

Die Entwicklung und das Auftreten des Paläozoikums in Griechenland.

Von Dr. phil. **Carl Renz**, Privatdozent an der Universität Breslau.
(Auszug aus einem auf dem XI. internationalen Geologenkongress zu Stockholm gehaltenen Vortrag mit Ergänzungen auf Grund neuerer Untersuchungen.)

Der Nachweis von **DYAS**, **KARBON** und **DEVON** in Griechenland ist von doppelter Bedeutung. Erstens waren die weit verbreiteten paläozoischen Bildungen früher für Kreide gehalten worden, und zweitens bietet die Feststellung der paläozoischen Formationen wichtige Anhaltspunkte zur Altersbestimmung der metamorphen Gesteine der Ägäis.

Die Beschaffenheit und das Alter der kristallinen Gesteine Griechenlands, besonders jener herrlichen Marmore, die das Material zu den antiken Skulpturen und Bauten, wie der Akropolis, geliefert haben, hat schon seit langem die Geologen beschäftigt.

Die petrographische Untersuchung dürfte durch die Studien von **R. LEPSIUS** im allgemeinen erledigt sein; die Anschauungen über das Alter der kristallinen Gesteine Griechenlands waren jedoch im Laufe der Zeit beträchtlichen Wandlungen unterworfen.

Die österreichischen Forscher **NEUMAYR** und **BITTNER** hatten beobachtet, dass die kristallinen Schiefer und Kalke Attikas und des östlichen Othrysgebirges an der Grenze allmählich in die normalen Gesteine übergehen und zwar sowohl in petrographischer, wie in stratigraphischer Hinsicht.

Da **NEUMAYR** und **BITTNER** jedoch die gesamten präneogenen Ablagerungen Ostgriechenlands der Kreide zuteilten, so hielten sie auch die daraus hervorgegangenen kristallinen Gesteine für kretazisch.

Diese Ansicht hatte seinerzeit berechtigtes Aufsehen hervorgerufen und wurde von mehreren Forschern, wie von **BÜCKING** und **NASSE**, angefochten.

Die Akademie der Wissenschaften in Berlin betraute daher **RICHARD LEPSIUS** zur Feststellung dieser Frage mit einer Detailuntersuchung Attikas.

Die Auffassung **NEUMAYR's** und **BITTNER's** wurde von **LEPSIUS** auf Grund eingehender Untersuchungen dahin modifiziert, dass er die kristallinen Gesteine teils als kristallin umgewandelte Kreideschiefer und Kreidekalke, teils als archaisch bezeichnete.

Im laurischen Berglande und im östlichen Othrys sollen die Kreidekalke und Kreideschiefer einer ähnlichen regionalen Metamorphose unterworfen sein, wie die Schichten des kristallinen Grundgebirges, und zwar wurden die Tonschiefer in Glimmerschiefer, die Kalksteine in grobkörnige Marmore umkristallisiert.

NEUMAYR, BITTNER und LEPSIUS sind jedoch von der irrtümlichen Voraussetzung ausgegangen, dass sämtliche präneogenen Sedimente des östlichen Hellas der Kreideformation angehören.

Dank mehrerer glücklicher Fossilfunde konnte jetzt zur Auflösung der normal entwickelten Kreideablagerungen der früheren Autoren in eine ganze Reihe verschiedener Formationen geschritten werden.

Abgesehen vom Neogen sind nun vom Devon ab bis hinauf zum Eocän sämtliche Formationen in Hellas bekannt.

CAMBRIUM und SILUR wurden in Griechenland noch nicht nachgewiesen; ebensowenig steht fest, ob und inwieweit diese Formationen in den metamorphen hellenischen Bildungen enthalten sind.

Ebenso ist die Existenz der Devonformation noch nicht vollkommen einwandfrei festgestellt.

Von attischen Sedimenten wurden hierzu rote Knollenkalke mit fraglichen Clymenien gerechnet; auf Euboea glaubte DEPRAT schwarze Schiefer mit Bruchstücken von *Lingula* und *Leperditia* dem Devon zuteilen zu können.

Devonisches Alter dürfte auch den in Attika, auf der Insel Hydra und in der Argolis unter dem Karbon auftretenden Quarzkeratophyren zukommen, die in petrographischer Hinsicht mit den devonischen Lennekeratophyren Westfalens übereinstimmen.

Das Vorkommen von Devon in Attika, in der Argolis und auf Euboea wäre auch insofern nicht auffällig, als devonische Ablagerungen bekanntermassen auch in Süditalien, am Bosphorus und im Taurus auftreten.

Sicher erwiesen ist dagegen in Ostgriechenland die weite Verbreitung des marinen Karbons.

Das aus Quarzkonglomeraten, Schiefern und Grauwacken mit eingelagerten Kalken zusammengesetzte Unterkarbon ist bis jetzt von der kleinasiatischen Insel Kos bekannt. F. PLEININGER gibt von hier aus dieser Schichtenserie einige unterkarbonische Korallen an. Unterkarbonische Ablagerungen werden ausserdem auf der Insel Amorgos, in Attika, im östlichen Othrys und auf einigen der nördlichen Sporaden vermutet.

Auf Hydra treten schwarze Kalke mit *Productus longispinus* Sow. var. *lobata* Sow., *Productus semireticulatus* MARTIN und *Orthothes crenistria* PHILL. auf, unter denen die letztere Art ebenfalls auf Unterkarbon hindeutet. Daneben fanden sich noch einige weitere, leider nur generisch bestimmbare Arten, u. a. *Discites spec.*

Das hellenische Oberkarbon wird besonders durch die reiche Entwicklung und weite Verbreitung seiner mit Schiefern und Grauwacken in Verbindung stehenden Fusulinen- und Schwagerinenkalke (u. a. mit *Schw. princeps* Ehr.) gekennzeichnet. In den obersten Partien der Schieferzone wurden auch Einlagerungen

schwarzer Fusulinellenkalke beobachtet, die vermutlich bereits der unteren Dyas angehören.

Brachiopoden-, Cephalopoden- und Korallenkalke sind ebenfalls vorhanden, aber auf wenige, enger lokalisierte Vorkommen beschränkt.

Unter den Korallen sind Angehörige der Gattungen *Chaetetes*, *Cyathophyllum* und *Lonsdaleia* bemerkenswert, unter den Cephalopoden eine neue Art von *Paralegoceras*, (*Paralegoceras* [*Pericleites*] *atticum* RENZ), die den Übergang zwischen den Gattungen *Paralegoceras* und *Agathiceras* vermittelt.

Oberkarbonische Ablagerungen sind nach meinen Untersuchungen recht verbreitet in Attika, nämlich im Beletsi-Parnes-Kithäronzug und dessen Ausläufern, im östlichen Othrys, sowie vermutlich auch auf den nördlichen Sporaden.

Die bisher einzigen paläontologisch fixierten Karbonvorkommen des Peloponnes finden sich auf den der Argolis vorgelagerten Küsteninseln.

Die erhebliche Verbreitung des meist in der Facies der Fusulinen- und Schwagerinenkalke entwickelten Oberkarbons auf Hydra und den benachbarten Eilanden Stavronisi, Trikeri, Pettas, Platonisi etc. deutet auf ein grösstenteils unterseeisches, jungpaläozoisches Gebiet von erheblicher Ausdehnung hin, das sich im Südwesten an die Argolis anschliesst.

Ausserdem tritt das Oberkarbon nach DEPRAT auf Euböa auf.

Die ersten oberkarbonischen Vorkommen im Bereiche des Ägäischen Meeres wurden von der Insel Chios bekannt, wo F. TELLER Fusulinenkalk aufgefunden hatte.

Später haben dann BUKOWSKI bei Balia Maden und PHILIPPSON im Süden des mysischen Zentralmassivs karbonische Schichten nachgewiesen.

Hierdurch war eine scheinbare auffällige Verschiedenheit zwischen den beiden Ufern der Ägäis konstatiert, da man ja für Griechenland nach den Untersuchungen früherer hervorragender Forscher immer noch mit einem verhältnismässig jugendlichen Alter seiner Gebirge rechnen musste.

Die durch dunkle Kalke und Schiefergesteine repräsentierten Dyasablagerungen sind bis jetzt nur auf der argolischen Küsteninsel Hydra sicher erwiesen und enthalten in einem schwarzen oder dunkelgrauen Kalk reichlich die charakteristischen Oldhaminen und Lyttonien, wie *Lyttonia Richthofeni* KAYSER, die sonst nur in der mittleren Dyas von Japan, China, des Himalaya, der indischen Salzkette und in den Sosiokalken Siziliens auftreten. Neben den Lyttonien sind Angehörige der Gattungen *Productus*, *Orthothes*, *Enteletes* etc. verhältnismässig häufig.

Meine Funde auf Hydra überbrücken somit die Lücke zwischen den indischen und sizilianischen Vorkommen und sprechen für ein

weites Mittelmeer, das sich zur Dyaszeit von Japan und China über den Himalaya und Peloponnes nach Sizilien erstreckte.

In Attika treten, wie schon erwähnt, in den obersten Teilen der oberkarbonischen Schieferzonen schwarze Kalkeinlagerungen auf, die total mit Fusulinellen erfüllt sind. Gleiche Fusulinellenschichten sind ferner auf der Insel Hydra entwickelt; hier allerdings in Verbindung mit dunkeln, gebankten Dolomiten (bezw. dolomitischen Kalken), die in gleicher petrographischer Ausbildung auch auf Amorgos wiederkehren.

Genau dieselben Fusulinellen, wie von Attika und Hydra, kennt man (nach einer freundlichen Angabe von Herrn Dr. DYHRENFURTH) auch aus der Dyas von Japan.

Ob freilich die Gattung *Fusulinella* lediglich auf die Dyas beschränkt bleibt, lässt sich vorerst noch nicht mit Sicherheit behaupten.

Vom stratigraphischen Gesichtspunkt aus spricht indessen nichts dagegen, die hellenischen Fusulinellenkalke der unteren Dyas zuzuweisen.

Aus den schwarzen Fusulinellenkalken kenne ich bis jetzt nur noch spezifisch nicht näher bestimmbare Bellerophoniten, mit denen sich aber für genauere Horizontbestimmungen nichts anfangen lässt.

Mit der Dyas von Attika und Hydra habe ich diese Formation überhaupt zum erstenmal auf der südlichen Balkanhalbinsel nachgewiesen; ihre nähere Horizontierung konnte allerdings vorerst nicht vorgenommen werden.

Es fragt sich nun, welchen Einfluss der Nachweis des weitverbreiteten, normal entwickelten Paläozoikums auf die Altersbestimmung der metamorphischen Gesteine ausübt.

In Anbetracht der Existenz von unveränderten Diploporenkalken in Attika (mit *D. annulata*, *D. porosa*, *D. herculea* etc.) war ich anfangs der Meinung, dass die metamorphen Gesteine dieser Landschaft teilweise der Trias angehören dürften und habe diese Ansicht auch in einem auf dem internationalen Geologenkongress zu Mexiko gehaltenen Vortrag ausgesprochen.

Nachdem ich jetzt auch noch in Attika und im östlichen Othrys völlig unverändertes Karbon nachgewiesen habe, ist es natürlich erst recht ausgeschlossen, dass die daneben vorkommende viel jüngere Kreide in das kristalline Stadium der Marmore und kristallinen Schiefer übergeführt sein sollte.

Da demnach die normalen Gesteine, aus deren Umwandlung die metamorphen kristallinen Gesteine hervorgegangen, nunmehr ein karbonisches oder noch höheres Alter besitzen, nehme ich an, dass die von NEUMAYR, BITTNER und LEPSIUS als metamorphe Kreide gedeuteten kristallinen Gesteine Attikas und des östlichen Othrys zum mindesten mittelpaläozoisch sein dürften.

An manchen Stellen im Parnesgebirge habe ich bereits den Beginn einer allmählichen Umwandlung von normalen Fusulinenkalken in das kristalline Stadium wahrnehmen können.

Es sei hierbei noch darauf hingewiesen, dass in ganz geringer Entfernung von den kristallinen Gesteinen, so z. B. in der Bucht von Salamis, auch unter- und oberkretazische Ablagerungen anstehen, die trotz ihrer steilen Aufrichtung keine Spur von Umwandlung zeigen. Die verschiedenen Marmorvorkommen und halbkristallinen Kalke Attikas sind dagegen abgesehen von ihrer kristallinen Beschaffenheit auch durch abweichendes Gebirgsstreichen von den nicht kristallinen Kreidekalken scharf geschieden. Eine Umwandlung der grauen oder meist dunkelgefärbten Rudistenkalke in die weissen Marmore ist an sich schon wegen der Farbendifferenz nicht denkbar. Hierzu wären eher die lichten Diploporenkalke des Parnesgebietes (wie ich früher einmal annahm), noch mehr aber die weissen oder hellen, massigen Fusulinenkalke prädisponiert, wie ich sie auf den Inseln im Südwesten der Argolis kennengelernt habe.

Die kristalline Umwandlung ist daher in älteren Faltungsperioden erfolgt, und zwar hat eine vermutlich schon präkarbonische Faltung die Gebirgsmassen in kristallinem Sinne beeinflusst.

J. DEPRAT nimmt auf Euböa eine zwischen Karbon und Trias gelegene Faltung an.

Dieser älteren Gebirgsbildung entspricht voraussichtlich auch die Überschiebung der halbkristallinen Kalke der Akropolis und der übrigen Athener Hügel, die früher eine zusammenhängende Decke bildeten, über die teilweise schon recht metamorphen Schiefer von Athen.

Hierzu kommen dann noch die Wirkungen der überall bekannten tertiären Faltungen, sowie der jungtertiären bis quartären Bruchperiode, die im wesentlichen das heutige Relief des Landes herausmodellierten.

Aus der Berichtigung der stratigraphischen Stellung ergibt sich auch, dass die Ausdehnung und Bedeutung der durch Dynamometamorphose entstandenen kristallinen Schiefer und Marmore Ostgriechenlands nicht von den in anderen Gebieten der Erde gemachten Erfahrungen abweicht.

Ich möchte noch beifügen, dass die neueren stratigraphischen Ergebnisse den Wert der LEPSIUS'schen Untersuchungen keineswegs schmälern; die Bedeutung dieser Untersuchungen liegt eben vor allem darin, dass R. LEPSIUS in Attika den sukzessiven Übergang von den normalen zu den metamorphen Sedimenten festgestellt hatte.

Teilweise dürfte an den metamorphischen Schichten Griechenlands auch die Trias beteiligt sein, wie die triadischen Fossilfunde von L. CAYEUX in den metamorphischen Gesteinen der Insel Kreta beweisen.

Die paläozoischen Ablagerungen Ostgriechenlands gehören nun zu den sedimentären Randzonen der im Gebiete des ägäischen Meeres hervortretenden kristallinen Gebirgsrumpfe.

Die skizzierten jungpaläozoischen und mannigfache, die gesamte Trias umfassende Bildungen besitzen in diesen Randzonen eine grosse Bedeutung. Jura ist versteinierungsführend in der Argolis und in der Form von Serpentin und Schiefer-Hornstein allgemeiner nachgewiesen. Ober- und Unterkreide sind ebenfalls vorhanden, treten aber gegen die älteren Gesteine zurück.

Die kristallinen Gesteine des rumelischen Schollenlandes, die den Nordosten der südosteuropäischen Halbinsel einnehmen, dringen in Griechenland im Olympmassiv über den Olymp bis nach Nordeuböa vor, wobei nach DEPRAT allerdings das eigentliche Olympmassiv von einem besonderen nordeuböischen Massiv zu trennen wäre.

In engerer Verbindung mit der rumelischen Scholle, der sich im Osten die devonischen Schiefer des Bosporus angliedern, steht ferner das myrische Zentralmassiv.

In südlicher und südöstlicher Richtung treten die alten Gesteine des rumelischen Schollenlandes wieder in dem kykladischen Zentralmassiv hervor.

Das grösstenteils untergetauchte, kristalline Grundgebirge der Kykladen greift nach Norden auf Euböa und das mittelgriechische Festland über und umfasst das südöstliche Drittel dieser Insel, sowie die archaischen Gesteine Attikas.

DEPRAT trennt die kristalline Masse der Kykladen durch eine über Andros verfolgbare Sedimentzone von dem südeuböischen Zentralmassiv ab.

Die diese alte kristalline Kernmasse umgebenden Randzonen sind nurmehr in Fragmenten erhalten.

Im Westen der Kykladen liegt ein weiteres Gebiet kristalliner Gesteine, das ich als das lakonische bezeichnen möchte.

Hierzu gehören die Mani, grössere Teile des Parnons und Kytheras.

Im Bereiche dieser letzteren Region wurden bisher noch keine paläozoischen Formationen festgestellt, d. h. wenigstens nicht auf paläontologischer Grundlage.

Unter einer mächtigen Kalkmasse lagern indessen am Taygetos usw. unveränderte Schiefergesteine und metamorph umgewandelte kristalline Gesteine.

Diese Deckkalke werden von PHILIPPSON mit den Nummuliten, führenden schwarzen Eocänkalken des zentralen Peloponnes unter der Bezeichnung „Tripolitzakalke“ zu einer einheitlichen Kalkmasse vereinigt und als Kreide-Eocän betrachtet.

Die unteren hellen und dolomitischen Partien der PHILIPPSON'schen Tripolitzakalke enthalten vielerorts Gyroporellen und gehören

der Trias an. Die Tripolitzakalke sind demnach wohl keine stratigraphisch einheitliche Bildung, und es ist möglich, dass in den unter der Trias liegenden Schiefergesteinen auch noch das Paläozoikum paläontologisch nachgewiesen werden wird.

Über den schwarzen nummulitenführenden Partien, den eigentlichen Tripolitzakalken, folgen der Flysch und hierüber anscheinend ausgedehnte Decken älterer mesozoischer Gesteine.

Im Vergleich zum zentralen Peloponnes (d. h. dem Gebiete der Tripolitzakalk-Entwicklung) stellen die Hochgebirge des zentralen Mittelgriechenlands, d. h. der Parnass- und Kionazone, einen weiteren, in fazieller und tektonischer Hinsicht abweichenden Typus dar.

Diese vom geographischen Standpunkte aus heute zentral gelegene, mittelgriechische Hochgebirgszone wird von den Schollen- und Flexurgebirgen des Parnass und der Kiona eingenommen.

Kretazische Ablagerungen zeigen hier eine hervorragende Entwicklung, daneben bilden aber auch Cassianer Korallenkalke, sowie obertriadische und rhätische Korallen- und Megalodontenkalke im Verein mit rhätischen Brachiopodenkalken der karpathischen Fazies wichtige gebirgsbildende Elemente.

Mächtige Serpentinmassen vertreten voraussichtlich zum Teil den Jura. Die Serpentine dürften dieselbe stratigraphische Position wie in Nordalbanien einnehmen, wie denn überhaupt erst die Kiona-Parnasszone eine Fortsetzung der nordalbanischen Hochgebirge darstellen dürfte.

Der Raum zwischen dem nach W. zunächst gelegenen Gebirgsabschnitt der Olonos-Pindoszone ist noch nicht hinreichend untersucht. Möglicherweise bildet die steile, nach Westen übergeneigte Falte der Vardussia den Übergang zwischen den beiden verschiedenen Gebirgsgliedern.

Die Olonos-Pindoszone erstreckt sich in langgezogenem Bande vom Kap Gallo, der Südspitze Messeniens, bis zum Tsumerka- und Prosgoligebirge, den nördlichsten Teilen des Pindos. Diese Zone entspricht der Tiefsee-Entwicklung der Obertrias, d. h. dem Hervortreten kieseliger Gesteine neben untergeordneten Plattenkalken. Auch Oberkreide ist in ähnlicher Fazies vorhanden; die Vertretung des Jura ist paläontologisch noch nicht einwandfrei festgestellt.

In der Olonos-Pindoszone, wie in der nach W. zunächst folgenden Ionischen Zone dominieren Faltungen und z. T., wie in der Olonos-Pindoszone, auch mächtige Überschiebungen.

Die Olonos-Pindosdecken beginnen mit den karnisch-unternorischen Halobien- und Daonellenschichten, die ich 1904 entdeckte und inzwischen in gleicher Entwicklung überall in dieser langgestreckten Gebirgszone nachwies, und zwar vom Süden Messeniens über das westmessenische Gebirgsland, die Gebirge von Andritsäna, Olonos-Voidiasgebirge, die ätolischen Kalkalpen, den Tsumerka bis zur

türkischen Grenze. Von hier ziehen sie im Prosgoligebirge weiter nach Albanien hinein.

Ferner wurden in diesen Decken, wie schon erwähnt, auch kretazische Äquivalente angetroffen.

Weitere Untersuchungen und Fossilfunde müssen zeigen, wie hoch die Schiefer-Hornstein-Plattenkalkfazies, die die Halobien und Daonellen enthält, hinaufgeht, ob diese Entwicklung während einiger Formationen andauerte oder ob mehrere Decken anzunehmen sind.

Die Olonos-Pindosdecken sind aus einer im allgemeinen östlichen Richtung, d. h. also von der Seite des ägäischen Meeres her auf das ätolische Flyschband und seine peloponnesische Fortsetzung überschoben.

Die Wurzelregion der mächtigen Olonos-Pindosdecken ist daher im Osten zu suchen.

L. CAYEUX war der erste, der auf Grund seiner Untersuchungen auf Kreta die Vermutung ausgesprochen hatte, dass die mesozoischen Gesteine der Olonos-Pindoszone überschoben seien.

Nachdem A. PHILIPPSON seine Ansicht über das Alter der mesozoischen Ablagerungen der Olonoszone entsprechend seinen Untersuchungsergebnissen in Nordgriechenland modifiziert und die „Olonoskalke“ bzw. die Schiefer-Hornsteingruppe unter den jüngeren eocänen Flysch, bzw. die Kreide-Eocänkalke stellte, liessen seine zahlreichen Profile aus dem Bereiche der Olonoszone die über den Flysch überschobenen, mesozoischen Decken deutlich hervortreten. Auf die strittigen Detailpunkte gehe ich hierbei nicht ein; jedenfalls gebührt diesen beiden Forschern gemeinsam das Verdienst, das für die Auffassung des ganzen griechischen Gebirgsbaues so wichtige Problem der Decken angeschnitten zu haben.

An diesen tektonischen Fragen wurde dann von anderen Geologen, darunter vom Verfasser, weiter gearbeitet. Die Meinungen divergieren noch beträchtlich; hier wurden die gegenwärtigen Ansichten des Verfassers in grossen Zügen wiedergegeben.

Im Westen des langgezogenen, breiten ätolischen Flyschbandes, auf dem die mesozoischen Decken der Olonos-Pindoszone schwimmen, treten die eocänen und mesozoischen Gesteine der Ionischen Zone heraus.

Das Ionische Faziesgebiet umfasst in der Hauptsache die Inseln Korfu, Paxos, Leukas, Ithaka, die Gebirge von Samos im östlichen Kephallenia, das westliche Akarnanien (Xeromeros) und Epirus und reicht hinauf bis zum akrokeraunischen Vorgebirge.

Die Kalke von Pylos (Pyloskalke PHILIPPSONS), d. h. die Nummuliten-Rudistenkalke der westlichen messenischen Halbinsel gehören noch zum Ionischen Faziesgebiet.

Sie bilden das Substratum der südlichen Fortsetzung des ätolischen Flyschbandes, das sich, allerdings unterbrochen durch Neogen, durch den westlichen Peloponnes fortsetzt.

Die ältesten Gebirgsglieder der Ionischen Zone gehören der Obertrias an, die hier rein kalkig ausgebildet ist (Karnische Carditakalke, Dolomite, obertriadisch-rhätische Gyroporellen-, Korallen- und Megalodontenkalke). Zusammen hiermit baut der mächtige, vollständig entwickelte Jura die Hauptmasse der Gebirgszüge auf. Als weitere Glieder erscheinen Rudisten- und Nummulitenkalke, nebst Tertiärflysch und Neogen.

Ich halte die Bildungen der Ionischen Zone, abgesehen von lokalen Schiebungen, vorläufig für autochthon und nehme an, dass ihre nördliche Verlängerung wieder im Monte Gargano hervortritt.

Nach den Aufnahmen von J. PARTSCH scheint im Hauptkörper von Kephallenia indessen eine Fazies zu herrschen, die von den zeitlich äquivalenten, mesozoischen Bildungen der Ionischen Zone erheblich abweicht. Sollte es sich bewahrheiten, dass das kephallenische Hauptgebirge einem anderen Faziesgebiet angehört, so läge der Gedanke nahe, in ihm die Fortsetzung Apuliens, d. h. der Halbinsel von Otranto zu erblicken. Zante und die kleinen Strophaden würden gleichfalls im Bereiche dieses westlichsten Faziesgebietes liegen.

Die neueren Untersuchungen haben daher ergeben, dass die Gebirge der südlichen Balkanhalbinsel in eine ganze Reihe verschiedener Faziesgebiete und Gebirgszonen zerfallen.

Die mannigfache Ausbildung der verschiedenen Gebirgszonen enthüllt sich erst bei sorgfältigen Einzelaufnahmen und tritt in den Verschiedenheiten der äusseren Landschaftsformen wenig zutage. Hier zeigt ein paläozoischer, alt- oder mittelmesozoischer Kalk in gleicher Höhe stets die gleichen Oberflächenformen, und ebenso sehen sich Flysch-, Werfener- und Oberkarbonschiefer äusserlich oft zum Verwechseln ähnlich, desgleichen die karnischen Daonellen-Hornsteine und die Posidonien-Hornsteine des Doggers.

Die Verschiedenheiten des Antlitzes der griechischen Gebirge beruhen, wie bereits erwähnt, besonders auf den der jüngsten Tertiärs bis Quartärepoche angehörigen Einbrüchen, die bald Längs-, bald Quergräben, Meerengen und Inseln, Binnenseen oder Binnenebenen geschaffen haben.

Die jüngere Bruch- und Erdbebenbildung hat sämtliche in der ursprünglichen Altersstellung der Gebirgszonen vorhandenen Höhenunterschiede umgestaltet. Die höchsten über 2000 m emporragenden Gipfel sind niemals kristallin wie in den Alpen, sondern meist mesozoisch, häufig sogar der obersten Kreide angehörig, während andererseits, wie wir bei den vorwiegend karbonischen Randinseln der Argolis sehen, sich alte paläozoische Gesteine als Spitzen eines untergetauchten Gebirges nur wenig mehr über den Meeresspiegel erheben.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologische Rundschau - Zeitschrift für allgemeine Geologie](#)

Jahr/Year: 1911

Band/Volume: [2](#)

Autor(en)/Author(s): Renz Carl

Artikel/Article: [Die Entwicklung und das Auftreten des Paläozoikums in Griechenland 455-463](#)