Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 23 (1930)
Heft: 1: Leere Seite -0099-02 künstliche eingfügt (für Paginierung)

Artikel: Geologische Reisen im griechischen Pindosgebirge (1929)
Autor: Renz, Carl
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-158929

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: 19.08.2025

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

Geologische Reisen im griechischen Pindosgebirge (1929).

Von Carl Renz (Basel).

Mit 8 Textfiguren.

Inhalt.

A. Einleitung 301
B. Beschreibung des Reiseweges 305
I. Das Koziakasgebirge 305
II. Das Tringiagebirge 308
III. Der Peristeri-Kakarditsazug 314
IV. Das Alamanos- und Misuntagebirge 337
V. Die Phterikette 348
VI. Die Gebirgsketten zwischen Agraphiotikosfluss und Karpenision . 352
C. Zusammenfassung 359
1. Stratigraphie 360
2. Tektonik 368
D. Schriftenverzeichnis 376

A. Einleitung.

Meine geologische Tätigkeit in Griechenland wurde seinerzeit mit einer Reihe von vorbereitenden Orientierungsreisen durch alle Teile des Landes (alte Provinzen und Epirus) begonnen, um zunächst einen allgemeinen persönlichen Überblick über die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse zu gewinnen.

Das Hauptgewicht meiner Forschungen lag hierbei anfangs naturgemäss auf stratigraphisch-paläontologischem Gebiet, und zwar unter Beschränkung auf die normal entwickelten präneogenen Sedimentformationen, während das Jungtertiär und das Metamorphikum des östlichen Hellas vorerst ausser dem Bereich meiner Exkursionen blieben.

Erst nach Errichtung eines festen stratigraphischen Fundaments konnte an die weitere Ausgestaltung der Tektonik herangetreten werden.

Die eigentliche systematische Bearbeitung der verschiedenen, in ihrer allgemeinen Abgrenzung bereits von A. PHILIPPSON grosszügig vorgezeichneten Gebirgszonen beabsichtige ich in west-östlicher Reihenfolge durchzuführen. Diese Aufnahmen sind bis heute so weit vorgeschritten, dass die Stratigraphie und Tektonik der drei westlichen Einheiten, nämlich der adriatisch-ionischen Zone, der Olonos-Pindoszone und der Parnass-Kionazone in ihren Hauptzügen abgeklärt sind. Ebenso konnten diese drei Zonen nach ihrer allgemeinen Stellung mit dem übrigen dinarischen System nach Norden bezw. Nordwesten hin in befriedigenden Zusammenklang gebracht werden, nachdem die geologische Kenntnis von Albanien und Mazedonien inzwischen durch die grundlegenden Abhandlungen von F. KOSSMAT, F. NOPCSA und E. NOWACK in ausserordentlichem Masse gefördert worden ist.

Abgesehen von der autochthonen adriatisch-ionischen Zone, die bei Valona in die Adria hinausstreicht, dürfte die Olonos-Pindoszone mit der Cukalizone NOPCSAS und die Parnass-Kionazone mit der westmontenegrinisch-kroatischen Hochkarstzone KOSSMATS bezw. montenegrinisch-nordalbanischen Tafel NOPCSAS korrespondieren; ebenso unterliegt es heute schon keinem Zweifel, dass die osthellenische Zone der Merditadecke NOPCSAS bezw. bosnisch-inneralbanischen Zone KOSSMATS gleichzustellen ist.

In weiterer Verfolgung meiner geologischen Pindosstudien unternahm ich im Juli und August 1929 eine erneute Bereisung des nördlichen und mittleren Pindosgebietes. Die Reise, die in Trikkala begann und in Karpenision endete, führte über Porta–Tyrna–Koziakasgipfel – Perliankon – Aiván – Palaeochori – Tringiagipfel – Kraniá – Velitsaena – Kótori – Chaliki – Peristerigipfel – Chotscha Mandrapass – Anilion tu Metsovon – Dervendista – Prosgoli – Gótista – Krapsi – Lokánista–Davitsiana–Syráku–Kalarrhytae–Matsúki–Kakarditsagipfel–Mutsára–Gardiki – Vitsista – Alamanosgipfel – Kornesi – Kothóni – Merókovon – Misunta – Vrestenitsa – Vrangianá – Choringovo – Raphtópoulon – Veltsista–Phterigipfel – Granitsa – Koniavi – Vulpi – Palaeokatuna – Agraphiotikostal – Krendi – Kerásovon – Livadia Vinianis – Megdovastal und Pass H. Athanasios.[1])

In stratigraphischer Hinsicht bauen sich auch hier die verschiedenen Längsketten aus der gleichartig durchlaufenden sedimentären Fazies des Olonos-Pindossystems auf, d. h. aus einer von der Unterkante der karnischen Stufe bis zum Maestrichtien inklusive

---

[1]) Ich gebrauche hier die auf den vorliegenden Karten und speziell auf der Karte von A. PHILIPPSON als der besten topographischen Unterlage angegebenen Ortsnamen. Die griech. Regierung hat in letzter Zeit sämtliche slawische oder sonstwie fremdländisch anklingende Ortsnamen in altgriech. Bezeichnungen umgeändert, die aber von der ansässigen Bevölkerung teils aus Unkenntnis, teils aus Hang zum Althergebrachten noch kaum benutzt werden. Ich habe die neuen Namen, soweit ich sie in Erfahrung bringen konnte, im nachfolgenden Text in Klammer beigefügt.

reichenden Schiefer-Hornstein-Plattenkalkentwicklung mit konkordant überlagerndem Flysch.

Das Alter der tieferen, gleichfalls konkordanten Sedimentreihe wird durch drei, in der ganzen Olonos-Pindoszone konstant wiederkehrende Leitzonen bestimmt, nämlich durch die basale, vornehmlich karnische Halobien- und Daonellenfazies, durch die in der Oberregion der Schiefer-Hornsteingruppe eingeschalteten Orbitolinengesteine des Cenomans und die noch im Verbande der oberen abschliessenden Plattenkalkserie liegenden Orbitoidenkalke des Maestrichtiens, wobei die beiden letzteren Fossilhorizonte stets auch Rudistenfragmente führen.

In früheren Abhandlungen (Lit. No. 31, 32, 33, 34) hatte ich die Foraminiferenkalke des Maestrichtiens als Orbitellenkalke bezeichnet; in Anbetracht der zurzeit noch zu wenig stabilisierten generischen Nomenklatur erscheint es jedoch für stratigraphische Arbeiten zweckmässiger, auf eine allgemeinere Bezeichnung wie „Orbitoidenkalke des Maestrichtiens" zurückzugreifen.

Der auf das Maestrichtien folgende Pindosflysch setzt sich durch das Eozän bis ins Oligozän fort, wie die verschiedenen Foraminiferenlager innerhalb dieser Flyschentwicklung beweisen, während der Niederschlag des vom Pindossystem überschobenen adriatisch-ionischen Flyschs erst nach den Nummulitenkalken des Lutétiens beginnt, um dann bis ins Aquitanien-Burdigalien anzuhalten.

So steht die den nördlichen, d. h. eigentlichen Pindos zusammensetzende Sedimentreihe in voller Übereinstimmung mit dem Aufbaumaterial der Gebirge von Agrapha und der ätolischen Fortsetzung der bis zum korinthischen Golf einheitlich durchziehenden Pindosketten.

Genau dieselbe Sedimentfolge beherrscht auch das Olonos-Pindossystem im westlichen Peloponnes bis hinunter nach Kythera und dem kretischen Inselbogen. Erst kürzlich habe ich noch auf der Insel Rhodos (Rodi, Dodekanes) die karnische Halobien- und Daonellenfazies der Olonos-Pindoszone festgestellt.[1])

Die gleichzeitig von mir in der Olonos-Pindosserie von Rhodos nachgewiesenen oberliassischen Posidonienschichten (mit *Posidonia Bronni* Voltz) sind in der äquivalenten Gesteinsfolge des Pindoszuges noch nicht mit Sicherheit ermittelt worden. Dagegen wurden jetzt im Pindos, ebenso wie auf Rhodos, an der Basis der den Gebirgsketten ihr Gepräge verleihenden Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfazies lokal massige, lichtgraue Diploporenkalke angetroffen.

---

[1]) Carl Renz: Geologische Untersuchungen auf den Inseln Cypern und Rhodos. (*Καρόλου Ρένς: Γεωλογικαὶ ἔρευναι εἰς τὰς νήσους Κύπρον καὶ Ρόδον*). *Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* (Verhandlungen der Athener Akademie) 1929, Bd. 4, S. 310—311.

In tektonischer Beziehung machen sich im nördlichen Teil des Pindoszuges gegenüber seiner südlichen Verlängerung einige Modifikationen bemerkbar, auf die im nachstehenden speziellen Abschnitt und im zusammenfassenden Schlusskapitel noch näher zurückzukommen sein wird.

Die schon früher geschilderten allgemeinen Grundzüge der Gebirgsstruktur[1]) unterliegen aber ebenso wenig einer Veränderung von Belang, wie die trotz einiger lithologischer Differenzierungen wesensgleiche fazielle Ausstattung der einzelnen Gebirgsglieder.

Abgesehen von einigen Reisen älterer Autoren[2]) sind A. PHILIPPSON[3]), V. HILBER[4]) und im Süden auch M. NEUMAYR[5]) vor mir in dieser Pindosgegend gereist. Die Route von Jannina über den Zygospass nach Kalabaka wurde ausserdem von M. DALLONI[6]) begangen.

Wie schon auf meinen früheren Reisen, hatte ich auch diesmal Gelegenheit, die umfassende Arbeitsleistung von A. PHILIPPSON zu bewundern, der die Gebirgsstruktur der Pindoszone schon im Prinzip erkannt hatte.

Gegenüber der stratigraphischen Gliederung des Olonos-Pindossystems durch A. PHILIPPSON erfolgte ein weiterer Ausbau durch die Erbringung des paläontologischen Nachweises der beiden ober- bezw. mittelkretazischen Foraminiferenhorizonte und das festgestellte Herabreichen der tieferen Olonos-Pindosfazies (Schiefer-Hornsteingruppe) bis zur Oberkante der Mitteltrias.

Leider wurde A. PHILIPPSON von seinen paläontologischen Mitarbeitern im Stich gelassen, denn die von ihm an einigen Stellen des Pindosgebirges angegebenen eozänen Orbitoiden korrespondieren zweifellos mit den Orbitoiden der Oberkreide. Ich war in dieser Hinsicht bessergestellt, als ich mich der Unterstützung von seiten der beiden prominenten Foraminiferenspezialisten Prof. A. SILVESTRI in Mailand und Dr. A. TOBLER in Basel zu erfreuen hatte. Herr Prof. A. SILVESTRI hatte die Freundlichkeit, mein letzthin im Pindos gesammeltes tertiäres Foraminiferenmaterial zu untersuchen, sowie meine Schliffe der kretazischen Foraminiferen durchzusehen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen besten Dank ausspreche. Ebenso ist es mir ein Bedürfnis, hier nochmals des Verdienstes zu gedenken, das sich der verstorbene Dr. A. TOBLER um die palaeontologische Untersuchung der kretazischen Foraminiferen des Pindos erworben hat.

Die weiteren paläontologischen Arbeiten konnte ich in der Geolog.-paläontolog. Anstalt der Universität Basel durchführen. Die

---

[1]) CARL RENZ: Geologische Untersuchungen im ätolischen Pindos. Lit. Nr. 33.

[2]) Literaturzusammenstellung bei A. PHILIPPSON. Lit. Nr. 5, 8, 9.

[3]) Nr. 2—16 des Literaturnachweises.

[4]) Nr. 17—20 des Schriftenverzeichnisses.

[5]) Nr. 1 des Schriftenverzeichnisses.

[6]) Literaturverzeichnis Nr. 37.

mikroskopische Bestimmung meiner im Pindos gesammelten Eruptivgesteine verdanke ich Herrn Prof. M. REINHARD in Basel.

Ich möchte daher auch hier den Herren Prof. A. BUXTORF und Prof. M. REINHARD meinen besten Dank abstatten.

B. Beschreibung des Reiseweges.

I. Das Koziakasgebirge.

1. Von Porta über Dramisi nach Tyrna.

Die tiefeingerissene Querschlucht von Porta bildet eine wichtige Eingangspforte in das Pindosgebirge von der thessalischen Ebene her. Der bisher nur durch einen Reitweg erschlossene Engpass wird gegenwärtig durch eine Strassenanlage auch fahrbar gemacht als Anfangsglied einer durchgehenden Verbindung von Trikkala über Tyrna–Pertúli nach Gardiki und Arta.

Durch die Schlucht von Porta hatte ich zwei Jahre früher den Pindos nach Bereisung des Karavagebietes verlassen, ohne bei dem damals herrschenden Unwetter nähere Beobachtungen machen zu können (Lit. 30 u. 32).

Nördlich der Querschlucht von Porta reckt sich mit schroffen Hängen das Koziakasgebirge empor als östlichster Grenzwall des Pindos gegen die thessalische Ebene.

Das Gestein der Schluchtwände ist ein lichtgrauer Oolithkalk, in dem als sporadische Einstreuung einige gut ausgewitterte Orbitolinen von konischer Form (*Orbitolina conica* ARCH.) beobachtet werden konnten. Diese oolithischen Massenkalke sind daher im wesentlichen kretazisch und es unterliegt keinem Zweifel, dass wir es hier mit einem mächtigen Deckenfragment der Parnass-Kionazone zu tun haben, in der gleichartige oolithische Gesteine in der Kreide ebenfalls eine grosse Rolle spielen.

Am Gebirgsrand ziehen zwischen Porta und Muzáki Faziselemente der osthellenischen Zone entlang, und zwar die Gesteine der Serpentin-Schiefer-Hornsteingruppe (darunter auch Spilite usw.).

Nach der Abzweigung des Tyrnaweges von der Talroute nach Palaeokaryá erscheinen weiter oben am Hang graue, dünngeschichtete Hornsteinkalke, auf deren Schichtflächen Halobien bezw. Daonellen sichtbar werden. Es handelt sich um die typischen karnischen Halobien- und Daonellenschichten der Olonos-Pindoszone. Diese Bildungen sind stark zusammengefaltet und zusammengequetscht. An der Bergspitze darüber ist in diskordanter Auflagerung noch ein Fetzen des grauen Oolithkalkes eingepresst.

Der Weg bleibt weiter steigend in den Gesteinen der Olonos-Pindosfazies (graue, gelb verwitternde Hornsteine, Plattenkalke, rote

Mergelschiefer und zerknitterte, rote, geschieferte Mergelkalke) und wendet sich über einen Bergvorsprung hinüber an den Osthang des Tyrnatales. Trotz starker Verschiebungen und seitlicher Zusammenstauchungen herrscht allgemeines Ostfallen. Die Steilhänge sind mit von oben herabgerollten Blöcken der Oolithkalke übersät.

Am Osthang des Tyrnatales schalten sich zwischen die rote Schiefer-Hornsteinserie des Olonos-Pindossystems plattige Kalklagen mit zwischengelagerten Orbitolinenkalken ein. Letztere sind wie gewöhnlich grau oder rötlich gefärbt, von brecciöser Struktur mit reichlich beigemengten Kieselpartikeln und enthalten neben gut auswitternden Orbitolinen auch Rudistenfragmente. Die Schliffe ergaben gleichfalls gute Bilder (*Orbitolina conica* ARCH.). Die rote orbitolinenführende Gesteinsserie wird von grauen Plattenkalken überlagert und liegt ihrerseits aufgeschoben auf dem fundamentalen Flysch, der hier in durchlaufendem Zuge bei allgemeinem Ostfallen die Längstäler von Tyrna und Perliankon erfüllt.

Der Weiterweg nach Tyrna hält sich meist im Flysch oder an der Grenze der rechter Hand darübergelagerten, vorwiegend kalkigen Olonos-Pindosserie. Im Flysch bei Dramisi ist noch ein Rest von brecciösem Orbitolinenkalk eingequetscht; bei H. Georgios Tyrnis tritt neben gelbem Hornsteinschutt wieder roter Schiefer mit brecciösem Orbitolinenkalk an den Weg heran, abgesehen von herabgerutschten Kalkschollen (obere Plattenkalke) und Oolithkalkblöcken. Zwischen Tyrna und Dramisi liegen auch vereinzelte, runde Rollstücke ophiolithischer Herkunft herum, anscheinend ursprünglicher Flussschotter.

2. Von Tyrna über die Hirtenlager Arvanitis und Jaka auf den Koziakasgipfel Astrapi (1901 m) und zurück.

Die Anstiegsroute zum Koziakasgipfel hält sich bis zur Polymeniquelle im Flysch von Tyrna, der etwa halbwegs mit Kalkschutt und grossen Kalkblöcken überdeckt ist, die augenscheinlich von einem Bergsturz herrühren und zu den Kalken der Parnass-Kionafazies gehören. Hangaufwärts von der Quelle Polymeni ruhen über dem Flysch bei annähernd wagrechter Lagerung die aufgeschobenen Gesteine der Olonos-Pindosfazies, und zwar graue und rosa Plattenkalke bezw. rosa Kalkschiefer, rote Kalkplatten mit roten Hornsteinzwischenlagen und brecciös strukturierten Orbitolinenkalken mit grösseren Hippuritenfragmenten. Dann wendet sich der Weg wieder in den Flysch zurück, der hier dem Gebirgshang entlang eine schmale Vorstufe bildet. Auf der Ostseite wird der Flyschstreifen zunächst von dem Plattenkalk-Hornsteingehänge mit den Orbitolinenkalken flankiert. Die Orbitolinenkalke streichen aber dann direkt in der Richtung auf den Hauptgipfel Astrapi weiter, während sich zwischen ihnen und der Flyschzone nochmals ein Zug der oberen Platten-

kalke einschiebt. Am Westrand der Flyschterrasse falten sich nördlich der Polymeniquelle die gleichen oberen Plattenkalke mit erodierten Kalkküppchen, aber normaler Unterlagerung aus dem Flysch heraus. Beiderseits der schmalen Flyschzone führen die oberen Plattenkalke Hippuritenfragmente nebst Orbitoiden usw.

So geht es weiter über die Quelle Arvanitis bis zum Hirtenlager Jaka am Nordende des hohen Gipfelkammes.

Von Jaka steigt man durch die den Flyschzug im Osten begleitenden oberen Plattenkalke hinauf zu der westlich unter dem Gipfel des Astrapi eingebetteten Hochmulde der Quelle Bakola (Lakka Bakola). Hier streicht, wie schon bemerkt, der Orbitolinenhorizont durch, und zwar in der üblichen Beschaffenheit von grauen bis rötlichen, brecciösen Kalkbänken (mit reichlichen Kieselpartikeln) innerhalb einer Serie von roten bis braungrauen Mergelschiefern und weinroten Plattenkalken mit roten Hornsteinzwischenschaltungen.

In der ganzen Orbitolinenzone des Koziakas lassen sich auf den Gesteinsoberflächen gut angewitterte Individuen beobachten (im Schliff *Orbitolina conica* ARCH.).

Die orbitolinenhaltige Schichtenserie erstreckt sich nordwärts zu einer kleinen Einmuldung zwischen dem Plattenkalkzug unterhalb der Lakka Bakola und dem Hauptgipfelzug (N–S bei Westfallen).

Der Hauptkamm mit dem Kulminationspunkt Astrapi (1901 m) besteht gleichfalls aus den Plattenkalken der oberen Kreide. Am Gipfel stehen rosagetönte Kalkschiefer in Wechsellagerung mit dickeren, lichten, schon ziemlich kristallinen Kalklagen an, die seltene Hippuritenfragmente enthalten. Dazwischen schieben sich auch graue und rote Hornsteinlagen ein, letztere in den hellroten, dünnen Kalklagen. Die Kalke sind bei steilem Westfallen bis senkrechter Aufrichtung (Streichen am Gipfel N–S) meist stark zerknittert und durchädert. Östlich des Höhenzeichens zieht eine dicke Hippuritenkalkbank durch von grobbrecciösem Gefüge mit splitterigen Hornsteinbröckchen. Hierin liegen grössere Fragmente von Hippuriten- und sonstigen Rudistenschalen.

Nach Osten zu fällt der Gipfelkamm zu einer Mulde ab, in deren Grund wieder die Orbitolinengesteine (mit Hippuritenresten) entblösst sind und an deren Ostrand auch die Orbitoidenkalke des Maestrichtiens mit der gewohnten Foraminiferenfauna anstehen (Orbitellen usw.).

Dahinter erheben sich die grauen, massigen Oolithkalke (Pisolithe) der Parnass-Kionafazies, die den ganzen Ostteil des Koziakasgebirges zusammensetzen und sich in der südlichen Verlängerung des Hauptgipfelkammes direkt an dessen Plattenkalkserie anlehnen, um weiterhin die Kammhöhe einzunehmen.

3. Von Tyrna nach Ano-Perliankon.

Von Tyrna führt der Weg am Osthang des Tyrnatales entlang hinauf zu dem Sattelrücken zwischen dem Tyrnatal und dem oberen Pertúlital, und zwar fast ständig im Flysch, der stellenweise von Kalkschutt aus dem oben am Hang entlang ziehenden Plattenkalkzug verhüllt ist. Nur etwas unterhalb des Passes tritt der Pfad auch direkt an diesen Kalk heran. Der Kalk enthält hier grössere Fragmente von Hippuritenschalen nebst Orbitellen usw. Der Flysch zeigt allgemein östliche Fallrichtungen (etwa halbwegs Dorf und Pass bis N 45 West bei 45° Nordostfallen).

Jenseits des Sattels folgt die langgezogene, fast ebene und mit prächtigem Tannenwald bestandene Ursprungsmulde des Pertúlibaches. Bei ständigem östlichem Grundfallen sind hier die Flyschschichten stellenweise auch steil aufgerichtet.

Dann geht es abermals über einen niedrigen Flyschriegel hinüber ins Tal von Perliankon und weiter an dessen östlichem Gehänge. Etwa $^1/_2$ Stunde südlich von Ano-Perliankon enthalten die gewöhnlichen Flyschgesteine eine konkordant zwischengeschaltete, dicke, dunkelgraue, ziemlich grob konglomeratische, bröckelige Einlage mit grossen Nummuliten und Orthophragminen des Lutétiens (Luteziano medio nach A. Silvestri; Lutétien supérieur nach E. Haug), die sich leicht herauslösen lassen, wie *Nummulites laevigatus* Brug.

Im Dorf Ano-Perliankon tritt der obere Kalk mit der Orbitoidenfauna des Maestrichtiens (begleitet von Milioliden) in enger Umgrenzung als Liegendes des Flyschs zutage.

II. Das Tringiagebirge.

Hierzu Textfigur 1.

1. Von Ano-Perliankon über Aiván-Palaeochori zum Hirtenlager Arbiniassa ob Palaeochori.

Von Ano-Perliankon bleibt der Weg zunächst noch im Flysch und übersteigt hierin den Bergvorsprung im Winkel zwischen den Tälern von Perliankon und Palaeochori. Nach der Höhe kommt unter dem Flysch bei östlichem Einfallen der obere Plattenkalk mit den Orbitoidenkalken des Maestrichtiens hervor. Es ist der oberkretazische Plattenkalkzug des Kirvoli, der über der westlichen Flyschlehne des Perliankontales als langgestreckter, ziemlich gleichmässig hoher Kalkrücken aufstrebt (in konkordanter Folge des Flyschs mit Ostfallen) und zur mehrspitzigen Marussa weiterzieht.

Unter den oberen grauen Plattenkalken erscheinen am Weiterweg nach Aiván entlang dem Südhang des Palaeochoritales die tieferen Glieder der Olonos-Pindosserie, und zwar zunächst rosa-

gefärbte Plattenkalke mit roten Hornsteinlagen, die ihrerseits von roten Schiefern und roten bis graugrünen Hornsteinen unterlagert werden. Aus dem roten Hornsteinkomplex wurde eine mergelige Platte mit ausgewitterten Astrorhiziden aufgesammelt, die ich in gleicher Weise schon bei Knisovon (Karavagebiet) und auch im ätolischen Pindos gefunden hatte (Lit. 32, S.143 u. 33, S. 672).

Die Hornsteine erfüllen das Seitental von Aiván bis hinunter zum Haupttal.

Talaufwärts gegen Palaeochori treten im Vorsprung zwischen dem Aivántal und dem Haupttal wieder östlich fallende graue Plattenkalke auf, die sich auch am Nordhang fortsetzen. Darunter folgen die Gesteine des Schiefer-Hornsteinkomplexes. Unterhalb der Terrainstufe von Palaeochori wurden Stücke der obertriadischen, d. h. karnischen Halobien- und Daonellenhornsteine ermittelt (*Halobia radiata* Gemm.). Kurz vor Palaeochori tritt unter dem Hornsteinschutt Flysch zutage.

Die Schuttentwicklung um Palaeochori verhüllt meist den gewachsenen Untergrund und hemmt auch den Einblick in denselben beim Aufstieg zu dem auf einem Bergaltan unter den Wänden der Leordaspitze gelegenen Hirtenlager Arbiniassa. Oben treten rote bis graugrüne bezw. gestreifte Hornsteine und rote Schiefergesteine hervor.

2. Vom Hirtenlager Arbiniassa über Hirtenlager Patir und Quelle Gional auf den Tringiagipfel und zurück.

Die aus den Gesteinen des roten Schiefer-Hornsteinkomplexes bestehende Terrasse von Arbiniassa erstreckt sich in sanftem Anstieg nach Norden und bildet hier in einem breiten Sattel die Wasserscheide und den Übergang zwischen dem Talkessel von Palaeochori und dem Ursprung des Kraniáflusses, der unterhalb des Sattels die Kalke des Tringiakammes in enger Schlucht durchbricht. Die Wasserscheide greift hier somit östlich über die Hauptkammlinie hinaus.

Über den weicheren Gesteinen der Terrasse steigen im Norden des Passübergangs die Steilwände des langgestreckten, nur schwach gegliederten, hohen Tringiakammes auf. Der Kulminationspunkt, d. h. der eigentliche Tringiagipfel, liegt gegen das Nordende des Kalkkammes zu. Südwärts des Hauptgipfels folgt nach einer leichten Einbiegung der etwas niedrigere Gionalgipfel, von dem aus sich der Kamm zuerst allmählich und dann plötzlich zu der tiefen Durchbruchsschlucht des Kraniátales absenkt. Jenseits derselben steigt der Kalkkamm ebenso steil zum Leordagipfel ob Arbiniassa an, dahinter sitzt die charakteristische Butzaspitze dem Kammbogen auf.

Im Süden von Arbiniassa wird der Kalkkamm bis zu dem roten Schiefer-Hornsteinkomplex eingekerbt, ebenso im Norden zwischen dem Tringiakamm und dem Kalkkamm der Baba. Letzterer senkt

sich zum Durchbruch des Palaeochoritales oberhalb der Einmündung des Aivántales, steigt dann wieder zum Kalojerosgipfel an und schliesst sich mit der Kokkinovrysisspitze östlich von der erwähnten Einsattelung (südlich Arbiniassa) zu dem grossartigen Bergkranz zusammen, der den Palaeochorikessel umrahmt (vergl. Kartenskizze, Textfig. 1).

In diesem gewaltigen Bergzirkus treten unter den oberkretazischen Plattenkalken der Kalkkämme die meist roten Gesteine der Schiefer-Hornsteingruppe hervor bis hinunter zu den obertriadischen Daonellen- und Halobienschichten als Umrandung des Flyschfensters von Palaeochori.

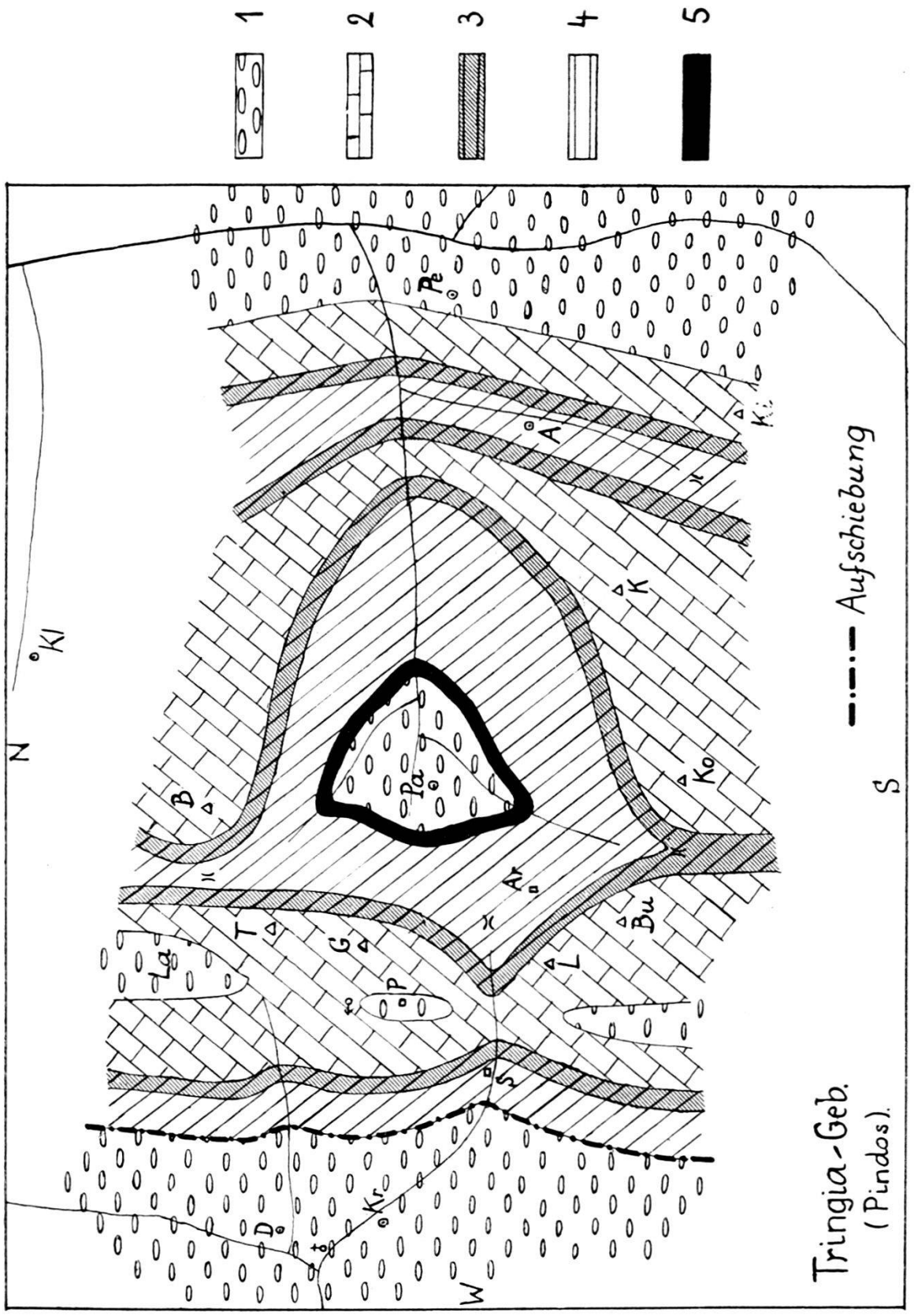
Der eingeschlagene Weg vom Passsattel bei Arbiniassa zum Tringiagipfel steigt am Hang gegen die Gionalspitze an, und zwar zunächst durch die mit Schutt überdeckten Gesteine der Schiefer-Hornsteinserie, die gleichmässig konkordant unter die Kalkwände des Tringiakammes einfallen. In der oberen Grenzregion des Schiefer-Hornsteinkomplexes schalten sich, wie gewohnt, die mittelkretazischen Orbitolinenbänke ein. Dann wendet sich der kaum angedeutete Pfad am Steilhang unter der Kalkmauer gegen die Kraniáschlucht zurück und überquert die hier vom Kraniáfluss durchrissenen Kammkalke hoch oben über dem Durchbruch.

Nach Umgehung des Kalkzuges gewinnt man in nordwestlicher Richtung das Hochtal Patir, in dem der obere Plattenkalk des Tringiakammes konkordant von Flysch eingedeckt wird. Vor der Flyschgrenze enthält der Plattenkalkkomplex Lagen mit Hippuritenfragmenten und reichlichen Foraminiferen des Maestrichtiens vom gewöhnlichen Typus (mit *Orbitella, Calcarina* u. a.).

Der Flysch, der die Hochmulde von Patir erfüllt, entspricht gleichzeitig einer dem Westhang des Tringiakammes aufliegenden, flach eingefalteten Flyschsynklinalen, an deren Westrand wieder der oberkretazische, östlich fallende Plattenkalk heraustritt, ebenfalls mit Rudistenfragmenten, Orbitoiden usw.

In dieser Flyschmulde geht es ziemlich eben weiter in nördlicher Richtung über das Hirtenlager Patir zu der am Westhang des Gionalgipfels entspringenden Quelle gleichen Namens. Von hier folgt man dem Westhang des Tringiakammes weiter nach Norden, und zwar in den unter dem Flysch wieder hervortretenden oberen Plattenkalken (Fallen im Prinzip mit mittlerer Neigung nach Westen; stellenweise infolge der flachen Synklinalbildung auch eben). Der Kalk enthält hier westlich unter dem Tringiagipfel bisweilen schön angewitterte Orbitoiden, sowie die anderen Typen der Foraminiferenfauna des Maestrichtiens (im Schliff *Orbitella, Lepidorbitoides*), wie immer auch im Verein mit Hippuritenfragmenten.

Der auflagernde Flysch ist hier in dem von der Gionalquelle und der Hochfläche Lakkos nach Südwest hinabfallenden Talriss



1. Pindosflysch.
2. Oberkretazische Plattenkalke.
3. Oberste Partie der Schiefer-Hornsteingruppe mit Orbitolinenhorizont.
4. Tieferer Schiefer-Hornsteinkomplex.
5. Karnische Halobien-Daonellenschichten.

D = Dorf Dolianá.
Kr = Dorf Kraniá.
S = Kalyvien Serak.
La = Hochmulde Lakkos.
P = Hirtenlager Patir.
T = Tringia-Gipfel, 2204 m.
G = Gional-Gipfel.
L = Leorda-Gipfel.
Bu = Butza-Spitze.

Ar = Hirtenlager Arbiniassa.
B = Baba-Gipfel.
Pa = Dorf Palaeochori.
Ko = Kokkinovrysis-Gipfel.
K = Kalojeros-Gipfel.
A = Dorf Aiván.
Ki = Kirvoli-Gipfel.
Pe = Dorf Ano-Perliankon.
Kl = Dorf Klinovos.

Fig. 1. Geologisches Kärtchen des Tringiagebirges.

wegerodiert und erscheint erst wieder als Untergrund der letzteren, annähernd ebenen Hochmulde.

Am West- wie Ostrand wird die flache Flyschsynklinale von Lakkos von Plattenkalkzügen flankiert, stets mit Hippuritenfragmenten und Orbitellen etc. Speziell am Ostrand wurden in der nördlichen Verlängerung des Tringiakammes in einem direkt unter dem Flysch liegenden, etwas gröber brecciösen Kalk ausgezeichnet überlieferte Orbitoiden usw. beobachtet, desgleichen auch grössere Hippuritenfragmente (im Schliff *Orbitella*, *Lepidorbitoides*, *Omphalocyclus*, sowie Lithothamnien, Bryozoen und Hippuritenreste). Mancherorts spitzt auch sonst in der Hochmulde selbst noch der tiefere Kalk heraus.

Von der Hochmulde Lakkos geht es auf dem östlichen, d. h. eigentlichen Tringiakamm mit sanftem Anstieg an mehreren tiefen, prächtig ausgebildeten, kreisrunden Dolinen vorbei hinauf zum Kulminationspunkt mit dem Höhenzeichen der Landesvermessung. Direkt nördlich unter dem Gipfel ist noch eine kleine Doline eingesenkt. Aus der Wand einer der nördlicheren Dolinen entspringt eine Quelle, die am Boden des Trichters in einem Saugloch versickert.

Der Tringiagipfel besteht aus grauen und hellroten Plattenkalken bis Kalkschiefern mit Zwischenschaltungen von dickeren, lichtgrauen, ziemlich kristallinen Lagen mit spärlichen Hippuritenfragmenten, letztere besonders deutlich am östlichen Kammabsturz, südlich der Pyramide. Hier wurde auch ein loses Stück mit angewitterten Orbitoiden aufgesammelt. Sonst konnten aber, trotz Verschleifung mehrerer Proben der hippuritenhaltigen Kalkbänke des Gipfels keine weiteren Orbitoiden festgestellt werden. Zuweilen enthalten die dickeren, grauen Kalkbänke der Tringia auch graue, eingewachsene Hornsteinfladen und Hornsteinknauern.

Am Tringiagipfel und überhaupt am ganzen Tringiakamm herrscht bei starken Verfältelungen allgemein westliches Grundfallen. An der Gipfelpyramide selbst infolge der Verfältelungen N 25 W, 45° Ost, aber auch West; südlich der Pyramide in den rosa Plattenkalken auch N 20 Ost, 45° West. Der Tringiagipfelkamm bricht, wie gesagt, nach Osten mit steilen Wänden und Schutthalden zum Talkessel von Palaeochori ab. Unter der oberkretazischen Plattenkalkserie des Kammes mit ihren orbitoiden- und hippuritenhaltigen Lagen streicht hier bei allgemeinem Westfallen konkordant der rote Schiefer-Hornsteinkomplex durch, in seiner oberen Grenzregion mit dem gleichfalls durchlaufenden Orbitolinenhorizont des Cenomans.

3. Vom Hirtenlager Arbiniassa über Kraniá–Livadia Phtyliadia–Velitsaena nach Kótori.

Von dem Sattelübergang bei Arbiniassa folgt der Weg nach Kraniá dem Oberlauf des Kraniáflusses durch die roten bis graugrünen Gesteine der Schiefer-Hornsteingruppe.

Vor der Durchbruchsschlucht durch die Kalke des Tringiakammes streichen im obersten Teil der Schiefer-Hornsteinserie graugrüne, flyschartige Sandsteinbänke mit einer dicken, roten, brecciös-kalkigen Lage durch, in der sich wieder Hippuritenfragmente und Orbitolinen einstellen (Streichen N–S bis N 45 West, Fallen durchschnittlich 45° West). Die Orbitolinen sind im ganzen Tringiagebiet sehr schlecht ausgewittert und nur in seltenen Fällen mit blossem Auge bezw. mit der Lupe zu erkennen (wie am Steilhang unterhalb des Gipfels Gional). Auch sind sie nur spärlich im Gestein verteilt. Es waren ganze Serien von Schliffen erforderlich, bis einwandfrei bestimmbare Exemplare erhalten wurden. In den Orbitolinengesteinen treten hier auch Milioliden auf.

Nach dem Orbitolinenhorizont und seinen Begleitgesteinen folgt am Nordhang des Tales die Durchquerung des synklinalen Zuges der oberen Kalke, die unten in enger Klamm vom Kraniábach durchnagt werden. Der flache synklinale Flyschkern bleibt beiderseits hoch oben auf der Höhe.

Im oberen Teil der Plattenkalkserie, die gleichfalls Bänke mit Orbitoiden usw. nebst Rudistenfragmenten enthält, schalten sich auch schwarze Hornsteinlagen und Kalkschiefer ein.

Nach der Durchbruchsschlucht durch die Synklinale der oberkretazischen Kalke des Tringiazuges treten bei den Kalyvien Serak wieder rote Schiefer, dünne Kalkplatten und flyschartige Sandsteinbänke mit Lagen vom Habitus der Orbitolinengesteine unter dem Kalk heraus, und zwar mit entgegengesetztem Einfallen. Sie werden ihrerseits durch die rote Hornsteinserie unterlagert. Dann gelangt man durch mächtige Schuttablagerungen unmittelbar in Flysch, der bis Kraniá und weiterhin anhält.

Von Kraniá geht es im Flysch hinunter zum Zusammenfluss des Kraniá- und Dolianabaches und am Nordhang des Tales weiter zu einem grösseren Seitenriss östlich Velitsaena. Hier falten sich bei Livadia Phtyliadia, infolge nordwärts gerichteter Achsensenkung ausgespitzt, wieder die oberen Kreidekalke heraus, nämlich graue Kalkschiefer, Plattenkalke mit schwarzen Hornsteinlagen, Orbitoidenkalke (*Orbitella* usw.) mit Rudistenfragmenten und rosa getönte Plattenkalke. Sie wachsen mit ansteigender Faltenachse jenseits des Haupttales an und entwickeln sich zum Kalkzug des Avgó.

Der Flysch auf den Höhen nördlich Phtyliadia zeigt allgemein flaches Ostfallen, desgleichen auf der Flyschrippe zwischen Phty-

liadia und dem parallelen Seitental von Velitsaena (N. 45 West bei Nordostfallen).

Von Velitsaena überquert der Weg den in den Winkel zwischen dem Kraniátal und dem Aspropotamostal vorspringenden Bergsporn und wendet sich hinüber auf den Osthang des letzteren Tales. Am Hang über der Einmündung des Kraniátales in den Aspros finden sich im Flysch dunkelgraugrüne, feiner brecciöse, glimmerhaltige, kalkig-sandige Zwischenlagen mit Nummuliten, Orthophragminen, Alveolinen usw., die nach A. SILVESTRI auf Grund meiner Schliffe ins Obereozän oder, genauer gesagt, ins untere Ludien gehören. Die gleichen foraminiferenhaltigen Zwischenlagen erscheinen nochmals weiter nördlich am Osthang des Aspropotamostales, etwa halbwegs zwischen dem ersteren Vorkommen und Kótori (hier mit Operculinen, und zwar mit Formen des Ludiens, sowie mit eingeschwemmten Orthophragminen, Alveolinen und Bryozoen).

Auf der Strecke zwischen dem Foraminiferenlager und Kótori treten im Flysch auch rötliche Gesteinsvarietäten auf, so besonders vor Kótori im Liegenden graugrüner Sandsteinbänke (N 45 West, ca. 35° Nordostfallen bei grossartigen Faltungen oberhalb Kótori).

III. Der Peristeri-Kakarditsazug.

Hierzu Textfiguren 2, 3 und 4.

1. Von Kótori über Lepenitza nach Chaliki.

Ab Kótori hält noch der graugrüne Sandsteinflysch und grauer Flyschschiefer bis hinunter zum Aspropotamos an. Hier kommen unter dem Flysch bei konkordanter Lagerung die oberen Kreidekalke hervor mit den Orbitoidenlagen, in denen *Orbitella* und *Siderolites* zu erkennen waren (in der Grenzzone N 45 West, anfangs flacher und vor Kótori steil NO; infolge von Schichtenwindungen im Flysch stellenweise bis Nordfallen). Der sich aus dem Flysch herausfaltende oberkretazische Kalk wird hier vom Asprosfluss schräg durchschnitten (Streichen N 45 West, Fallen mit mittlerer Neigung nach Nordost).

Flussaufwärts treten bei ständigem Nordostfallen unter der oberkretazischen Plattenkalkserie die konkordant folgenden Felsarten der nächst tieferen Schiefer-Hornsteingruppe heraus mit dem in ihrer Oberregion durchlaufenden Orbitolinenhorizont. Der Weg begleitet meist die am Osthang des Asprostales entlang streichende Orbitolinenzone bis zur Einmündung des Lepenitzabaches in den Aspropotamos. In diesem Band wurden allerorts zumeist glänzend angewitterte, spitzkonische Orbitolinen nebst Rudistenresten beobachtet (im Schliff *Orbitolina conica* ARCH.). Die vorherrschend grauen Orbitolinengesteine sind hier in der Regel etwas dichter.

Das bei der Einmündung eines westlichen Seitentales erbaute alte Kloster Panagia bleibt links unterhalb der Route.

Dem Lepenitzabach entlang wendet sich der Weg talaufwärts wieder in den über dem Schiefer-Hornsteinkomplex liegenden östlichen Plattenkalkzug zurück, der unmittelbar vor der Häusergruppe von Lepenitza vom Flysch regelmässig eingedeckt wird. Der vom Lepenitzabach quer durchbrochene oberkretazische Plattenkalkzug führt auch hier in der Nähe der Flyschüberlagerung Rudistenfragmente und die üblichen Orbitoiden mit der sonstigen Foraminiferenfauna des Maestrichtiens. Ein Schliff von hier enthielt *Orbitella apiculata* SCHLUMBERGER und *Omphalocyclus spec.*

Der Flysch von Lepenitza bildet den Westrand des weiten Flyschgebietes von Kótori–Dokimi.

Von der Einmündung des Lepenitzabaches ab herrschen bis Chaliki die gleichen Verhältnisse. Der Aspros durchfliesst hier einen Streifen der Schiefer-Hornsteinformation, die am östlichen Talhang etwas oberhalb des Orbitolinenhorizontes von dem oberkretazischen Plattenkalkzug überlagert wird. Die gleichen Plattenkalke bilden die westliche Tallehne. Etwas unterhalb Chaliki schneidet der Fluss diesen hier nach Osten über die Talsohle übergreifenden Kalk an.

Bei Chaliki stehen unten im Talgrund Orbitolinenkalkbänke mit deutlich angewitterten Orbitolinen an.

Das vom oberen Aspros durchströmte Schiefer-Hornsteinband wird daher entlang seiner Grenzen gegen die es beiderseits flankierenden oberkretazischen Plattenkalkzüge von je einem Streifen der Orbitolinenkalke durchzogen und bildet somit den Kern einer schiefgelegten, westwärts geneigten Falte, die vom Fluss entlang ihrer Achsenrichtung aufgebrochen wurde.

Bei Chaliki bildet sich der Aspros aus der Vereinigung von zwei etwa gleichstarken Quellbächen. Der westliche, vom Peristeri herunterkommende Ast mündet mit rechtwinkeligem Knie in den den südlichen Hauptstamm geradlinig nach Norden fortsetzenden Zweig, der aus mehreren, sich oberhalb Chaliki sammelnden Zuflüssen entsteht. Ihr Ursprung liegt an der Dokimi, am Chotscha Mandrapass und einem westlicheren Pass. Trotzdem verdient der westliche Zufluss, da er den längeren Lauf aufweist, den Vorzug als Hauptquellbach des Aspropotamos zu gelten. Die Asprosquellen entspringen somit in der Hochmulde unter dem Peristerigipfel.

2. Von Chaliki auf den Peristerigipfel und zurück.

Zur Besteigung des Peristerigipfels folgen wir zunächst dem aus seiner Gipfelregion herabkommenden Haupttal, das den den Aspros auf seiner Westseite begleitenden Zug der oberen Kreidekalke quer durchschneidet. Die Plattenkalke, die hier in der Querschlucht

ausserordentlich verfältelt sind, streben nach Süden steil zur Muta- und der noch südlicheren, höheren Budaïspitze auf.

Nach dem Durchbruch treten bei nordöstlichem Fallen der ganzen Schichtenfolge wieder die tieferen, meist roten Gesteine der Schiefer-Hornsteingruppe heraus, die wie immer in ihrer Oberpartie auch hier die zwischengeschalteten, meist grauen Orbitolinenkalkbänke von der gewöhnlichen, feinbrecciösen Ausbildung enthalten (Streichen bei der Lokalität Kranes N 45 West, Fallen 45° und steiler nach Nordost).

Besonders schöne Orbitolinen *(Orbitolina conica* ARCH.) fanden sich beim Sattel westlich unterhalb der stolzen Budaïspitze, deren höhere oberkretazische Plattenkalke besonders intensiv zusammengefältelt sind.

Von Kranes geht es am nördlichen Rand des Tales hinauf zur Quelle Chrysari, und zwar meist durch Flusschotter, unter dem stellenweise auch grauer Plattenkalk oder hellroter Plattenkalk mit rotem Hornstein ansteht. Der Schutt hält noch an bis zu der über der Quelle Chrysari liegenden untersten Mandra (Hirtenhütte).

Dann ist eine breite Barriere zusammengefalteter Plattenkalke (auch mit dickeren Lagen) zu überwinden, die teils flach gelagert, teils senkrecht gestellt sind und den Osthang des Peristerizuges wie gepanzert erscheinen lassen (nördlich der Quelle Chrysari N 45 West, 45° NO, weiter oben vor Paliomandra flache Lagerung). Dazwischen liegen terrassenartig übereinander angeordnet kleinere, ebene Lakkas (Karstwannen), deren trennende, durch Verkarstung zerrissene Kalkstufen sich dem Aufstieg höchst hemmend entgegenstellen. Nach dem Hirtenlager Paliomandra, das in einer grösseren Lakka innerhalb der breiten Kalkbarre liegt, herrscht z. T. auch westliches Fallen, dann fast senkrechtes Ostfallen bei N 30 W.

Nach Übersteigung der Plattenkalkzone erreicht man die Mandra Verlinga, die in einer weiten, ebenen Hochmulde liegt.

Zwischen der Chrysariquelle und Paliomandra, sowie zwischen diesem Hirtenlager und der Mandra Verlinga wurden mehrfach Lagen mit z. T. grösseren Hippuritenfragmenten und angewitterten Orbitoiden des Maestrichtiens beobachtet.

Von der Lakka Verlinga gelangt man über eine mässig hohe Plattenkalkstufe, die der junge Aspros in einer kurzen Klamm mit Wasserfällen durchbricht, hinauf zur trogförmigen Ursprungsmulde des Aspros mit den Asprosquellen.

Nördlich der Mulde steigt direkt der Peristerigipfel auf; nach Süden zu schliesst sich nach einer niedrigen Bodenwelle ein rings umschlossenes Polje mit der Karveluquelle an, die in einer Katavothra versickert. Auch der sich in der Quellmulde unter dem Peristeri bildende kleine Bach gelangt nicht oberirdisch über den Kalkgürtel unter Verlinga hinweg.

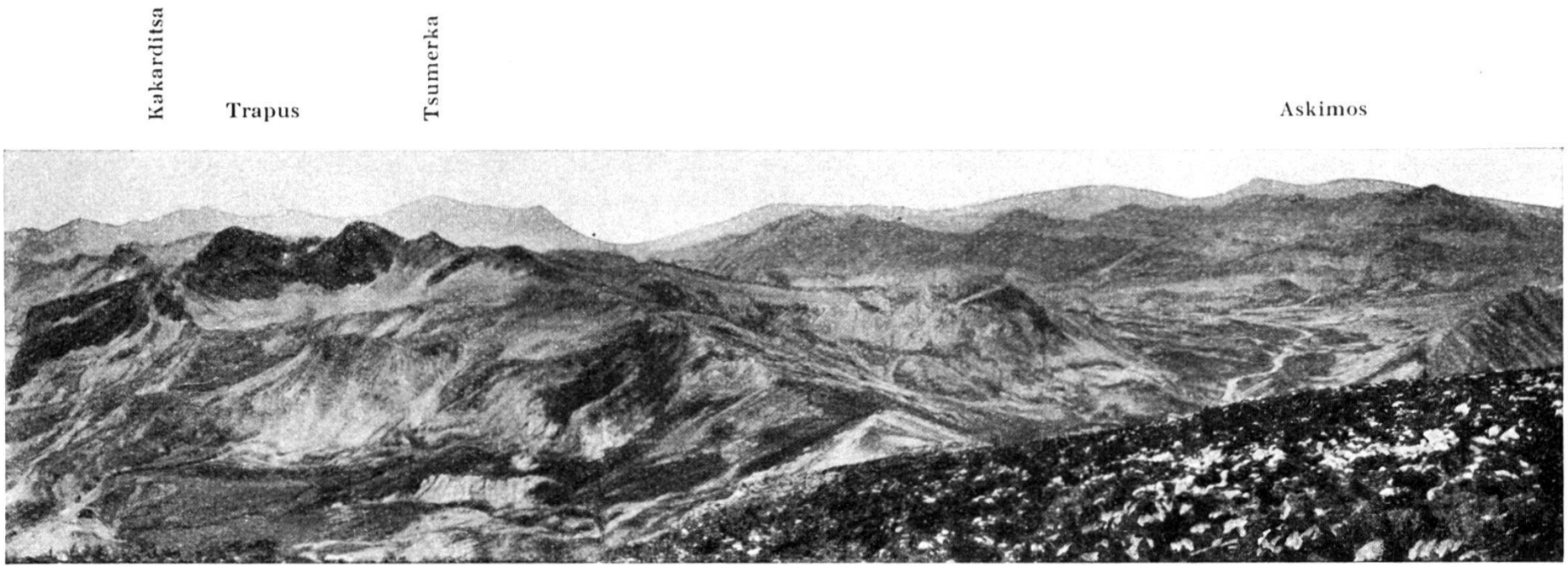


Fig. 2. Panorama vom Peristerigipfel gegen Süden.

Südlich bezw. südwestlich des Karvelu-Poljes steigen die beiden Trapusgipfel (Mikro- und Megalo-Trapus) auf; sie bleiben an Höhe nur wenig hinter dem Peristerigipfel zurück.

Diese Quellmulden des Aspros sind bis zu den unter den grauen Plattenkalken liegenden rötlichen Schichten eingetieft, d. h. den roten und grauen Plattenkalken mit rotem Hornstein, sowie roten Mergeln und Mergelschiefern. Vor dem Asprosdurchbruch durch die Kalkstufe wurde N-S-Streichen bei 60° Westfallen gemessen. Hier schiebt sich auch eine graue, kieselhaltige Bank vom Habitus der Orbitolinenbänke ein, desgl. im Karvelu-Polje (hier mit Rudistenresten).

Von den Asprosquellen steigt man in den gleichen, meist hellroten Gesteinen oder über Matten hinauf zu dem hohen Sattel zwischen Peristeri und Megalo-Trapus, der alten griechisch-türkischen Grenze mit einem verfallenen Wachhaus südlich des Peristerigipfels. Am Sattel wechseln rote Kalkmergel mit rosa und seltener grau getönten Plattenkalken bezw. rotem Hornstein. Streichen N-S bei starken Schichtenbiegungen.

Vom Sattel erreicht man entlang der Kammlinie in kurzem, nicht besonders steilem Anstieg den Gipfelpunkt des Peristeri, und zwar zunächst über die den überwiegend roten Schichten aufliegenden höheren, grauen Plattenkalke. Etwa halbwegs zwischen Sattel und Gipfel stellen sich auch harte, lichtgraue Bänke mit Hippuritenfragmenten ein. Teils hierin, teils in grauen, dichten Plattenkalken gelangt man vollends zum Kulminationspunkt, in dessen Kalken sich gleichfalls spärlich verteilte Hippuritenreste fanden. Am Gipfel Streichen etwa N 20 West.

Die Gipfelkalke des Peristeri sind bis hinunter zur Asprosquellmulde in ausserordentlichem Masse mäanderartig zusammengefaltet, infolge dessen wechselt West- mit Ostfallen. Überall bemerkt man in den Kalk- und Hornsteinzügen des Peristerigebietes auch starke seitliche Zusammenstauchungen.

Der Peristerigipfel bricht mit annähernd senkrechter Steilwand nach Norden ab; nach Südosten ist der Abfall des Steilhanges gegen die Asprosquellen gemässigter. Die beiden Trapusgipfel wenden ihren Steilabsturz gleichfalls nach Norden (anscheinend unter Mitwirkung von untergeordneteren Querverwerfungen).

Wie die frischen Bruchstellen zeigen, erniedrigt sich der Peristeri immer mehr. Erst kürzlich muss noch ein grösserer Teil der vordersten Bergnase heruntergebrochen sein, so dass bei weiteren Abrutschungen der Kulminationspunkt des Peristeristockes wohl im Laufe der Zeiten an die südlicheren Trapusgipfel übergehen wird.

In den Gipfelkalken und Steilhängen des Megalo- und Mikro-Trapus treten ebenfalls z. T. auch grössere Fragmente von Hippuritenschalen auf, so dass auch diese beiden Hochgipfel aus den gleichen oberkretazischen Plattenkalken wie der Peristerigipfel bestehen.

Trotz der lithologischen Übereinstimmung mit den Orbitoidenkalken des Maestrichtiens und der Herstellung zahlreicher Schliffe konnten in den hippuritenhaltigen Bänken des Peristerigipfels keine deutlichen Foraminiferen erkannt werden; es hängt dies wohl weniger mit dem Fehlen dieser Foraminiferen, als mit der schon recht kristallinen Beschaffenheit der Kalke zusammen. Nur halbwegs zwischen dem Diaselo (Wachhaus) und dem Gipfelpunkt des Peristeri, sowie am Trapus (Nordwestwand des Mikro-Trapus) konnten ganz vereinzelt angewitterte Orbitoiden beobachtet werden.

Obwohl die Plattenkalke, ebenso wie die tieferen Hornsteinzonen, bei starken seitlichen Zusammenstauchungen äusserst intensiv verfältelt sind, bilden sie im ganzen genommen doch eine zusammenhängende Decke der oberen Kalke mit sich dazwischen antiklinal herausfaltenden Hornsteinzügen, die vom Osthang des Aspropotamostales bis zum Westabbruch des Askimoszuges (Prosgoligebirge) reicht. Am westlichen Stirnband ist die ganze konkordant liegende Gesteinsserie mit den basalen obertriadischen Halobien- und Daonellenschichten bezw. Diploporenkalken auf den ionischen Flysch aufgeschoben (vergl. Profil Textfig. 3).

3. Von Chaliki über den Chotscha Mandrapass nach Anilion tu Metsovon.

Der Weg hält sich talaufwärts in den Felsarten der Schiefer-Hornsteingruppe, die sich gleichlaufend mit der Grundrichtung des Asprostales zu einem Joch westlich des Chotscha Mandrapasses hinaufschwingen.

Nach dem Abbiegen in das östliche Seitental werden die dem Osthang des Asprostales folgenden Orbitolinenbänke (auch hier mit Rudistenresten) und der über der Schiefer-Hornsteingruppe liegende Plattenkalk überschritten. Es ist der Plattenkalkzug, der zwischen Kótori und Aspros, sowie zwischen Aspros und Lepenitza schon mehrfach durchquert wurde. Über diesen Plattenkalken folgt mit regulärer östlicher Eindeckung der Flysch der Dokimi.

In den oberen Lagen der Plattenkalke gegen die Flyschgrenze fanden sich Hippuritenreste und reichliche Orbitoiden usw. der Maestrichtienfauna. Auch der Flysch enthält hier bis zu dem östlich von der Kalk-Flyschgrenze im Flysch eingetieften Chotscha Mandrapass an mehreren Stellen Foraminiferen. In den tieferen Flyschpartien zwischen dem Pass und dem liegenden Kalkzug fanden sich in einer dunkelgraugrünen, polygenen Breccienlage (mit Ophiolith- und Glaukonittrümmern) von psammitischem Aussehen *Nummulites*, *Orthophragmina*, *Alveolina*, *Gypsina*, *Lithothamnium* und *Hydrozoa*, die von A. Silvestri ins Obereozän oder genauer ins untere Ludien gestellt werden.

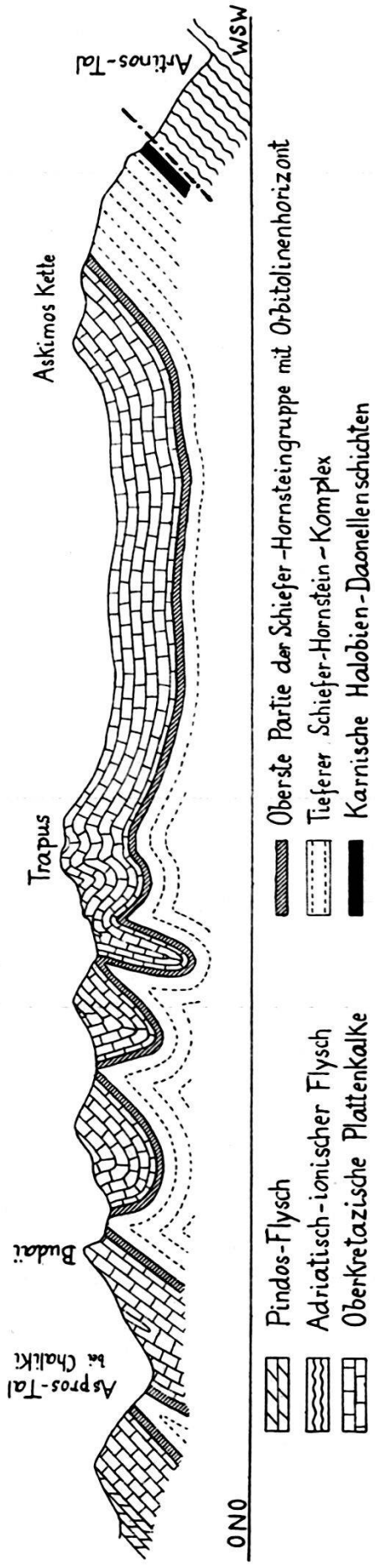


Fig. 3. Profil durch das Peristerigebirge vom oberen Asprostal bei Chaliki bis zum Kakavarhema bei Lokánista über dem Artinostal.

Im Passeinschnitt selbst schalten sich im höheren Flysch des westlichen Hanges dunkelgraue, mürbe, leicht zerbröckelnde, kalkig-mergelige, feinbrecciöse Sandsteinbänke ein mit reichlichen, sich leicht herauslösenden Foraminiferen.

Es handelt sich nach A. Silvestri auf Grund meiner Schliffe vorzugsweise um Orthophragminen des Oligozäns, die von Nummuliten, Alveolinen, Gypsinen, Rotalien, Rupertien, Hydrozoen, Algen und Korallenresten begleitet werden. Unter den isolierten Orthophragminen befand sich *Orthophragmina stellata* Arch. (Streichen der Foraminiferenbänke N 45 West, 50° NO; am gegenüberliegenden Passhang Streichen N 60 West, steil West).

Jenseits des Passes geht es im Flysch nach Norden hinab zum Hirtenlager Gurimari, wobei stellenweise die gleichen oligozänen Foraminiferengesteine mit Orthophragminen, Nummuliten u. a. wieder berührt werden.

Talabwärts von Gurimari streift der Weg nochmals den Ostrand der liegenden Kalke des westlichen Plattenkalkzuges, die auch hier Hippuritenfragmente, Orbitoiden usw. enthalten. Nachher bleibt der Weg im Flysch bis Anilion tu Metsovon, der südlichen Häusergruppe der am jenseitigen Hang des Metsovitikostales liegenden grösseren Ortschaft Metsovon. Vor Anilion fanden sich im Flysch noch dunkelgraugrüne, feinbrecciöse Zwischenlagen mit kleinen Nummuliten, die nach A. Silvestri ins Unteroligozän gehören, wobei zu bemerken ist, dass Silvestri das Ludien bereits dem Oligozän zuzählt. Das dunkelgraugrüne,

polygene, brecciöse Nummulitengestein enthält auch hier Ophiolithkörner.

Von der Talvereinigung unterhalb Gurimari bis hierher herrschte vielfach graugrüner, dickgebankter Sandsteinflysch mit Zwischenmergeln und Schiefereinschaltungen; bei Anilion treten darunter auch dunkelgraublaue und rote Mergelschiefer bei allgemeinem Nordostfallen der Flyschgesteine hervor.

4. Von Anilion tu Metsovon über Dervendista (Anthochorion) nach Prosgoli (Megalo-Peristerion).

Von Anilion wenden wir uns zur Umgehung des Peristerimassivs an seinem Nord- und Westhang westwärts und erreichen im Flysch den Talgrund des Metsovitikosflusses bei der Einmündung des von Süden, vom Chotscha Mandrapass herabkommenden Seitentales. Jenseits dieses Seitenbaches folgt der Pfad zunächst dem Südufer des Metsovitikos und steigt dann ständig im Flysch an seinem südlichen Talhang hinauf nach Dervendista (Anthochorion). Dabei wird westlich des vom Chotscha Mandrapass herabfallenden Seitentales viel Kalk- und Hornsteingeschiebe, das von den Kalk-Hornsteinzügen westlich des Chotscha Mandrapasses herrührt, überquert. Hier kommt ein zweites Seitental von dem in dem verlängerten Hornsteinzug des oberen Asprostales eingekerbten Hochjoch herab und gewährt einen Einblick in die Schichtenfolge. Die Verhältnisse sind die gleichen wie auf der Südseite des Kammes. Der Hornsteinzug bildet eine zusammengepresste, schiefgelegte und östlich geneigte antiklinale Aufwölbung als Kern der beiden oberen Plattenkalkzüge, wobei der westlichere Zug den Budaïzug bei Chaliki fortsetzt.

Bei starken seitlichen Zusammenstauchungen innerhalb der Kalk- und Hornsteinbänder lässt sich aber deutlich eine Achsenabsenkung der Falten nach Norden erkennen, wodurch dieselben unter dem Flysch verschwinden.

Nördlich vom Metsovitikostal besteht das ganze Bergland, soweit man blicken kann, aus Flysch mit allgemeinem mittlerem Nordostfallen.

Unterhalb Dervendista (Anthochorion) fanden sich bereits lose brecciöse Kalkbrocken mit Orbitoiden *(Orbitella, Siderolites)*.

Oberhalb des Dorfes erstreckt sich der Flysch in einer Einbuchtung zwischen den beiderseitigen liegenden Kalken weiter südwärts und bildet hier augenscheinlich den Kern der hier synklinal gefalteten Plattenkalke, doch sind auch Abbrüche wahrnehmbar. Gegen die Flyschgrenzen enthalten die oberen Plattenkalke überall in der Umgebung von Dervendista (Anthochorion) die Foraminiferenfaunen des Maestrichtiens, so z. B. oberhalb Anthochorion mit *Omphalocyclus, Calcarina, Siderolites, Orbitella, Lepidorbitoides, Pentellina*, begleitet von Hippuritenfragmenten und Spongienresten.

Die Hornsteinzone westlich Chaliki und des Budaïzuges tritt hier infolge der nördlichen Achsenneigung der Plattenkalkfalten nicht mehr hervor.

Westlich Dervendista (Anthochorion) tritt der Weiterweg nach Prosgoli (Peristerion) aus dem Flysch in den konkordant unterlagernden Kalk des sich westlich der Flyschsynklinalen wieder hervorhebenden Plattenkalkschenkels ein. Der Kalk führt auch hier Orbitoiden *(Orbitella, Lepidorbitoides)* und Rudistenreste.

Die Kalkfalten halten bei allgemeinem Ost- bezw. Nordostfallen an bis zu der grossen Langada (Talschlucht) bei H. Paraskevi vor Mikro-Prosgoli (Mikro-Peristerion, nordöstliche Häusergruppe). Stellenweise wurden auf dieser Strecke auch noch überlagernde Flyschreste angetroffen, vor deren Beginn der Kalk jedesmal Orbitoiden usw. führt.

In der Langada von H. Paraskevi tritt bei flach östlichem bezw. nordöstlichem Einfallen unter dem oberkretazischen Plattenkalk wieder die nächst ältere Gesteinsfolge der roten Schiefer-Hornsteingruppe hervor, in deren Oberregion die grauen, feinbrecciösen Orbitolinenkalkbänke des Cenomans mit schön angewitterten Orbitolinen (*Orbitolina conica* Arch.) durchziehen.

Die Orbitolinenbänke streichen mit der roten Schiefer-Hornsteingruppe dem Ostrand der Talschlucht und dem Berghang entlang weiter, wobei sie sich oberhalb von Mikro-Peristerion (nordöstliche Häusergruppe) halten. Diese Gesteinsserie bildet bei H. Paraskevi das Stirnband der Überschiebung. Darunter liegt bei starker Schuttentwicklung bereits ionischer Flysch, der hier in verschiedenen Proben eines grauen, fein- bis mittelkörnigen, mergeligen Kalksandsteins Angehörige der Foraminiferengeschlechter *Nummulites, Alveolina, Flosculina, Orthophragmina, Operculina, Gypsina* (häufig), *Chapmania* (häufig), *Nodosaria, Rotalia, Triloculina, Lituonella, Textularia, Globigerina*, sowie Lithothamnien, Bryozoen und Hydrozoen führt. Nach A. Silvestri gehören diese Foraminiferenfaunen dem Oligozän an.

Im Schutt mit grossen Kalkblöcken geht es jenseits der Langada hinauf nach der Häusergruppe Mikro-Peristerion.

Das Hauptmaterial der Schutthalde ist ein lichtgrauer, ziemlich kristalliner Kalk vom äusserlichen Habitus des ionischen Dachsteinkalkes (Pantokratorkalk). Oben bei Mikro-Peristerion steht der Kalk selbst an. Von fossilen Resten wurde darin neben Brachipodendurchschnitten und schlecht erhaltenen, fragmentären Korallen nichts anderes beobachtet als Diploporiden, deren Struktur aber bei der schon recht kristallinen Beschaffenheit des Gesteins auch im Dünnschliff nicht zu erkennen ist.

Die Gemeinde Peristerion (früher Prosgoli) verteilt sich auf mehrere, weit auseinanderliegende Häusergruppen. Die nordöstliche Siedelung Mikro-Peristerion liegt bei einer Kephalovrysis (Haupt-

quelle) oberhalb H. Paraskevi, mehrere Kilometer südwestlich folgt am Hang in einer direkt vom Peristeri herabkommenden Talschlucht eine mittlere Kolonie gleichfalls mit Namen Mikro-Peristerion und wiederum mindestens 1 Stunde weiter am Gebirgshang breitet sich auf einer Terrasse das seinerseits noch in mehrere Weiler gespaltene Hauptdorf Megalo-Peristerion aus.

In dem Einriss oberhalb Mikro-Peristerion (Norddorf) entspringt die mächtige Kephalovrysis. Jenseits des schutterfüllten Einrisses lagert über der Kephalovrysis wieder der massige Triaskalk. Hangabwärts des Kalkes sind unter einem Gewirr von Kalkfragmenten und Kalkblöcken Augitandesite und rote Schiefergesteine, anscheinend Flysch, entblösst. Auf Grund meiner Proben handelt es sich nach einer freundlichen Bestimmung von Herrn Prof. M. Reinhard um ganz frische Augitandesite, sowie um Augitandesite mit Mandelsteinstruktur. Das letztere ist ein blasiges, schlackiges Gestein, dessen Hohlräume mit Calcit ausgefüllt sind. Diese jüngeren Eruptivgesteine durchsetzen jedenfalls den überfahrenen basalen Flysch.

Beim Weiterweg nach dem mittleren Dorfteil gelangt man wieder in die Bildungen der Hornsteingruppe, die den Hang über den triadischen Massenkalken bilden, um dann in das Tal von Mikro-Peristerion (Süddorf) einzubiegen.

Die Prespektive dieser Talschlucht schliesst mit dem Peristerigipfel im Hintergrund ab. Die Schiefer-Hornsteinzone mit den Orbitolinenbänken in ihrer Oberpartie begleitet die Hänge dieser Talschlucht bis zum Sockel der aus den oberkretazischen Plattenkalken bestehenden Gipfelpyramide des Peristeri. Weiter hinten im Talgrund scheint der Fernsicht nach auch das basale Flyschsubstrat entblösst zu sein; beim Dorf selbst wird der Einblick in die Schichtenstruktur durch ein Übermass von z. T. fest verbackenem Schutt verhüllt.

Der jenseitige schroffe Steilhang besteht wieder aus den massigen Triaskalken mit Diploporiden, die die breite verkarstete Rippe zwischen der Talschlucht von Mikro-Peristerion (Süddorf) und der Terrasse von Megalo-Peristerion bilden. Vor dem Abstieg zu der letzteren, mit Schutt bedeckten Terrainstufe bemerkt man eine Einschuppung des graugrün-roten Hornsteins des östlichen höheren Hanges in den Diploporidenkalk.

An seiner Westgrenze ist der Diploporenkalk nicht als Stirnglied direkt auf den Flysch des Vorlandes aufgeschoben, sondern es lagert sich hier noch eine wohl mitgeschleppte, schmale Plattenkalkscholle vor. Da ich die plattigen Schichten nur aus der Ferne gesehen habe, konnte ich nicht entscheiden, ob es sich hierbei um die oberkretazischen Plattenkalke oder um die Daonellenfazies handelt.

Im Schutt bei Megalo-Peristerion fanden sich auch Brocken von Orbitolinen- und Orbitoidenkalken, deren anstehende Züge

am westlichen Hang und Kamm des Askimoszuges über dem tieferen Horsteinkomplex entlang streichen.

Die oberkretazischen Plattenkalke und Orbitoidenkalke des Maestrichtiens steigen dann bei nordöstlichem Schichtenfall zu dem etwas südlicher gelegenen Kulminationspunkt des Kammes, dem Askimosgipfel, an. Das Band der tieferen Schiefer-Hornsteine und Orbitolinenbänke verschwindet ausgespitzt am Westhang des Askimosgipfels unter dessen hier mehr westwärts vorgetriebenen oberkretazischen Plattenkalken.

Oberhalb Megalo-Peristerion wurden in dem mächtigen Schuttfeld auch nochmals Brocken von Augitandesit beobachtet.

Es ist natürlich unmöglich, die ganze Situation mit allen Einzelerscheinungen beim raschen Vorbeistreifen restlos aufzuklären, zumal der Mangel einer auch nur einigermassen brauchbaren topographischen Unterlage sich in diesem wilden, unwegsamen und von tiefen Erosionsschluchten durchfurchten Gelände besonders empfindlich geltend macht.

Soviel ist mir jedoch klar geworden, dass die massigen, lichtgrauen Diploporidenkalke trotz ihrem auffallend ähnlichen Habitus nicht mit den ionischen Dachsteinkalken (Pantokratorkalken) identifiziert werden können. Es handelt sich jedenfalls um Kalkmassen, die noch unter den obertriadischen Halobien- und Daonellenschichten liegen, d. h. um mitteltriadische Diploporenkalke und um Äquivalente der Diploporenkalke, die ich auch auf der Insel Rhodos (Rodi, Dodekanes) unter der dortigen Halobien- und Daonellenfazies der Olonos-Pindoszone festgestellt hatte.[1]) Es sind die bis jetzt ältesten Bildungen in dem überschobenen Schichtensystem der Olonos-Pindosfazies. Hierzu gehören auch die gleichen, ebenfalls diploporidenhaltigen Kalke bei Sovolaku und H. Vlasios am westlichen Ausstrich der Kutupaschuppe im aetolischen Pindos, die hier unter gleichartigen Verhältnissen an der Basis des überschobenen Olonos-Pindossystems unter den Halobien- und Daonellenschichten hervortreten und die ich seinerzeit mit den ionischen Dachsteinkalken (Pantokratorkalken) verglichen hatte.[2]) Bei den Kalkalgen derselben Kalkentwicklung des Kutupagebietes konnte in Anbetracht ihrer Kristallinität auch nicht einwandfrei festgestellt werden, ob Diploporen oder die Gyroporellen des ionischen Dachsteinkalkes vorliegen; erst die neuen Funde auf Rhodos erlauben, durch Analogieschlüsse auf Diploporen und Mitteltrias zu schliessen.

Im Olonosgebirge (Westpeloponnes) stehen in gleicher Stellung oberhalb Prostowitza auch graue Dolomite an.

---

[1]) CARL RENZ: Geologische Untersuchungen auf den Inseln Cypern und Rhodos. Praktika de l'Acad. d'Athènes 1929, Bd. 4, S. 310 und 313.

[2]) CARL RENZ: Geologische Untersuchungen im aetolischen Pindos. Lit. Nr. 33, S. 669 und 670.

Es steht zu erwarten, dass in der Talschlucht oberhalb des mittleren Peristeriondorfes (Mikro-Peristerion) bei der hier regelmässigeren Schichtenfolge auch noch die karnischen Halobien- und Daonellenschichten ermittelt werden, die wohl nur infolge der starken Verschuppung entlang dem zurückgelegten Weg nicht angetroffen wurden.

5. Von Megalo-Prosgoli (Megalo-Peristerion) über Gótista nach Krapsi.

Durch den Schutt der Terrasse von Megalo-Peristerion geht es über einige Einrisse hinweg hinab zu einer grossen, vom Askimos herabkommenden Talschlucht. Unten im Talgrund sind rote Kalkschiefer und Hornsteine aufgeschlossen, die weiter talabwärts auf Flysch aufgeschoben sind. Am jenseitigen Hang ersteigt der Weg einen auf der Bergrippe zwischen der grossen Schlucht von Megalo-Peristerion und dem Tal von Gótista eingekerbten Sattel, und zwar zuerst im Kalkschutt, dann im fundamentalen Flysch. Der Sattel ist bis zum Flysch eingetieft. Auf der Ostseite des Sattels wird der Flysch von den hier weiter vorgeschobenen oberkretazischen Plattenkalken des Askimoszuges überdeckt, in deren Fortsetzung am gegenüberliegenden Passhang die noch mehr westwärts vorgelagerte Plattenkalkkuppe Gradétsi aufragt (Streichen N 45 West bei steilerem und flacherem Nordostfallen).

Die oberkretazischen Plattenkalke des Gradétsi enthalten graue, brecciös strukturierte Orbitoidenkalkbänke vom üblichen Format (mit *Orbitella* usw. nebst Hippuritenfragmenten).

Unterhalb des Sattels gegen Gótista zu führt der Flysch, in den das Tal von Gótista eingerissen ist, graue, brecciös-kalkige Einlagerungen mit Nummuliten, Orthophragminen, Operculinen, Alveolinen, Flosculinen, Lithothamnien und Korallenresten, die nach A. Silvestri für Oligozän sprechen (Streichen des Flyschs bei den beiden Weilern Megalo- und Mikro-Gótista N 45 West, 30—45° NO). Auch auf der anderen Talseite enthält der Flysch von Gótista über der Quelle graugrüne, brecciös-konglomeratische Lagen mit oligozänen Nummuliten und Rotalien (A. Silvestri det.).

Der ionische Flysch bildet hier, wie auf der ganzen bisherigen Route ab Peristerion, das untere Gehänge des vom Metsovitikos-Artinosfluss durchströmten Haupttales, sowie die jenseitigen Höhen.

Der Weiterweg nach Krapsi über Kantschelli tu Krapsi hält sich entlang dem unteren Talgehänge im Flysch, der vielfach von mächtigem Kalkschutt oder herabgerutschten Kalkfragmenten verhüllt wird.[1])

---

[1]) Bei Kantschelli über dem Flysch auch lockeres Flussgeschiebe, z. T. mit kristallinem Material.

Die aufgeschobenen oberkretazischen Plattenkalke nehmen den oberen Teil des Hanges ein. Oberhalb Krapsi führt der Kalk Hippuritenfragmente und schön auswitternde Orbitoiden (*Orbitella* usw.), der Flysch dagegen graue, feiner brecciöse, mergelig-kalkige Einlagerungen mit Nummuliten und Orthophragminen. Isolierte Individuen von *Nummulites intermedius-Fichteli* MICHELOTTI sprechen für Lattorfien-Rupélien.

6. Von Krapsi über Machalades-Lokánista nach Palaeochori.

Nach Krapsi wird unter gleichen Verhältnissen die Schlucht von Machalades überquert. Die oberkretazischen Plattenkalke des höheren Hanges enthalten, wie immer, Lagen mit Hippuritenresten und den Foraminiferen des Maestrichtiens (Orbitellen usw.).

Im Flysch der Talschlucht von Machalades finden sich graugrüne, brecciöse Einlagen (brèche grossière) mit kleinen Nummuliten, daneben aber auch gröbere Konglomeratbänke. Die hier gefundenen Nummuliten sprechen nach der Bestimmung von A. SILVESTRI für Oligozän, und zwar vermutlich für Lattorfien (Sannoisien).

Jenseits der Schlucht von Machalades verteilt sich die weit zerstreute Ansiedlung Lokánista über eine Vorstufe des Gebirgshanges. Der Flysch (Drehung bis 45° Nordfallen) ist auch hier meist durch Kalkschutt verkleidet, der von dem hinter dem Dorf aufsteigenden Kalkzug des Kakavaberges herrührt, östlich über dem Dorf mit Orbitoidenkalken (Maestrichtien).

Südlich des Dorfes Lokánista bricht in der tief eingerissenen Kakavaschlucht ein grösserer Zufluss des Artinos aus dem Inneren des Gebirges hervor. Das Gewässer kommt aus der Senke zwischen Peristerizug und Askimoskamm und mündet in den Artinos unmittelbar vor einem ausgesprochenen, annähernd rechtwinkeligen Knie dieses Flusslaufes. Hier treten unter dem Flyschzug des westlichen Artinostalhanges in konkordanter Unterlagerung graue Kalkmassen heraus, die der Artinos nach seiner südwestlich gerichteten Umbiegung in einer grossartigen, cañonartigen Durchbruchsschlucht anschneidet. Die Kakavaschlucht südlich Lokánista setzt sich somit im Artinosdurchbruch etwa geradlinig fort.

Die Kalke, die hier aus dem Flyschmantel heraustreten, verwachsen nach Süden mit dem langgestreckten, hohen Kalkgebirge der Xerovuni, das sich zwischen Vyros- und Artinosfluss bis nach Arta hinzieht.

Die Xerovunikalke gehören bereits zum adriatisch-ionischen Faziesbereich. A. PHILIPPSON hat hier bei Kontovrachi am Rande der Artinosschlucht in der obersten Grenzpartie der Kalke gegen den Flysch Nummuliten festgestellt (Lit. 8, S. 260), bei denen es sich meiner Ansicht nach im Einklang mit der adriatisch-ionischen Entwicklung um Typen des Lutétiens handeln dürfte. Die Kalk-

massen der Xerovuni vertreten somit wohl Eozän vom Lutétien abwärts, Palaeozän, Oberkreide, Turon und Teile des Cenomans.

In der südlichen Verlängerung des Xerovunizuges habe ich in der Umgebung von Arta Nummulitenkalkproben geschlagen, deren Nummuliten und sonstige Foraminiferen für Lutétien sprechen (Lutétien inférieur bezw. ein höherer Horizont zwischen Lutétien inférieur und Lutétien supérieur). Der graue Nummulitenkalk von Arta enthält neben Nummuliten noch Angehörige der Gattungen *Assilina* Orb. und *Flosculina* Stache.

Im Vyroseinschnitt ist dann die noch tiefere adriatisch-ionische Schichtenfolge aufgeschlossen mit Viglaesschichten (Malm bis Cenoman), Posidonienhornsteinen des oberen Doggers, Ammonitenkalken des tieferen Doggers, oberliassischem Ammonitico rosso und mittelliassischen Aspasiakalken im Zusammenhang mit der ionischen Dachsteinkalkfazies (Pantokratorkalken).

Das tiefe Kakavarhema hat sich südlich des Dorfes Lokánista in Flysch eingegraben (N 45 West, 50—60° NO), der am jenseitigen Abfall vielfach von Kalk- und Hornsteinschutt überdeckt wird. Im Schutt fanden sich graue Hornsteinbrocken mit Halobien und Daonellen (*Halobia radiata* Gemm., *Halobia superba* Mojs.).

Die karnischen Halobien- und Daonellenschichten bilden weiter oben in der Schlucht und an deren Gehänge das Basalglied des über den Flysch überschobenen Schichtenpakets der Olonos-Pindosfazies und werden hier konkordant von der höheren Olonos-Pindosserie bis hinauf zu den Orbitoidenkalken überlagert (vergl. Textfig. 3). Die Halobien- und Daonellenschichten streichen anscheinend mit ihrem Hangenden hinter der aus den oberkretazischen Plattenkalken bestehenden und direkt im Flysch eingekeilten Vorscholle des Kakavaberges (ob Lokánista) noch weiter nach Norden hinauf.

Hier verringert sich demnach der im allgemeinen weite Abstand von den Basalgesteinen des überschobenen Olonos-Pindossystems und überhaupt den Gesteinen dieser Fazies zu den praetertiären Bildungen der adriatisch-ionischen Zone auf eine minimale Distanz.

Nach der Quelle südlich des Kakavarhemas und weiterhin herrschen wieder die gleichen Verhältnisse wie am Hang über Lokánista und nördlich hiervon. Der Weg führt durch Flysch mit häufiger Kalkschuttverkleidung und mündet dann im Flysch in den Hauptweg von Jannina nach Syráku. Bis zur Kapelle H. Dimitrios herrscht Flysch und weiterhin Kalkschutt, untermischt mit roten Hornsteinbrocken bis hinauf zum Chani Palaeochori. In dem breiten Rhema vor Palaeochori enthält der Flysch auch Konglomerateinschaltungen.

Der aus den oberkretazischen Plattenkalken bestehende Kalkzug über Palaeochori bildet die durch das Kakavarhema zerschnittene Verlängerung des Kakavazuges bei Lokánista; er enthält

Lagen mit Hippuritenfragmenten und Orbitoiden (im Schliff *Lepidorbitoides*).

Im Flysch schalten sich bei Palaeochori graue, feinbrecciöskalkige Einlagerungen ein, die Nummuliten, Orthophragminen, Gypsinen, Globigerinen nebst Lithothamnien führen und nach A. SILVESTRI ins Ludien zu stellen sind.

Der Flysch setzt auch den jenseitigen Talhang zusammen. Dieses Tal senkt sich nach Nordwesten zum Artinosfluss und mündet bei dessen südwestlicher Umknickung.

7. Von Palaeochori über Davitsiana (Prosilion) nach Syráku.

Von Palaeochori steigt der Weg weiter an, um die grosse Schlucht südlich Palaeochori möglichst weit oben zu umgehen. Die Gewässer dieser Schlucht wenden sich bereits nach Süden dem Kalarrhýtinosfluss zu, einem östlichen Seitenzweig des Artinos. An den Schluchträndern zeigt der Flysch Nordostfallen (N 45 West), oben ist er von Kalkschutt überdeckt.

Vor Überquerung der Schlucht wird der im Flysch eingekeilte Kalkzug oberhalb Palaeochori passiert. Der weisse Kalk des Maestrichtiens wird hier ziemlich kristallin, enthält aber trotzdem deutlich angewitterte Orbitoiden (*Orbitella* usw.) nebst Hippuritenfragmenten.

Nach Überschreitung der Schlucht geht es über eine Flyschrippe mit Kalkschutt in einen weiten zweiten Einriss hinab (im Flysch auch Konglomeratlagen). Jenseits dieses Einrisses folgt der Weg dem Steilhang des Hauptzuges.

Über dem Flyschsockel des Vorlandes und Breccien stehen hier wieder die karnischen Daonellen- und Halobienschichten vom gewöhnlichen Habitus der Olonos-Pindosentwicklung an (Fossillagen mit *Halobia insignis* GEMM. oder *Halobia superba* MOJS. in grauen Hornsteinplatten abwechselnd mit dünnen Kalkzwischenschaltungen; Streichen N 60 West, 30° NO). Darüber lagert in Konkordanz die höhere Schichtenserie des Olonos-Pindossystems, die hier nach unten mehr kalkig ausgebildet ist (Plattenkalke im Wechsel mit grauen Hornsteinlagen). Darüber folgen in geringerem vertikalem Ausmass, wie gewöhnlich, die roten Gesteine der Schiefer-Hornsteingruppe und schliesslich die oberkretazischen Plattenkalke mit dem Foraminiferenhorizont des Maestrichtiens.

Die obertriadischen Halobien- und Daonellenhornsteine streichen mit ihrem überlagernden Schichtenpaket bei ständigem Nordostfallen der ganzen Schichtenreihe nach beiden Richtungen durch. Nordwärts ziehen sie östlich hinter dem über Palaeochori aufragenden oberkretazischen Plattenkalkzug durch und schliessen sich anscheinend mit den Halobien- und Daonellenschichten in der Kakavaschlucht bei Lokánista zu einem durchlaufend aufgeschlossenen Obertriasband zusammen. Die Orbitoidenkalke und oberkretazischen

Plattenkalke der eingequetschten Vorscholle endigen am Nordhang des zweiten Einrisses südlich ab Palaeochori. Auch hangabwärts liegen im Flysch noch eingeklemmte Fetzen dieses Kalkes.

Nach Süden bilden die basalen Halobien- und Daonellenschichten mit ihrer hangenden Schichtenreihe jetzt ausschliesslich den höheren Gebirgshang über dem fundamentalen Flyschsubstrat bis zur Quelle Gog ob Davitsiana (oder Davistiana, heute Prosilion).

Am Sattel zwischen Prosilion und dem zweiten Einriss südlich Palaeochori liegt auf dem Flysch in der Überschiebungsbahn eine konglomeratisch-brecciöse Bildung mit eruptivem Material und Nummulitenkalkbrocken. Von Eruptivgesteinen liegen vor: Hornblendediorit, Gabbro, Porphyr, Quarzporphyr und Quarzkeratophyr (det. M. REINHARD). In den Nummulitenkalkkomponenten finden sich ferner Alveolinen, Orthophragminen und Hydrozoen. Es handelt sich nach A. SILVESTRI um Lutétien supérieur bis Auversien.

Bei der Quelle Gog (oder Gogas ob Prosilion) und etwas östlich hiervon tritt der Weg erneut an die Halobien- und Daonellenfazies heran, die hier wieder die typische Entfaltung aufweist (Streichen im Prinzip N 45 West, 30—45° NO bei starken sekundären Verfaltungen). Die grauen Hornsteinplatten und zwischengeschalteten, dünnen, grauen Kalklagen sind von diesen blättrig übereinandergeschichteten Bivalven vollkommen durchsetzt. Unter den aufgesammelten Daonellen und Halobien zeichnet sich namentlich *Daonella styriaca* MOJS. durch einwandfrei bestimmbare Exemplare mit z. T. vollständig ausgewitterten Schalenumrissen aus. Ausserdem liegen noch Hornsteinplatten mit *Halobia superba* MOJS. und *Halobia radiata* GEMM. vor.

Von der Quelle Gog führt der Hauptweg am südlichen Steilabfall des Askimosgebirges hinauf zur Höhe bei der Kapelle H. Georgios. Beim Ostfallen sämtlicher Schichtenglieder durchquert man hierbei das Hangende des Daonellenhorizontes. Es folgen zunächst dünn geschichtete, graue Kalke mit grauen, kieseligen Einlagerungen, dann eine geringmächtigere Serie roter, plattiger Kalke wechselnd mit roten Hornsteinlagen, ferner graugrüne, z. T. rot gefaserte Hornsteine mit Einschaltung dicker, von grauen Hornsteinknollen durchwachsener Kalkbänke in phantastischer Zusammenfaltung und schliesslich graue, mächtige Kalkbänke mit zwischengeschalteten, mehrere Meter mächtigen Komplexen grauer oder graugrüner, dünnschichtiger Hornsteine[1]). Vor der Kapelle H. Georgios kommen in den Kalken dieses höchsten Schichtenabschnittes bereits sporadische Orbitolinen vor.

Den Lagerungsverhältnissen entsprechend liegt hier schon ein älterer Orbitolinenhorizont vor, der den allerorts im Pindos verbreiteten cenomanen Orbitolinengesteinen vorangeht.

---

[1]) In letzterem Komplex auch weisse, kieselig-oolithische Partien.

Von H. Georgios senkt sich der Weg auf der Hochfläche allmählich gegen Syráku zuerst durch rote Hornsteine, die oberhalb Syráku noch in grösseren Komplexen als Liegendes der oberkretazischen Plattenkalke des Askimoszuges blossliegen, und dann durch grauen Kalk und Hornsteinschutt, der von den westlichen Höhen stammt. Hierin fanden sich gleichfalls noch Orbitolinengesteine, jedoch von der üblichen Entwicklung.

8. Von Syráku über Kalarrhýtae nach Matsúki.

Die beiden in der Luftlinie nahe beisammen gelegenen grossen Dörfer Syráku und Kalarrhýtae sind durch eine tiefe Schlucht, die die ehemalige griechisch-türkische Grenze bildete, von einander getrennt.

Um von dem westlichen Schluchtenrand das gegenüberliegende, greifbar nahe Kalarrhýtae zu erreichen, braucht man mit beladenen Pferden in mühseligem Ab- und Aufstieg mehrere Stunden. Der Fluss wird östlich unterhalb H. Georgios auf einer Brücke überschritten. Den oberen Westhang bilden die roten Hornsteine zwischen Syráku und H. Georgios, die an den Schluchtwänden bei annähernd ebener Lagerung von der tieferen, längs des Aufstieges von Prosilion herrschenden Schichtenreihe unterteuft werden.

Die Schluchtsohle ist bei der Brücke unterhalb Kalarrhýtae noch nicht bis zu den obertriadischen Bildungen eingetieft. Der karnische Halobien- und Daonellenhorizont wird vom Kalarrhýtinosfluss erst unterhalb der Einmündung des Matsúkibaches geschnitten. Die Fortsetzung der Daonellen- und Halobienschichten von Prosilion streicht nach Überquerung des Kalarrhýtinos mit dem Stirnband des überschobenen Pindossystems hinauf zum Pass Aphti zwischen Melissurgi und Theodoriana (Lit. 25, S. 380, u. 26, S. 556).

Oben bei Kalarrhýtae folgen wieder, wie auf der gegenüberliegenden Seite, rote Hornsteine und Schiefer mit Orbitolinenkalkbänken.

Der Weg von Kalarrhýtae nach Matsúki bewegt sich unter gleichbleibenden Verhältnissen in denselben Bildungen. Südöstlich Kalarrhýtae stehen zunächst rote Schiefer bezw. Hornsteine mit den üblichen Orbitolinenbänken an. Zusammen mit den Orbitolinen erscheinen im Schliff auch Textulariden und Hippuritenreste. Die Orbitolinenbänke und ihre Begleitgesteine bilden den oberen Talrand bis zu einer Kapelle, die oben auf dem Vorsprung zwischen der Kalarrhýtinosschlucht und der von der Toskia herabfallenden Talschlucht erbaut ist. Diese letztere Schlucht ist in die gleiche liegende Hornstein-Kalkserie, wie die Kalarrhýtinosschlucht eingeschnitten. Im Grunde der Schlucht sind in geringem Umfang rote Mergelschiefer entblösst.

Die Bergrippe zwischen dieser östlichen Seitenschlucht des Kalarrhýtinos und der Talschlucht von Matsúki besteht ebenfalls

aus den gleichen Gesteinen, in die die Hauptschlucht eingegraben ist (dicke, graue Kalkbänke mit Hornsteinknollen und zwischengeschalteten graugrünen Hornsteinplattenserien bei einer im allgemeinen ziemlich horizontalen Lagerung oder leicht östlichen bezw. nordöstlichen Neigung der ganzen Schichtentafel). Vor der den Matsúkibach westlich unterhalb des Dorfes überspannenden Brücke stehen rote Schiefer mit dicken hornsteinführenden Kalkbänken an, die anscheinend den Orbitolinenhorizont vertreten.

Von der Brücke bis hinauf zum Dorf herrschen die höheren, hellgrauen, dünngeschichteten Kalke der Oberkreide, die südwärts zur Langada hinaufsteigen. Sie enthalten bei den untersten Häusern von Matsúki Bänke mit Hippuritenfragmenten und der Foraminiferenfauna des Maestrichtiens mit gut ausgewitterten Individuen (im Schliff *Lepidorbitoides*). Darüber liegt im Dorfbezirk Flysch bis zu der oberhalb Matsúki entspringenden Quelle Dragodara.

Oberhalb Dragodara streichen in den Plattenkalken des darüber ansteigenden Hanges gleichfalls Orbitoidenkalke des Maestrichtiens durch; der Flyschzug von Matsúki stellt demnach eine synklinale Einfaltung dar, beiderseits flankiert von den Orbitoidenkalken des Maestrichtiens.

Im Flysch von Matsúki treten nach Proben, die die Dorfbewohner brachten, auch schwarze Brandschiefer auf.

Wie schon erwähnt, ist die sonst in der Olonos-Pindoszone zwischen den obertriadischen Halobien- und Daonellenschichten und den oberkretazischen Plattenkalken liegende Schiefer-Hornsteingruppe in den Bezirken von Syráku und Kalarrhýtae mehr kalkig ausgebildet bis auf ihre obere Partie mit den Orbitolinenbänken. Eine derartige kalkreichere Ausbildung kommt dadurch zustande, dass sich hier zwischen die Hornsteinschichten der sonst reinen Hornsteinkomplexe dickbankige, Hornsteinknollen führende Kalklagen zwischenschalten. Diese modifizierte unreine Entwicklung der Schiefer-Hornsteingruppe macht sich im westlichen Stirnband der Pindosüberschiebung bis hinunter zum Alamanos- und Misuntagebirge geltend. Auch im aetolischen Teil des Pindoszuges hält die Hornstein-Plattenkalk-Kombination stellenweise noch im Hangenden der karnischen Halobien- und Daonellenfazies an, wie z. B. am mittleren Chelidonagipfel (Lit. 33, S. 667). Ähnliche Beobachtungen liegen aus den petrographisch ähnlichen jurassischen Hornsteinkomplexen der adriatisch-ionischen Zone vor. Die über diese ganze Zone verbreiteten Posidonienhornsteine des oberen Doggers zeigen lokal infolge Wechsellagerung mit Kalkschichten eine analoge lithologische Veränderung. Jedenfalls stellt die unter der Oberpartie mit dem Orbitolinenhorizont liegende kalkreichere Schiefer-Hornsteinfazies ein mehr kalkig entwickeltes Altersaequivalent der reineren Schiefer-Hornsteinformation der östlicheren Pindosketten dar.

9. Von Matsúki auf den Kakarditsagipfel.

Die Aufstiegsroute von Matsúki auf den Kakarditsagipfel hält sich am steilen Westhang des Kakarditsa-Toskiakammes, und zwar zuerst in der nach Westen überkippten synklinalen Flyscheinfaltung von Matsúki.

Weiter hangaufwärts wird die südliche Fortsetzung des oberkretazischen Plattenkalkzuges östlich über der Dragodaraquelle mit dem oberkretazischen Orbitoidenhorizont überquert. Bei durchgängig östlicher Inklination der Achsenebenen streicht über diesem Plattenkalkzug als Liegendschenkel der rote Schiefer-Hornsteinstreifen mit den hippuritenhaltigen Orbitolinenbänken durch. Er bildet den Auffaltungskern der nach Westen übergelegten Sekundärfalte, während die oberkretazischen Plattenkalke des Gebirgskammes wieder als Hangendschenkel figurieren.

Nach Erreichung des Schiefer-Hornsteinzuges folgt der Pfad diesen weicheren, leichter gangbaren Gesteinen bis zur Quelle Maltatzá. Allenthalben gehen von den Runsen mächtige Schuttkegel nieder und verhüllen das gewachsene Gestein.

Auf einer schmalen Terrainstufe vor der Quelle Maltatzá wurde das Zeltlager errichtet.

Die Quelle Maltatzá entspringt an der Grenze der an sich noch stark zusammengefältelten Kammkalke und der darunter einfallenden Gesteine der roten Schiefer-Hornsteinzone, die hier in ihrer Oberpartie die durchlaufenden Orbitolinenbänke enthält. Höher hinauf führen die Kammkalke die, wie immer, brecciös entwickelten Orbitoidenkalklagen des Maestrichtiens mit Hippuritenresten.

Von der Quelle Maltatzá bis zu dem südlicher, in einer Hochmulde gelegenen Hirtenlager Afendiki geht es ziemlich eben an der Grenze des den Kamm zusammensetzenden oberkretazischen Plattenkalkzuges und der darunter einfallenden, nächsttieferen Schiefer-Hornsteinzone entlang.

Dann beginnt der Steilanstieg zu dem Absatz bei dem dem Westabfall der Kakarditsa aufsitzenden Berghöcker Pyrgos, und zwar zunächst noch in den Gesteinen der Schiefer-Hornsteinserie, die ebenfalls von untergeordneteren, starken Verfältelungen betroffen sind, was besonders an den maeanderartig gewundenen, dickeren, zwischengeschalteten Orbitolinenbänken zum Ausdruck kommt. Die Orbitolinengesteine sind hier teils als roter, brecciös strukturierter Kalk mit vereinzelten Rudistenfragmenten, teils wie gewöhnlich in dieser Zone als grauer Kalk mit Hornsteinkonkretionen entwickelt (vergl. Photographie 4).

Über diesem Schiefer-Hornsteinzug, der mit seinen Orbitolinenbänken südwärts zum Passsattel Chilia 60–Berendessa durchstreicht, lagern bis zum Pyrgos graue und auch rote Plattenkalke wechselnd

mit braunen und roten Hornsteinzwischenlagen (Streichen N 20 West, 45° Ost).

Über dem Terrainabsatz beim Pyrgos folgen bis zum Kakarditsagipfel bei starker Schuttentwicklung sekundär verfaltete Plattenkalke, zuerst mit West-, dann mit Ostfallen und weiter hinauf mit abermaligem Umschlag zum Westfallen. Mehrfach erscheint hierbei das Orbitoidenkalkgestein, wenn auch ohne deutlich angewitterte Foraminiferen.

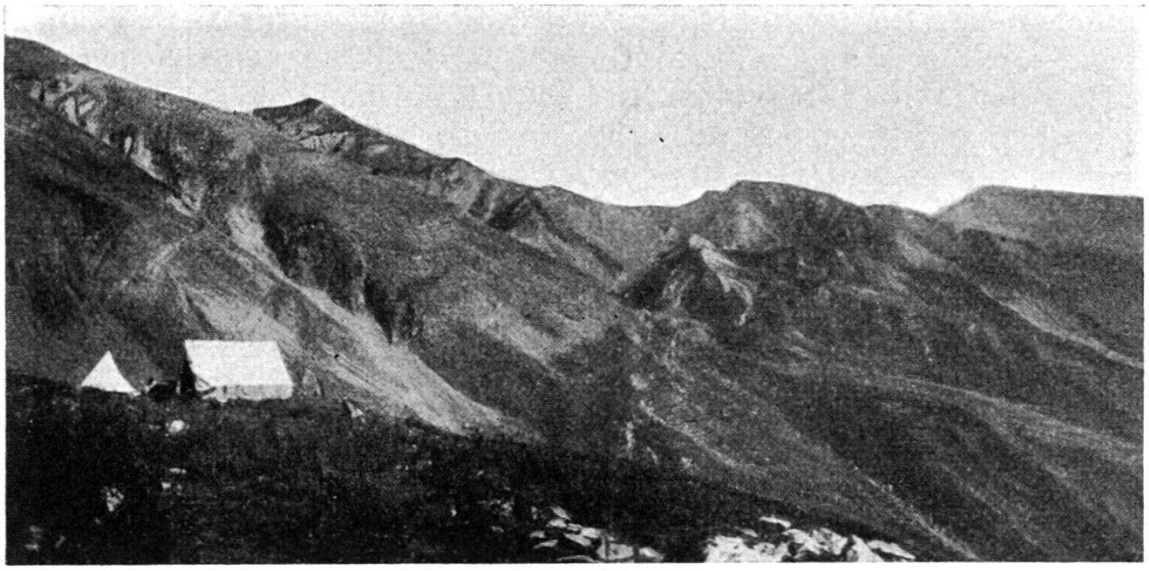


Fig. 4. Panorama vom Kakarditsagipfel zum Gipfel Langada von Norden (Zeltlager ob Quelle Maltatzá).

Der Schlussanstieg zu einer leichten Einsattelung des dachförmigen Gipfelkammes geht über eine an dessen Nordhang scharf abfallende Matte. Der Kulminationspunkt mit der Gipfelpyramide liegt am Westende des Gipfelkammes. Die von der Toskia her annähernd nord-südlich orientierte Kammlinie läuft hier nicht gerade weiter, sondern unterliegt bei der hierzu erfolgten Querstellung des Kakarditsagipfelkammes einer zweimaligen Umknickung.

Der Gipfelkamm besteht aus lichtgrauen bis zu Kalkschiefern übergehenden Plattenkalken mit spärlichen grauen Hornsteinzwischenlagen. Am Hauptgipfel streicht eine feinbrecciöse, ziemlich kristalline Kalkbank mit sporadisch verteilten kleineren Hippuritenfragmenten durch.

Hinsichtlich des Auftretens der Maestrichtien-Foraminiferen in den Gipfelkalken der Kakarditsa ist dasselbe zu sagen, wie beim Peristeri. Der Kalk scheint für ihre Überlieferung bereits zu kristallin zu sein; andererseits habe ich aber in einer marmorisierten Orbitoidenkalkbank am Karavagipfel gut konservierte Orbitellen und Calcarinen angetroffen (Lit. No. 32, S. 140). Zahlreiche Proben der hippuritenhaltigen, feinbrecciösen Kalke des Kakarditsagipfels wurden ohne greifbares Resultat verschliffen.

Gegen die leichte Einsattelung des dachförmigen Gipfelkammes zu stellen sich im Verbande der Gipfelkalke auch hellrote Plattenkalke mit braunroten Hornsteinlagen ein.

Einige Schritte unterhalb dieser Kammeinbiegung schieben sich am Steilabsturz gegen des Mutsáratal auch wieder dickere, feinbrecciöse, lichtgraue Kalkbänke mit Bruchstücken von Hippuritenschalen ein. In diesen Kalken wurden nach langem Suchen auch ganz vereinzelt angewitterte Orbitoiden beobachtet (Streichen am Hauptgipfel N–S bis N 30 Ost bei allgemeinem teils flacherem, teils bis zu 60° ansteigendem Westfallen; bei der Einsattelung des Gipfelkammes N 40 Ost, 40° West und bei den Hippuritenkalkbänken unterhalb des Sattels N 10 Ost, 45° West).

An der wesentlich tieferen Einkerbung[1]) zwischen dem dachförmigen Kakarditsakamm und der nördlichen Fortsetzung des Kalkkammes in der Richtung gegen die Toskia herrscht steiles Westfallen (N 10 West), desgleichen, wenn auch gemässigter, an der unmittelbaren südlichen Verlängerung der Kakarditsakammlinie (N 20 West, zirka 60° West). Von hier senkt sich der wasserscheidende Kamm zwischen dem Tal von Matsúki und jenem von Gardiki zum Pass Chilia 60–Berendessa.

Der hochgelegene Passübergang Chilia 60–Berendessa ist, wie schon erwähnt, in die den Kammkalk unterlagernden Gesteine der Schiefer-Hornsteingruppe eingesattelt. In den hiermit vergesellschafteten, gleichfalls durchlaufenden, grauen Orbitolinenkalkbänken wurden besonders schön überlieferte und gut angewitterte Orbitolinen angetroffen (im Schliff *Orbitolina conica* ARCH.), sowie grössere Hippuritenfragmente. Es ist der gleiche Orbitolinenhorizont, der aus dem Tal westlich oberhalb Chaliki und westlich unter der Budaïspitze vorbei durchstreicht.

In der weitgespannten, durch einige niedrigere Spitzen gegliederten Kammdepression zwischen der Kakarditsa und dem Langadazug, der den Westhang des nach Matsúki hinabfallenden Talrisses bildet, herrschen bis in die Nähe einer westlicheren, ausgeprägteren Einkerbung vorwiegend die Gesteine der Schiefer-Hornsteingruppe bei durchgängig steiler Stellung. Sie werden nur an der Spitze

[1]) Westlich unter dieser Kammscharte einige Dolinen.

Sigorotopi-Droïla durch eine anscheinend synklinale Einfaltung der oberkretazischen Plattenkalke unterbrochen.

In Anbetracht der Schuttbildung liess sich die Detailstruktur der Faltungen bei jener zweiten tiefsten Scharte der Kammsenke nicht klar überblicken. Es ist hier etwas flyschartiges Gestein entblösst (wie es gewöhnlich in der Übergangsregion vorkommt), wohl in Fortsetzung des synklinalen Flyschkerns von Matsúki. Hieran schliessen sich zuerst noch mit steilerem, dann saigerem Westfallen oberkretazische Plattenkalke an bis hinauf zum Langadagipfel. In der Nähe der Einkerbung enthalten die Plattenkalke gröber brecciöse Kalklagen mit gut ausgewitterten Foraminiferen des Maestrichtiens (Orbitoiden usw.) und Hippuritenfragmenten.

Vermutlich sind bei dieser Längsstörung noch sekundäre Horizontalverschiebungen mit im Spiele, da die für das regulär fortlaufende Faltungsbild auch östlich der Einkerbung erforderlichen oberkretazischen Plattenkalke anscheinend ausfallen.

10. Vom Zeltlager bei der Quelle Maltatzá über den Pass Kantschelli–Mandri Paliotschellara–Mandri Strongylos–Mutsára nach Gardiki.

Von der Quelle Maltatzá wenden wir uns wieder nordwärts entlang dem Westhang des Kakarditsazuges, und zwar durch die die Orbitolinenkalkbänke führende Schiefer-Hornsteinzone.

Nach Überquerung von zwei Quellrhemas geht es in den überlagernden Plattenkalken direkt den Steilhang hinauf zum Pass Kantschelli, einer Kammkerbe mit grosser, runder Lakka südöstlich über Matsúki (südlich vom Passübergang des direkten Weges Matsúki-Trikkala). In den Plattenkalken des Kantschellipasses fanden sich ebenfalls Hippuritenreste und zweifelhafte Orbitoiden (Streichen N 20—25 West, bei steilem Westfallen).

Vom Kantschellipass geht es in östlicher Richtung steil hinab zu einem flacheren, mit Lakkas (Karstwannen) durchsetzten Gelände, und zwar ständig im Plattenkalk. in dem etwa halbwegs vereinzelte Foraminiferen beobachtet wurden.

Südlich des Lakkagebietes liegt auf einer niedrigen Bodenwelle das Hirtenlager Paliotschellara, bei dem der Plattenkalk bis zu einem südlicheren Sattel von Flysch überlagert wird. In der Grenzzone des Kalkes gegen den Flysch fanden sich angewitterte Orbitoiden usw. nebst Hippuritenfragmenten. Vom Sattel südlich Paliotschellara senkt sich ein Tal nordostwärts zum Aspropotamos hinunter, während jenseits das Gegental über Mandri Strongylos nach Mutsára hinabfällt. Wir folgen dem letzteren im Flysch, der meist von Schuttmaterialien übersät ist, hinunter zur Quelle und benachbarten Mandri Strongylos.

Die schuttbedeckten Steilhänge streben westlich über Strongylos in ununterbrochenem, glattem Anstieg zum Gipfelkamm der

Kakarditsa hinauf; der Kontakt zwischen dem Flysch und den bei westlicher Neigung steilgestellten Plattenkalken des Kakarditsastockes wird durch mächtige Schutthalden verhüllt.

Der allgemein ostwärts fallende, intensiv verfaltete Flysch wird talabwärts von den oberkretazischen Plattenkalken überlagert, die von Norden her der Ostgrenze des Flyschs entlangstreichen und in einer engen Schlucht vom Strongylosbach durchsägt werden.

Unterhalb der Mandri Strongylos stellen sich an der Kalk-Flyschgrenze wieder die oberkretazischen, brecciös strukturierten, sandig-kalkigen Orbitoidengesteine ein mit *Orbitella media* ARCH., *Siderolites* u. a., sowie mit grösseren Hippuritenfragmenten.

Wie bei Paliotschellara und nördlich hiervon zu sehen war, stellt der schmale Flyschzug hier bei allgemeinem Ostfallen eine synklinale, stark westwärts übergelegte Einfaltung dar.

Oberhalb Strongylos kompliziert sich dieser normale Faltungsvorgang infolge der steilen Aufrichtung und westlichen Inklination der oberkretazischen Plattenkalke am Osthang des Kakarditsastockes. Leider versagt hier der mächtig entwickelte Gehängeschutt den näheren Einblick in die obere Grenzzone zwischen Flysch und Kalk.

Zur Umgehung der ungangbaren Schlucht unterhalb Strongylos führt der Weg über die Höhe im Winkel zwischen der Einmündung des Strongylostales in das Mutsáratal, und zwar zunächst noch im Flysch und dann durch den Plattenkalk.

Über dem Dorf Mutsára brechen die nächstälteren Felsarten der Schiefer-Hornsteingruppe unter den oberkretazischen Plattenkalken hervor.

Diese meist rotgefärbten, leichter verwitternden Bildungen erfüllen den ganzen Talgrund des Mutsára-Gardikitales und bilden auch das untere Talgehänge. Darüber liegen beiderseits die oberen Plattenkalke. Im einzelnen sind sämtliche Schichtenglieder an beiden Talhängen hochgradig zusammengefältelt. In dem roten Schiefer-Hornsteinkomplex liegen bei Gardiki auch rote Plattenkalke mit roten Hornsteinzwischenlagen und eingewachsenen Hornsteinknollen im Kalk.

Die Schiefer-Hornsteinzone von Gardiki bildet vom oberen Aspros her die südliche Fortsetzung des Chalikizuges, während sich die höheren Kalke des Gardiki gegenüberliegenden Drakotrypakammes mit dem Plattenkalkzug zwischen dem oberen Asprostal und Lepenitza zu einem gleichfalls durchlaufenden Band zusammenfügen, wie dies auch auf der Karte von A. PHILIPPSON schon dargestellt ist (Lit. 8, Taf. 9).

11. Von Gardiki durch das Asprostal nach Vitsista (Mesochora).

Der Bach von Gardiki durchbricht unterhalb des an dem abschreckend sterilen Nordhang gelegenen Dorfes den hier das Tal

überquerenden Plattenkalkzug der Drakotrypa. Bis zu diesem Durchbruch herrschen abwärts von Gardiki die Gesteine der Schiefer-Hornsteinserie, deren Oberpartie vor dem Übertritt in den Kalk von den üblichen Orbitolinenkalkbänken durchzogen wird. Auch hier fanden sich zahlreiche Handstücke mit schön angewitterten Orbitolinen (*Orbitolina conica* ARCH.) und Hippuritenfragmenten. Der Orbitolinenhorizont begleitet natürlich in gegebenem Abstand die Grenzen gegen den oberen Plattenkalk am ganzen Talgehänge und auch weiterhin über die Talränder hinweg nach Norden, wie nach Süden (Streichen im Hornsteinkomplex unter Gardiki N 20 West, 45° Ost bei starken sekundären Verfältelungen; im Plattenkalkzug beim Flussdurchbruch N 5 West, 45° Ost).

Bei der Einmündung des Gardikibaches in den Aspropotamos wird der oberkretazische Plattenkalkzug der Drakotrypa von Flysch eingedeckt, der von hier bis Vitsista ständig den rechten Uferhang einnimmt. Der am höheren Talgehänge sich daraus hervorwölbende Plattenkalk der Drakotrypa führt in der Grenzregion Orbitoidenkalklagen (mit Hippuritenfragmenten).

Am linken Asprosufer herrscht zunächst auch Flysch, der aber dann von den von Norden heranstreichenden nächstälteren, oberkretazischen Plattenkalken abgelöst wird. Stellenweise tritt unter den Plattenkalken noch die Oberpartie der roten Schiefer-Hornsteinserie hervor. Vor Vitsista übernehmen diese letzteren Gesteine allein den Aufbau des unteren östlichen Uferhanges. Sie enthalten bei der Einmündung des Vathyrhemas in den Aspros oben an der nördlichen Uferwand des Seitentales die Orbitolinenbänke bei ziemlich ebener Lagerung und sekundären Fältelungen.

Vitsista (Mesochora) liegt auf einer kleinen Flyschterrasse südlich über dem Aspropotamos, der sich nach der Einmündung des Vathyrhemas westwärts wendet. Der dem Asprostal in seiner bisherigen N–S-Richtung auf der Westseite folgende Flyschzug streicht hier von Bukuron herüber.

IV. Das Alamanos- und Misuntagebirge.

Hierzu Textfiguren 5, 6 und 7.

1. Von Vitsista (Mesochora) über die Quellen Karopules und Lakata (Mandri Arenda)–Diaselo Vromeri auf die Alamanosgipfel (Zeltlager bei der Lakataquelle).

Bei Vitsista (Mesochora) dreht sich der Asprosfluss aus seiner bisherigen mit den Gebirgsketten gleich verlaufenden Längsrichtung westwärts und durchbricht hier die südliche Verlängerung des Peristeri-Kakarditsazuges zwischen dem Drakotrypa- und Alamanosstock in einem Quertal. Er umfliesst mit zwei weiteren, ebenfalls annähernd

rechtwinkeligen Umbiegungen den Alamanosstock auch auf seiner West- und Südseite.

Durch die tiefe Einfurchung des Kornesitales, das von einem südlich oberhalb Vitsista eingesenkten Sattel südwärts dem Aspros zustrebt und ihn nach seiner etwa rechteckigen, westlichen Ausbiegung bei einem vierten Knie erreicht und wieder in der ursprünglichen Richtung geradlinig weiterführt, wird der Alamanosstock aus dem übrigen Gebirgsland herausgeschnitten und macht bei seiner isolierten Stellung mit seinen kühnen Spitzen einen sehr imposanten und hochalpinen Eindruck.

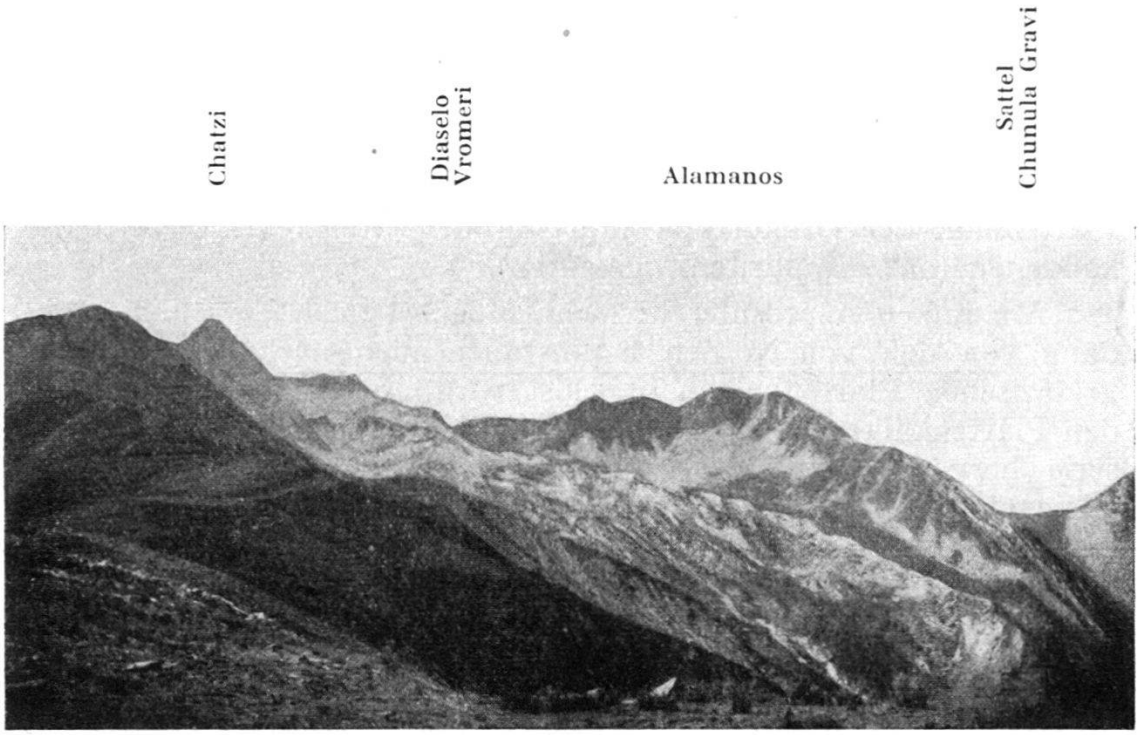


Fig. 5. Panorama des Alamanosgebirges von Norden (von der Höhe über der Quelle Lakatá).

Von Vitsista nimmt der Weg hangaufwärts die direkte Richtung auf die mittlere Spitze des Alamanosstockes (Chatzispitze) und hält sich hierbei bis zur Quelle Karopules ständig im zusammengefalteten Flysch, unter dem mehrfach noch die oberen Kreidekalke mit den Orbitoiden etc. und Rudistenfragmenten in Form kleinerer Klippen hervorstossen, so namentlich auch unterhalb der Quelle Karopules *(Orbitella, Lepidorbitoides)*.

Von der Quelle Karopules senkt sich ein Talriss nach Osten zum Kornesital hinab, von der Quelle Lakata (Mandri Arenda) dagegen in entgegengesetzter Richtung zum Aspros. Der flachgerundete Rücken zwischen den beiden Quellen besteht gleichfalls aus Flysch (bei Quelle Lakata N 45 West, steil Nordost).

Auf dem Rücken zwischen Karopules- und Lakataquelle geht es weiter auf den Chatzigipfel zu, und zwar zunächst noch im Flysch, aus dem sich dann infolge einer nach Norden absinkenden Achsendepression der nördliche Ausläufer des aus den oberkretazischen Plattenkalken bestehenden Chatzigipfelkammes herauswölbt. Der Kalk enthält hier hippuriten- und orbitoidenhaltige Kalklagen (*Orbitella* usw.).

Am Westrand des Chatzizuges treten am Pass Diaselo Vromeri und unterhalb desselben die roten Gesteine der Schiefer-Hornsteingruppe mit dem Horizont der Orbitolinenkalke bei allgemeinem O N O-Nordostfallen hervor (nördlich unterhalb Diaselo Vromeri N 20 West, 55° Ost).

Nördlich unterhalb des Vromerisattels wurden in den unter roten Mergelschiefern ruhenden, grauen, feinbrecciösen, mit grauen Hornsteinknollen und Hornsteinfladen durchsetzten Orbitolinenkalkbänken sehr schön angewitterte Orbitolinen (*Orbitolina conica* Arch.) im Verein mit Rudistenresten angetroffen. Darunter lagern rote, mit schwarzer Manganhaut beschlagene Hornsteine.

Am Diaselo Vromeri liegt der Ursprung des unter dem Nordabsturz des Alamanosgipfels zum Aspros hinabziehenden Einrisses, in den auch der nördlichere Seitenriss von der Lakataquelle einfällt, bevor er sich zu einer tiefen Durchbruchsschlucht verengt.

Vom Diasolo Vromeri aus wurde zunächst der sich östlich hiervon erhebende Gipfelgrat des Chatzi mit der Chatzispitze bestiegen.

Vom Sattel ab stehen bei mittlerem Ostfallen (circa 45°) zunächst noch graugrüne und rote, gegenseitig wechselnde Mergelschiefer an, zwischen denen eine graue, brecciöse Kalklage mit Hornsteinkonkretionen, sowie eine Lage von rotem, kalkigem, feinbrecciösem Orbitolinengestein erscheint. Darüber folgen rote, tonige Kalkschiefer und rote Mergelkalke als Liegendes von hellroten Plattenkalken mit roten Hornsteinzwischenlagen, die ihrerseits bis zu einer leichten Einsattelung des Gipfelgrates anhalten (zirka N 15 West, 45° und flacher Ost). Dann geht es auf der Ostseite des Gipfelgrates weiter durch graue, stellenweise auch dickere Bänke führende Plattenkalke, in denen etwa auf halbem Wege der Gratwanderung bis zum Gipfel feinbrecciöse Lagen mit Rudistenfragmenten und schön ausgewitterten Typen der Foraminiferenfauna des Maestrichtiens (*Lepidorbitoides* usw.) erscheinen. Zum Schluss geht es noch steil hinauf zur Chatzispitze am Ende des Grates, der hier nach Westen und Norden mit jähen Steilwänden abbricht.

Der ganze Kammzug besteht aus den oberkretazischen Plattenkalken. Am Chatzigipfel stehen graue Plattenkalke mit grauen Hornsteinfladen an (südlich hiervon zwischengelagerte, rosa gefärbte Plattenkalke), unterbrochen durch dickere, lichtgraue Kalkbänke von ziemlicher Kristallinität mit Orbitellen usw. nebst Rudistenfragmenten. Etwas östlich unter dem Gipfelpunkt wurden auch etwas grössere

Hippuritenbruchstücke in diesem Kalk beobachtet. Der ganze Plattenkalkkomplex ist stark verfältelt (Streichen am Gipfel N 30 West, steil Ost; infolge der Verfältelung lokale Drehung bis 45° Südfallen).

Nach Osten fällt der Chatzikamm zu einem Sattel ab, der zwischen ihm und dem östlicheren, parallel hierzu verlaufenden Kastrakigrat eingesenkt ist. In dieser Einsattelung wird noch die Oberpartie der Schiefer-Hornsteinserie mit den Orbitolinenbänken aufgedeckt. Die brecciösen Orbitolinenkalke sind hier rot und enthalten, wie immer, auch Rudistenreste.

Der Kastrakigrat setzt sich gleichfalls aus den oberkretazischen Plattenkalken zusammen; auch hier fanden sich zum Altersbeweis Hippuritenfragmente und die ständig wiederkehrenden Maestrichtienforaminiferen (allerdings mit nur mässig angewitterten Individuen).

Der den Namen Alamanos führende Gipfel liegt westlich vom Diaselo Vromeri. Es ist der Kulminationspunkt eines nach Süden zu einer Hochfläche abgedachten Gipfelkammes mit mehreren nach Norden steil abstürzenden Bergnasen, deren höchste jedoch noch hinter der Chatzispitze zurückbleibt.

Vom Diaselo Vromeri folgt man der Kammrichtung zu einer westlicheren, etwas höheren Einsattelung, an die sich westwärts ansteigend die steilabbrechenden Bergnasen anschliessen.

Die Kammpartie zwischen den beiden Einsattelungen besteht aus den Gesteinen der oberen Schiefer-Hornsteinserie, und zwar zunächst aus hellroten und graugrünen Mergelschiefern (N 20 West, steil Ost). Bei der zweiten westlicheren Einsattelung liegen innerhalb der roten Schiefer und roten Hornsteine (mit schwarzem Manganbeschlag) graue, feinbrecciöse Orbitolinenkalkbänke mit eingewachsenen Hornsteinknollen und fladenförmigen Hornsteinknauern. Es sind die Orbitolinenkalkbänke, die beim Aufstieg nördlich unter dem Diaselo Vromeri bereits geschnitten wurden und die von hier heraufstreichen. Auch oben auf der Kammhöhe wurden in diesen Orbitolinenkalken wieder klar angewitterte Orbitolinen beobachtet.

Unter den flacher gelagerten, roten Schiefern und Hornsteinen dieses Sattels treten dann nach einer Aufbiegung die tieferen Gesteine der Schiefer-Hornsteingruppe hervor, um als Gewölbekern den Gipfelkamm des Alamanos zu bilden. Die die obere orbitolinenführende Partie der Schiefer-Hornsteingruppe unterlagernde tiefere Schichtenreihe ist auch hier, ebenso wie im Gebiet von Syráku, stark mit Kalklagen durchsetzt und unterscheidet sich insofern in ihrer petrographischen Entwicklung von der reineren, meist roten Schiefer-Hornsteinserie der östlicheren Gebirgsketten. Auch ist der Hornstein hier vorwiegend grau bis graugrün gefärbt. Beide unter dem Orbitolinenhorizont lagernden, lithologisch differenzierten Bildungen stellen aber Altersäquivalente in der konkordanten Schichtenfolge dar. Direkt unter den roten Hornsteinen des Sattels enthält auch der tiefere

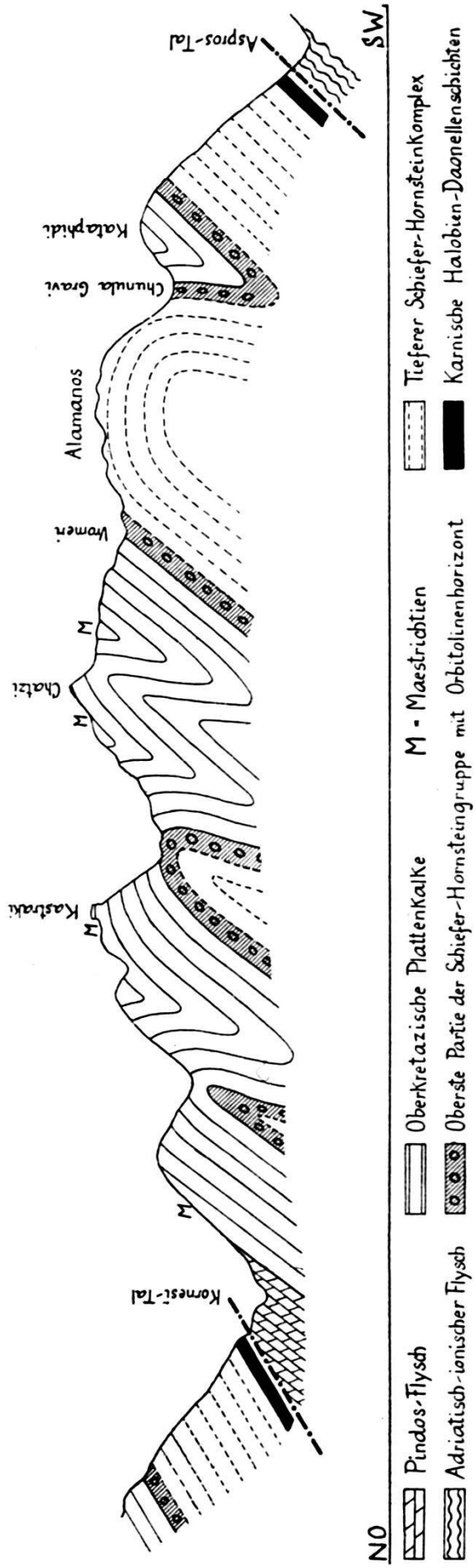


Fig. 6. Profil durch das Alamanosgebirge vom Kornesital zum Asprostal.

Schichtenkomplex des Alamanosgipfelkammes noch graue, brecciös strukturierte Orbitolinenkalklagen (allerdings mit sehr dünn verteilten Individuen). Wie bei Syráku liegt daher auch hier neben dem cenomanen Orbitolinengestein noch ein tieferer Orbitolinenhorizont vor.

2. *Von der Lakataquelle über Sturnari–Kornesi–(Μοσχόφιτον)–Metochi von Valkáni nach Kothóni.*

Von der Lakataquelle kehren wir auf der alten Route durch das weite Flyschgebiet zurück bis in die Gegend des Sattels Sturnari, über den die Wasserscheide zwischen Vitsista und dem oberen Kornesital hinwegläuft.

Hier liegt auch die Grenze zwischen dem Flysch und dem von der linken Asprosseite und dem unteren Vathyrhema heraufstreichenden, aufgeschobenen Schiefer-Hornsteinkomplex.

Vom Sattel Sturnari senkt sich der Weg teils im roten Hornstein selbst, teils entlang der Hornstein-Flyschgrenze nach Süden hinab zum Talgrund. Unterhalb des Sattels wurde auch typischer Spilit beobachtet.

Am Osthang des Tales enthält der feuerrote Hornstein und Kalkschiefer gegenüber der im Flysch liegenden Häusergruppe Platanakia Daonellen und Halobien (N 45 West, zirka 30° Nordost).

Über den Daonellen- und Halobienschichten (*Daonella styriaca* Mojs., *Halobia radiata* Gemm.) lagert am Osthang die höhere reguläre Schichtenfolge mit dem hier normal entwickelten, meist mehr dunkelrot gefärbten Schiefer-Hornsteinkomplex.

Unterhalb Platanakia greift der Flysch auch auf den östlichen unteren Talrand über, während sich die Grenze gegen die überschobene Schichtenserie mit ihren basalen Halobien- und Daonellenschichten höher am Hang hinzieht. Der Weg hält sich östlich über der Talsohle in dem meist mit Geröll überschotterten Flysch.

Auf der gegenüberliegenden Talseite tauchen die Falten des Alamanosgebirgstockes bei allgemeinem Ostfallen mit den oberkretazischen Plattenkalken aus dem Flysch heraus.

Bei Kornesi (heute *Μοσχόφιτον*) stehen am östlichen Talhang auch graugrüne Halobienhornsteine bezw. dünnschichtige, graue Halobienkalke an (*Halobia superba* Mojs., *Halobia radiata* Gemm.), desgl. auch südlich des Dorfes.

Die Halobien- und Daonellenschichten streichen flussabwärts von Kornesi auf der Ostseite des schluchtartig eingerissenen Tales weiter, während sich der Weiterweg nach Metochi in den Flysch des leichter gangbaren jenseitigen Hanges hinüberwendet. Der Flysch ist hier meist mit Schutt verhüllt, doch werden auch auf dieser Strecke stellenweise die aus dem Flysch hervorstossenden oberen Kreidekalke

des Alamanosstockes mit Rudistenfragmenten und den Foraminiferen des Maestrichtiens (*Orbitella* usw.) berührt.

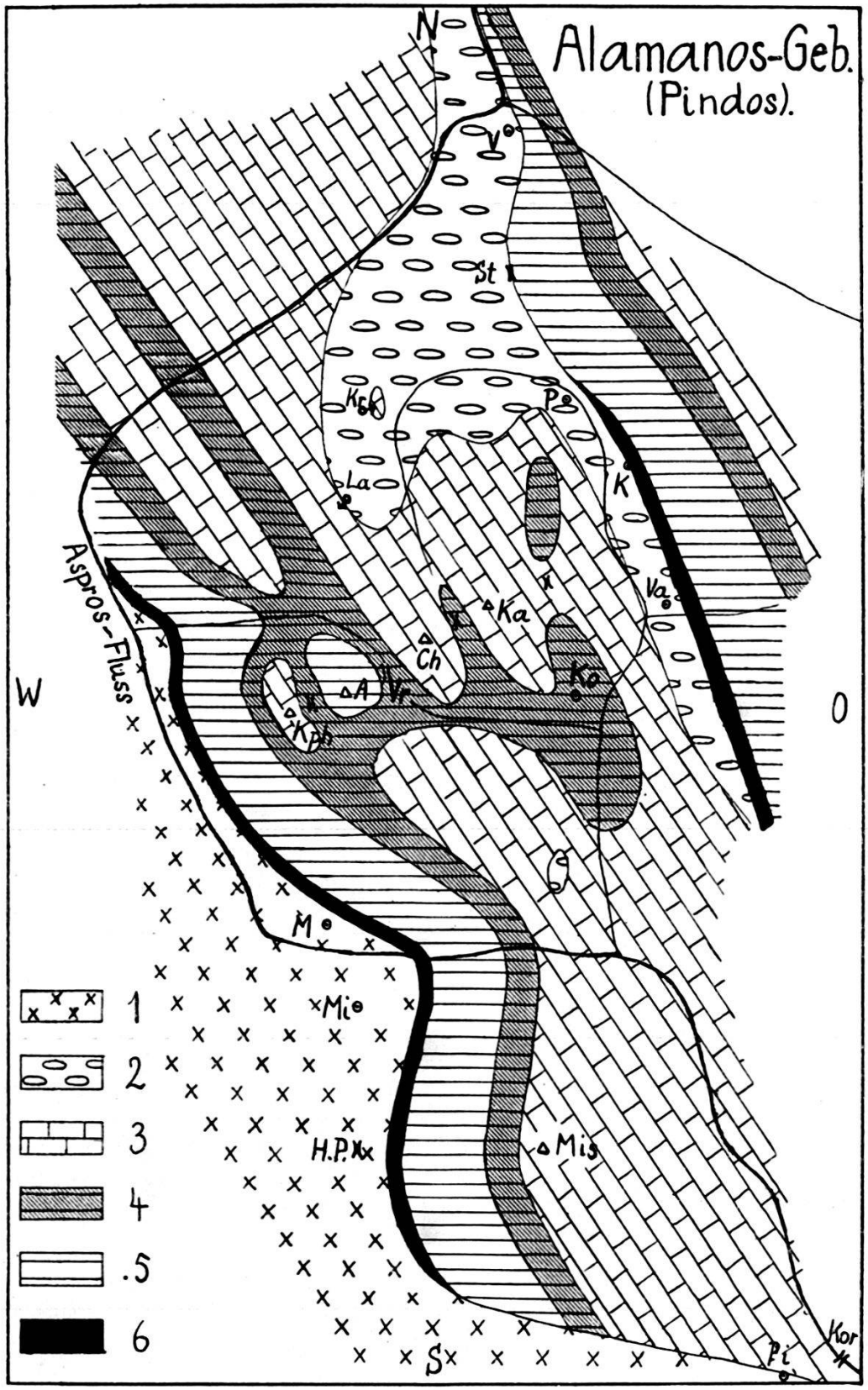
Unter gleichbleibenden Verhältnissen werden die Hütten Metochi gegenüber des am unteren östlichen Talhang liegenden Dorfes Valkáni erreicht.

Am Gehänge von Valkáni folgen über dem obertriadischen Halobien- und Daonellenzug in konkordanter Lagerung mit Ostfallen die Gesteine der normal ausgebildeten reinen Schiefer-Hornsteingruppe bis hinauf zu dem Orbitolinenhorizont und den oberkretazischen, mit dem Maestrichtien (Orbitoidenkalken) endenden Plattenkalken. Durch dieses aufgeschobene Schichtenpaket wird die Breite des Flyschstreifens im Norden von Metochi stellenweise stark eingeschnürt.

Der Weg von Metochi nach Kothóni hält sich auch weiterhin am westlichen Talhang im Flysch oder in dem sich darüber ergossenen Schutt und biegt dann in eine wilde Schlucht mit fast senkrechten Wänden ein. Der Kornesifluss durchbricht hier die sich am westlichen Rand des Flyschzuges herausfaltenden oberkretazischen Plattenkalke, die den Osthang des Alamanosstockes bilden. Der graue Kalk ist oben plattig und wechselt noch mit graugrünen Flyschlagen; im tieferen Niveau stellen sich, wie gewöhnlich, auch rote Kalk- und Hornsteinlagen ein. Der ganze Plattenkalkkomplex, in dem auch hier die Orbitoidenkalke nicht fehlen, ist bei einem Grundstreichen von zirka N 25 West und östlichem Schichtenfall im einzelnen äusserst intensiv zusammengefältelt.

Nach Durchschreitung der Kalkzone treten die Talwände wieder weiter auseinander. Bei der Talweitung steht unter dem oberkretazischen Plattenkalkzug und einem kürzeren Streifen roter und graugrüner, flyschartiger Mergelschiefer eine dicke Orbitolinenkalkbank an. In dem grauen, feinbrecciösen, von Hornsteinknollen durchwachsenen Kalk werden schön angewitterte Orbitolinen sichtbar (*Orbitolina conica* Arch. nebst Hippuritenresten). Unter der Orbitolinenbank folgen rote Schiefer und Hornsteine mit einer zweiten Lage von Orbitolinenkalk, sowie in nächsttieferem Niveau graue, geschichtete Kalke mit grauen Hornsteinfladen (N 20—25 West, zirka 60° Ost). Hierunter ruht erst der eigentliche ältere, rote und graugrüne Schiefer-Hornsteinkomplex, zunächst noch mit kalkigen Zwischenschaltungen. Durch die Erosion dieser weicheren Gesteine wird auf der Westseite des Kornesitales jene halbkreisförmige Talausbuchtung geschaffen, über deren Gehänge sich das in einzelne Gruppen aufgelöste, weitzerstreute Dorf Kothóni ausbreitet.

Die ersten Orbitolinenkalke nach der Durchbruchsschlucht liegen im Hangendschenkel der östlichsten aus dem Flysch heraustauchenden und nach Westen übergelegten Vorfalte des Alamanosstockes; im Gegenschenkel werden die gleichen Orbitolinenkalke bei der grossen Quelle von Kothóni geschnitten.



1. Adriatisch-ionischer Flysch.
2. Pindosflysch.
3. Oberkretazische Plattenkalke.
4. Oberste Partie d. Schiefer-Hornsteingr. m. Orbitolinenhorizont.
5. Tief. Schiefer-Hornsteinkompl.
6. Karnische Halobien-Daonellenschichten.

V = Dorf Vitsista (Mesochora).
St = Diaselo Sturnari.
Kr = Quelle Karopules.
La = Quelle Lakatá.
P = Dorf Platanakia.
K = Dorf Kornesi (*Μοσχόφιτον*).
Va = Dorf Valkáni.
Ka = Kastraki-Gipfel.
Ch = Chatzi-Gipfel.
Vr = Diaselo Vromerí.
A = Alamanos-Gipfel.
Kph = Kataphidi-Gipfel.
Ko = Dorf Kothóni.
M = Dorf Merókovon (Myrophyllon).
Mi = Dorf Misunta.
H.P. = Diaselo H. Paraskeví.
Mis = Misunta-Gipfel.
Pi = Dorf Vrestenitsa (Pigae
Kor = Brücke Koráku.

Fig. 7. Geologisches Kärtchen des Alamanosgebirges.

Die Orbitolinenkalkbänke umziehen in entsprechendem Abstand von der Umgrenzung durch die oberen Plattenkalke den ganzen Talkessel von Kothóni. Sie treten im Verein mit schmalen, roten Hornsteinbändern durch Ausläufer in Verbindung mit den Orbitolinenhorizonten des Diaselo Vromeri und des Sattels zwischen Chatzi und Kastraki. Diese Verbindungszüge der mitverfalteten Unterlage werden durch Erosionsrisse aus der Hülle der eindeckenden Plattenkalkfalten herausgeschnitten.

3. Von Kothóni nach Merókovon (Myrophyllon).

Von Kothóni steigt der Weg hoch hinauf am westlichen Steilhang der wieder ungangbar werdenden Schlucht des Kornesibaches und gelangt in die oberen eindeckenden Plattenkalke mit Orbitoidenkalklagen. Darüber hat sich auch noch ein Flyschrest erhalten. Nach Umgehung des in den Winkel zwischen dem einmündenden Kornesibach und Aspros vorspringenden Bergsporns, in dessen Plattenkalken gleichfalls hippuritenführende Orbitoidenkalkbänke (mit *Orbitella* usw.) eingeschaltet sind (N 45 West, zirka 50° NO bei starken sekundären Verfältelungen), senkt sich der Weg am Nordhang des Asprostales in die hier wieder hervorkommenden Gesteine der tieferen Schiefer-Hornsteingruppe mit dem Orbitolinenkalk. Er ist die direkte südliche Verlängerung des Orbitolinenhorizontes am Diaselo Vromeri und immer noch der gleiche vom oberen Aspros her durchstreichende Orbitolinenkalkzug. Die Orbitolinenkalke überqueren mit der ganzen Schichtenfolge das Asprostal und ziehen sich jenseits hinauf zu einer Einsattelung zwischen dem Misuntagipfel und einem niedrigeren westlicheren Vorgipfel. Die lithologische Ausbildung der Orbitolinenkalkbänke variiert nur wenig. Hier ist der graue Kalk etwas gröber brecciös und enthält reichlich graue Quarzkörner. Trotzdem wurden darin gut angewitterte Individuen der *Orbitolina conica* Arch. nebst Hippuritenresten festgestellt.

Weiter am Hang gegen Merókovon wird die tiefere Schichtenreihe durchmessen. Unter dem Orbitolinenhorizont folgen bei ständigem Nordostfallen (N 45 West, 45° NO) und konkordanter Lagerung dicke Kalkbänke mit Hornsteinknollen, dann dünnplattige, graugrüne bis schwärzliche Hornsteine mit öfteren Unterbrechungen durch geschichtete Kalkserien, deren mächtiger wechsellagernder Komplex schliesslich vor Merókovon durch die basalen karnischen Halobien- und Daonellenhornsteine nach unten abgeschlossen wird (mit *Halobia superba* Mojs., *Halobia radiata* Gemm.).

Die obertriadischen Halobien- und Daonellenschichten streichen gleichlaufend mit dem westlichen Stirnband des überschobenen Pindossystems dem ganzen Westsockel des Alamanosstockes entlang.

Nördlich bezw. nordöstlich über Merókovon (heute Myrophyllon) lassen sich in der Halobien- und Daonellenfazies an der Basis des überschobenen Schichtenpakets zwei Horizonte auseinanderhalten, nämlich graugrüne, rötlich durchfaserte Hornsteine mit *Daonella styriaca* Mojs. und dunkelgraugrüne Hornsteine, die mit *Halobia superba* Mojs. bedeckt sind und ein höheres Niveau einnehmen.

Die schiefrig-kieselige Schichtenreihe zwischen den karnischen Daonellen- und Halobienschichten und dem Orbitolinenhorizont ist auch hier von Kalkzwischenlagerungen durchsetzt, im Gegensatz zur reineren durchgehenden Schiefer-Hornsteinentwicklung über der östlicheren Halobien- und Daonellenzone des Kornesitales.

Merókovon (Myrophyllon) liegt unterhalb der Halobien- und Daonellenzone im fundamentalen ionischen Flysch des westlichen Flyschvorgebirges. Vor Merókovon enthält der vielfach mit Schutthalden überdeckte Flysch eine Foraminiferenbank mit Nummuliten und Alveolinen. Im Quelltal von Merókovon treten ferner massigere, dickbankige, kalkige Partien auf.

4. Von Merókovon (Myrophyllon) über Kloster H. Georgios–Misúnta–Pass H. Paraskevi–Litharóvrysis–Vrestenitsa (Pigae) nach der Kirche Episkopi unter Arachowitza (Marathos).

Das Misúntagebirge bildet die durch den Asprosdurchbruch äusserlich losgelöste, südliche Fortsetzung des Alamanos. Der Weg, der sich von Merókovon über H. Georgios zur Talsohle des Aspros hinabsenkt und jenseits über Misúnta zum Pass H. Paraskevi wieder emporsteigt, hält sich ständig im Flysch des Vorlandes, bei allgemeinem Nordostfallen der Flyschgesteine (durchschnittlich 30°). Zwischen Misúnta und H. Paraskevi erscheinen auch dickere Konglomeratbänke im Flysch. Mehrfach wurden in feinkonglomeratischen bis brecciös-kalkigen Zwischenlagen Nummuliten und Orthophragminen des Ludiens beobachtet (determ. A. Silvestri), so etwa halbwegs zwischen Misúnta und H. Paraskevi. Nördlich unter H. Paraskevi enthält ein eingelagerter, feinbrecciöser, dunkelgrauer Kalk Orthophragminen und Operculinen, sowie *Rupertia*, *Lithothamnium* und Bryozoen, die nach A. Silvestri für Ludien bis Lattorfien sprechen.

Der ionische Flysch ist hier am Westhang des Misúntastockes bei Annäherung an das Stirnband des überschobenen Olonos-Pindossystems und weiter hinauf gegen H. Paraskevi mit Kalk- und Hornsteinschutt überdeckt Der Schutt enthält auch Hornsteinstücke mit feingestreiften Halobien (*Halobia superba* Mojs.), ein Beweis, dass der obertriadische Halobien- und Daonellenhorizont, der den Westsockel des Alamanos begleitet, nach Überquerung des Aspros auch am Westhang des Misúntagebirges weiterstreicht.

Auch nach der Sattelhöhe bei H. Paraskevi bleibt der Weg weiter im Flysch, der mit Kalkschutt übergossen ist und unter dem bei der Lokalität Gura Tsiklistis dunkelgrauer, feinbrecciöser Kalk mit Nummuliten, Assilinen, Orthophragminen, Alveolinen, Textularien und Milioliden erscheint. Herr Prof. SILVESTRI betrachtet diese Fauna als zugehörig zum oberen Lutétien, so dass wir uns hier wohl schon ziemlich an der Basis des ionischen Flyschs befinden. Die nicht mehr ferne Kalkaufwölbung des Gavrovo macht sich hier anscheinend schon in Ausläufern geltend.

Nach Gura Tsiklistis folgen wir im allgemeinen der Grenze des Flyschs gegen die darübergeschobenen Kalke und Hornsteine der Gipfelerhebung zur Quelle Litharóvrysis, hoch oben am Südhang des Gebirges. Die Kalk-Flyschgrenze wird durch mächtigen Gehängeschutt verdeckt. Im Kalk fanden sich u. a. rote, brecciös strukturierte Lagen mit Crinoidenstielgliedern.

Unter gleichen Verhältnissen hält sich der Weiterweg am Südhang des Gebirges bis Vrestenitsa (heute Pigae), indem er sich allmählich in das tiefere Flyschgehänge unter Umgehung mehrerer Schluchten hinabsenkt. Kurz nach der Litharóvrysis enthält der Schutt wieder Hornsteinbrocken mit Daonellen (*Daonella styriaca* MOJS.), während sich im überschotterten Flysch immer wieder die gleichen brecciös-kalkigen Einlagerungen mit Nummuliten usw. einstellen. Etwa halbwegs zwischen Litharóvrysis und Vrestenitsa (Pigae) wird vor einer tiefen Quellschlucht der das Misúntagebirge durchquerende Orbitolinenhorizont geschnitten, der vom Diaselo Vromeri im Alamanosstock über den Aspros und den westlich unter dem Gipfelpunkt des Misúntagebirges eingekerbten Sattel herüberstreicht, um hier am südlichen Oberrand des Gebirges zu enden. In den teils etwas feiner brecciösen, grauen Orbitolinengesteinen sind hier gut bestimmbare Individuen angewittert (im Schliff *Orbitolina conica* ARCH.).

Die mehrfach wiederkehrenden, stets gleichen Nummulitenkalke halten bis vor Vrestenitsa (Pigae) an (Streichen des Flyschs zirka N 30 West, 40° Ost). Abgesehen von den bereits angegebenen Foraminiferentypen wird die Fauna der Nummulitenkalke noch durch Angehörige folgender Gattungen bereichert: *Flosculina*, *Heterostegina*, *Rotalia* und *Lituonella*. Ferner kommen noch Bryozoen hinzu.

Oberhalb Pigae scheint am Südhang des Misúntastockes infolge einer sekundären Auffaltung nochmals lokal der rote Orbitolinenhorizont hervorzutreten; beim Dorf selbst wird der Untergrund vielfach durch Kalkschutt verhüllt.

Von Vrestenitsa (Pigae) geht es hinunter in den Talgrund des Aspropotamos zu der über dem jenseitigen Talrand erbauten Kirche Episkopi, die zu dem am höheren Osthang des Asprostales gelegenen Dorf Arachowitza (heute Marathos) gehört.

Unterhalb Pigae geht der Kalkschutt in vorherrschenden Hornsteinschutt über, unter dem stellenweise noch anstehender Hornstein als Deckenrest über dem Flysch hervorkommt; sonst herrscht bis Episkopi und Arachowitza (Marathos) Flysch, der nur noch durch das Geschiebe des breiten Asprosbettes unterbrochen wird.

V. Die Phterikette.

Da ich das Tsurnatagebirge schon früher untersucht hatte[1]), war ich bestrebt, die Phterikette vom Misúntagebirge aus auf dem nächsten Wege zu erreichen. Der direkte Weg führt von Arachowitza (Marathos) durch das Flyschgebiet des Vorgebirges über Vrangianá (Katuna)–Choringovo (Kethra)–Raphtópoulon nach Veltsista (Lithochori).

Zwischen Arachowitza und Vrangianá wird der Flysch am Hauptgebirgshang durch die aufgeschobene normale Schichtenfolge des Olonos-Pindossystems überlagert. Die Olonos-Pindosserie beginnt, wie gewöhnlich, mit den vom Kornesital durchstreichenden karnischen Daonellen- und Halobienschichten. Darüber folgt bei allgemeinem ONO bis Nordostfallen der mächtige rote Schiefer-Hornsteinkomplex mit dem Orbitolinenhorizont in seiner oberen Grenzregion, während die obere Plattenkalkserie als Kammkrönung den von unten sichtbaren Abschluss bildet.

Bei Vrangianá (heute Katuna) tritt der Weg über den mit Hornsteinschutt bedeckten Flysch näher an das überschobene Gebirge heran. In der aus dem Gebirge hervorbrechenden Talschlucht von Vrangianá (Katuna) wurden aus der durchstreichenden obertriadischen Halobien- und Daonellenzone Handstücke mit relativ gut ausgewitterten Halobien und Daonellen erhalten (graue, dünne Kalk- und graugrüne Hornsteinplatten mit *Daonella styriaca* Mojs. und *Halobia insignis* Gemm.). Im Bachgeschiebe fanden sich auch vereinzelte Mandelsteinbrocken (Spilit).

Im Haupttal westlich unterhalb Vrangianá, das von dem südlicher gelegenen Tsurmentsalipass herabkommt, erhebt sich in steiler Stellung ein Zug massiger Konglomeratbänke, die westlich an dem im Flysch liegenden Pass vorbei nach Süden zum H. Ilias von Raphtópoulon weiterstreichen (Flysch am Pass 45°—60° Ostfallen). Hier sind, wie auch bisweilen noch weiterhin, in den dunkelgraugrünen Flyschmergeln kleinere Rollstücke eingebettet.

Vom Tsurmentsalipass senkt sich das Flyschgelände zum Quertal des Platanias (N 45 West, 50° NO), zur linken Hand begleitet von dem mit grösster Regelmässigkeit durchlaufenden Stirnband des überschobenen Olonos-Pindossystems.

---

[1]) Carl Renz: Die Gebirge von Agrapha (Pindos). Neues Jahrbuch für Min. etc. 1915, Beil. Bd. 40, S. 233.

Der Platanias entspringt in dem vom Kammbogen der Tsurnata hufeisenförmig umschlossenen Kessel von Kithrakia. In meiner früheren Publikation (Lit. 28, S. 233) ist hinsichtlich des Flussnamens ein Irrtum unterlaufen, indem mir der Platanias von den Hirten fälschlich als Choringovo-Potamos bezeichnet wurde.

Die Talsohle des Platanias liegt nördlich über dem Dorf Choringovo (Kethra) unverhältnismässig höher als das Bett des tief in das Flyschland eingegrabenen Choringovo-Potamos, der südlich unterhalb des Dorfes vorbeifliesst und von Zelenitza (Prasia) herabkommt. Die Rippe zwischen den beiden nahe benachbarten Paralleltälern erniedrigt sich bei Choringovo dermassen, dass es möglich wird, die Gewässer des hochliegenden Plataniasbettes durch einen einfachen Graben zum Nordhang der tieferen südlicheren Schlucht hinabzuleiten, um hier die Felder von Choringovo zu bewässern.

Unterhalb dieser Ableitungsstelle durchbricht der Platanias die erwähnte mächtige, zu gratigen Spitzen auserodierte Konglomeratlage, die sich von Norden her zum H. Ilias bei Raphtópoulon fortsetzt.

Talaufwärts durchschneidet der Plataniaseinriss beim Beginn des Durchbruchs durch den Hochgebirgskamm und Übertritt in das überschobene Olonos-Pindossystem die den Flysch unmittelbar überfahrende obertriadische Halobien- und Daonellenfazies, die von Kornesi-Vrangianá durchstreicht und oberhalb Zelenitza (Prasia) vorbei südwärts weiterzieht. Am oberen Ausgang der Durchbruchsschlucht durch die normale höhere Schichtenfolge teilt sich das Tal an der Vathovrysis. Bei der Gabelung ist Flysch aufgeschlossen, über dem wieder die karnischen Halobien- und Daonellenschichten folgen, die weiter hinauf gegen Kithrakia zu infolge der sekundären Fältelungen nochmals durchquert werden. Ich war zuerst geneigt, den Flysch an der Vathovrysis als Fenster des ionischen Flyschs zu betrachten; er dürfte jedoch den orbitoidenhaltigen Plattenkalken des Pindossystems an der oberen Schluchtpforte auflagern und von einer nächstöstlicheren, wieder mit der Halobien- und Daonellenzone beginnenden Schuppe überschoben sein.

Von Choringovo (Kethra) über Raphtópoulon bis Veltsista (Lithochori) herrscht bei durchschnittlichem Nordostfallen[1]) ausschliesslich isoklinal zusammengefalteter Flysch (teils graublauer bis dunkler, schiefriger Mergelflysch, stellenweise mit kleinen eingebetteten, voll gerundeten Rollstücken, teils graugrüner Sandsteinflysch, letzterer mehr in den höheren Partien). Bei Raphtópoulon fanden sich in einem dunkelgraugrünen, relativ grob konglomeratischen Flyschsandstein Nummuliten des Auversiens (det. A. Silvestri). Das Kalk- und Hornsteingeschiebe einer von Osten kommenden Talschlucht führt unter Raphtópoulon wieder vereinzelte Spilitbrocken.

---

[1]) Am Sattel oberhalb Raphtópoulon N 45 West, 60° Nordost.

1. Von Veltsista (Lithochori) über Patoma–Quelle Angathaki–Mandri Sta Gupata auf die Phterigipfel und zurück.

Die Lage des Dorfes Veltsista (Lithochori) ist auf den Karten unrichtig angegeben. Das Dorf liegt nicht im Bereich des Tales von Zelenitsa (Prasia)[1]), d. h. des Choringovo-Potamos, sondern in der Luftlinie zirka 6 km entfernt, jenseits einer aus Flysch bestehenden breiten Bergrippe, im oberen Teil des südwärts gegen Granitsa hinabfallenden Tales, d. h. unmittelbar am Westfuss des höchsten Phterikammes. Veltsista (Lithochori) ist somit der gegebene Ausgangspunkt zur Besteigung der Hauptgipfel des Phteri.

Der Flysch ist beim Anstieg von Veltsista aus zunächst mit Kalk- und Hornsteinschutt überschottert. Beim Steilabfall vor Patoma tritt der nordöstlich unter das Hochgebirge einfallende Flysch des Untergrundes hervor, in dem dunkelgraue, brecciös strukturierte, kalkreichere Partien mit Nummuliten erscheinen, die von Orthophragminen, Operculinen, Alveolinen, Flosculinen und Rotalien begleitet werden. Es handelt sich um die gleichen Nummulitenkalke, wie am Südhang des Misuntagebirges, die von Herrn Prof. A. Silvestri auf Grund meiner Schliffe als oberes Lutétien bestimmt wurden. Ausserdem fand sich am Hang unter Patoma bereits loser Orbitoidenkalk (mit grösseren Hippuritenfragmenten), sowie ein weiterer dunkelgrauer, brecciöser Kalk, in dessen Schliffen A. Silvestri neben Sideroliten, Orbitoiden und Hippuritenresten noch Orthophragminen erkannte. Es handelt sich entweder um eine Kontaktzone zwischen Kreide und Eozän oder eine noch höhere Bildung, in die die oberkretazischen Reste eingeschwemmt sind. In Anbetracht dieser Umstände dürfte der hier nicht anstehend gefundene Kalk wohl geichfalls der Olonos-Pindosfazies, d. h. einer Zwischenlage des Pindosflyschs entstammen, der weiter oben durchzieht.

Die schmale Vorstufe des Gebirges beim Hirtenlager Patoma wird durch ein hier durchstreichendes Band der weichen, roten Schiefer-Hornsteinserie bedingt, das mit seinem regulären Hangenden auf den Flysch überschoben ist. Dahinter erhebt sich die aus den überlagernden oberkretazischen Plattenkalken bestehende, steil aufsteigende Vorkette des Starazuges. Am Staragipfel über Patoma enthalten die oberen Plattenkalke feinbrecciöse Kalklagen mit Hippuritenfragmenten und der Foraminiferenfauna des Maestrichtiens (im Schliff *Orbitella, Lepidorbitoides, Siderolites*).

Um die Höhe des Starazuges zu gewinnen, windet sich der Pfad zunächst in dem Schiefer-Hornsteinzug nach Süden zur Angathakiquelle hinauf. In diesem Hornsteinzug liegen mehrere Vorkommen eruptiver Gesteine, und zwar unterhalb der Angathakiquelle von

---

[1]) Die hier als Veltsista eingezeichnete Häusergruppe heisst Machalas tis Zelenitsas, bezw. heute Machalas tis Prasias.

typischem Spilit (Mandelstein) und westlich über dieser Quelle von violettrot gefärbtem Keratophyr.

Im Osten wird der Hornsteinzug der Angathakiquelle regulär von der südlichen Verlängerung der Starakalke überlagert; sein Westrand wird aber hier von einem Zug gleicher Kalke begleitet (mit Hippuritenfragmenten und Orbitoiden), die wohl eine eingefaltete Scholle darstellen.

Von der Angathakiquelle geht es nach Osten durch die grauen oberen Plattenkalke hinauf auf die breitere Stufe der Lakka Mandri Sta Gupata. Diese stellenweise auch rosagefärbten Plattenkalke des Starazuges führen hier, wie am nördlicheren Staragipfel selbst, gleichfalls Hippuritenfragmente und Maestrichtienforaminiferen, besonders oben vor ihrer konkordanten Eindeckung durch den Flysch der Lakka Sta Gupata.

Hinter der Lakka Sta Gupata steigt das Gebirge wieder steil an. Der Steilhang besteht aus den meist roten bis graugrünen Gesteinen der Schiefer-Hornsteingruppe, die auf den Flysch von Sta Gupata aufgeschuppt sind. Von der Höhe dieses Hanges zieht sich ein Grat aus plattigen Kalken, die mit zerfressenem Hornstein wechsellagern oder von ihm durchwachsen sind, noch etwas nach Norden, um dann steil abzubrechen. Jenseits von diesem Grat erhebt sich, durch die tiefe Mulde der Mandri Chuni getrennt, der in drei Pfeilern gipfelnde Hochkamm des Phteri. Der nördliche der drei Hochgipfel, Pyramida genannt, bildet den Kulminationspunkt. Die mittlere Kuppe Koruna und der südliche Gipfel Angatholakka sind etwas niedriger. Die Angatholakka ist mit dem erwähnten Vorkamm durch den noch zweimal eingekerbten Quersattel Galarovriko verbunden.

Das Verbindungsstück des Sattels Galarovriko besteht aus den in Konkordanz weiterlaufenden obersten Partien der Schiefer-Hornsteingruppe.[1]) Zwischen der ersten und zweiten Einkerbung des Sattels Galarovriko streichen graue, dicke Kalkbänke mit Hornsteinknollen durch, die den Orbitolinenhorizont vertreten, deren Struktur aber dichter ist, als gewöhnlich. Es handelt sich im Einklang mit der Lage im Schichtenverband und dem allgemeinen petrographischen Habitus zweifellos um Äquivalente der cenomanen Orbi-

---

[1]) Im einzelnen folgen am Sattel Galarovriko unter den grauen Plattenkalken des Gipfels Angatholakka von oben nach unten:

Rote Plattenkalke und rote Mergelkalke,

graue Schiefer und rote Mergelschiefer,

graue, dicke und dichte Orbitolinenkalkbänke mit Hornsteinknollen (oben auch mit einer roten, fein brecciösen Lage),

rote Hornsteine mit schwarzem Manganbeschlag, z. T. wechselnd mit roten Schiefern,

graue, plattige Kalke mit zerfressenem Hornstein, die den vorgelagerten Parallelgrat über der Lakka Mandri Chuni bilden und ihrerseits von dem tieferen, roten bis graugrünen Hornsteinkomplex unterlagert werden.

tolinenbänke, obgleich mehrere angefertigte Schliffe keine positiven Resultate ergaben.

Hinter der zweiten Einkerbung des Sattels Galarovriko erhebt sich direkt der aus den oberkretazischen Plattenkalken bestehende Hochkamm des Phteri. Die Gipfelkalke, die zu unterst rötlich sind, erlitten eine äusserst intensive Verfältelung und zugleich auch eine seitliche Zusammenstauchung, überlagern aber trotzdem regulär die obere Partie der Schiefer-Hornsteingruppe bei nordöstlichem Grundfallen. Die Scharte zwischen Pyramida und Koruna geht bis auf die an der Basis der oberen Kalke auftretenden rotgetönten Plattenkalke herunter. Die roten, hornsteinführenden Plattenkalke umwölben eine sekundäre, seitliche Auffaltung der roten Schiefer-Hornsteingruppe, deren Gesteine in einer zur Mandri Chuni herabziehenden Runse aufgeschlossen sind. Hier tritt die seitliche Zusammenstauchung besonders augenfällig in Erscheinung.

In den Kalken der drei Hochgipfel des Phterikammes kommen, wie immer in den oberkretazischen Plattenkalken, Lagen mit Hippuritenresten und Foraminiferen des Maestrichtiens vor. Schliffe dieser Kalke vom Pyramidagipfel enthielten Orbitellen und vom Angatholakkagipfel (Südwestseite) Orbitellen und Sideroliten.[1])

Im Gegensatz zu der Ansicht von M. Neumayr (Lit. 1) schliessen sich daher die Kalke der Phterikette vollkommen den oberkretazischen Plattenkalken des übrigen Pindosgebirges an.

Der vom Sattel Galarovriko nach Norden über Mandri Chuni hinabfallende Einriss führt zum Choringovo-Potamostal, während sich der südliche Abfall dem Granitsatal zuwendet. Vom Angatholakka fällt der Hauptkamm des Phteri nach Süden zu einem Sattel ab, der etwa auf gleicher Höhe mit dem Galarovriko liegt.

Das weit von Norden her durchlaufende Band der obertriadischen Halobien- und Daonellenschichten sieht man von Galarovriko noch tief unten in der Talschlucht unterhalb Mandri Chuni enden. Bei der Überschiebung des Flyschs der Lakka Sta Gupata durch die Schichtenfolge des Hauptkammes habe ich diese Bildungen nicht mehr beobachtet, jedenfalls weil das gleichmässig von Norden her durchlaufende Stirnband des Olonos-Pindossystems hier durch die sekundäre Vorschuppe des Starazuges gestört ist, vielleicht in Verbindung mit Abrutschungen.

VI. Die Gebirgsketten zwischen Agraphiotikosfluss und Karpenision.

Hierzu Textfigur 8.

Die Strecke, die von Veltsista (Lithochori) zum Agraphiotikos-Potamos zurückgelegt wurde, kann ich hier kurz absolvieren, da

[1]) Vereinzelte angewitterte Orbitoiden wurden auch in den Gipfelkalken der Koruna und Angatholakka beobachtet, an letzterem Gipfel und am Pyramidagipfel mit Hippuritenresten.

sich der Weg unter Berührung von Granitsa, Koniavi, Vulpi und Palaeokatuna fast ständig im Flysch des durch die Erosion zerschnittenen Vorlandes hält. Ich hatte zuerst die Absicht gehabt, die Phterikette von Granitsa nach Monastirakion zu überqueren; der Saumpfad erwies sich jedoch für meine Pferde als ungangbar.

Interessant sind nur die Verhältnisse bei Koniavi (heute Limerion). Der Flysch ist zwischen Veltsista und Koniavi bei allgemeinem ONO bis Nordostfallen unter z. T. starken Verfältelungen in westlich übergeneigte Isoklinalfalten zusammengelegt. Stellenweise, wie unterhalb Koniavi (Streichen N 35 West, steil Ost), schalten sich auch harte, konglomeratische Bänke ein.

Über dem Flysch des Dorfes Koniavi (Limerion) liegt ein mächtiges Kalkschuttfeld mit z. T. grossen Blöcken. Es handelt sich um Hippuriten- und Nummulitenkalk vom adriatisch-ionischen Typus, ersterer mit z. T. ausnahmsweise grossen Hippuriten- und sonstigen Rudistenfragmenten (begleitet von sporadischen Orbitoiden und Korallenresten). Der dichte, graue Nummulitenkalk enthält Nummuliten, Orthophragminen, Lithothamnien und Bryozoen, die nach A. Silvestri für oberes Lutétien sprechen.

Oberhalb des Dorfes treten diese Kalke, soweit es sich von unten erkennen liess, aus dem Flysch heraus; darüber folgt die Überschiebungsgrenze mit roten Hornsteinen des Pindossystems in Verlängerung des Schiefer Hornsteinkomplexes von Galarovriko. Im südlichen Teil des Phterizuges, d. h. jenseits des im Süden vom Angatholakka-Gipfel eingesenkten Sattels fehlt die Fortsetzung der Vorschuppe des Starazuges.

Von Koniavi (Limerion) über Vulpi bis Palaeokatuna (das entgegen der Karten weiter südlich im Flysch liegt) und von hier hinunter ins Agraphiotikostal herrscht Flysch unter stets gleichbleibenden Verhältnissen. Im Flyschgebiet zwischen Vulpi und Palaeokatuna wurden vereinzelt kalkige Rollstücke mit Nummuliten und Orthophragminen beobachtet.

In der südlichen Verlängerung des Phterikammes treten beim Pass Sta Salomnimata (östlich oberhalb Vulpi) durchgreifende Veränderungen ein (vergl. Lit. 28, S. 243 u. 244).

Der Ausstrich des überschobenen Olonos-Pindossystems weicht nördlich des Passes scharf nach Osten zurück, so dass hier diese Einsattelung des Kammes vom ionischen Flysch okkupiert wird (mit kalkigen, nummulitenhaltigen Einlagerungen). Die Kalke, die den Kamm südlich des Passes weiterleiten, sind aus dem ionischen Flyschmantel herausgefaltete Kalke vom ionischen Typus, in Fortsetzung der oberhalb Koniavi (Limerion) bereits lokal hervorkommenden Nummuliten- und Hippuritenkalke. Vor Palaeokatuna sind diese adriatisch-ionischen Oberkreide-Eozänkalke bereits wieder unter die Flyschhülle hinabgetaucht, so dass hier der auslaufende Kamm nur noch aus Flysch besteht.

Die abschliessenden Nummulitenkalke der aus dem Flysch hervortretenden Oberkreide-Eozänkalke gehören, wie gewöhnlich im adriatisch-ionischen Faziesbereich, dem Lutétien an (mit Nummuliten, Operculinen, Heterosteginen), während die nummulitenhaltigen, brecciös-kalkigen Einlagerungen im Flysch des Passes Sta Salomnimata dem oberen Ludien entsprechen.[1])

1. Von Palaeokatuna über den Agraphiotikosfluss–Viliquelle–Krendi–Kerásovon nach Livadia Vinianis.

Von Palaeokatuna führt der Weg nach Kerásovon über einen niedrigen Flyschsattel und Flysch hinab zu dem breiten Geröllbett des Agraphiotikosflusses. Am jenseitigen Ufer steht unten am Fluss eine kleine Partie von dunkelgrauem, feinbrecciösem Kalk an, jedoch ohne makroskopisch deutlich sichtbare Fossilien.

Über eine niedrige, das Geröllbett einsäumende Schotterterrasse hinweg gelangt man am Fuss des östlichen Talhanges direkt in die karnischen Halobien- und Daonellenschichten, die dem unteren Ostrand des Agraphiotikostales folgen (Streichen N–S, 45° Ostfallen).

Die karnischen Halobien- und Daonellenhornsteine bieten immer das gleiche fazielle Bild, d. h. dunkelgraue, gelb verwitternde Hornsteinlagen, durchschossen von Kalkzwischenlagen, unter denen die ersteren fast immer vollständig aus platt übereinandergepressten Schalen bestehen (*Halobia austriaca* Mojs., *Halobia superba* Mojs., *Halobia radiata* Gemm.).

Am östlichen Talhang folgen aufwärts bis zur Quelle Vili Hornsteine (z. T. auch rot), dazwischen wieder die Halobien- und Daonellenschichten oder der fundamentale Flysch, alles stark gestört und mit Schutt beladen. Etwas westlich oberhalb der Viliquelle stehen die obertriadischen Halobien- und Daonellenschichten erneut an und erst von hier ab folgt hangaufwärts bei durchgängigem mittlerem Ostfallen der normale, hangende Schiefer-Hornsteinkomplex (meist rote, seltener graugrüne bis grün- und rotgefaserte Hornsteine).

In der Oberregion der Schiefer-Hornsteingruppe stellen sich auch in diesem Profil wieder die hier rotgefärbten Orbitolinenkalkbänke ein.[2])

Kurz vor der Häusergruppe Krendi wird die Schiefer-Hornsteinserie durch die oberkretazischen Plattenkalke abgelöst, auch hier mit hippuriten- und orbitoidenführenden Lagen.

Krendi liegt in der sanfter geböschten Ursprungsmulde eines südlich von der Viliquelle zum Agraphiotikosfluss hinabfallenden

---

[1]) Carl Renz: Beiträge zur Geologie der Küstenregion von Epirus gegenüber der Insel Korfu. Verhandl. der Naturforsch. Ges. in Basel 1925, Bd. 36, S. 186, Anmerk. 1.

[2]) Entwicklung wie am Karavagipfel. Lit. No. 32, S. 140.

Seitenrisses. Der Untergrund wird hier meist von Schutt verhüllt. Auf den Äckern des nördlichen Hanges stehen bei Krendi wieder die karnischen Halobien- und Daonellenschichten an (u. a. *Daonella styriaca* MOJS., *Halobia radiata* GEMM.). Infolge der Schuttentwicklung lässt sich hier das Lagerungsverhältnis der obertriadischen Gesteine zu dem aus den stark verfältelten oberen Plattenkalken bestehenden nördlichen Bergkamm ohne nähere Begehung nicht erkennen. Bei der Quelle von Krendi, die kurz vor dem Sattelübergang zur Talmulde von Kerásovon entspringt, beginnt wieder der Flysch; die Halobien- und Daonellenschichten bilden daher auch hier die unmittelbare Auflage des überfahrenen Flyschsubstrats.

Der Flysch erfüllt die ganze Talmulde von Kerásovon–Phrangista, an deren Nordrand der Weg nach Kerásovon weiterführt. In einem von Norden herabkommenden Einriss ist roter Hornstein unter den oberen grauen Plattenkalken des nördlichen Kammes aufgeschlossen. An diese letzteren stark gestörten, unten auch rosa gefärbten Kalke tritt der Weg etwa halbwegs Krendi–Kerásovon auf eine kurze Strecke heran. Sie enthalten stellenweise Orbitellenkalklagen, sind aber scheinbar auf den Flysch aufgeschoben, doch dürften auch Verwerfungen mitspielen.

Eine gleiche Kalkkuppe liegt an der Westseite des Dorfes Kerásovon.

Auf der Ostseite von Kerásovon herrscht wieder starke Schuttbedeckung, und zwar meist von rotem Hornstein, der von der am Westhang des Berges von Kerásovon durchziehenden Hornsteinzone herrührt.

Die Kuppe und der obere Osthang des Kerásovonberges bestehen wiederum aus den oberkretazischen Plattenkalken, die bei mittlerem Ostfallen den Hornsteinzug der Westseite eindecken.

Der Weg nach Livadia Vinianis hat die südliche Verlängerung der Gipfelkalke des Kerásovonberges zu überqueren. Auch dieser Zug enthält Hippuritenfragmente, zugleich mit der Foraminiferenfauna des Maestrichtiens, so jenseits des Talgrundes unterhalb Kerásovon oder östlich des Sattelübergangs etwa halbwegs zwischen Pass und Livadia Vinianis (*Orbitella*, *Siderolites* usw.). An letzterem Fundort schalten sich bereits auch flyschartige Zwischenlagen ein zum Übergang zu dem konkordant auflagernden Flysch (Streichen N—S, Fallen 45°—60° Ost), der bis hinunter nach Livadia Vinianis anhält. Der Plattenkalkzug zwischen Kerásovon und Livadia Vinianis wirkt sich hier in Anbetracht der starken Zusammenfaltungen mächtiger aus, als es seinem tatsächlichen vertikalen Ausmass zukommt.

Bei der Quelle von Livadia Vinianis läuft bei ständigem Ostfallen aller Schichtenglieder die Grenze gegen eine nächst östlichere Aufschuppung durch. Die Aufschlüsse sind infolge der Schuttbedeckung nicht günstig. Über dem Flysch folgen hier an der süd-

lichen Umrandung des Beckens rote Hornsteine, bzw. Schiefer mit durchziehenden Orbitolinenbänken (mit vereinzelten, schön angewitterten, konischen Orbitolinen) und über diesem Komplex wieder die oberen Plattenkalke. Nach Norden streicht der Flysch am Osthang des Kerásovonberges vorbei.

2. *Von Livadia Vinianis über die Megdovasbrücke–Chani Kápsalos–Chani Karanasi–Pass H. Athanasios nach Karpenision.*

Nach Livadia Vinianis werden die über der Oberregion der Schiefer-Hornsteingruppe folgenden oberen Plattenkalke überquert, die etwa auf halbem Wege zwischen Livadia Vinianis und der Megdovasbrücke Hippuritenfragmente und Foraminiferen des Maestrichtiens enthielten (im Schliff *Orbitella, Calcarina*). Gegen die Brücke zu stellen sich bereits eingefaltete Flyschreste ein (bei Ostfallen bis senkrechter Aufrichtung der Schichten). Schon etwa 80 m über der heutigen Talsohle lagern dem Gehänge grobe Flussschotter auf. Direkt vor der Megdovasbrücke fand ich früher ein loses Kalkstück mit einigen Belemniten (Lit. Nr. 28, S. 241).

Jenseits der Brücke folgt über den stark gefalteten und gewundenen, im allgemeinen aber steil nach Osten fallenden oberen Kalken Flysch, auf den seinerseits weiter oben am Osthang des Megdovastales wieder die üblichen Gesteine der karnischen Halobien- und Daonellenfazies aufgeschoben sind (N 55 West, flach NO). Auch hier können schöne Handstücke mit Halobien und Daonellen gesammelt werden, wie *Daonella styriaca* Mojs., *Halobia insignis* Gemm., *Halobia superba* Mojs., *Halobia radiata* Gemm. Über den eigentlichen, mit dünnen Kalkschnüren durchzogenen Halobien- und Daonellenhornsteinen lagern zunächst noch graue, plattige Kalke in unregelmässigem Wechsel mit schwarzgrauen, gelbverwitternden Hornsteinlagen bei stärkeren sekundären Verfältelungen (daher stellenweise auch westliches Fallen).

Darüber folgt der hangende dunkelrote Schiefer-Hornsteinkomplex, auch hier noch ziemlich häufig von kalkigen Zwischenbänkchen durchlagert und lokal kolossal zusammengestaucht.

Nach Durchquerung des breiten Schiefer-Hornsteingürtels erscheinen in der Oberregion des Komplexes vor Chani Kápsalos wieder die feinbrecciösen, von grauen Hornsteinknollen durchwachsenen, dickbankigen Orbitolinenkalke als Zwischenschaltung der roten Mergelschiefer. Es folgen nochmals überwiegend rote und graue (bezw. grün-rot gestreifte) Hornsteine, während oben bei Chani Kápsalos, das auf der Rippe zwischen dem Tal von Stenoma und einem südlicheren, hierzu parallelen Seitental des Megdovas liegt, wieder die roten Schiefer die Vorhand gewinnen, z. T. mit kalkigen Zwischenlagen (20° Ostfallen).

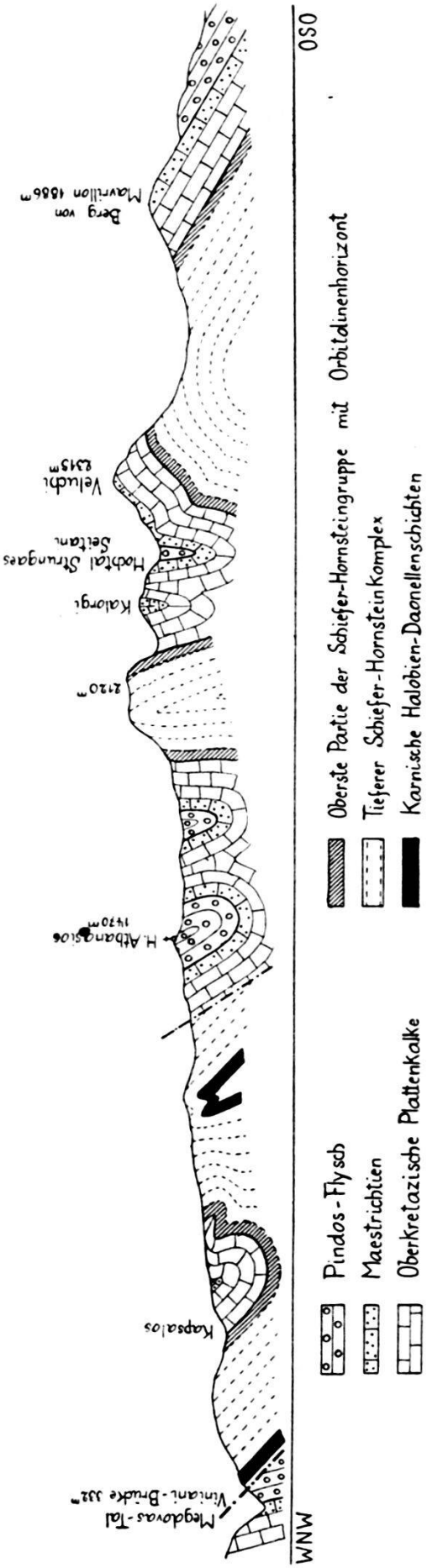


Fig. 8. Profil durch den Gebirgsstock des Veluchi (Tymphrestos).

Der Weg wendet sich zum Nordhang des südlichen Seitentales und tritt in die überlagernden oberen, grauen Plattenkalke über, in die sich weiter oben die hier etwas gröber brecciösen Orbitoidenkalklagen (*Orbitella* usw.) mit Hippuritenfragmenten einschalten. Die Plattenkalke halten an bis Chani Karanási, am Nordhang der von H. Athanasios herabkommenden Talschlucht; stellenweise werden sie rosa mit roten zwischengeschalteten Hornsteinschnüren oder roten, mergeligen, geschieferten Zwischenlagen (untere Partie der oberkretazischen Plattenkalke).

Bei der Quelle Karanási tritt auch die Unterlage heraus, und zwar in Form von graugrünen, flyschartigen Sandsteinen und roten Schiefern, die aber am Weiterweg bald wieder unter den Plattenkalken verschwinden.

Bei enormen Verfältelungen wird der Plattenkalk bald stellenweise rosa (untere Partie), bald enthält er auch wieder die Orbitoidenkalklagen. Gleichzeitig mit der Zurückbiegung des Weges auf die Höhe der Bergrippe hören die Plattenkalke auf und die Rippe besteht nun wieder aus den tieferen Gesteinen der Schiefer-Hornsteingruppe, stellenweise noch unterbrochen durch hornsteinführende, graue Plattenkalke. Es geht zunächst längs des Kammes der Rippe weiter in der meist roten Schiefer-Hornsteinserie und dann hinüber auf die Südseite der Bergrippe an den ungemein steilen Nordhang der vom Pass H. Athanasios herabkommenden Talschlucht. Hier mehren sich die kalkigen Zwischenlagen und es treten darnach wieder die karnischen Halobien- und Daonellenschichten hervor (Streichen N—S, zirka 30—45° und steil Ost).

Infolge zweimaliger antiklinaler Auffaltung werden längs des Weges zwei Aufschlüsse der obertriadischen, d. h. in erster Linie karnischen Halobien- und Daonellenfazies in der Nähe der antiklinalen Scheitel geschnitten, dazwischen liegen synklinal eingefaltete rote Schiefer-Hornsteine mit den unterlagernden Plattenkalken des Übergangs.

Unter den Halobien wären *Halobia superba* Mojs., *Halobia radiata* Gemm. und *Halobia austriaca* Mojs. anzuführen und unter den Daonellen, wie gewöhnlich, *Daonella styriaca* Mojs., sowie eventuell auch *Daonella fluxa* Mojs. Letztere Art, d. h. ein Cassianer Typ, stimmt in der Schalenskulptur vollkommen mit meinem Stück überein, bei dem aber leider der Schlossrand nur unvollkommen überliefert ist.

Die nördliche Fortsetzung dieser Halobien- und Daonellenschichten hatte ich auf einer früheren Reise im Tal von Stenoma überquert (Lit. 28, S. 241).

Nach den Halobien- und Daonellenaufschlüssen, die in einiger Entfernung unterhalb des Passes H. Athanasios liegen, folgen bis zum Pass zunächst wieder die Felsarten der roten Schiefer-Hornsteinserie und dann nach einer Störung des konkordanten Schichten-

durchlaufs rosa getönte Plattenkalke mit roten Hornsteinlagen, d. h. die untere Partie der oberkretazischen Plattenkalke. Infolge einer untergeordneten Verschuppung verliert hier der Schiefer-Hornsteinkomplex an Mächtigkeit, wodurch auch der Orbitolinenhorizont ausfällt.

Über den rosa Plattenkalken liegen graue Plattenkalke, deren Oberpartie ein kurzes Stück westlich unter der Passhöhe wieder Orbitoidenkalklagen mit Hippuritenfragmenten führt (im Schliff *Orbitella, Lepidorbitoides*). Daran schliesst sich als weiteres konkordantes Glied der normalen Schichtenfolge der Flysch, der den Passsattel und Gebirgskamm bei der Kapelle H. Athanasios zusammensetzt (graugrüner Sandstein mit zirka 60° Ostfallen).

Von H. Athanasios geht es am Südhang des Veluchizuges (Tymphrestos) weiter zunächst durch Flysch, aus dem längs des Weges noch zweimal die antiklinal aufgefalteten oberen Plattenkalke mit hippuritenhaltigen Orbitoidenkalklagen hervorstossen (*Lepidorbitoides* usw.).

An die zweite Faltung der oberen Kalke reihen sich beim Abstieg nach Karpenision in steil aufgerichteter Stellung die nächst tieferen Gesteine der Schiefer-Hornsteingruppe an. Es ist die mächtige, steile Aufwölbung des Schiefer-Hornsteinkomplexes in dem über 2000 m hohen westlichen Bergrücken des Veluchistockes. An der Grenze gegen den Schiefer-Hornsteinkomplex nehmen die Plattenkalke, wie immer, rötliche Färbungen an und ebenso bleiben auch hier im oberen Teil der Schiefer-Hornsteinserie die dickbankigen Orbitolinenkalke (mit Hippuritenresten) zu beiden Seiten der Aufwölbung nicht aus. Im Veluchigebiet (Tymphrestos) sind die Foraminiferen in den Orbitolinenkalken wieder schwer zu erkennen und nur dünn verteilt; auch hier werden meist zahlreiche Schliffe notwendig, um auf deutliche Orbitolinen zu stossen. Ebenso bemerkt man nur selten gut angewitterte Individuen.

Der Südabbruch des Veluchimassivs liegt in der westlichen Verlängerung des Spercheiosgrabens.

In Karpenision ist der Ausgangspunkt erreicht, von dem ich ein Jahr zuvor die Besteigung des Veluchi (Tymphrestos) und die Bereisung des aetolischen Pindos unternommen hatte[1]).

C. Zusammenfassung.

Wie bereits in der Einleitung betont, unterscheidet sich der jetzt bereiste nördliche Abschnitt des Pindosgebirges in keinem seiner grundlegenden faziellen und tektonischen Charakterzüge von der südöstlichen Verlängerung der Pindosketten durch Ätolien hin-

[1]) Carl Renz: Geologische Untersuchungen im aetolischen Pindos. *(Καρόλου Ρένις: Γεωλογικαὶ ἔρευναι εἰς τὸν αἰτωλικὸν Πίνδον). Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* (Verhandl. der Athener Akad.) 1928, Bd. 3, S. 664—677.

durch, so dass hier eine einheitliche Gebirgszone von grosser Länge und bemerkenswert regelmässigem Bau vorliegt.

1. Stratigraphie.

Das Aufbaumaterial der Pindosketten setzt sich, abgesehen von einigen nur untergeordnet beteiligten Bildungen, aus den Gesteinen der mesozoischen Plattenkalk-Schiefer-Hornsteingruppe und konkordant darüber folgendem Flysch zusammen.

Die Plattenkalke vertreten durchgehends im ganzen Pindos den oberen Teil des unter dem Flysch lagernden Schichtensystems. Der Plattenkalk enthält in der Regel noch Zwischenlagen oder eingewachsene Knollen und Fladen von mannigfach gefärbtem Hornstein; er ist in seinen oberen Partien lichtgrau und wird nach unten meistens hellrot.

Das Alter dieser oberen Plattenkalke ist durch Fossilfunde ziemlich genau fixiert. In der Oberregion der Plattenkalke finden sich überall brecciös strukturierte Zwischenlagen mit einer gleichbleibenden Foraminiferenfauna des Maestrichtiens[1]), an der sich folgende Foraminiferengeschlechter beteiligen:

Orbitella H. DOUVILLÉ (mit *Orbitella apiculata* SCHLUMBERGER, *Orbitella media* ARCH., *Orbitella tenuistriata* VREDENBURG, *Orbitella Tissoti* SCHLUMBERGER), *Simplorbites* GREGORIO (mit *Simplorbites gensacicus* LEYMERIE), *Lepidorbitoides* SILVESTRI, *Clypeorbis* H. DOUVILLÉ, *Calcarina* ORB., *Siderolites* BRONN und *Omphalocyclus* BRONN. Mit Ausnahme der *Orbitella Tissoti* sprechen diese Foraminiferen, soweit sie niveaubeständig sind, für Maestrichtien. *Orbitella Tissoti* SCHLUMBERGER, die bisher nur aus dem unteren Campanien bekannt war, wurde allerdings vorerst nur im Peloponnes angetroffen (Chelmos, südlich unter Gipfel A, det. A. TOBLER). Es wäre auch sonst nicht ausgeschlossen, dass manche der zu unterst liegenden Pindos-Orbitoiden schon einem tieferen Niveau als Maestrichtien angehören, um so mehr als die ganze Oberkreide vom Maestrichtien abwärts bei der obwaltenden Schichtenkonkordanz in den oberen Plattenkalken der Pindoszone enthalten ist.

Der zitierten Fauna der Orbitoidenkalke sind häufig noch Lithothamnien, Bryozoen, Spongienreste und vor allem stets auch Hippuritenfragmente beigemischt, sowie als akzessorische Begleitformen Angehörige der Gattungen *Baculogypsina* SACCO, *Arnaudiella* DOUVILLÉ, *Rosalina* ORB. und *Pentellina* MUN. Chalmas et Schlumberger.

Abgesehen von den mehr indifferenten Typen sind die den Maestrichtien-Foraminiferen beigemengten Baculogypsinen und Ar-

---

[1]) Vergl. auch CARL RENZ, Lit. Nr. 31, 32 und 33.

naudiellen interessant[1]), da ein Tieferreichen dieser Gattungen aus dem Tertiär bis in die Kreide hinein noch nicht beobachtet war. Diese Auffassung harmoniert hier, d. h. in der Olonos-Pindoszone jedenfalls besser mit der stratigraphischen Sachlage im Gelände, als die Annahme einer Einschwemmung der Maestrichtien-Foraminiferen in jüngere Bildungen[2]). Nur in einem einzigen Fall, d. h. in einem lose gefundenen Stück bei Patoma (Phterigebirge), das vermutlich aus dem Flysch stammt, wurden zusammen mit den hier wohl eingeschwemmten Orbitoiden und Sideroliten des Maestrichtiens auch Orthophragminen beobachtet (vergl. oben V. 1, S. 350).

Es ist bemerkenswert, mit welcher faziellen und faunistischen Gleichmässigkeit diese Orbitoidenkalke des Maestrichtiens durch die ganze lange Olonos-Pindoszone bis nach Kreta hinunter durchstreichen. Neuerdings habe ich sie in genau gleicher fazieller Aufmachung auch auf Rhodos und selbst noch auf der Insel Cypern (Cyprus) angetroffen (auf Cypern mit *Orbitella media* ARCH. nebst weiteren Orbitellen, *Simplorbites gensacicus* LEYMERIE, *Omphalocyclus sp.*, *Siderolites sp.*)[3]).

---

[1]) Die Baculogypsinen wurden von Herrn Dr. A. TOBLER nachträglich noch in meinem Material vom thessalischen Pindos eruiert (vergl. Lit. Nr. 32). Sie sind hier bis jetzt in den am Karvela-Pass (Ostseite) und am Sattel nördlich unter dem Karavagipfel (grosse Lakka) aufgesammelten Orbitoidenkalken des Maestrichtiens festgestellt. Neuerdings wurden die Orbitoidenkalke des Maestrichtiens mit den gleichen Foraminiferenfaunen und Hippuriten auch im östlichen Hellas noch an mehreren Aufschlüssen angetroffen, so im Oetagebirge (Katavothra) bei Makriaeslakkes zwischen Pavliani und Kumaritsi, ferner in den lokrischen Gebirgen am Nordrand des Poljes Palaeo-Suvala (Saromata) und ausserdem zwischen Ano-Palkousa und Drachmani (Elateia) am Weg von Rigini.

Meine inzwischen verschliffenen Orbitoidenkalke vom Olonos- bzw. Voïdiasgebirge (Westpeloponnes) enthalten nach den Bestimmungen von Herrn Prof. A. SILVESTRI folgende Gattungen bzw. Arten:

1. Gebirgshang bei Saravali (südöstlich Patras):
   Orbitellen (darunter *Orbitella media* ARCH.), Lepidorbitoiden, Simplorbiten (mit *Simplorbites gensacicus* LEYMERIE), Calcarinen und Sideroliten.
2. Vor Lópesi an der Strasse Patras—Kalavryta bei km 29:
   Orbitellen, Sideroliten und *Arnaudiella spec.*
3. Nach Lópesi bei km 33:
   Orbitellen, Lepidorbitoiden, Calcarinen, Sideroliten und *Omphalocyclus spec.*
4. Oberhalb Analipsis—H. Paraskevi (zwischen Lópesi und Vlasia):
   Orbitellen, Calcarinen, Sideroliten und *Omphalocyclus spec.* Die Bestimmungen SILVESTRI's wurden der in meinen Arbeiten gebrauchten generischen Nomenklatur angepasst. Im Voïdiasgebirge wurden Sideroliten auch schon von PH. NEGRIS angegeben (Roches cristallophylliennes S. 266—267).

[2]) Vergl. hierzu A. SILVESTRI: Nuove notizie sui fossili cretacei della contrada Calcasacco presso Termini-Imerese (Palermo). Paleontographia italica 1912, Bd. 18. S. 29 ff. — A. SILVESTRI: Orbitoidi cretacee nell eocene della Brianza. Roma 1919.

[3]) CARL RENZ: Geologische Untersuchungen auf den Inseln Cypern und Rhodos. (*Καρόλου Ρένις: Γεωλογικαὶ ἔρευναι εἰς τὰς νήσους Κύπρον καὶ Ρόδον). Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* (Verhandl. der Athener Akad.) 1929, Bd. 4, S. 302 ff. — CARL RENZ: Ein Medusenvorkommen im Alttertiär der Insel Cypern (Cyprus). Eclogae geol. Helvetiae 1930, Bd. 23, Nr. 1.

Die brecciös strukturierten Orbitoidenbänke liegen teils im obersten Abschnitt der Plattenkalke, teils an ihrer Obergrenze gegen den Flysch, indem sich im letzteren Fall bereits Gesteinslagen vom Flyschtypus zwischenschalten. Die obere Plattenkalkserie des Pindos endet also mit dem Maestrichtien, während der Pindosflysch mit dem Danien beginnt.

Die Untergrenze der oberen Plattenkalke ist gleichfalls einigermassen genau festgelegt, da in der Oberregion der unterlagernden Schiefer-Hornsteingruppe im ganzen Pindos dickbankige, rote oder graue, brecciös strukturierte Orbitolinenbänke des Cenomans durchstreichen. Diese Orbitolinenlager enthalten in der Regel die spitzkonische *Orbitolina conica* ARCH., die für Untercenoman, bzw. Vraconnien spricht. Im grossen und ganzen endet also die Schiefer-Hornsteingruppe mit dem Cenoman, während die oberen Plattenkalke mit dem Turon beginnen. Die letzteren umfassen somit das Turon und die Oberkreide bis zum Maestrichtien einschliesslich.

Die Orbitolinenbänke der Olonos–Pindoszone sind von wenigen Ausnahmen mit Massenanhäufungen abgesehen, im allgemeinen nicht so individuenreich wie die Orbitolinenlager in der reinen Kalkfazies der Parnass–Kionazone. Hinsichtlich des Mengenverhältnisses an Orbitolinen schliessen sich die Orbitolinengesteine der Olonos–Pindoszone etwa den gleichalten, ebenfalls *O. conica* führenden Orbitolinenschichten der adriatisch-ionischen Zone an.

Die Orbitolinenkalke streichen gleicherweise durch die ganze Olonos–Pindoszone durch und wurden in derselben Entwicklung noch in der Olonos-Pindosfazies der Insel Kythera (Lit. Nr. 31, S. 421 u. Nr. 32, S. 153), sowie auf Kreta angetroffen.

Während in den cenomanen Orbitolinengesteinen der Olonos–Pindoszone bisher nur die konisch geformte *Orbitolina conica* ARCH. beobachtet wurde, gesellt sich in den Orbitolinenkalken der Parnass-Kionafazies (Oetagebiet) noch *Orbitolina concava* LAM. hinzu (z. B. an der Kalkkuppe auf der Wasserscheide nördlich Kastriotissa [Oeta] und auf der Ostseite des Passes Vigla am Weg von H. Triada nach Braulo, der heutigen Station Delphi).

Abgesehen von den cenomanen Orbitolinengesteinen tritt im Askimos- und Alamanoszug noch ein älteres Orbitolinenlager auf, wie auch in der adriatisch-ionischen Zone und in der Parnass-Kionazone zwei Orbitolinenhorizonte vorkommen.

Es ist noch zu betonen, dass sowohl die Orbitoidenkalke des Maestrichtiens, wie die cenomanen Orbitolinenbänke stets auch mehr oder minder grosse Trümmer von Rudistenschalen (Hippuriten, Radioliten) enthalten, die sich aber in Anbetracht ihrer fragmentären Überlieferung spezifisch nicht näher bestimmen lassen.

Für die oben angegebene Abgrenzung der oberen Plattenkalke gegen die Schiefer-Hornsteingruppe spricht auch die von A. PHILIPP-

SON (Lit. Nr. 9, S. 398) bei der Korakubrücke am Aspropotamos ermittelte *Actaeonella (Volvulina) cfr. gibba* BÖHM, die auf oberes Cenoman hinweist. Sie fand sich in einem dünnschichtigen Kalk mit eingelagerten Schieferkomplexen, also wohl gleichfalls in der Oberregion der Schiefer-Hornsteingruppe.

Die zwischen den cenomanen Orbitolinenbänken und den basalen obertriadischen Halobien- und Daonellenschichten liegende, meist rot bis graugrün gefärbte Schichtenfolge der Schiefer-Hornsteingruppe ist im Pindos noch nicht näher gegliedert. Auf der Insel Rhodos (Rodi, Dodekanes) habe ich in diesem durchlaufenden Komplex oberliassische Aequivalente mit *Posidonia Bronni* VOLTZ festgestellt[1]).

Die die Schiefer-Hornsteinserie nach unten abschliessenden und ebenfalls durch das ganze Verbreitungsgebiet des Olonos-Pindossystems gleichartig durchlaufenden und neuerdings von mir bis nach Rhodos[1]) nachgewiesenen karnischen Halobien- und Daonellenhornsteine bestehen aus meist dunkelgrauen bis dunkelgraugrünen, gelb verwitternden, seltener auch roten Hornsteinen mit wechselnden dünneren, hellgrauen, kalkigen Lagen. In diesen Gesteinen sind die dünnschaligen Daonellen und Halobien in Massenanhäufungen wie Blätter übereinander gepresst, so dass nur unter besonders günstigen Umständen intakte Schlossränder und vollständige Schalenumrisse sichtbar werden oder durch Präparation freigelegt werden können. Bei dieser Art des Vorkommens wird natürlich eine genauere spezifische Bestimmung sehr erschwert, wenn nicht vielfach illusorisch.

Die stratigraphisch wichtigsten Leitformen stellen die folgenden Arten[2]):

Daonella styriaca MOJS.	*Halobia insignis* GEMM.
Halobia superba MOJS.	*Halobia austriaca* MOJS.
Halobia radiata GEMM.	*Halobia Suessi* MOJS.

Durchgängig verbreitet sind hierunter besonders die unterkarnische *Daonella styriaca* MOJS., die ich in der Olonos-Pindoszone erstmals im Jahre 1903 im Olonos (Westpeloponnes) festgestellt hatte, und die oberkarnische *Halobia superba* MOJS. An einigen Profilen wurde beobachtet, dass die Schichten mit *Daonella styriaca* tiefer liegen, während *Halobia superba* in höherem Niveau folgt, d. h. im Einklang mit der stratologischen Verteilung dieser Arten in anderen obertriadischen Gebieten. Aber auch die anderen hier zitierten Arten kehren

---

[1]) CARL RENZ: Geologische Untersuchungen auf den Inseln Cypern und Rhodos. (*Καρόλου Ρέντς: Γεωλογικαὶ ἔρευναι εἰς τὰς νήσους Κύπρον καὶ Ρόδον). Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* (Verhand. der Athener Akad.) 1929, Bd. 4, S.301. In entgegengesetzter Richtung wurde die gleiche karnische Daonellen- und Halobienfazies noch zwischen Budua und Cattaro angetroffen (Lit. 26, S. 560).

[2]) Vergl. Literaturverzeichnis Nr. 22, 23, 24, 25, 26, 28.

regional häufiger wieder, während einige weitere Typen (darunter anscheinend auch *Halobia rugosa* GÜMBEL) mehr lokalisiert sein dürften (vergl. Lit. Nr. 24, 26 u. 28).

Die westhellenischen Daonellen- und Halobienschichten sprechen in erster Linie für die beiden karnischen Zonen, ohne aber da und dort unternorische- oder Cassianer-Anteile auszuschliessen. Derartige Fluktuationen sind bei der Konkordanz der lithologisch gleichbleibenden Schichtenfolge ohnehin naheliegend.

Mancherorts, wie im Chelidonamassiv (aetolischer Pindos) reichen die mit den Daonellen- und Halobienhornsteinen wechselnden Kalkzwischenschaltungen auch noch etwas weiter in die Schiefer-Hornsteingruppe hinein. Im Askimosgebirge (Prosgoligebirge), im Tsumerka, im Alamanos- und Misuntagebirge hält die kalkige Anreicherung der Schiefer-Hornsteingruppe durch zwischengeschaltete Kalke noch viel höher hinauf an, so dass diese kalkreichere Sedimentation von der altersgleichen reineren Schiefer-Hornsteinentwicklung der Gebirge östlich des Aspros, bzw. des Alamanos in lithologischer Hinsicht etwas abweicht.

An zwei Stellen des westlichen Stirnbandes treten noch ältere, lichte, massige Diploporidenkalke heraus, nämlich im Askimosgebirge zwischen Mikro- und Megalo-Peristerion (Prosgoli), sowie bei Sovolaku und H. Vlasios (im Kutupazug des aetolischen Pindos). In Anbetracht der kristallinen Beschaffenheit des Gesteins lässt sich die Struktur der Röhren auch im Dünnschliff nicht erkennen, so dass eine nähere Bestimmung ausgeschlossen ist. Das gleiche gilt für die sporadisch vorkommenden Korallen.

Da jedoch auf Rhodos und dem benachbarten kleinasiatischen Festland an der Basis der Olonos-Pindosfazies mitteltriadische Diploporenkalke auftreten (auf Rhodos nach eigenen Untersuchungen, in Südkarien nach A. PHILIPPSON), liegt es nahe, die betreffenden Diploporenkalke des Pindos hiermit zu parallelisieren.

Der obere Abschnitt der Olonos-Pindosfazies wird vom Pindosflysch okkupiert, der, wie gesagt, mit dem Danien beginnt. Diese Flyschentwicklung überspannt ferner das Eozän und reicht jedenfalls noch weit ins Oligozän hinein.

Nach den Bestimmungen von Herrn Prof. A. SILVESTRI sind im Pindosflysch auf Grund meiner Foraminiferenfunde bis jetzt Lutétien (Luteziano medio nach A. SILVESTRI, Lutétien supérieur nach E. HAUG), Ludien, sowie Oligozän im allgemeinen festgestellt. Das Lutétien wird vor allem durch Nummuliten (u. a. *Nummulites laevigatus* BRUG.), Orthophragminen und Alveolinen charakterisiert, während das Ludien und ungegliederte Oligozän besonders durch Typen der Genera *Nummulites*, *Orthophragmina* und *Operculina* gekennzeichnet wird, im Oligozän mit *Orthophragmina stellata* ARCH.

Die Sedimentation des adriatisch-ionischen Flyschs, auf den das Olonos-Pindossystem nach Westen überschoben ist, folgt

dagegen im allgemeinen erst auf die Nummulitenkalkfazies des Lutétiens. Der adriatisch-ionische Flysch durchläuft gleichfalls das obere Eozän und Oligozän bis hinauf zum Aquitanien-Burdigalien, das sich in der Regel durch seine überaus reichen Foraminiferenfaunen auszeichnet. Massenanhäufungen von Miogypsinen, Nephrolepidinen und Eulepidinen charakterisieren diese oberen Bildungen, so besonders auf Othoni (Fanó)[1]), Korfu[2]), Leukas, Ithaka, in Epirus und in Akarnanien.

Gestützt auf mein Foraminiferenmaterial liessen sich im adriatisch-ionischen Flysch des westlichen Pindosrandes bis jetzt oberes Lutétien, Auversien, Ludien, Lattorfien bis Rupélien (*Nummulites intermedius-Fichteli* Michelotti), sowie Oligozän im allgemeinen ausscheiden (nach den Bestimmungen von A. Silvestri).

Der Beginn der Flyschentwicklung rückt daher beim Übertritt von der Olonos-Pindoszone zur adriatisch-ionischen Zone vom Danien bis ins Lutétien hinauf, wobei anscheinend die Kalk-Flyschgrenze regional oszilliert.

A. Philippson hatte in richtiger Voraussicht auf seiner Karte den Pindosflysch vom adriatisch-ionischen Flysch auch ohne paläontologische Unterlagen im grossen und ganzen schon auseinandergehalten, während M. Dalloni zwischen beiden Entwicklungen keinen Unterschied macht (Lit. 37).

Weiter nach Westen zu wird auch das Oligozän noch in die hier höhersteigende Kalkfazies hineingezogen, wie auf Paxos und Antipaxos.[3])

Die gleichen Verhältnisse dürften im Hauptgebirge und im nördlichen Teil von Kephallenia, sowie auf der Insel Zante vorliegen.

Neuerdings wurden auch auf Zante in den Kalken westlich von Lagopodon Lepidocyclinen nachgewiesen (zusammen mit Discocyclinen und *Cycloclypeus*), woraus sich auch wohl das Fehlen des Flyschs auf dieser Insel erklärt.

Der fazielle Kontrast zwischen den Bildungen der adriatisch-ionischen Zone und der Olonos-Pindoszone ist sonach beträchtlich

---

[1]) Als Burdigalien sind auf Othoni (Fanó) die miogypsinenhaltigen Foraminiferengesteine des östlichen Küstenstrichs zu deuten, während die Lepidocyclinenschichten von Othoni (mit Eulepidinen und Nephrolepidinen) für Aquitanien sprechen.

[2]) In den Flyschgebieten von Episkepsis und Spartilla auf Korfu werden die Miogypsinen, Eulepidinen und Nephrolepidinen von Heterosteginen, Amphisteginen, Discocyclinen, *Nodosaria* und *Cycloclypeus* begleitet. Unter den Lepidocyclinen der Flyschregion von Episkepsis wäre ferner *Lepidocyclina Tournoueri* Lemoine et Douvillé zu erwähnen (Sannoisien det. A. Silvestri), sodass hier der Flysch auch im Unteroligozän Lepidocyclinen führt. In manchen Lepidocyclinengesteinen der Umgebung von Episkepsis (Korfu) liegen auch Lepidocyclinen neben Orthophragminen, und zwar in den gleichen Schliffen.

[3]) Vergl. hierzu Carl Renz: Beiträge zur Geologie der Küstenregion von Epirus gegenüber der Insel Korfu. Verhandl. der Naturforsch. Ges. in Basel 1925, Bd. 36, S. 184—185.

und erstreckt sich nicht nur auf das Mesozoikum, sondern auch auf das ältere Tertiär.

In der adriatisch-ionischen Zone fehlen ferner die Eruptivgesteine; bekannt ist nur ein minimales Vorkommen von Amphibolitblöcken bei Varnakas in Akarnanien.[1])

In der Olonos-Pindoszone wurden Eruptivgesteine besonders in den westlichen Schuppen angetroffen. Es handelt sich in erster Linie um Spilite (Mandelsteine), untergeordnet auch um Keratophyre, die in der Hornsteingruppe liegen und submarin während deren Ablagerung eingedrungen sind. Bei der Überschiebung wurden sie z. T. verlagert. In der Ardini-Tsekurigruppe des aetolischen Pindos wurden auch Quarzporphyre festgestellt (Lit. 33, S. 674).

Bei Mikro-Peristerion (Norddorf) am Peristeri wird die Schichtenserie an einer jedenfalls durch die tektonische Aktivität geschwächten Stelle der Überschiebungszone von Augitandesiten durchstossen. Diese Augitandesite repräsentieren das erste Vorkommen von jüngeren Eruptivgesteinen im westlichen Griechenland.

Ob die von V. Hilber (Lit. 17, S. 585, Lit. 18, S. 618) bei Theodoriana (Tsumerka) und am Phteri (bei Monastirakion) angegebenen Diabase (Variolith-Diabase) möglicherweise in der Überschiebungsbahn liegen und in diesem Fall der Mitteltrias angehören könnten, lässt sich natürlich nur an Ort und Stelle entscheiden.

Die den Ostrand des Gebirges längs der thessalischen Ebene begleitenden Gesteine der Ophiolithgruppe gehören nicht mehr zum Verband des Olonos-Pindossystems, sondern zur osthellenischen Zone.

Zum Schluss sei mit einigen Worten noch auf die Faziesunterschiede zwischen den mesozoischen Bildungen des Olonos-Pindossystems und der adriatisch-ionischen Zone einerseits, sowie der beiden östlicheren tektonischen Einheiten andererseits hingewiesen, nachdem die Schwankungen beim Beginn der Flyschsedimentation gegenüber der adriatisch-ionischen Zone bereits erörtert wurden.

Der von der karnischen Stufe einschliesslich bis zum Maestrichtien inkl. reichenden Schiefer-Hornstein-Plattenkalkserie der Olonos-Pindosfazies stehen in der adriatisch-ionischen Zone[2]) nach den bis jetzt

---

[1]) Carl Renz: Geologische Forschungen in Akarnanien. Neues Jahrb. für Min. etc., 1911, Beil. Bd. 32, S. 455.

[2]) Carl Renz: Die Entwicklung der Juraformation im adriatisch-ionischen Faziesgebiet von Hellas u. Albanien (*Καρόλου Ρέντς: Ἡ ἀνάπτυξις τοῦ Ἰουρασικοῦ εἰς τὴν ἀδριατικὴν-ἰόνιον ζώνην τῆς Ἑλλάδος καὶ Ἀλβανίας). Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* (Verhand. der Athener Akad.) 1927, Bd. 2, S. 270—286. — Carl Renz: Die Verbreitung und Entwicklung des Oberlias und Doggers im adriatisch-ionischen Faziesgebiet von Hellas und Albanien. Verhandl. der Naturforsch. Ges. in Basel 1927, Bd. 38, S. 482—516. — *Καρόλου Ρέντς: Ἡ ἐξάπλωσις καὶ ἀνάπτυξις τοῦ ἀνωτέρου Λιασίου καὶ Δογγερίου εἰς τὴν ἀδριάτικο-ἰόνιον περιοχὴν ὄψεων τῆς Ἑλλάδος. Ὑπομνήματα τῆς γεωλογικῆς Ὑπηρεσίας τῆς Ἑλλάδος* 1927, Ἀριθ. 1, σ. 1—32.

durchgeführten Untersuchungen als Altersäquivalente gegenüber: Karnische Carditakalke, Hauptdolomit, Dachsteinkalke, die in gleicher lithologischer Entwicklung mit unter- und mittelliassischen Brachiopodenhorizonten (Aspasiakalken) bis zur Oberkante des Mittellias anhalten (hier lokal mit ammonitenführendem Domeriano), ferner fossilreicher oberliassischer Ammonitico rosso, bzw. oberliassische Posidonienschichten, Ammonitenkalke des Unterdoggers und Ammonitenkalke des Mitteldoggers.

Erst nach dem Mitteldogger beginnt mit den Posidonienhornsteinen des oberen Doggers eine lithologische Angleichung an das Olonos-Pindossystem, die mit den sich nach oben anschliessenden Gesteinen der oberjurassisch-unterkretazischen Viglaeskalkfazies (Schiefer-Hornsteine und hornsteinreiche Plattenkalke) bis zu den Orbitolinenbänken des Cenomans andauert. Im ionischen Viglaessystem sind oberjurassische Aptychenschichten (lokal auch Ammonitenkalke mit Aspidoceraten, Perisphincten, Phylloceraten, Lytoceraten usw.), ferner mit dem tithonischen Seeigel *Tithonia (Collyrites) cf. transversa* ORB.[1]), sowie Unterkreide (Aptien) mit *Mesohibolites varians* SCHWETZ.[2]) und schliesslich die Orbitolinenkalke des Cenomans, bzw. Vraconniens mit *Orbitolina conica* ARCH. ausgeschieden.

In der Oberkreide herrscht im adriatisch-ionischen Faziesgebiet massiger bis dickgebankter Rudistenkalk (Oberpartie mit Orbitoiden), der nach oben im Alttertiär wieder in Plattenkalke übergeht, die bis zu den Nummulitenkalken des Lutétiens hinaufreichen[3]).

In der Parnass-Kionazone dominiert das kalkige Element fast im ganzen Mesozoikum. Dolomite und Oolithkalke sind gleichfalls mitbeteiligt (in der Kreide auch Bauxitlinsen). Gyroporellen-, Korallen- und Megalodontenkalke der Obertrias, oberjurassische Cladocoropsiskalke[4]) und Chaetetidenkalke, Diceratenkalke, Actae-

---

[1]) A. JEANNET: Sur quelques Echinides jurassiques de la Collection Renz. Eclogæ geol. Helvetiæ (Compte-rendu de la Soc. paléont. suisse) 1928, Bd. 21, Nr. 2, S. 463. Mit Taf. 36.

[2]) Nach einer freundlichen Bestimmung meines Exemplares durch Herrn Prof. Dr. E. STOLLEY, für die ich ihm auch hier bestens danke. Der betreffende *Mesohibolites varians*, der für Aptien spricht, möglicherweise aber auch älter sein könnte (oberes Neokom), stammt aus den Viglæskalken der Bucht von Vathy auf der ionischen Insel Meganisi (Taphos) bei Leukas.

[3]) In dem den Flysch der Insel Korfu unterlagernden Nummulitenkalk treten stellenweise neben Alveolinen, Heterosteginen und Discocyclinen auch die bis jetzt in Griechenland noch unbekannten Foraminiferengeschlechter *Dictyoconus* BLANCKENHORN und *Pellatispira* BOUSSAC auf. *Dictyoconus* kommt bei Kastello und WNW oberhalb Spartilla vor, *Pellatispira* dagegen bei Zygós.

[4]) Neu festgestellte Vorkommen von Cladocoropsiskalken liegen am Xerovunirücken (zwischen Kionamassiv und Oeta), und zwar am westlichen Gebirgshang zwischen Dremisa und Kanalakiquelle (auch Diceratenkalke), oberhalb dieser Quelle gegen H. Triada, zwischen H. Triada und Pavliani, südlich und südwestlich von Pavliani (zugleich mit Chaetetidenkalken am Nordhang des Haupttales und in

oninenkalke, Ellipsactinienkalke, oberjurassisch-altkretazische Korallenkalke (gleichfalls mit Diploporiden), Urgonkalke mit Harpagoden, Nerineenkalke, Requienienkalke, cenomane und ältere Orbitolinenkalke, sowie Hippuriten-Radiolitenkalke im allgemeinen sind besonders hervorstechende Bestandteile dieser Fazies.

In der osthellenischen Zone liegt dagegen im mittleren Mesozoikum die Serpentin-Schiefer-Hornsteinformation oder ophiolithische Gruppe vor, auf die die jüngere Kreide transgrediert, wobei die umfassende Kreidetransgression lokal schon im Cenoman einsetzt[1]) (im letzteren Fall mit besonders schönen Korallenfaunen, unter denen *Aspidiscus cristatus* LAM. und *Aspidiscus Felixi* RENZ bemerkenswert sind, sowie mit Orbitolinen, Capriniden, Rudisten und Gastropoden).

Erst an der Basis der ophiolitischen Gruppe treten auch hier wiederum Kalkmassen mit meist grauen Grundfarben hervor.

2. Tektonik.

Das auf den adriatisch-ionischen Flysch des westlichen Vorlandes überschobene Pindossystem löst sich im einzelnen in Schuppen auf (vergl. auch Lit. 32 u. 33).

Betrachten wir auf Grund der vorstehenden speziellen Beschreibung kurz diese Schuppen von ihrem ersten Vorstoss aus dem östlichen Flyschland bis zum westlichen Ausstrich der Überschiebung.

Die östlichste Schuppe wird hier durch das Koziakasgebirge, d. h. den östlichen Grenzwall des Pindos gegen die thessalische Ebene gebildet, das zugleich in tektonischer, wie in stratigraphisch-fazieller Hinsicht ein Analogon zur Vardussia darstellt (Lit. 34).

Die Olonos-Pindosfazies ist in ihrer Gänze an dieser Schuppe mitbeteiligt, anfangend mit den basalen karnischen Halobien- und Daonellenschichten bis hinauf zu den Orbitoidenkalken des Maestrichtiens. Auf diese Schuppe der Olonos-Pindosfazies legt sich mit unregelmässigem tektonischem Kontakt ein von Osten aufgefahrenes Fragment der Parnass-Kionadecke. Soweit ich die Kalke der letzteren Fazies gesehen habe, liegen nur graue Oolithkalke mit vereinzelten Orbitolinen vor. Es handelt sich aber um die gleiche Oolithkalkentwicklung, wie im Parnass-Kionagebiet. Die Kalkmassen der Parnass-Kionadecke bilden den Osthang des Gebirges, dessen Ostrand gegen die thessalische Ebene noch Reste der osthellenischen Serpentin-Schiefer-Hornsteinformation begleiten.

---

einem nächst südlicheren Seitental), ferner in den lokrischen Gebirgen am nördlichen Gebirgshang südlich ob Kalidromos, bzw. zwischen Kalidromos und Rigini und am Tsuka tis Drachmanis (auch Diceratenkalke und am Gipfel Brachiopodenkalke mit Terebrateln und Rhynchonellen).

[1]) CARL RENZ: Neue mittelkretazische Fossilvorkommen in Griechenland. Abhandlungen der Schweizer. Palaeontolog. Ges. 1930, Bd. 49.

Von der obertriadischen Halobien- und Daonellenfazies der Olonos-Pindosserie wird nur ein kleiner Aufschluss im Innern der Schuppe durch die tief eingefressene Querschlucht von Porta freigelegt. An der westlichen Schuppenfront, d. h. am Osthang des Tyrnatales sind die Orbitolinengesteine des Cenomans bis in die Gegend von Tyrna unmittelbar auf den hangenden Flysch (Pindosflysch) der nächst westlicheren Schuppe aufgeschoben, während die Kalke der Parnass-Kionadecke die Kammhöhe einnehmen. Weiter nördlich in der Region des Hauptgipfels Astrapi streichen die Gesteine der Olonos-Pindosfazies mit den Orbitoidenkalken des Maestrichtiens und den cenomanen Orbitolinengesteinen zum Hauptkamm hinauf, indem die massigen Kalke der Parnass-Kionazone auf den Osthang des Gebirges zurückweichen, und zwar anscheinend infolge einer Achsenaufbiegung der Pindosschuppe, wodurch auch ein weiteres Hervorquellen von sekundären Auffältelungen und Verschiebungen verursacht wird. Dazu treten augenscheinlich noch Abrutschungen gegen das Tyrnatal. Es war natürlich nicht möglich, diese tektonischen Einzelerscheinungen in dem stark bewaldeten und unübersichtlichen Gelände mit einer einzigen Exkursion restlos zu erfassen.

Nördlich vom Hirtenlager Jaka ab erniedrigt sich der Hauptkamm. Von der gegenüberliegenden Talseite aus gesehen, scheinen die vom Astrapi herabstreichenden, feingeschichteten Gesteine der Olonos-Pindosserie bis vor Kato-Perliankon als überschobene Auflagerung über dem Flysch des Perliankontales weiterzureichen; nördlich hiervon dürften die Massenkalke der Parnass-Kionafazies direkt auf den Flysch vorgeschoben sein.

Der Flyschzug des Perliankon-Tyrnatales scheint sich der Fernsicht vom Astrapigipfel nach mit dem Flysch des Oxyasattels östlich der Karava zu einem durchlaufenden Zuge zusammenzuschliessen. Der Kalkzug des Karava-Osthanges dürfte nach Überquerung des Tales von Palaeokarya untertauchen, wodurch eine Gabelung mit dem Flyschzug von Karavassara (Palaeokarya)–Fafut eintritt, während sich der Kalk des Polymenoskammes in der Marussa und im Kirvoli fortsetzt (vergl. Lit. 30, S. 462, und 32, S. 146).

In der Schuppe des Tringiagebirges[1]) erheben sich die oberkretazischen Plattenkalke der Kirvolikette bei voller Konkordanz mit Ostfallen aus dem Flyschzug von Tyrna-Perliankon (Pindosflysch) heraus. Sie bilden den Ostschenkel eines schiefen, östlich geneigten Luftsattels über dem antiklinalen Schiefer-Hornsteinstreifen des Aivántales, um sich dann im Kalojeroszug wieder zu einer gleichorientierten zusammengepressten Synklinalen herabzusenken. Sie überspannen nach der synklinalen Umbiegung den Talkessel von Palaeochori zum Übergang in die flache Synklinale des Tringiakammes.

[1]) Hierzu Textfigur 1.

Im Talkessel von Palaeochori wird die tiefere, antiklinal aufgewölbte Schichtenreihe (Schiefer-Hornsteingruppe) durch Erosion bis hinunter zu den obertriadischen Halobien- und Daonellenschichten angeschnitten. Im Talgrund bei Palaeochori wird sodann noch das überschobene Flyschsubstrat in kleinem Umfang fensterartig blossgelegt (vergl. Textfig. 1).

Die oberkretazischen Plattenkalke des Hauptkammes der Tringia bilden den Ostschenkel der flachen Tringiasynklinalen, in deren Muldenkern sich noch Flysch erhalten hat, und zwar auf den Hochflächen von Lakkos-Patir und südlich hiervon jenseits der Durchbruchsschlucht des Kraniábaches.

Unter dem sich wieder herauswölbenden Westschenkel der Tringiasynklinalen tritt mit starker Überschiebung des Ganzen auf den Flysch des westlichen Vorlandes (Pindosflysch) abermals die tiefere Schichtenreihe mit der Schiefer-Hornsteingruppe hervor, ohne dass die hier zu erwartenden basalen Halobien- und Daonellenschichten, die im Talkessel von Palaeochori schon aufgeschlossen waren, an dem präsumptiven Schnittpunkt bei Serak oberhalb Kraniá angetroffen wurden. Voraussichtlich werden sie aber an besser freiliegenden Stellen des Ausstrichs noch festgestellt werden können.

Die Kämme bestehen somit überall aus den oberkretazischen Plattenkalken mit dem Orbitoidenhorizont des Maestrichtiens. Darunter tritt an den Einsattelungen, Hängen und in den Talgründen die tiefere Schiefer-Hornsteingruppe hervor mit den Orbitolinenbänken des Cenomans in ihrer oberen Grenzregion und den karnischen Daonellen- und Halobienschichten an ihrer Basis. Der Flysch des Tyrna-Perliankontales, der konkordant auf die orbitoidenführenden oberen Plattenkalke folgt, und der überschobene Flysch des westlichen Vorlandes bei Kraniá gehören beiderseits zu dem mit dem Danien beginnenden Pindosflysch.

Kurz vor Velitsaena stösst der First einer beginnenden weiteren Auffaltung aus dem Flyschgebirge der Dokimi hervor, die nach SSO mit ansteigender Faltenachse zu der Schuppe des Avgó anschwillt.

Im Norden hiervon herrscht zwischen dem Westabfall des Tringiagebirges und dem Ostrand des Peristeri-Kakarditsazuges ausschliesslich der Flysch der Dokimi. Der letztere Zug wölbt sich am Westrand dieses isoklinal zusammengefalteten Flyschgebietes aus dem Flysch heraus, wobei die oberen Kreidekalke konkordant nach Osten unter den Flysch einfallen.

Es erübrigt sich, hier ein detailliertes Strukturbild der Peristerischuppe zu entwerfen, da das beigegebene Profil (Textfig. 3) eine Zusammenfassung ersetzt. Zu der Zeichnung ist nur noch zu bemerken, dass die ausserordentliche sekundäre Verfältelung und teilweise mäanderartige Ineinanderwindung der Schichten graphisch nicht zum Ausdruck gebracht werden konnte und auch eine An-

deutung derselben im westlichen Teil des Profils der Übersichtlichkeit wegen unterblieb.

Dagegen erfordert der westliche Überschiebungsrand noch eine kurze Besprechung, die allerdings in Anbetracht der völlig unzulänglichen topographischen Unterlagen sehr erschwert wird.

Während sich die durchlaufende Schichtenfolge des Olonos-Pindossystems am westlichen Stirnrand im allgemeinen als eine von der basalen Halobien- und Daonellenfazies bis hinauf zum Maestrichtien reichende Mauer über dem adriatisch-ionischen Flyschsubstrat auftürmt, stellen sich am Westabfall des Askimoszuges Unregelmässigkeiten ein. Die Auffaltung des Peristerizuges taucht im Norden infolge einer Achsenabsenkung im nördlichen Flyschland unter. Bei H. Paraskevi-Mikro Peristerion (Norddorf) läuft die Überschiebungsgrenze durch. Bei H. Paraskevi ist die tiefere Schichtenserie zunächst nur bis zum Orbitolinenhorizont aufgeschlossen, während bei Mikro-Peristerion bereits die an der Basis der Olonos-Pindosserie liegenden, wohl mitteltriadischen Diploporenkalke herausgequetscht sind. Die Situation kompliziert sich hier noch durch einen Durchbruch von Augitandesit.

Die hochgradige tektonische Beanspruchung dieser Zone gab jedenfalls die geeignete Vorbedingung zum Durchstoss dieser jüngeren Eruptivgesteine, den ersten ihrer Art im westlichen Griechenland.

Im tiefen Einriss von Mikro-Peristerion (Süddorf), der direkt zum Peristerigipfel hinaufzieht, scheint die regelmässige Schichtenfolge bis hinunter zu den Halobien- und Daonellenschichten aufgeschlossen zu sein. Das Band des Orbitolinenhorizontes wird hier zurückweichend bis unter den Peristerigipfel angeschnitten, während am Ausstrich zwischen Mikro-Peristerion (Süd) und Megalo-Peristerion wieder die Diploporidenkalke anstehen.

Zwischen Megalo-Peristerion und Palaeochori ändert sich das tektonische Bild. Hier kommen am Westabfall des Askimos die tieferen Bildungen der Westfront überhaupt kaum mehr oder nur in tieferen Schluchten zum Vorschein, indem die oberkretazischen Kalke direkt auf den adriatischen-ionischen Flysch überschoben sind.

Nur in der Kakavaschlucht südlich von Lokánista, die sich tief in den Gebirgskamm einsägt, wird hinter dem vorgelagerten Zug der oberkretazischen Kalke die ganze Schichtenserie bis hinunter zu den karnischen Daonellen- und Halobienschichten und dem Flyschsubstrat entblösst.

Gegenüber von diesem Aufschluss durchbricht der Artinosfluss die sich unter dem Flysch heraufwölbenden ionischen, alteozänen und älteren Kalkmassen des Xerovunizuges. An dieser Stelle nähert sich die Olonos-Pindosfazies der adriatisch-ionischen Kalkfazies bis auf wenige Kilometer.

Ich nehme an, dass sich diese Aufwölbung des Vorlandes als Widerlager dem Vorschub des Olonos-Pindossystems entgegen-

stemmte, wodurch die tieferen Anteile des überschobenen Schichtenpakets aufgehalten und vornehmlich die oberen Plattenkalke weiter vorbewegt und in den Flysch eingefaltet oder hineingepresst wurden.

Zur Klärung der Detailstruktur des Gebirges ist natürlich eine Begehung unerlässlich. Infolgedessen ist der in Textfig. 3 gegebene Querschnitt schematisch nur bis zur Schluchtsohle des Kakavarhemas durchgeführt, ohne Einzeichnung der eingekeilten Vorscholle.

Von der zweiten Schlucht südlich von Palaeochori an liegen wieder über Davitsiana bis hinauf zum Pass Aphti zwischen Melissurgi und Theodoriana die normalen Verhältnisse vor, indem auf dem ionischen Flyschsubstrat die ganze reguläre Schichtenfolge des Pindossystems tektonisch auflagert, und zwar von den karnischen Halobien- und Daonellenschichten bis hinauf zum Maestrichtien.

Im Tsumerkagebirge greift die Überschiebungszunge wieder stark nach Westen vor. Der Lappen der Tsumerka lagert als vorgeschobene Teildecke auf dem adriatisch-ionischen Flysch, der auch im Inneren des Gebirges im Fenster von Theodoriana blossliegt. Der karnische Halobien- und Daonellenhorizont[1]) umringt dieses Flyschfenster und bildet jedenfalls auch am Nord- und Westabfall der Tsumerka die Basalschicht der Halbdecke. Die vom Orbitolinenhorizont umsäumte Hochregion wird von den oberen Plattenkalken eingenommen. Am Hauptgipfel Kataphidi wurden rudistenhaltige Lagen mit teilweise verkieselten Hippuriten usw. angetroffen.

Die sich an dieses weit vorgeschobene Deckenstück der Tsumerka im Osten des Kessels von Theodoriana zusammenhängend anschliessende eigentliche Kakarditsaschuppe ist die gleichartig gebaute Fortsetzung des Peristerizuges.

Der im Osten von Chaliki durchstreichende obere Plattenkalkzug überquert unweit Kótori den Aspros und bildet dann das Massiv der Drakotrypa. Der Orbitolinenhorizont von Chaliki, der zuerst südlich des Metsovitikos-Potamos auftaucht und das Joch westlich des Chotscha Mandrapasses übersteigt, erfüllt das obere Asprostal und folgt dann an Gardiki vorbei dem Westrand der Drakotrypa, um sich jenseits der ersten Westwendung des Aspros durch den Alamanos zum Misuntagebirge fortzusetzen (vergl. Karte, Textfig. 7).

Der Orbitolinenhorizont des Budaï (westlich Chaliki) streicht am Westhang der Toskia vorbei zum Pass Chilia 60–Berendessa westlich unter dem Kakarditsagipfel und schliesst sich dann augenscheinlich mit dem bis zu der karnischen Halobien- und Daonellenfazies hinunter aufgeschlossenen Komplex am Westabfall des Alamanos zusammen, um hier mit dem östlicheren Zug zusammenzu-

---

[1]) Abgesehen von den gewöhnlichen karnischen Halobien- und Daonellenschichten wurden hier lose auch rote Hornsteinplatten mit zweifelhaften Posidonien beobachtet.

fliessen. Der dazwischenliegende oberkretazische Plattenkalkzug des Budaï setzt sich unter starker Höhenzunahme über die Toskia zum Gipfelkamm der Kakarditsa fort, während der breit hingelagerte Kalkkomplex des Peristeri-Askimoszuges mit allmählicher Verschmälerung in den Langadazug westlich des Kakarditsakammes übergeht. Der Westabfall des Langadazuges fällt mit dem Stirnband der Kakarditsaschuppe und ihrer nördlichen Verlängerung am Askimoszug bezw. ihrem südlichen Weiterstreichen zum Pass Aphti und Aussenrand der Tsumerka zusammen.

In den steilen Einmuldungen zwischen den westwärts überkippten oberkretazischen Kalkfalten des Kakarditsazuges haben sich noch zusammengepresste Flyschkerne erhalten, so bei Mutsáki auf der Westseite des Kakarditsakammes und bei Paliotschellara–Strongylos an dessen Ostseite.

Der Aufbau des Alamanosgebirges und des Misuntagebirges wird durch die Kartenbeilagen (Textfig. 6 u. Textfig. 7) hinreichend illustriert, so dass sich auch hier eine zusammengefasste Schilderung erübrigt.

Im Abschnitt vom Kornesital bis zum Diaselo Vromeri lässt sich eine Achsensenkung der Falten nach Norden beobachten, infolge derer die cenomanen Faltenkerne des Profils hier zunächst von den oberkretazischen Plattenkalken umhüllt und die Plattenkalkfalten ihrerseits vom Flysch des nördlichen Vorlandes eingewickelt werden. Am eigentlichen Alamanosstock ist umgekehrt eine leichtere südliche Achsenabbiegung wahrnehmbar, wodurch die Orbitolinenhorizonte am flacheren Südhang des Gipfelkammes zusammenfliessen und von hier auch ihrerseits mit den in der Bergarena von Kothóni rings herum aufgeschlossenen Orbitolinengesteinen Fühlung nehmen. Der Orbitolinenhorizont von Vromeri durchquert noch das Misuntagebirge und streicht an dessen Südabfall aus. Hiermit endet die lange cenomane Orbitolinenzone von Chaliki.

Wie bei allen Profilzeichnungen, konnten natürlich auch im Alamanosprofil (Textfig. 6) die immensen sekundären Verfältelungen und seitlichen Zusammenstauchungen graphisch nicht mehr zum Ausdruck gebracht werden.

Das westliche Stirnband des aufgeschobenen Olonos-Pindossystems fällt nicht mit der Zunge einer durchgehenden westlichsten Schuppe zusammen, sondern springt von N nach S, in Staffelung zurückweichend, auf den Vorderrand der jeweils folgenden östlicheren Schuppe über.

Im Norden bildet zunächst die Peristeri-Kakarditsaschuppe mit der weiter vorgetriebenen Tsumerka und der anschliessenden Alamanos-Misuntaschuppe den Stirnrand. Südlich der Korakubrücke

(über den Aspropotamos) wird dann die Hauptfront vom Ausstrich der nächstöstlicheren Schuppe als zweiter Staffel aufgenommen.[1])

Diese auch den Osthang des Kornesitales bildende Schuppe dürfte sich zusammenhängend bis zum Tsurnatagebirge erstrecken. Der Abschnitt zwischen Valkáni und Arachowitza (Marathos) ist mir allerdings nicht bekannt. Nach der Aufnahme von A. PHILIPPSON[2]), der dieses Gelände begangen hat, scheint der die Alamanosschuppe eindeckende und nach Süden an sich schon stark eingeengte Flyschstreifen des Kornesitales (Pindosflysch) nicht durchzustreichen, sondern südlich von Valkáni unter den vordringenden Schubmassen der nächstöstlicheren Schuppe begraben zu sein.

Im Tsurnatagebirgsstock dürfte neben der Hauptschuppe des eigentlichen Tsurnatakammes eine weitere Aufschuppung untergeordneten Grades vorliegen, nämlich die Schuppe des Psilorachi, die die höchsten Erhebungen trägt (Lit. 28 u. 32).

Die an sich anscheinend noch sekundär verschuppte Tsurnataschuppe setzt sich im Phterikamm fort. Während aber das westliche Stirnband der Tsurnataschuppe mit der ganzen Schichtenfolge bis hinunter zu den karnischen Halobien- und Daonellenschichten den regelmässigen Bau beibehält, ändern sich diese normalen Verhältnisse an der Westfront der Phterikette, indem zwischen der Lakka Sta Gupata und Patoma mit dem Starazug noch eine aus dem allgemeinen tektonischen Rahmen herausfallende Teilverschuppung hinzukommt.

Diese Komplikation steht wohl im Zusammenhang mit dem scharfen östlichen Zurückweichen des Stirnrandes nördlich vom Pass Sta Salomnimata (östlich oberhalb Vulpi), an dem der adriatisch-ionische Flysch bis über die Kammhöhe hinüberreicht. Dieses Zurückfliehen des Schuppenrandes über die Kammhöhe bis nach Kephalovrysis erklärt sich durch eine stärkere Aufwölbung des autochthonen Untergrundes, der hier sozusagen als Prellbock dem weiteren Vorgleiten der Olonos-Pindosserie entgegenwirkte. Im Bereich des Passes Sta Salomnimata treten, ebenso wie zwischen dem Pass und Kephalovrysis, die adriatisch-ionischen Nummulitenkalke des Lutétiens aus dem Flyschmantel heraus. Die hellgrauen, ionischen Nummuliten- und Hippuritenkalke stossen lokal schon über Koniavi (Limerion) hervor und krönen dann scheinbar den südlich des Passes auslaufenden Kamm bis in die Gegend von Palaeokatuna. Erst bei Kephalovrysis wird das Flyschsubstrat von den karnischen Halobien- und Daonellenhornsteinen tektonisch überlagert (Lit. 28, S. 243 u. 244).

---

[1]) Möglicherweise vollzieht sich ein ähnlicher Wechsel schon zwischen Tsumerka und Alamanos. Da ich das Gebiet nordwestlich von Merókovon (Myrophyllon) nicht begangen habe, kann ich keine positiven Angaben machen. Hier ist auch die Kartenskizze (Textfig. 7) nur schematisch weitergeführt.

[2]) Lit. Nr. 8, Taf. 9.

Der Flysch von Palaeokatuna wird an seinem Ostrand am Agraphiotikos-Potamos von der Kerásovonschuppe überfahren, die gleichfalls mit der obertriadischen Halobien- und Daonellenfazies beginnt und sich nach Süden in tektonische Überlagerungsfetzen auflöst.

Im Livadia Vinianis staut sich auf den die Kerásovonschuppe eindeckenden Pindosflysch eine kleinere bis zum Orbitolinenhorizont reichende Schuppe auf, wie im allgemeinen die Detailverschuppung im Verlaufe des Pindoszuges von N nach S immer vordringlicher in Erscheinung tritt (vergl. Lit. 33 über den aetolischen Pindos).

Über den Ostrand der zwischen Livadia Vinianis und dem Megdovastal eingeschalteten Schuppe ist dann die lange Veluchischuppe aufgeschoben, über deren Einzelbau die beigegebene Profilskizze (Textfig. 8) bereits genügend Aufschluss gibt.

Der Verlauf des westlichen Überschiebungsrandes des Olonos-Pindossystems ist in hohem Grade von der Struktur des Vorlandes abhängig, worauf auch schon bei der Beschreibung des Askimoszuges hingewiesen wurde.

Das starke östliche Zurückbiegen des Stirnbandes südlich von der Tsumerka erklärt sich hier durch die Auffaltung des Gavrovozuges[1]) aus dem adriatisch-ionischen Flyschgebiet, d. h. durch eine Achsenaufwölbung der Vorlandsfalten. Das tektonische Bild am Südkamm des Phteri spiegelt sich daher hier nur in grösseren Proportionen wider.

Auf gleichartigen, aber umgekehrten Voraussetzungen beruht augenscheinlich das starke Vorgleiten der östlicheren tektonischen Einheiten im Norden des Pindoszuges. Die Kalke des Peristeri tauchen hier mit einer Achsensenkung unter das nördliche Flyschland hinab. Das Nordende des Tringiazuges und des Koziakasgebirges kenne ich nicht, doch dürften hier die gleichen Verhältnisse obwalten, obwohl auch Brüche und Absenkungen mitspielen könnten. Durch diese Achsendepressionen war die Bahn frei für den starken westlichen Vortrieb der Serpentinmassen der osthellenischen Zone im Norden der Pindosketten.

In diesem Gebiet harrt noch eine weitere Frage ihrer Lösung, da im Norden des Peristeri der Pindosflysch in der Verlängerung

---

[1]) Die Kalke des Gavrovozuges stimmen nach A. Philippson faziell mit den zentralpeloponnesischen Tripolitzakalken überein. Ich habe deshalb, d. h. selbstverständlich unter dem nötigen Vorbehalt, angenommen, dass die autochthone adriatisch-ionische Zone, bzw. die Basalgesteine ihres östlichen Flyschlandes nach SO, bzw. O zu in die zentralpeloponnesische Zone übergehen könnten. Diese Hypothese beruht aber noch nicht auf eigenen Untersuchungen. Vergl. Carl Renz: Geologische Untersuchungen im Othrysgebirge (*Καρόλου Ρένς: Γεωλογικαὶ ἔρευναι εἰς τὴν Ὄθρυν*). *Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* (Verhand. der Athener Akad.) 1927, Bd. 2, S. 507—508 und Carl Renz: Geologische Untersuchungen in den südthessalischen Gebirgen. Eclogæ geol. Helvetiæ 1927, Bd. 20, S. 586—587.

der Linie Mikro–Peristerion–H. Paraskevi (etwa bei Chrysowitza) auf den adriatisch-ionischen Flysch aufgeschoben sein müsste. Bei der lithologischen Gleichheit der Gesteine kann diese Frage selbstverständlich nur durch eine Begehung und nicht aus weiter Sicht entschieden werden.

Hiervon abgesehen sind auch sonst in der Olonos-Pindoszone noch nicht alle Probleme restlos abgeklärt; dazu ist das Routennetz in diesem zerrissenen und unübersichtlichen Hochgebirgsland noch viel zu weitmaschig.

Im Verein mit meinen vorangegangenen Abhandlungen über den aetolischen Pindos und das Karava–Agraphagebiet (Lit. 28, 32, 33) ist deshalb auch die vorliegende Bearbeitung nicht als ein Abschluss, sondern nur als ein weiteres Glied in der Erforschung des Pindos zu betrachten.

Schriftenverzeichnis.[1])

1. M NEUMAYR: Der geologische Bau des westlichen Mittel-Griechenland in der Gesamtabhandlung von A. BITTNER, M. NEUMAYR und FR. TELLER, Denkschr. der Akad. der Wiss. Wien (math.-nat. Kl.) 1880, Bd. 40, S. 91—128.

2. A. PHILIPPSON: Über die Altersfolge der Sedimentformation in Griechenland. Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1890, Bd. 42, S. 150ff.

3. A. PHILIPPSON: Bericht über eine Reise durch Nord- und Mittel-Griechenland. Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde 1890, Bd. 25.

4. A. PHILIPPSON: Über seine im Auftrag der Gesellschaft für Erdkunde ausgeführte Forschungsreise in Nord-Griechenland. Verhandl. der Ges. für Erdkunde 1894, Bd. 21, S. 52—69.

5. A. PHILIPPSON: Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland. II. Teil. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde. Berlin 1895, Bd. 30, S. 417—453.

6. A. PHILIPPSON: Zur Geologie des Pindosgebirges. Sitz.-Ber. der Niederrhein. Ges. für Naturkunde, Bonn 1895, S. 7.

7. A. PHILIPPSON: Zur Pindosgeologie. Verhandl. der österr. geol. R. A. 1895, S. 281.

8. A. PHILIPPSON: Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland. III. Teil. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde. Berlin 1896, Bd. 31, S. 193ff.

9. A. PHILIPPSON: Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland. IV. Teil. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde. Berlin 1896, Bd. 31, S. 385ff.

10. A. PHILIPPSON: Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde. Berlin 1897, Bd. 32, S. 244—302.

11. A. PHILIPPSON: Thessalien und Epirus. Berlin 1897, S. 372ff.

12. A. PHILIPPSON: La Tectonique de l'Egéide. Annales de Géographie 1898, Bd. 7, S. 113—141.

13. A. PHILIPPSON: Der Gebirgsbau der Ägäis. Verhandl. des VII. Internat. Geographen-Kongr. Berlin 1899, S. 181—191.

14. A. PHILIPPSON: Zur Geologie Griechenlands. Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1903, Bd. 55, S. 10—14.

15. A. PHILIPPSON: Über den Stand der geologischen Kenntnis von Griechenland. Comptes rendus IXe Congrès géol. internat. de Vienne 1903, S. 371—382.

16. A. PHILIPPSON: Zusammenhang der griechischen und kleinasiatischen Faltengebirge. Petermanns Mitteil. 1914, Jahrgang 60, S. 71ff.

---

[1]) Zur Kenntnisnahme der älteren Literatur über den Pindos verweise ich auf die Angaben in den Abhandlungen von A. PHILIPPSON (Nr. 5, Nr. 8, Nr. 9).

17. V. Hilber: Geologische Reise in Nord-Griechenland und Makedonien 1893. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.) 1894, Abt. I, Bd. 103, S. 575—594.

18. V. Hilber: Geologische Reise in Nord-Griechenland und Makedonien 1894. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.) 1894, Abt. I, Bd. 103, S. 616—618.

19. V. Hilber: Geologische Reise in Nord-Griechenland und Türkisch-Epirus 1895. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.) 1896, Bd. 105, Abt. I, S. 501—520.

20. V. Hilber: Geologische Reisen in Nord-Griechenland und Makedonien 1899 u. 1900. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.) 1901, Bd. 110, Abt. I, S. 181—182.

21. L. Cayeux: Phénomènes de charriage dans la Méditerranée orientale. Comptes rendus Acad. d. Sciences Paris 1903, Bd. 136, S. 474.

22. Carl Renz: Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Centralblatt f. Min. usw. 1904, S. 257—266.

23. Carl Renz: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. für Min. usw. 1905, Beil. Bd. 21, S. 213—301.

24. Carl Renz: Über Halobien und Daonellen aus Griechenland nebst asiatischen Vergleichsstücken. Neues Jahrb. für Min. usw. 1906, S. 27—40.

25. Carl Renz: Le Trias fossilifère en Grèce moyenne et septentrionale. Bull. soc. géol. de France 1907 (4e série), Bd. 7, S. 380.

26. Carl Renz: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Jahrb. der österr. geol. R. A. 1910, Bd. 60, S. 421—636.

27. Carl Renz: Über den Gebirgsbau Griechenlands. Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1912, Bd. 64, Monatsber. Nr. 8, S.442—443.

28. Carl Renz: Die Gebirge von Agrapha (Pindos). Neues Jahrb. für Min. usw. 1915, Beil. Bd. 40, S. 229-252.

29. Carl Renz: Geologische Studien in den mittelgriechischen Hochgebirgen. Neues Jahrb. für Min. usw. 1919, Beil. Bd. 43, S. 74—131.

30. Carl Renz: Geologische Untersuchungen im thessalischen Pindos *(Γεωλογικαὶ ἔρευναι εἰς τὸν Θεσσαλικὸν Πίνδον). Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* (Verhandl. der Athener Akad.) 1927, Bd. 2, S. 455—463.

31. Carl Renz: Die Verbreitung kretazischer Foraminiferen in der westgriechischen Olonos-Pindoszone *(Ἡ διάδοσις τῶν Τρηματοκόγχων τοῦ Κρητιδικοῦ εἰς τὴν ζώνην τοῦ Ὠλονοῦ-Πίνδου τῆς δυτικῆς Ἑλλάδος). Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* (Verhandl. der Athener Akad.) 1928, Bd. 3, S. 419—423.

32. Carl Renz: Zur Geologie des thessalischen Pindos. Eclogae geol. Helvetiae 1928, Bd. 21, S. 135—153.

33. Carl Renz: Geologische Untersuchungen im ätolischen Pindos *(Γεωλογικαὶ ἔρευναι εἰς τὸν αἰτωλικὸν Πίνδον). Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* (Verhandl. der Athener Akad.) 1928, Bd. 3, S. 664—677.

34. Carl Renz: Geologische Untersuchungen in den Gebirgsmassiven der Vardussia und Kiona *(Γεωλογικαὶ ἔρευναι εἰς τὰ ὄρη Βαρδοῦσα καὶ Γκιώνα). Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* (Verhandl. der Athener Akad.) 1928, Bd. 3, S. 742—748.

35. C. Niculescu: Contributions à la géologie de l'Epire (environs de Janina). Bulletin de la Section scientifique de l'Acad. Roumaine 1914—1915, Bd. 3, S. 23—34.

36. C. Niculescu: Contributions à la géologie du système montagneux du Pinde épirote. Bulletin de la Section scientif. de l'Acad. Roumaine 1915—1916, Bd. 4. S. 235—250.

37. Marius Dalloni: Contribution à l'étude des terrains tertiaires de la Thessalie et de l'Epire. Bull. soc. géol. de France, 4e série, 1923, Bd. 23, S. 284—294.

Manuskript eingegangen am 27. März 1930.