenden arkadisch-argolischen Grenzkette (Artemision etc.) zeigen

dagegen eine mächtige Folge von sterilen Plattenkalken (Olonoskalk), die erst mehr im Innern des Landes (Olonosgruppe, Kalávryta, Messenien) in ihrem unteren Teil sich in eine Schiefer-Hornsteingruppe auflöst und dort ihr obertriasisches Alter (Halobien und Daonellen) anzeigt. Dachsteinkalke und -dolomite, insbesondere Hallstätterfazies, Knollenkalke usw. sind in dem eintönigen, wohl das ganze Mesozoikum (ab Ober-Trias) umfassenden Olonos-Plattenkalk vollkommen unbekannte Stufen; wenn ich auch die argolischen Sedimente aus eigener Anschauung nicht zu überblicken vermag, so scheint mir doch, dass dies- und jenseits der Ebene von Argos, insbesondere für tiefere Stufen, trotz etwelcher Anklänge, ein merkbarer fazieller Trennungsstrich verläuft; er tritt besonders hervor in präkretazischen Stufen, schwächt sich jedoch nach oben zu ab.

Gleiche Beziehungen gelten auch für weiter nördliche Strecken (Böotien: Doris). Die bis und über 500 m mächtige Dolomit- und Kalkfolge (Gyroporellkalke, Megalodontenkalke, Cladocoropsis-Niveau des Malm, Ellipsactinienkalke des Tithon) in der osthellenischen Zone (Parnass etc.) hat in den Falten des Pindos kein fazielles Gegenstück. Dort zeigen die Kerne der Falten die obertriasische Schieferhornsteinentwicklung, die nach oben zu in die mit dem Peloponnes vollkommen gleichartige Plattenkalkfolge übergeht, in welcher die brecciösen, foraminiferenführenden Lagen einzelne Niveaux der Kreide hervorheben (Orbitolinen des Cenoman, Orbitellen des Maestrichtien, 31⁹). Während somit vornehmlich in den triasisch-jurassischen Stockwerken des Schichtgebäudes zwischen Böotien und Pindos ein deutlicher Unterschied besteht, verwischt sich derselbe auch hier gegen das Dach zu. Beiderseits, im Parnass und in den Pindosfalten sind Hippuritengesteine in der oberen Kreide gewöhnlich. Wenn solche im Pindosprofil sich allenthalben mehr nur als brecciöse „Beimengung“ in etwas mehr dickbankigen Kalken der durchgehenden Plattenkalkfolge einstellen, so formen sie in der osthellenischen Zone (Vardusia, Kiona, Öta) mächtige, geschlossene Kalkmassive (Radiolitenkalk des Cenoman der Kiona). Trotz habitueller Verschiedenheit im Detail sind beiderseits also doch starke Anklänge an eine Gleichheit der Fazies, ja geradezu Übergänge vorhanden. Die Darlegung der geologischen Verhältnisse der Gebirge zwischen oberem Mornopotamos und Phidaris durch C. RENZ (29⁹, p. 64; 33⁹, 34⁹) erweckt entschieden diesen Eindruck. Das Ausklingen der Hippuritenkalkfazies in den hangenden Flysch (z. B. im Öta) ist ein Faziesbild, das auch im Pindos sein Gegenstück aufweist. Der Flysch seinerseits, der übrigens schon in der oberen Kreide einsetzt, spannt dann vollends von der einen Zone ein Band der faziellen Zusammengehörigkeit zur anderen; C. RENZ spricht von einem „Ineinandergreifen der beiderseitigen Faziesgebilde“ (34⁹, p. 29). Betrachtungen, die allein von stratigraphisch-faziellen Erwägungen ausgehen, würden also niemals

zur Ableitung eines tiefgreifenden tektonischen Hiats zwischen osthellenischer Zone und Olonos-Pindoszone gelangen¹⁾.

Verhältnisse, die des weiteren für enge Zusammenhänge von Ost und West sprechen, bietet auch das westliche Randgebiet von Thessalien, denen in der Besprechung eines Querprofiles nachgegangen werden soll (Abschn. 6).

6. Das Querprofil in der Pforte von Trikkala.

Da, wo die thessalische Tiefebene nordwestwärts zwischen den kristallinen Gesteinen der Vorberge des thessalischen Olymp und den geradlinig nordwärts streichenden Kämmen des Pindos eine sichtliche Einengung erfährt, um dann alsbald an den Neogenhügeln des „transägäischen Grabens“ (fossée transégéenne nach BOURCART, KOSSMATS“ Skumbigraben) abzustossen, erleiden auch die tektonischen Elemente eine gewisse Einengung oder Scharung. Ein vertieftes Studium dieses Gebietes, in welchem manche der in Frage stehenden Probleme eine Lösung finden könnten, ist sehr wünschenswert, wird aber eben an den ungünstigen Umständen (Überdeckung durch die Oligocänkonglomerate, breite Alluvialebene) nicht leichtthin vorbeikommen. Ein, wenn auch nur flüchtiger Einblick in das vorhandene Querprofil ergänzt in Vorangehendem schon berührte Fragen.

Westlich erscheint das Tiefland begrenzt durch die östliche Randkette des Pindos, das Kóziakas-Gebirge, das sich im Astrapi bis zu 1901 m erhebt. (S. auch 9, p. 305.) Eine Flyschzone (Zone von Tyrna = ostätolische Flyschzone) trennt diese Kalkkette von den nächst inneren Pindosketten. Die Durchbruchsschlucht von Porta (Pili) erschliesst ein prächtiges Querprofil durch diese Randkette (Fig. 1); es wurde schon durch PHILLIPSON und RENZ begangen (s. 5⁹, p. 449; 9, p. 505) und muss hier zur Hervorhebung und Ergänzung einiger Punkte wieder den Ausgangspunkt abgeben. Letztgenannter Forscher sieht in der Kóziakas-Kette zwei tektonische Elemente zusammengefügt (p. 568). Meine Exkursionen brachten mich zu der Auffassung, dass ein einziges, möglicherweise osthellenisches Glied mit den Zügen der Pindosfazies vorliegt, in welchem zwar nur die massigen Oolithkalke, wie dies RENZ auch anführt, an parnassische Verhältnisse gemahnen, abgesehen von der Lage im Ostrande der ostätolischen Flyschzone.

Von der Ebene fortschreitend finden sich folgende Verhältnisse (Fig. 1): Ein Streifen niedriger „foothills“ lehnt sich an die hoch auf-

¹⁾ Solchen Erwägungen ist freilich auch wieder das Vorkommen der kristallinen Gerölle in den Flyschkonglomeraten entgegenzuhalten (auch Serpenterölle fehlen nicht, 29⁹, p. 86). Am Südfuss des Parnass (Arachova) sind in tektonisch stark hergenommenen Konglomeraten dioritische und granitische Gerölle vorhanden, für die ein Herkunftsort aus der osthellenischen Zone kaum zu finden ist; sie sprechen eher im Sinne eines Bezuges aus weit östlichen Strecken, wo das Wurzel-land einer osthellenischen Überschiebung zu suchen wäre.

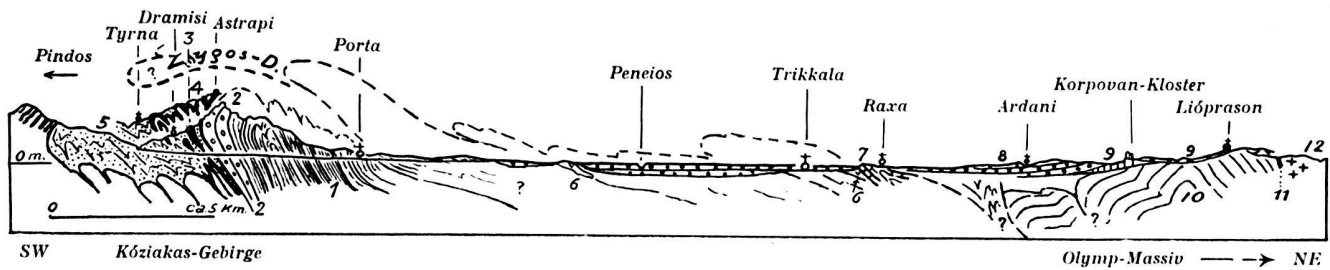


Fig. 1. Schematisches Querprofil durch die Pforte von Trikkala.

- 1—5 Pindos-Ostrand (ev. osthellenische Zone; Unterzone Parnass-Kiona):
1. Rote Schiefertone (vorw.) und Hornsteinlagen, Zwischenschaltung heller Kalkbänke.
 2. Portakalk.
 3. Plattenkalk-Klippen von Dramisi.
 4. Plattenkalkfalten (Hangendes des Portakalkes im Astrapi).
 5. Flyschzone von Tyrna (ostätolische Flyschzone).
- 6—7 Ophiolithische Serie:
6. Serpentin.
 7. Schichtserie von Raxa (4—500 m mächtig) von W nach E: 1. gebankte, gelbweisse Kalke, einzelne dichte cremegelbe Kalke, getüpfelt durch Foraminiferengehalt (Globigerinen, Rosalinen); 2. gleichartige Kalkserie mit Zwischenschaltung bunter Mergel (Kriech- und Frasspuren); 3. Mergelkalke und Mergel und sandige Zwischenlagen, örtlich rosa gefärbt.
- 8—9 Oligocäne Deckschichten:
8. Sande, Mergel, Konglomerate.
 9. Lithothamnienkalk (Foraminiferen führend).
- 10—12 Rand des Olympmassivs:
10. Kristalline Kalke.
 11. Grenzschichten zum Granit von Lióprason: 1. kristalline, weisse und eher dünnbankige Kalke; 2. grünliche Quarzserizitschiefer, 2—3 m; 3. grün und violett gesprenkelter Quarzsandstein, arkoseartig; demselben aufliegend eine Linse des kristallinen Kalkes.
 12. Grünlicher, stark verwitterter Granit von porphyrischem Habitus.

strebende Bergmauer des Kóziakas; rote Schiefer und Hornsteine nebst den sie begleitenden basischen Eruptiva bauen dieselben auf. Das eigentliche Schluchtprofil erschliesst eine Folge rotbrauner, teils sandiger Mergel und Schiefertone nebst Hornsteinen und etwelchen Breccien (1, Fig. 1); die generelle Steilstellung der Schichtserie wird durch die darin verlaufenden blaugrauen Kalkbänke prägnant hervorgehoben; dieser tiefsten Serie dürften wohl die durch C. RENZ gemachten Daonellenfunde entstammen. Eine mächtige Kalkstufe — nennen wir sie Portakalk —, partienweise oolithisch und endogen brecciös, formt die nächst innere, d. i. höhere Schichtstufe (2) (*Orbitolina concava* erwähnt durch C. RENZ, stammt wohl aus dem oberen Teil dieser Kalkfolge). Gegen das Hangende wird der massige Kalk dünnbankig und kieselknauernreich, dünne Lagen sind zart rosa gefärbt und stark gefältelt.

Gemahnen schon die zuletzt angeführten Gesteine sehr stark an Plattenkalke der Pindosfazies, so trifft dies vollends für die Kalkzüge zu, die vom Flusstal von Porta über Dramisi nach Tyrna am Fusse der Portakalke den Ostrand der Flyschzone begleiten (3). Es sind mattweisse bis licht crème gelbe oder blassrote, dichte, etwas mergelige und von Suturen durchzogene Kalke (Plattenkalke z. T.), die nächst der Portaschlucht deutlich mit mechanischem Kontakt innerhalb der sandigen Flyschmergel eingeklemmt sind. Die dichten Suturekalke erwiesen sich im Schliff als deutliche Rosalinen- und Globigerinenkalke und dürften am ehesten in die obere Kreide zu stellen sein.

Die Kammstrecke des Astrapi zeigt nun diese Plattenkalkserie, die im Querprofil der Portaschlucht klippenförmig im Flysch liegt, über die stratigraphisch tieferen Portakalke sich hinweglegen (4); dieselbe wird von letzterem geschieden durch Mergel und kieselgebänderte Mergelkalklagen, welches Ganze ein geschlossenes, nicht gestörtes Schichtprofil bildet. Auch wurden durch C. RENZ aus der Gratstrecke des Kóziakas die brecciösen Bänke mit Orbitolinen (Cenoman) und Orbitellen (Maestrichtien) wiedergefunden (9, p. 307), Leithorizonte, die der Pindosfazies zugehören. Der Fall liegt also vor, dass typische Pindosfazies sich in ein und dasselbe Schichtprofil zur Parnassfazies (Portakalk) gesellt. Für die im vorangehenden schon hervorgehobene fazielle Verwandtschaft zwischen Pindoszone und osthellenischen Bergen — falls wir den Kóziakas dazu zählen — bietet sich hier also ein weiteres Beispiel.

Der an den Kóziakas ostwärts anschliessende Profilabschnitt ist äusserst unvollständig, da die Ebene des Peneios weitere Beobachtung ausschaltet. Aus den Angaben von A. PHILIPPSON (5⁹, p. 452) ist ersichtlich, dass einzelne kleine Hügelgruppen die Gesteine der Ophiolithserie enthalten; eine deutliche Abgrenzung derselben von den Formationen des Kóziakas vermag ich — Begehungen fehlen mir hier — nicht zu erkennen. Eine kleine Berginsel nördlich der Stadt Trikkala, beim Dorfe Raxa, zeigt eine wohl teils kretazische Schicht-

folge (7, Fig. 1), die nach der Lagerung zu benachbarten Ophiolithen zu dieser Einheit gehören dürfte.

Unter den im allgemeinen gegen die Peneios-Ebene geneigten, posttektonischen Tertiärschichten — ihr Alter wurde gerade in der vorliegenden Querprofilrichtung bei Ardani durch DALLONI festgelegt (31⁹, wahrscheinlich Aquitanien) — tritt der Rand des Olympmassivs (s. 1.) relativ stark gegen die Ebene von Trikkala vor. Die äusserste Zone ist vornehmlich durch Kalke eingenommen, deren Bänke (bald plattig, bald massig-dickbankig) auf längere Erstreckung mit starker Neigung gegen die Ebene zu einfallen; flachere Schichten treten, dem zusammenhängenden Bergsaum vorgelagert, bei Zaglania unter den konglomeratisch-sandigen Oligocänlagen zutage. Weitanhaltende Antiklinalen scheinen vorhanden zu sein. Der Kalk dieser Randkette ist vorwiegend reinweiss und kristallin und nicht nennenswert dolomitisch; er enthält auch Zwischenlagen von mattgrauem, dichtem, auch rosagefärbtem Kalk (darin Kieselschnüre), die die allgemeine Metamorphose nicht zeigen. Der Vergleich dieser Kalkserie mit einer Triasserie des attischen Fensters liegt nahe; ich vermag ihn aber nicht weiter zu begründen als durch die Beobachtung, dass untergeordnete, bunte, klastische Schichtlagen (11:2 und 3) längs der bergwärtigen Begrenzung des Kalkkomplexes zu finden sind und etwa mit triasischen Arkosesandsteinen verglichen werden könnten. Auffällig ist das unvermittelte Absetzen dieser Kalkformation bei steiler (zwar nicht stets) Schichtlage, in einem Abstand von ca. 2½ km von der Ebene, an einem grünlichen, stark verwitterten Granit (12), der nebst serizitischen Schiefeln das weitere, eintönige Hügelland südöstlich Lióprason aufzubauen scheint; saure und basische Ganggesteine fehlen daselbst auch nicht. Für weitere Einsicht in den Bau reichte der ausgeführte kurze Vorstoss in diese Berge nicht aus und bleiben die durch PHILIPPSON vermittelten Nachrichten (5⁹, p. 460) die wesentlichste Kenntnis über diese abgelegene Landschaft.

Aus den schon angegebenen Gründen ist es schwer, sich ein Bild von den tektonischen Beziehungen der oben nur gestreiften „olympischen“ Serie zu den nur dürftigen Bauteilen ophiolitischer oder osthellenischer Zonenzugehörigkeit in der thessalischen Ebene zu machen. Schliesst man sich dem Gedankengange KOBERS an, wonach in den olympischen (pelagonischen) Serien ein dem attischen Fenster analoger Bauuntergrund zutage tritt, so wäre zu erwarten, dass sich irgendwie eine tektonische Überlagerung der äusseren auf die inneren Zonen zu erkennen gibt. Aus den örtlichen Lagebeziehungen erhält man aber den Eindruck, dass die westlicher gelegenen Zonen unter den „olympischen Rand“ hineinzielen; auch Erosionsreste höherer Einheiten auf den kristallinen Schiefeln sind hierherum nirgends bekannt. Solche Lagebeziehungen gleichen stark den Verhältnissen, wie sie BOURCART für die Gegend des Ochrida-Sees folgerte (Einwurzelung der ophio-

lithischen Serie auf der Aussenseite der kristallinen Massive). Immerhin schlussicher sind solche Beziehungen nicht, denn spätere Bewegungen können sie bewirkt haben.

Als eine auffällige Erscheinung im Querprofil von Trikkala bleibt die nahezu völlige Ausschaltung der osthellenischen Kalkzone bestehen. Da man im Grunde genommen dem Kóziakas auch schon Zugehörigkeit zur Olonos-Pindoszone zuerkennen könnte, ist in Thessalien kein vollwertiger Vertreter dieser in Bötien gebirgsbildenden Zone vorhanden; ihr Ausharren nach N ist aber eine Forderung der Fazieskonstanz, zumal ja eine ihr analoge Formationsfolge in gleicher relativer Lage in der nordalbanischen Tafel wieder gebirgsbildend auftritt. Nicht zuletzt ist es gerade diese Erscheinung, die im thessalischen Querprofil den Schluss auf grosse Bewegungen im Sinne überlagernder Deckenkomplexe aufdrängt; das Ausgehen der osthellenischen Zone würde demnach durch tektonische Überdeckung zu erklären sein.

8. Zur regionalen Bauformel des östlichen Hellas.

Die in vorangehenden Abschnitten besprochene geologische Sachlage hat, teils von Beobachtungen ausgehend, teils nur auf regionalen Vergleichen beruhend, zu einer Serie von Schlussfolgerungen von ungleicher Art geführt. Ungleich sind dieselben einesteils, weil von allzu unsicherer Grundlage ausgegangen werden musste, ungleich aber andererseits auch deswegen, weil ihr Inhalt nicht durchwegs in gleicher Richtung weist, ja im Gegenteil, in ein gewisses Dilemma leitet. Selbstverständlich darf ein solches nicht bestehen, und es ist ein Teilzweck dieser Ausführungen, auf dasselbe hingewiesen zu haben.

Für den östlichen Innenrand der osthellenischen Zone wurde mit KOBER angenommen, dass diese mit ihrer paläozoischen Unterlage einem jüngeren, aber metamorphen Gebirge auflagert, also ihrer Herkunft nach eine von Osten her — eine andere Richtung kommt nicht in Betracht — verfrachtete Schubmasse darstellt. Ein Gleiches gilt natürlich auch für eine nächst höhere Einheit, die wir, wenn auch ihre Abgrenzung noch sehr vage ist, als die ophiolitische Serie bezeichnen haben. Ob dieselbe nun schon in oder nächst Euböa und längs des olympischen Massivs einwurzelt, oder, wie dies L. KOBER mit Bestimmtheit annimmt, aus der ihr verwandten Vardarzone stammt, welche nach K TENAS möglicherweise über die Insel Skyros streicht (6), ist im Grunde nur ein gradueller Unterschied. Jedwede Voraussetzung des Bestehens des attischen Fensters gibt ohnehin den tangentialen Bewegungen in diesem Dinaridenquerprofil ein ungeahnt grosses Ausmass.

Des weiteren haben unsere Ausführungen aber auch hervorgehoben, dass zwischen den westwärts gekehrten Bauelementen der osthellenischen Zone und jenen der Olonos-Pindoszone in den höheren

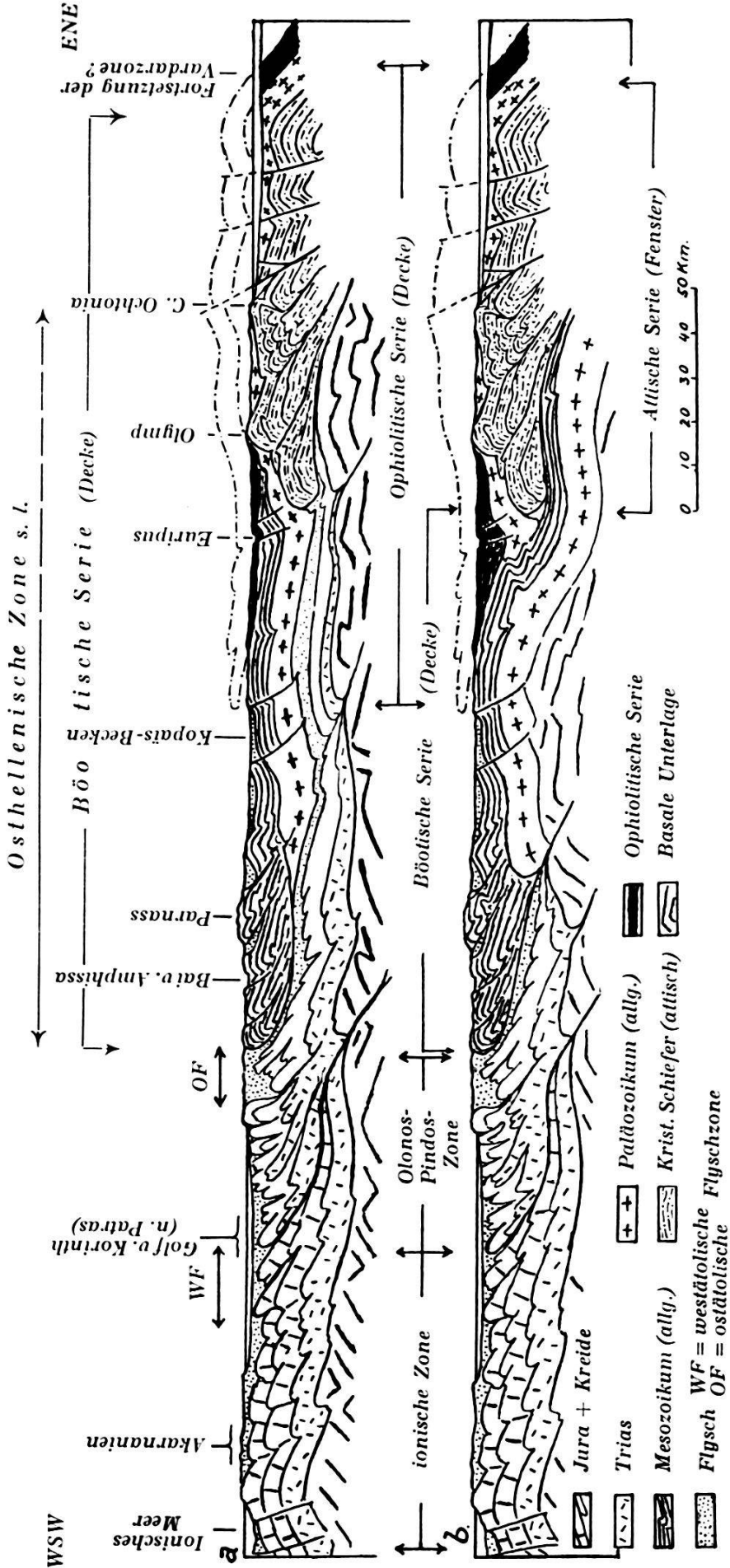


Fig. 2. Schema eines Bauplanes quer durch Mittelgriechenland.

a) Hypothese: osthellenische Zone mit ägäischer Wurzel (Vardarzone).

b) Hypothese: osthellenische Zone mit attischer Wurzel.

(Die Schema geben allein die theoretische Auffassung und berücksichtigen nicht den lokalen Bau in der Profilstrecke.)

Schichtgliedern eine grosse fazielle Verwandtschaft bis Gleichheit besteht. Ein dinarisches Bauglied, dem eigentlich parautochtoner Charakter zukommt (Pindos), das sich also an die autochtone ionische Zone anfügt, vermittelt so andererseits gegen Osten einen faziellen Zusammenhang zu einer Einheit (osthellen. Zone), die letzten Endes von einer entfernteren östlichen Heimat herkommen muss. Es wird also da eine tiefgreifende tektonische Trennung vorausgesetzt, wo die örtlichen Verhältnisse diese in einem solchen Ausmass nicht erkennen lassen. Die Lösung dieses Widerspruchs kann erst bei vermehrter Kenntnis des geologischen Baues und dessen regionaler Auswertung gegeben werden.

Wenn auch die Profildarstellung des regionalen Baues von Hellas verfrüht ist, so mag immerhin zur Verdeutlichung der relativen Lage der einzelnen tektonischen Einheiten ein ganz skizzenhafter Versuch für ein Bauschema hier beigelegt sein (Fig. 2). Darin sind zwei Möglichkeiten (a und b) zur Darstellung gebracht. Beide gehen von der Annahme des Wurzelcharakters einer gegen SE verlängerten Vardarzone aus: der Hypothese a liegt die Wurzellosigkeit der gesamten osthellenischen Zone zu Grunde, der Hypothese b jedoch nur jene der ophiolithischen Serie, eine Trennung, die sich kaum aufrecht erhalten lässt; während aber letztere Auffassung der faziellen Verwandtschaft der höheren Stufen der osthellenischen Schichtserie mit jenen der Olonos-Pindoszone mehr Rechnung trägt, setzt die erste zwischen beide den tiefgreifenden tektonischen Hiatus, wie er der konsequenten Durchführung des Koberschen Schemas entspricht.

Bei Erörterung dieser Ungewissheiten mag nicht unterlassen werden, zu erwähnen, dass ähnliche Divergenzen in der Auffassung über die Einwurzelung der verschiedenen Einheiten auch das Querprofil Albaniens betreffen, woselbst im Gegensatz zu dem zerstückelten Griechenland der Zusammenhang mit dem Hinterland vollkommener ist. So halten KOSSMAT und NOWAK die ophiolitische Decke als vorgeschobenen und abgeglittenen, höheren Bestandteil der westmazedonischen Grauwackenzone mit der Peristeri-Kuppel als basaler Unterlage; BOURCART lässt dahingegen die gleiche Einheit („nappe albanaise“) im W des eben genannten kristallinen Komplexes zur Tiefe gehen; wieder verschieden ist die Beurteilung des mazedonisch-albanischen Querprofils durch KOBER, indem, gleich dem hellenischen Abschnitt, die Vardarzone als typisches Wurzelland für die westwärts liegenden Schubmassen angesehen wird.

Wenn in vorangehenden Ausführungen vielleicht eine allzuweit gehende Trennung zwischen osthellenischer Einheit und der teils in ihrem Raume auftretenden ophiolithischen Serie gesucht wurde, so mag diesbezüglich noch ergänzt sein, dass für Griechenland der KOSSMAT-NOWACKSche Standpunkt von der relativen Zusammengehörigkeit beider Einheiten anwendbar sein kann; osthellenische

Zone (resp. böotische Serie) als Stammdecke gedacht, ophiolithische Serie als vielleicht nur örtlich vorhandene Teildecke, verlangen aber bei Zurechtbestehen des attischen Fensters nichtsdestoweniger eine Beheimatung in einem östlichen, ägäischen Raume.

9. Rückblick.

Wenn auch schon vorangehender Abschnitt (8) Rückblick, Ausblick und Problemstellung erörtert, so mögen Ergebnisse und Auffassungen, die dazu leiteten, in folgende vier Sätze zusammengedrängt sein:

1. Ein attisches Fenster im Sinne von L. KOBER (Vorhandensein einer metamorphen, mesozoisch-penninischen Serie unter dem überdeckenden osthellenischen [böotischen] Paläozoikum) erheischt eher eine andere Begrenzung des Rahmens, indem die Athener Schiefer als nicht-attisch und als paläozoisch aufgefasst werden.
2. Sämtliche Bauelemente des östlichen Hellas, in den Sammelbegriff der osthellenischen Zone zusammengefasst, überlagern mit ihrem Paläozoikum die attischen kristallinen Schiefer, für welche Disposition der NE-Rand Euböas (Cap Ochtonia) neue Stütze zu liefern vermag.
3. Die Zusammenfassung der ophiolitischen Eruptiva und begleitender Sedimente (Schiefer-Hornsteingruppe, transgressive Kreide) in eine selbständige tektonische Einheit findet vielfache Stütze; ihre Verbreitung liegt vornehmlich in einem östlichen Raume innerhalb der osthellenischen Zone; ihr Westrand spricht stark für tektonische Überlagerung als regionale, nächst höhere Deckeneinheit.
4. Ältere und neuere Beobachtungen weisen darauf hin, dass eine gewisse fazielle Verkettung des osthellenischen Faziesbezirkes mit jenem der Olonos-Pindoszone besteht; diese bezieht sich vornehmlich auf die höheren Schichtstufen und fordert Rücksichtnahme dieser Verhältnisse bei regionaler Synthese.

Ergänzende Literaturliste.

(Zur Kürzung des Schriftenverzeichnisses werden die in Lit. 9 angeführten Abhandlungen unter ihrer dortigen Folgennummer zitiert, also z. B. 8⁹, 34⁹ usw.)

1. BOURCART, J. Observations nouvelles sur la tectonique de l'Albanie moyenne. Bull. Soc. Géol. de France, S. 4, t. XXV, 1925.

2. DEPRAT, J. Etude géologique et pétrographique de l'île d'Eubée. Thèse; Besançon, 1904.

3. KOBER, L. Die Grossgliederung der Dinariden. Centralblatt f. Min. etc. Abt. B, Nr. 10, 1929.

4. KOBER, L. Beiträge zur Geologie von Attika. Sitzungsber. der Akad. d. Wissenschaften, mathem. naturw. Klasse, Abt. I, 138. Bd. 7. Heft. Wien 1929. (Vollständige Literaturliste betreffend Attika.)

5. KOSSMAT, F. Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Die Kriegsschauplätze, Heft 12, Borntrager, Berlin 1924.

6. KTENAS, C. A. Recherches géologiques effectuées pendant les années 1928 et 1929. Praktika de l'Académie d'Athènes. 5, 1930.

7. RENZ, C. Zur Geologie der ostgriechischen Gebirge. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. XXXVIII, 1914.

8. RENZ, C. Geologische Untersuchungen in den südthessalischen Gebirgen. *Eclog. geol. Helv.* Vol. XX, Nr. 4, 1927.

9. RENZ, C. Geologische Reisen im griechischen Pindosgebirge. *Eclog. geol. Helv.* Vol. Nr. 1, 1930.

10. RENZ, C. Neue mittelkretazische Fossilvorkommen in Griechenland. *Abhandlg. d. schweiz. paläontolog. Ges.* Bd. II, 1930.

11. SEIDLITZ VON, W. Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Gebr. Bornträger, Berlin, 1931.

Manuskript eingegangen am 12. Oktober 1931.
