

# Die präeogenen Gesteine der Insel Kreta und ihre Korrelierbarkeit im ägäischen Raum

von

**Siegfried E. Kuss und Gerhard Thorbecke\***, Freiburg i. Br.  
mit 1 Kartenskizze, 1 Tabelle und 6 Abbildungen

„Kreta ist das einzige größere insulare Zwischenglied in dem durch die jungen ägäischen Einbrüche zerrissenen Zusammenhang der alpidisch gebauten Gebirge Europas und Asiens. Darin liegt die Schlüsselposition dieser Insel für alle Fragen des Gebirgszusammenhanges begründet“ (CREUTZBURG 1958, S. 5).

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Zusammenfassungen	40
2. Einleitung	44
3. Lagerungsabfolge der präeogenen Gesteine auf Kreta	45
4. Die Talea Ori-Gruppe auf Kreta	47
4.1 Das Typusgebiet	47
4.2 Die Fodele-Formation	48
4.3 Die Sisses-Formation	49
4.4 Der Talea Ori-Stromatolith-Dolomit	50
4.5 Der Talea Ori-Plattenkalk	51
4.6 Die Talea Ori-Gruppe in Ostkreta	53
4.7 Die Talea Ori-Gruppe in Westkreta	54
4.8 Schlußfolgerungen	54
5. Die Tripolitza-Gruppe auf Kreta	55
5.1 Zum tektonischen Kontakt Talea Ori-Plattenkalk/ permotriadischer Phyllit	55
5.2 Zum primär sedimentären, sekundär tektonischen Kontakt permotriadischer Phyllit/Tripolitza-Kalk	57
6. Die Olonos-Pindos-Gruppe auf Kreta	59
6.1 Die Olonos-Pindos-Sedimente	59
6.2 Die Olonos-Pindos-Ophiolithe	60
7. Zur Tektonik Kretas	61

Anschriften der Verfasser:

Prof. Dr. S. E. Kuss, 78 Freiburg i. Br., Hebelstraße 40 (Geologisch-Paläontologisches Institut).

Dr. G. THORBECKE, 78 Freiburg i. Br., Hebelstraße 40 (Geologisch-Paläontologisches Institut).

	Seite
8. Die Talea Ori-Gruppe außerhalb Kretas	62
8.1 Westliches Griechenland	62
8.2 Peloponnes	64
8.3 Kithira und Gavdos	66
8.4 Kasos und Karpathos	66
8.5 Rhodos	66
8.6 Südwest-Anatolien	67
9. Ergebnisse der Korrelationen	69
10. Nachtrag	70
11. Danksagung	71
12. Schriftenverzeichnis	71

### 1. Zusammenfassung

Die präeogenen Gesteine Kretas gliedern wir in drei Formationsgruppen, die ursprünglich drei benachbarten Sedimentationsräumen, 1. dem adriatisch-ionischen Sedimentationsraum, 2. dem Tripolitza-Sedimentationsraum und 3. dem Olonos-Pindos-Sedimentationsraum, entstammen:

1. Die autochthone Talea Ori-Gruppe (Unter/Mittelperm bis wahrscheinlich Eozän) mit mindestens 5320 m<sup>1</sup> Mächtigkeit ist teilweise korrelierbar mit den autochthonen Sedimenten der Renszchen adriatisch-ionischen Zone des westlichen Griechenlands (siehe Kartenskizze), des zentralen Peloponnes (Parnon- und Taygetos-Gebirge), mit Gesteinen der Insel Kasos, der autochthonen bis parautochthonen Ataviros-Gruppe von Rhodos (Mutti, Orombelli und Pozzi 1970) und allochthonen Sedimenten Südwest-Anatoliens (Graciansky et al. 1970). Das Talea Ori-Gebirge im nördlichen Mittelkreta ist bisher die einzige Stelle im ägäischen Raum, von der paläozoische adriatisch-ionische Gesteine im Autochthon bekannt sind. Faziesunterschiede zwischen den Renszchen adriatisch-ionischen Sedimenten des westlichen Griechenlands und chronostratigraphischen Äquivalenten auf Kreta lassen nur eine teilweise Korrelation zu. Die gesamte Talea Ori-Gruppe ist schwach epizonal metamorphosiert worden.

2. Die allochthone Tripolitza-Gruppe Kretas mit einer Mindestmächtigkeit von 1900 m besteht aus Tripolitza-Phyllit (Perm bis Obertrias)<sup>1</sup>, dem allbekanntesten Tripolitza-Kalk (Obertrias?, Jura bis Eozän) und Tripolitza-Flysch (Obereozän und Oligozän). Der Kontakt zwischen Tripolitza-Kalk und Tripolitza-Phyllit ist heute hauptsächlich tektonisch und war ursprünglich bis zum Oligozän sedimentär ausgebildet. Die alten sedimentären Kontakte sind nur noch selten erhalten. Die gleichen Kontaktverhältnisse findet man ebenfalls auf dem Peloponnes (siehe hierzu Thiébault 1968). Auf dem Peloponnes und den Inseln des südägäischen Inselbogens ist die Tripolitza-Gruppe allochthon. Der permotriadische Phyllit (= Tripolitza-Phyllit) von Kreta, Kithira und dem Peloponnes gehört also nicht dem Autochthon an. Er ist auf Kreta epizonal metamorph. Die Regionalmetamorphose erfaßte gerade noch die untersten obertriadischen ? und liassischen Schichten des Tripolitza-Kalkes.

<sup>1</sup> Vergleiche Nachtrag, Kapitel 10.

3. Die Olonos-Pindos-Gruppe besteht auf Kreta aus zwei Formationen, den Olonos-Pindos-Sedimenten und in ihrem oberen Teil aus den Olonos-Pindos-Ophiolithen. Ihre Sedimente (Obertrias bis Mitteleozän) erreichen eine Mächtigkeit von mindestens 700 m. Es treten ein Kreide-Flysch („premier flysch du Pinde“) und ein Alttertiär-Flysch auf. Die Olonos-Pindos-Ophiolith-Formation besteht aus kata-, meso- und epizonalen Parametamorphiten, Peridotiten, Serpentinitten und Diabasen, die einen „sheeted complex“ bilden. Die epizonalen Parametamorphite sind aus Sedimenten entstanden, die typischen Sedimenten der Olonos-Pindos-Gruppe von Anoja (nördliches Mittelkreta) sehr ähnlich waren. Deshalb betrachten wir die Olonos-Pindos-Ophiolithe als eine Teildecke des Olonos-Pindos-Sedimentationsraumes.

Die Sedimente der Tripolitza-Gruppe bildeten sich vorwiegend auf einer Plattform und die mesozoischen Sedimente der Talea Ori-Gruppe zunächst ebenfalls auf einer Plattform und später in hemipelagischen Bereichen. Die Sedimente der Olonos-Pindos-Gruppe wurden vorherrschend in pelagischen Tiefen abgelagert.

Der adriatisch-ionische Sedimentationsraum verlief nach unserer Meinung in einer Breite von mindestens 100 km von Rhodos über den südägäischen Inselbogen, den Peloponnes mit dem Parnon-Gebirge als östliche Grenze und mündete in die Renz'sche adriatisch-ionische Zone (Zone hier gleich Sedimentationsraum) des westlichen Griechenlands. Die ehemalige Lage der übrigen zwei Sedimentationsräume, d. h. die Herkunftsgebiete der kretischen Decken, läßt sich nur unvollständig rekonstruieren. Die Tripolitza-Sedimente sedimentierten sich vermutlich nördlich anschließend an den adriatisch-ionischen Sedimentationsraum und auf dem Südteil der Kykladen. Der Olonos-Pindos-Sedimentationsraum lag entweder nördlich des Tripolitza-Sedimentationsraumes oder südlich des adriatisch-ionischen Sedimentationsraumes zwischen der Cyrenaika und Kreta. Die vorherrschende Meinung, daß die Olonos-Pindos-Decke aus einem Gebiet nördlich des Tripolitza-Sedimentationsraumes stammt, ist für Kreta bisher keineswegs bewiesen.

### S u m m a r y

The preneogene rocks of Crete we divide into three groups originating from three formerly neighbouring sedimentation areas, 1. the adriatic-ionian sedimentation area, 2. the Tripolitza sedimentation area and 3. the Olonos Pindos sedimentation area:

1. The autochthonous Talea Ori Group (Lower/Middle Permian to Eocene?) with a minimum thickness of 5.230 m<sup>1</sup> can be correlated pro parte with the autochthonous sediments of Renz's adriatic-ionian zone of western Greece (s. map sketch), of central Peloponnese (Parnon Mountains and Taygetos Mountains) with sediments of Kasos Island, of the autochthonous to paraautochthonous Atavros Group of Rhodes (Mutti, Orombelli and Pozzi 1970) and with allochthonous sediments of south-western Anatolia (Graciansky et al. 1967). As is presently understood, the Talea Ori Mountains of northern central Crete are the only place in the Aegean region of which paleozoic adriatic-ionian sediments of autochthonous character are known. Differences in facies between Renz's adriatic-ionian sediments of western Greece and their chronostratigraphical equivalents of Crete allow partial correlation only. The complete Talea Ori Group is of low epizonal metamorphism.

2. The Tripolitza Group in Crete which has a minimal thickness of 1.900 m, consists of permotriassic Tripolitza Phyllite, the well-known Tripolitza Limestone (Upper Triassic?, Jurassic to Eocene) and the Tripolitza Flysch (Upper Eocene and Oligocene). The contact between the Tripolitza Phyllite and the Tripolitza Limestone is mainly tectonic and was originally sedimentary. The old sedimentary contacts only exist in some places on the island of Crete. This does not only apply to Crete but to Kithira and Peloponnese as well (compare Thiébaud 1968). In Peloponnese and the isles of the south Aegean Island Arc the Tripolitza Group is allochthonous. Consequently, the permotriassic phyllite (= Tripolitza Phyllite) of Crete, Kithira and Peloponnese does not belong to the autochthon. The permotriassic Tripolitza Phyllite is of epizonal metamorphism. The regional metamorphism scarcely touched the lowest (Upper Triassic? and Lower Jurassic) strata of the Tripolitza Limestone.

3. The Olonos Pindos Group in Crete consists of a Sediment Formation and an Ophiolite Formation in its upper part. The sediments (Upper Triassic to Middle Eocene) amount to a thickness of about 700 m containing a Cretaceous Flysch („premier flysch du Pinde“) and a Paleogene Flysch. The Ophiolite Formation consists of catazonal, mesozonal and epizonal parametamorphites, peridotites, serpentinites and dibases which form a „sheeted complex“. The epizonal parametamorphites originate from sediments which have been very similar to typical sediments of the Olonos Pindos Group. Therefore we consider the Ophiolite Formation as a partial nappe from the Olonos Pindos sedimentation area. The sediments of the Tripolitza Group were mainly deposited in shallow marine water, and the mesozoic sediments of the Talea Oro Group at first in shallow marine water and later on in hemipelagic zones. The sediments of the Olonos Pindos Group were predominantly deposited at pelagic depths. In our opinion the adriatic-ionian sedimentation area attained a width of at least 100 km and stretched from Rhodes along the south Aegean Island Arc to the Peloponnese including the Parnon Mountains as its eastern borderline, and borders Renz's adriatic-ionian zone of western Greece (zone here: sedimentation area). The former position of the two sedimentation areas left over, i. e. the original areas of the Cretean nappes, can be reconstructed only incompletely. The Tripolitza sediments were supposedly laid down at the northern edge of the adriatic-ionian sedimentation area and in the southern part of the Cyclades. The Olonos Pindos sedimentation area was situated either to the north of the Tripolitza sedimentation area or to the south of the adriatic-ionian sedimentation area between Cyrenaica and Crete. In our opinion it is not at all proved that the Olonos Pindos nappe of Crete originated from the north.

#### S o m m a i r e :

Les roches prénogènes de la Crète consistent de trois groupes de formations qui descendent de trois zones de sédimentations voisines, 1. zone de sédimentation adriatique-ionienne, 2. zone de sédimentation de Tripolitza et 3. zone de sédimentation du Pinde:

1. Le groupe de la Talea Ori (Permien Moyenne/Inférieur — probablement Eocène) qui forme l'autochthone de la Crète et tient un puissant minimal de 5230 m<sup>1</sup> est comparable aux sédiments autochthones de la zone adriatique-ionienne de la Grèce occidentale de Renz (v. esquisse de la carte), à celles du Péloponnèse central

(Montagne de Parnon et Montagne de Taygetos), à des roches de l'île de Kasos, aux sédiments autochtones — paraautochtones du groupe de Ataviros de Rhodes (Mutti, Orombelli et Pozzi 1970) et à des roches allochtones du Sud-Anatolie occidentale (Graciansky et al. 1967). La Montagne de Talea Ori, Crète moyenne septentrionale, est la localité unique en Grèce dont on connaît à présent des sédiments paléozoïques de la zone adriatique-ionienne. Des différences faciales entre les sédiments adriatiques-ioniennes de la Grèce occidentale de Renz et les équivalents chronostratigraphiques de la Crète ne permettent qu'une corrélation partielle. Tout le groupe de la Talea Ori a été métamorphosé d'un degré épizonal peu considérable.

2. En Crète le groupe de Tripolitza avec 1900 m de puissant minimal est allochthon. Il consiste de schistes de Tripolitza, d'âge permotriassique, de calcaires de Tripolitza bien connus (Trias Supérieur?, Jura — Eocène) et de flysch de Tripolitza. Le contact entre les schistes de Tripolitza et les calcaires de Tripolitza est pour la plupart tectonique et était sédimentaire à l'origine. Ces contacts sédimentaires ne sont plus conservés que rarement. Les mêmes proportions de contact s'appliquent à Kithira et au Péloponnèse (v. Thiébaud 1968). Le groupe de Tripolitza du Péloponnèse et de la courbe des Iles Egéennes du Sud est allochthon. Les schistes permotriassiques de la Crète de Kithira et du Péloponnèse ne sont donc pas autochtones. Ils sont épizonalement métamorphosés. Cette métamorphose régionale n'a touché que les couches plus inférieures (Trias Supérieur? et Lias) des calcaires de Tripolitza.

3. En Crète le groupe du Pinde consiste de deux formations: des sédiments du Pinde et des ophiolites du Pinde qui forment la partie supérieure du groupe du Pinde. Les sédiments du Pinde (Trias Supérieur — Eocène Moyenne) atteignent un puissant minimal de 700 m. Il y a un flysch mésocrétacé („premier flysch du Pinde“) et un flysch paléogène. La formation ophiolitique du Pinde consiste de paramétamorphites épizonaux, mésozonaux et catazonaux, de peridotites, de serpentinites et de diabases, qui forment une „sheeted complex“. Les paramétamorphites épizonaux se sont formés de sédiments qui ressemblaient beaucoup à des sédiments typiques du Pinde. Pour cela nous regardons la formation ophiolitique du Pinde comme une nappe partielle de la zone de sédimentation du Pinde.

Les sédiments du groupe de Tripolitza se formaient pour la plupart sur une plate-forme et les sédiments mésozoïques du groupe de Talea Ori se formaient d'abord de la même façon et plus tard dans des aréaux hemipélagiques. Les sédiments du groupe du Pinde se déposaient prédominairement dans des profondeurs pélagiques.

A notre avis la zone de sédimentation adriatique-ionienne s'entendait d'une largeur de 100 km au moins de Rhodes le long de la courbe des Iles Egéennes du Sud et du Péloponnèse avec la Montagne de Parnon, qui forme la limite orientale, et débouchait dans la zone de sédimentation adriatique-ionienne de la Grèce occidentale de Renz (cette zone = zone de sédimentation). La position des deux autres zones de sédimentation, c'est-à-dire l'origine des nappes de la Crète ne se reconstruit qu'incomplètement. Les sédiments de Tripolitza se déposaient probablement au Nord tout près de la zone de sédimentation adriatique-ionienne et à la part du Sud des Cyclades. La zone de sédimentation du Pinde était située ou au Nord de la zone de sédimentation de Tripolitza ou au Sud de la

zone adriatique-ionienne entre la Cyrenaica et la Crète. L'opinion prédominante que la nappe du Pinde de la Crète proviennait d'une aréal au Nord de la zone de sédimentation de Tripolitza n'est point prouvée jusqu'à maintenant.

### Einleitung

Die lithofazielle Korrelierbarkeit einiger kretischer Sedimentkomplexe mit peloponnesischen isopisch-tektonischen „Zonen“ oder „Serien“ ist seit langem bekannt. Nach CREUTZBURG (1958) war zu „erwarten, daß Kreta die Fortsetzung der aus dem Peloponnes durch die Forschungen PHILIPPSON'S (1892) und C. RENZ' (1940, 1955) bekannt gewordenen faziellen bzw. tektonischen Einheiten (adriatisch-jonische, Tripolitza-, Olonos-Pindos-Zone) erkennen lassen würde“. Tatsächlich hatte CREUTZBURG 1928 denn auch „sehr bald die charakteristischen Gesteine der Tripolitza-fazies an zahlreichen Stellen der kretischen Gebirgsmassive durchweg aufgeschoben auf eine anders zusammengesetzte Basis“ gefunden. 1928 erfolgte der erste Nachweis der „Olonos-Pindos-Schichten“ auf Kreta durch den gleichen Autor. Diese Befunde gelten heute als gesichert und vielfach bestätigt.

Den Beweis für das Vorhandensein adriatisch-ionischer Gesteine auf Kreta ist man allerdings schuldig geblieben. Aber man erkannte Gesteinskomplexe, die keiner der genannten Zonen zugeordnet werden konnten. Dabei handelt es sich um mehr oder weniger deutlich metamorphe Gesteine, die auf den kretischen geologischen Kartenblättern unter der Bezeichnung „Metamorphic Series of Crete“ erscheinen. Sie setzen sich vor allem zusammen aus Phylliten der Permotrias und sogenannten Plattenkalken, von denen man meinte, daß sie die permotriadischen Phyllite konkordant unterlagerten und deshalb permisches oder noch höheres Alter haben müßten.

Im Talea Ori-Gebirge des nördlichen Mittelkreta schalten sich nach CREUTZBURG & PAPASTAMATIOU (1966) in die „basalen Serien“ „in konkordanter Folge über den Plattenkalken dolomitische bzw. kalkig-dolomitische Übergangsschichten wechselnden lithologischen Charakter ohne ‚cherts‘ ein“. Für diese angeblichen Übergangsschichten konnten EPTING et al. (1972a) den Nachweis führen, daß sie aufgrund ihrer inversen Lagerung nicht über, sondern unter den Plattenkalk zu stellen sind und zusammen mit dem Plattenkalk „eine neue, eigenständige Abfolge im Zonensystem der Helleniden“ darstellen. Den Phyllit verweisen diese Autoren für den Bereich der Talea Ori unter der Lokalbezeichnung „Talea Ori-Phyllit“ ins paläogeographische Niemandsland.

1964 hatte KISKYRA den Plattenkalk aber auch an verschiedenen Stellen des Peloponnes nachweisen können. 1965 folgte die Korrelation des kretischen Plattenkalks mit entsprechenden Gesteinen auf der Insel Kasos durch CREUTZBURG. Angesichts dieser weiten Verbreitung des „kretischen Auto-

chthons“ (EPTING et al. 1972a) liegt es wiederum nahe, an eine Zuordnung zu einer der Hellenidenzonen zu denken. Dafür bietet sich die schon früher auf Kreta erwartete adriatisch-ionische Zone an, von der RENZ (1940) — sieht man von der irrtümlichen Zuordnung der Ethiá-Serie zur ionischen Zone ab — und nachfolgende Autoren jedoch annahmen, daß sie im Bereich der südkretischen See und nicht auf der Insel selbst zu suchen sei. Eine solche Korrelation hätte nach kretischen Befunden jedoch zur Konsequenz, daß die adriatisch-ionischen Gesteine auch in Festlandsgriechenland die Basis der Tripolitza- und Olonos-Pindos-Gesteine bilden müßten. Dies scheint uns aufgrund des Nachweises von Plattenkalk auf dem Peloponnes in der Tat der Fall zu sein.

Der im Komplex der „kretischen metamorphen Serie“ übrigbleibende Phyllit gehört unserer Auffassung nach in den Verband der Tripolitza-Gesteine, und zwar an die Basis der Tripolitza-Karbonate.

### 3. Die Lagerungsabfolge der präneogenen Gesteine auf Kreta

Es verteilen sich also auf Kreta die präneogenen Gesteine auf drei lithostratigraphische Komplexe, die wir entsprechend den Richtlinien der International Subcommission on Stratigraphic Classification als Formationsgruppen klassifizieren. Sie bilden einen diskordanten Verband:

Hangendes

#### Allochthon:

Olonos-Pindos-Gruppe

Olonos-Pindos-Ophiolithe

Olonos-Pindos-Sedimente (Obertrias bis Mitteleozän)     ~ 700 m

#### Allochthon:

Tripolitza-Gruppe (Perm bis Oligozän)

Tripolitza-Flysch (Obereozän bis Oligozän)     ~ 200 m

Tripolitza-Kalk (?Obertrias, ?Lias, Dogger bis Eozän)     ~ 1000 m

Tripolitza-Phyllit (Perm bis Obertrias)     ~ 700 m

#### Autochthon:

Talea Ori-Gruppe

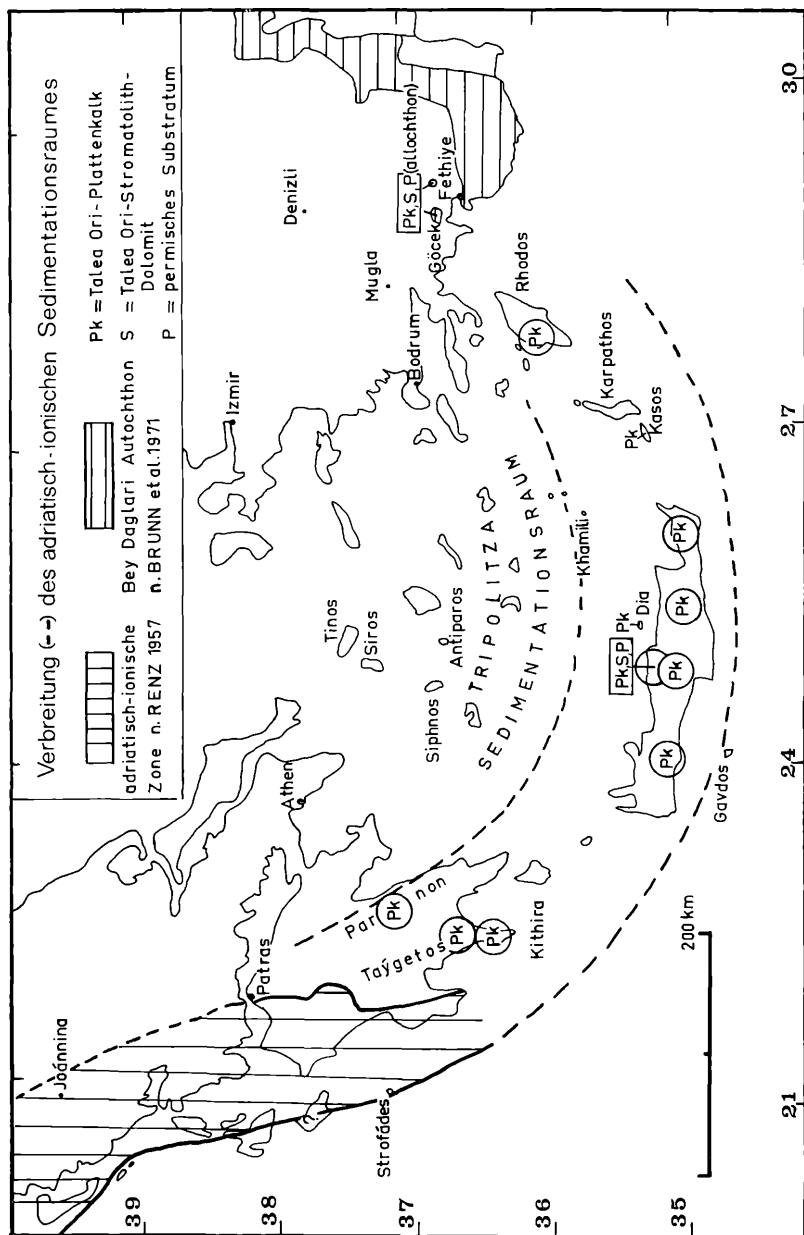
(Unter/Mittelperm bis wahrscheinlich Eozän)

Talea Ori-Plattenkalk

(wahrscheinlich Dogger bis Eozän)     ~ 1500 m

Talea Ori-Stromatolith-Dolomit

(Nor/Rhät und wahrscheinlich Lias)     ~ 1100 m





Sisses-Formation	
(wahrscheinlich Skyth bis Nor/Rhät)	~ 620 m
Fodele-Formation	
(Unter/Mittelperm bis Oberperm)	~ 2010 m <sup>1</sup>

Die allochthonen Gruppen lagern dem Autochthon als Decken auf. Eine Vielzahl von Beobachtungen spricht dafür, daß im Alttertiär zunächst die Tripolitza-Decke, danach die Olonos-Pindos-Decke aufgeschoben wurde.

Das obige Normalprofil kann reduziert sein durch

- primäre mechanische Störung bei der Aufschiebung (z. B. hat der Tripolitza-Kalk oftmals seine phyllitische Basis überfahren und lagert dann unmittelbar dem Autochthon auf),
- sekundäre Abtragungsvorgänge.

Mit den beiden allochthonen Formationsgruppen befassen wir uns hier nur insoweit, als zum Verständnis des Zusammenhanges unbedingt erforderlich ist und neue Erkenntnisse vorliegen.

#### 4. Die Talea Ori-Gruppe auf Kreta

Sie tritt überall dort zutage, wo die normalerweise überlagernden allochthonen Gesteine abgetragen sind.

Während ihre älteren Formationen heutigem Wissen nach nur an einer einzigen Stelle der Insel, im Talea Ori-Gebirge, aufgeschlossen sind, nimmt der Talea Ori-Plattenkalk als jüngste Formation weite Teile der Inseloberfläche ein.

Über die Verbreitung der Talea Ori-Gruppe außerhalb Kretas war bisher lediglich bekannt, daß Plattenkalk — allerdings unter der Annahme paläozoischen Alters — auch auf Kasos und dem Peloponnes vorkommt. Im folgenden werden wir zeigen, daß die Verbreitung der Talea Ori-Gruppe in Wirklichkeit weitaus größer ist. Die chronologische Fehleinschätzung des Plattenkalks hat die Zusammenhänge bislang in folgenschwerer Weise verschleiert.

Die Gesteine der Talea Ori-Gruppe lagern im Talea Ori-Gebirge invers. Sie bilden den liegenden Schenkel einer nach Süden überkippten Falte (ERTING et al. 1972a) und sind leicht metamorph überprägt. Ost-West-Streichen und Nord-Fallen der Schichten herrschen vor.

##### 4.1 Das Typus-Gebiet

ist das Talea Ori-Gebirge auf Kreta, das sich parallel zur Nordküste der Insel vom Westrand des Iraklion-Grabens bis in Höhe der Ortschaft Péra-

ma erstreckt. Eine geologische Kartenskizze findet sich in EPTING et al. (1972a, Abb. 12).

#### 4.2 Die Fodele-Formation

bildet eine mindestens 2010 m<sup>1</sup> mächtige Folge von dolomitischen, kalkigen und klastischen Sedimenten. Karbonatische Anteile herrschen vor. Sie haben hellgraue bis nahezu schwarze Farbe. Die nichtkarbonatischen Anteile bestehen aus phyllitischen und konglomeratischen Gesteinen.

Unterschiede zu den übrigen Formationen der Gruppe bestehen vor allem im Fossilreichtum (Fusulinen, Crinoiden, Bellerophoniten, Korallen, Bryozoen, Brachiopoden u. a.) und im Fehlen von Oolith, Chert und stromatolithischen Strukturen.

Von den Erstbearbeitern wurden folgende Formationsglieder ausgeschieden (vom Hangenden zum Liegenden):

	Mindestmächtigkeit
Feuerfeld-Schichten (KUDRASS, SCHÄFER)	200 m
Fusulinschichten (KUDRASS, SCHÄFER)	1000 m
Crinoidenschichten (KUDRASS, SCHÄFER)	560 m
Galinos-Phyllit (EPTING, WALCHER) <sup>1</sup>	250 m
	Insgesamt: 2010 m

Die Untergrenze der Fodele-Formation muß vorerst im Aufschlußbereich des nur in schmalen Streifen zutage tretenden Galinos-Phyllits<sup>1</sup> gezogen werden. Dessen lithologische Abgrenzung gegen den Tripolitza-Phyllit ist jedoch noch nicht befriedigend geklärt. Die Obergrenze liegt im Top der kalkigen, phyllitischen und konglomeratischen Feuerfeld-Schichten, die, regelmäßig durch Verwerfungen getrennt, von Karbonaten der Sisses-Formation überlagert werden. — Eine seitliche Begrenzung kann aufgrund der beschränkten Aufschlußverhältnisse nicht angegeben werden. Wahrscheinlich ist, daß sie sowohl bis zum Peloponnes als auch bis nach Südanatolien und darüber hinaus (Palaeotethys) reichen.

Infolge der starken tektonischen Zerstückelung des Typus-Gebietes läßt sich ein Typusprofil nicht festlegen. Die Gesamtheit der Formationsglieder wird jedoch erfaßt in folgenden Teilprofilen:

1. Westrand der Bucht von Bali vom Kap 500 m südlich des Dorfes Bali bis zum Osthang des Apakui-Berges (Galinos-Phyllit?, Crinoidenschichten, Galinos-Phyllit), 2. Nordhang des Xenotáfki-Berges bis zur Küste (Feuerfeld-Schichten, Fusulinschichten), 3. Straße Fodele-Sisses (Crinoidenschichten, Feuerfeld-Schichten).

<sup>1</sup> Vergleiche Nachtrag, Kapitel 10.

Biostratigraphisch reicht die Fodele-Formation vom Grenzbereich der *Pseudoschwagerina/Parafusulina*-Zone über die *Neoschwagerina*-Zone bis vermutlich zur *Yabeina-Lepidolina*-Zone (Kuss 1973). Geochronologisch umfaßt sie damit bisheriger Kenntnis nach das gesamte Perm etwa mit Ausnahme des Wolfcampan.

Bei EPTING et al. (1972a) erscheinen die Feuerfeld-Schichten unter der Bezeichnung „Untere Sisses-Schichten“. Die Autoren hatten zwar in Geröllen dieses Komplexes eine Kalkalgenflora nachweisen können, die ihrer Ansicht nach der *Neoschwagerina*-Zone angehört, doch mußten sie auf die Einstufung verzichten, weil nicht zu klären war, ob nicht „eine Diskordanz zwischen oberen Fodele- und unteren Sisses-Schichten“ vorhanden ist. Fusulinen waren nicht bekannt.

Wir haben neuerdings Fusulinen — und zwar Staffellen — in massigen, schwarzen Karbonaten der Feuerfeld-Schichten gefunden. Damit ist sichergestellt, daß die Feuerfeld-Schichten noch zum Perm gehören. Aus der Lagerung ergibt sich eine Stellung oberhalb der *Verbeekina verbeeki*-Artzone. Somit ist es wahrscheinlich, daß die Feuerfeld-Schichten das oberste Perm repräsentieren. Wir halten deshalb eine Grenzziehung im Sinne von EPTING et al. (1972a), die das Perm durchschneidet, für wenig sinnvoll und legen die Perm/Trias-Grenze an den auch lithologisch leicht erkennbaren Top der Feuerfeld-Schichten.

Entgegen der Darstellung von EPTING et al. (1972a) existiert ein lateraler Fazieswechsel in der Fodele-Formation nicht (Kuss 1973). Die Aussage beruht auf einer biostratigraphischen Fehleinschätzung.

### 4.3 Die Sisses-Formation

bildet nach KUDRASS und SCHÄFER eine mindestens 620 m mächtige Abfolge meist heller calzitischer oder dolomitischer Marmore, Serizitmarmore, Karbonat- und Quarzphyllite<sup>1</sup>. Quarzite und Phyllite konzentrieren sich ausschließlich auf den unteren Teil der Formation. — Zu den charakteristischen Merkmalen der Sisses-Formation gehört das massenhafte Auftreten von Oolithen und Onkolithen. Makroskopische Fossilien sind nicht bekannt. Das unterscheidet die Sisses-Formation in erster Linie von der Fodele-Formation. Gegenüber den anderen Gliedern der Talea Ori-Gruppe bildet das Fehlen von stromatolithischen Strukturen und Cherts ein signifikantes Unterscheidungsmerkmal.

Infolge tektonischer Ereignisse ist ein normaler Übergang von der Fodele- zur Sisses-Formation nicht bekannt. Die Untergrenze entspricht der Obergrenze der Fodele-Formation (vgl. S. 48). Die Obergrenze der Sisses-Forma-

<sup>1</sup> Vergleiche Nachtrag, Kapitel 10.

tion läßt sich am Südhang des Kufotos-Berges exakt fassen. Wir legen sie an die Basis eines von EPTING et al. (1972a) beschriebenen Transgressionskonglomerates.

Für die laterale Verbreitung fehlen Anhaltspunkte in der gleichen Weise wie bei der Fodele-Formation. Ebenso wenig ist ein Typusprofil anzugeben. In zwei Teilprofilen wird der lithologische Inhalt der Sisses-Formation annähernd durchmessen: 1. Profil vom Südhang des Kufotos-Berges bis zum Westhang des Xenotáfki-Berges. 2. Nordsüd-Profil durch das Dorf Sisses und darüber hinaus. Lagerung und biostratigraphische Orientierungsmarken machen es wahrscheinlich, daß die Sisses-Formation den Zeitraum vom Skyth bis zum Nor/Rhät umfaßt.

EPTING et al. (1972a) berichten über eine Conodontenfauna aus Karbonaten des Skilarmi-Berges. Die Autoren betrachten die Karbonate als synsedimentäre Einschaltungen im „Talea Ori-Phyllit“ (= Tripolitza-Phyllit). Ganz offensichtlich handelt es sich aber um exotische Blöcke, die wir als Schubfetzen aus den Karbonaten der Sisses-Formation deuten. Das untertriadische Alter der exotischen Blöcke sagt deshalb nichts aus über die Einstufung des „Talea Ori-Phyllits“, sondern über die der Sisses-Formation.

#### 4.4 Der Talea Ori-Stromatolith-Dolomit

bildet eine bis 1100 m mächtige Folge bläulicher bis dunkelgrauer Dolomitmarmore, die durch raschen Wechsel von gefältelt erscheinenden hellen und dunklen Lagen (Stromatolithe) ihr charakteristisches Aussehen erhält. Generell fehlen Cherts und Ooide. Fossilien sind selten und bisher nicht bestimmt worden. Die Untergrenze wird durch das Einsetzen eines Transgressionskonglomerates und stromatolithischer Strukturen, die Obergrenze durch Verschwinden der Stromatolithe und Einsetzen von Cherts bezeichnet. Außerhalb der Talea Ori, des nördlichen Mittelkretas, ist auch diese Formation vom übrigen Kreta nicht bekannt. Es gibt Hinweise für das Vorkommen fazieller Äquivalente im westlichen Griechenland und in Südwest-Anatolien.

Ein umfangreiches, wenn auch nicht ganz vollständiges Profil ist in den Talea Ori an der Straße zwischen den Dörfern Aloides — Sisses aufgeschlossen.

In der Matrix des Transgressionskonglomerates, das vorherrschend aus Oolithgeröllen der Sisses-Formation besteht und mit dem der Talea Ori-Stromatolith-Dolomit beginnt, fanden EPTING et al. (1972a) norische bis rhätische Foraminiferen. Der Talea Ori-Stromatolith-Dolomit beginnt somit im Nor/Rhät. Berücksichtigt man, daß die Existenzberechtigung der Rhät-Stufe neuerdings in Zweifel gezogen wird (ULRICHS 1972, WIEDMANN 1972), so würde die Untergrenze des Talea Ori-Stromatolith-Dolomits annähernd mit dem Beginn der Lias-Epoche gleichzusetzen sein. Für die geochronolo-

gische Fixierung der Obergrenze fehlen jedoch verlässliche Anhaltspunkte. Einen vagen Hinweis könnte man vielleicht aus der Tatsache herleiten, daß in Südwest-Anatolien der Beginn der Chert-Karbonat-Sedimentation auf den mittleren Jura festgelegt wird (GRACIANSKY et al. 1967). Die Mächtigkeit der Formation läßt ebenfalls damit rechnen, daß durch sie zumindest der gesamte Lias und eventuell noch ein Teil des Doggers repräsentiert wird.

KUDRASS (1966) fand im Talea Ori-Stromatolith-Dolomit unbestimmbare Brachiopoden und relativ gut erhaltene Schnecken. Leider ist es noch nicht gelungen, diese Gastropoden für eine chronostratigraphische Einstufung nutzbar zu machen.

Der Ansicht von EPTING et al. (1972a), daß zwischen den Sisses-Schichten und dem Talea Ori-Stromatolith-Dolomit zeitlich ein „enormer Hiatus“ liege, schließen wir uns nicht an. Wir meinen dagegen, daß das Transgressionskonglomerat durch eine episodische Emersion und anschließende Überflutung hervorgerufen wurde.

#### 4.5 Der Talea Ori-Plattenkalk (Abb. 1-2)

ist gekennzeichnet durch zumeist gut gebankte, hell- bis dunkelgraue Marmore mit eingeschalteten Chertknollen-Horizonten und Chertlagen.

Seine Mindestmächtigkeit beträgt etwa 1500 m. Außerhalb der Talea Ori geht der Plattenkalk im Hangenden stellenweise in einen Kalkphyllit (FYTROLAKIS 1972) über, dessen Mächtigkeit wahrscheinlich größer ist als die bisher bekannten wenigen Meter.

Die Untergrenze entspricht der Obergrenze des Talea Ori-Stromatolith-Dolomits; die Obergrenze sollte im Top des Kalkphyllites gezogen werden. Lateral erstreckt sich der Talea Ori-Plattenkalk über ganz Kreta und darüber hinaus.

Ein als Typus geeignetes Profil ist weder festgelegt noch ermittelt worden. Das umfassendste Profil in Mittelkreta findet sich am Südhang des Kulukunas-Berges. Der Kalkphyllit ist in der großen Schlucht westlich des Dorfes Krussona (ZAGER 1969) und in einem Tälchen, 800 m nördlich des Dorfes Ajos Ioannis (4 km südlich des Dorfes Garason), aufgeschlossen (SCHEUCH 1970).

Das ungefähre Alter des kretischen Talea Ori-Plattenkalkes ergibt sich aus der hypothetischen Fixierung der Untergrenze auf den Beginn des mittleren Jura und der Tatsache, daß FYTROLAKIS (1972) in Ostkreta eine Foraminiferenfauna aus den obersten Schichten des Plattenkalkes vorweisen konnte, die nach dem zitierten Urteil von REICHEL nur die Annahme von Tertiär („Obereozän möglich“) zuläßt. Chronostratigraphisch einstuftbare Äquivalente in Rhodos (vgl. S. 66) und Südanatolien (vgl. S. 67) unterstreichen dieses Ergebnis. — Wir haben diese Globigerinenfauna ebenfalls in Ostkreta gefunden.



Abb. 1—2: Beispiele für die Ausbildung des adriatisch-ionischen Talea Ori-Plattenkalkes auf Kreta.

Abb. 1 (oben): Chertknolle mit konzentrischen Strukturen in Marmor (Talea Ori-Gebirge, Straße Aloides — Sisses). Abb. 2 (unten): Marmor mit Chertlagen (Straße Jenikawé — Chonos).



Den Ausdruck „Plattenkalk“ führte CREUTZBURG 1958 in die kretische Literatur ein. Wir behalten ihn deshalb bei, obwohl er mit anderen Begriffsinhalten kollidiert. Nach der von GRUNAU (1965) vorgeschlagenen Terminologie wäre er lithologisch zutreffender durch den Ausdruck Carbosilit zu ersetzen.

EPTING et al. (1972a) sahen in Chert-freien, massigen Kalken westlich (Raum Melidoni) und östlich (Raum Damasta) der zentralen Talea Ori eine laterale Faziesvertretung des Plattenkalks. Das ist angesichts seiner nachweisbar ausgedehnten Faziesbeständigkeit ausgeschlossen. Wir sind sicher, daß die Autoren hier den Plattenkalk mit basalen Teilen des Tripolitza-Kalks verwechselt haben. Das ist jedoch angesichts der bisherigen Unsicherheit über die Unterscheidung gegenüber den Tripolitza-Karbonaten nicht verwunderlich.

Erste klassifizierbare Fossilien aus dem Talea Ori-Plattenkalk konnte THORBECKE (1969) nachweisen: Radiolarien und Schwammnadeln.

Aus dem Mangel an stratigraphisch relevanten Fossilien erklärt sich die Unterschiedlichkeit der Auffassungen über das Alter des Plattenkalks. Die Einstufungen variieren zwischen Präkambrium (SIMONELLI 1894), Paläozoikum (BONARELLI 1901, PAPASTAMATIOU & REICHEL 1956, CREUTZBURG 1958, 1966, AUBOUIN & DERCOURT 1965), Trias (CHALIKIOPOULOS 1903) und Kreide (SPRATT 1865).

ZAGER (1969), THORBECKE (1969) und SCHEUCH (1970) hatten bereits in voller Übereinstimmung mit späteren Beobachtungen von FYTROLAKIS (1972) den Nachweis geliefert, daß der Plattenkalk im nördlichen Psiloriti-Vorland im Hangenden konkordant in einen Kalkphyllit übergeht. Leider wurden von dort noch keine Fossilien bekannt wie in Ostkreta.

#### 4.6 Die Talea Ori-Gruppe in Ostkreta

Als einziges Glied der Talea Ori-Gruppe kommt in Ostkreta der Talea Ori-Plattenkalk in weiter Verbreitung vor. Auf den drei geologischen Karten dieses Gebietes wird er als „crystalline limestone with intercalations or nodules of chert“ bezeichnet und in das Paläozoikum eingestuft. Über die Korrelierbarkeit des mittelkretischen Plattenkalks mit dem ostkretischen gab es niemals Meinungsverschiedenheiten.

Außerordentlich nützliche Beobachtungen über den ostkretischen Plattenkalk sind FYTROLAKIS (1972) zu verdanken. Er konnte erstmals berechtigte Zweifel an der angeblich konkordanten Auflagerung des (Tripolitza-) Phyllits auf Plattenkalk anmelden. Leider hat er aber durch sein Festhalten am paläozoischen Alter des Plattenkalks die überaus wichtigen Entdeckungen nicht voll auswerten können und ist schließlich sogar seinen eigenen Befunden gegenüber skeptisch geblieben. Diese ordnen sich jedoch zwanglos in das von uns hier entworfene stratigraphische Konzept ein.

#### 4.7 Die Talea Ori-Gruppe in Westkreta

Auf den vier von Westkreta vorliegenden geologischen Kartenblättern ist die Talea Ori-Gruppe nur auf Blatt Alikianou durch den Talea Ori-Plattenkalk vertreten, der als permokarbonisch betrachtet wird. Die Bezeichnung auf der Karte lautet: Platy Crystalline Limestones.

Angeblich wird hier der Plattenkalk konkordant unterlagert von Dolomiten mit „Algae, Ostracods and Foraminifera“ Diese Darstellung widerspricht unserem stratigraphischen Konzept so grundsätzlich, daß nur eine der beiden hier zur Diskussion stehenden Lösungen richtig sein kann. Wir möchten jedoch darauf hinweisen, daß der mitgeteilte Fossilinhalt sich in ganz auffälliger Weise mit jenem deckt, den ZÄGER (1972) aus dem Tripolitza-Kalk beschrieben hat. Überdies sind wir sicher, daß entgegen den Kartenangaben beim Orte Samaría noch Plattenkalk ansteht.

#### 4.8 Schlußfolgerungen

Die Talea Ori-Gruppe erstreckt sich auf Kreta geochronologisch etwa von der Grenze Unter/Mittelperm bis wahrscheinlich ins Obereozän. Größere Sedimentationsunterbrechungen scheinen nicht vorhanden zu sein. Ostweststreichende Verwerfungen haben die stratigraphischen Übergänge gerade in den Talea Ori oft verschleiert.

Der Talea Ori-Plattenkalk nimmt als jüngste Formation der Gruppe topographisch etwa ein Fünftel der Inseloberfläche ein. Berücksichtigt man dagegen, daß permische Gesteine des kretischen Autochthons höchstens ein Hundertstel ausmachen, so spricht auch dieser Umstand klar für ein relativ geringes Alter des Plattenkalks.

Die Ausdrücke „kretisches Metamorphikum“ und „kretisches Autochthon“ sind keine identischen Begriffe, obwohl sie in der Literatur gelegentlich so angewendet werden. Das Autochthon wird ausschließlich von der Talea Ori-Gruppe repräsentiert. Metamorph sind hingegen auch Gesteine der Tripolitza- und Olonos-Pindos-Gruppe. „Metamorphe Schiefer“ (CREUTZBURG & PAPASTAMATIOU 1966) enthält sowohl die Talea-Ori- als auch die Tripolitza-Gruppe. Im stratigraphischen Sinne ist es also unzulässig, von metamorphen Schiefen schlechthin zu sprechen.

In der Literatur verwendete Ausdrücke wie „karbonatische Zwischenschaltungen“ oder „Übergangsschichten“ (CREUTZBURG & PAPASTAMATIOU 1966) basieren auf der irrigen Vorstellung einer Lückenausfüllung zwischen vermeintlich paläozoischem Plattenkalk und permotriadischem „metamorphem Schiefer“ In Wirklichkeit umfassen diese „Zwischenschaltungen“ einen Schichtenstoß, der vom Unter/Mittelperm bis etwa zum Mittleren Jura reicht.



Solange man auf Kreta auf lithostratigraphische Kartierung angewiesen ist, sollte bedacht werden, daß der Plattenkalk durch Knollen oder Lagen aus Chert charakterisiert ist. Karbonate ohne Cherts können deshalb nicht mit dem Plattenkalk identifiziert werden.

Im Gegensatz zur verbreiteten Ansicht ist das Liegende des Plattenkalks durchaus bekannt. Es wird gebildet von stromatolithischen Dolomiten, die aber nicht identisch sind mit den fossilführenden Dolomiten auf Blatt Alikianou (TATARIS & CHRISTODOULOU).

Die Talea Ori-Gruppe unterscheidet sich u. a. von der Tripolitza- und Olonos-Pindos-Gruppe durch das Fehlen von Intrusivgesteinen.

## 5. Die Tripolitza-Gruppe auf Kreta

Die Korrelation kretischer Gesteine mit dem „Tripolicakalk“ des Peloponnes (PHILIPPSON 1892) geht zurück auf CAYEUX (1902). RENZ (1930) und andere Autoren haben sie später bestätigt. Auch über die Identität des Tripolitza-Flysches beider Gebiete herrscht Einigkeit (neuerdings SEIDEL 1968, BONNEAU 1970). Unerkannt blieb jedoch die Zugehörigkeit des kretischen permotriadischen Phyllits zur gleichen isopisch-tektonischen Zone.

### 5.1 Zum tektonischen Kontakt Talea Ori-Plattenkalk/permotriadischer Phyllit

Die geologischen Kartenblätter von Kreta weisen permotriadischen Phyllit und Talea Ori-Plattenkalk als konkordante stratigraphische Einheit aus, die als „metamorphic series of Crete“ bezeichnet wird. Der überlagernde Tripolitza-Kalk gilt hingegen als diskordant. Im Sinne dieser Vorstellung schlossen CREUTZBURG & PAPASTAMATIOU (1966, S. 176) auf transgressive Auflagerung der „Tripolitza-Serie“ (= Tripolitza-Kalk + Tripolitza-Flysch). Als Beweis führten sie „Basiskonglomerate westlich Krousonas“ an, die nach dem Bearbeiter dieses Gebietes (ZAGER 1969) allerdings eine tektonische Brekzie darstellen.

Die stratigraphische Fehlkonstruktion der „kretischen metamorphen Serie“ ruht letztlich auf drei Säulen:

1. Auf der Tatsache, daß Talea Ori-Plattenkalk und permotriadischer Phyllit metamorph überprägt sind,
2. der permotriadische Phyllit dort, wo man beide Gesteinsfolgen zusammen antrifft, den Talea Ori-Plattenkalk überlagert und
3. der den permotriadischen Phyllit überlagernde Tripolitza-Kalk zumeist einen deutlichen tektonischen Kontakt zeigt.

<sup>1</sup> Vergleiche Nachtrag, Kapitel 10.

Diese Geländebefunde sind richtig. Wir können jedoch weitere Beobachtungen anführen, die einerseits nicht im Widerspruch zu den oben genannten Geländebefunden stehen, andererseits die daraus abgeleitete stratigraphische Einheit der „kretischen metamorphen Serie“ widerlegen:

1. Nicht nur der Talea Ori-Plattenkalk und der permotriadische Phyllit sind metamorph überprägt, sondern auch die basalen Teile des Tripolitza-Kalkes. Die Grenze zwischen metamorphen und metamorphosefreien Gesteinen verläuft also im Tripolitza-Kalk.

2. Zwischen der Talea Ori-Gruppe und dem teilweise überlagernden permotriadischen Phyllit besteht in Ostkreta ein Metamorphosesprung. Das Hangende (permotriadischer Phyllit) ist höher metamorph als das Liegende (siehe THORBECKE, Manuskript).

3. Die geologischen Kartenblätter von Kreta verzeichnen im permotriadischen Phyllit zahlreiche Diabase. Auffälligerweise treten ähnliche Gesteine zwar auch im Tripolitza-Kalk, niemals jedoch in der Talea Ori-Gruppe, d. h. dem Liegenden des permotriadischen Phyllits, auf.

4. Das beste Argument für die stratigraphische Uneinheit der kretischen „metamorphen Serie“ liefert jedoch die Biostratigraphie. Es ist das Verdienst von EPTING et al. (1972a), den Beweis für das mesozoische Alter des Talea Ori-Plattenkalks geliefert zu haben. Damit ist jeder Irrtum darüber ausgeschlossen, daß stratigraphisch der liegende Talea Ori-Plattenkalk jünger ist als der hangende permotriadische Phyllit. Alle biostratigraphischen Einstufungen des Phyllites haben bisher permisches (PAPASTAMATIOU & REICHEL 1956)<sup>1</sup> bis karnisches Alter (CAYEUX 1902, WURM 1950, TATARIS & CHRISTODOULOU 1965, FYTROLAKIS 1967 und SEIDEL 1968) ergeben.

Fügt man alle hier angeführten Tatsachen zu einer Indizienkette zusammen, so ergibt sich das folgende, in jeder Hinsicht widerspruchsfreie Bild: Die Zusammenfügung von Talea Ori-Plattenkalk und permotriadischem Phyllit zu der stratigraphischen Einheit „metamorphe Serie“ beruht auf einem Irrtum. Er erklärt sich vor allem aus der früheren Unklarheit über das Alter des Talea Ori-Plattenkalks und der außerordentlichen Schwierigkeit einer Grenzziehung zwischen dem von uns als Talea Ori-Gruppe bezeichneten Komplex und dem überlagernden permotriadischen Phyllit. FYTROLAKIS (1972) ist es erstmals gelungen, diese komplizierte Grenze ins Licht zu rücken, obwohl er seinen eigenen Beobachtungen keinen rechten Glauben schenken mochte. Er konnte nachweisen, daß der Talea Ori-Plattenkalk in Ostkreta im Top in einen Kalkphyllit mit sedimentärem Kontakt übergeht, dessen wahrscheinlich eozänes Alter durch eine Globigerinenfauna belegt ist (vgl. S. 51).

<sup>1</sup> Vergleiche Nachtrag, Kapitel 10.

## 5.2 Zum primär sedimentären, sekundär tektonischen Kontakt permotriadischer Phyllit/Tripolitza-Kalk

Alle chronostratigraphischen Anhaltspunkte sprechen dafür, den permotriadischen Phyllit, den Tripolitza-Kalk und Tripolitza-Flysch zu einer stratigraphischen Einheit zusammenzufassen. In dieser enthält der Phyllit die permischen bis karnischen und der Tripolitza-Kalk die mesozoischen bis eozänen Anteile. Darüber folgt der im Eozän einsetzende und bis ins Oligozän reichende Tripolitza-Flysch. Im Interesse einer einheitlichen stratigraphischen Klassifikation schlagen wir vor, die Gesteine der Tripolitza-Decke auf Kreta künftig in folgender Weise zu gliedern:

### Tripolitza-Gruppe

Tripolitza-Flysch	} Formationen
Tripolitza-Kalk	
Tripolitza-Phyllit	

Der Nachweis eines sedimentären Kontaktes zwischen Tripolitza-Phyllit und Tripolitza-Kalk ist auf Kreta noch nicht gelungen, da petrographische Kontaktuntersuchungen fehlen. Dieser Nachweis ist auf dem Peloponnes von THIÉBAULT 1968 (S. 213—214) bereits erbracht worden. Er beschrieb vom westlichen Talhang des Eurotas, am Osthang des Agrapiditsa einen Aufschluß, in dem der ursprünglich sedimentäre Kontakt zwischen Tripolitza-Phyllit („schistes“) und Tripolitza-Kalk („calcaires dolomitiques“) noch erhalten ist. Auf dem Peloponnes scheinen überhaupt ähnliche Kontakterscheinungen wie auf Kreta vorzuliegen. Der Kontakt Tripolitza-Phyllit/Tripolitza-Kalk ist nur noch an wenigen Stellen in seinem ursprünglichen sedimentären Zustand erhalten geblieben, während er in der Regel als sekundärer tektonischer Kontakt vorliegt (siehe unten).

An der Grenze Tripolitza-Kalk zu Tripolitza-Phyllit klafft einstweilen eine chronostratigraphische Lücke, da das gesicherte Mindestalter des Tripolitza-Kalkes von ZAGER (1972) als mittel- bis oberjurassisch angegeben wird. Vielleicht wird LEPPIG (WALCHER) in Bälde genauere Auskünfte erteilen können, da sie sich auch mit dieser Frage beschäftigt. Die Datierung stößt aber auf Schwierigkeiten, weil die liegenden Teile des Tripolitza-Kalkes marmorisiert sind. Es mag also sein, daß entweder der Tripolitza-Phyllit noch bis an die Obergrenze Trias reicht oder der Tripolitza-Kalk bis in die obere Trias hinabgreift. Blicke eine stratigraphische Lücke, könnte sie nur klein sein. Für eine Vereinigung von Tripolitza-Phyllit und Tripolitza-Kalk zu einem stratigraphischen Verband spricht letztlich auch die Tatsache, daß das kretische Autochthon keinen Zeitraum freiläßt, in dem der permotriadische Tripolitza-Phyllit noch unterzubringen wäre.

SEIDEL hat schon 1968 darauf hingewiesen, daß der Tripolitza-Kalk stets mit tektonischem Kontakt auf verschiedenartiger Basis, vorwiegend auf

Tripolitza-Phyllit im Raum Paleóchora (SW-Kreta), lagert. Dasselbe gilt für Mittelkreta. Ohne Zweifel besteht heute zwischen Tripolitza-Phyllit und Tripolitza-Kalk hauptsächlich ein tektonischer Kontakt. Das beweisen die stellenweise kilometerweit aufgeschlossenen Vorkommen von Mylonit, der z. B. beim Dorf Aimonas im nördlichen Mittelkreta mehrere Meter mächtig auf Tripolitza-Phyllit lagert und sich unter Tripolitza-Kalk fortsetzt (THORBECKE 1969). Dieser tektonische Kontakt mag zum Teil auf Materialtektonik im Zuge der oligozänen Deckenbildung zurückzuführen sein, in erster Linie aber wohl auf die von Norden nach Süden gerichtete Verschupung im Neogen (vgl. S. 61).

An mehreren Stellen Kretas, z. B. am Süd- und Nordabfall des Psiloriti-Gebirges (KARFUNKEL 1970, SCHEUCH 1970, THORBECKE 1969, ZAGER 1969), lagern Tripolitza-Kalke direkt dem Talea Ori-Plattenkalk auf. Der Tripolitza-Phyllit fehlt. Außerdem weisen die Tripolitza-Kalke an den Auflagerungsflächen sehr unterschiedliches Alter auf. Dies ist wahrscheinlich auf Abscherung in verschiedenen Niveaus der Tripolitza-Gruppe bei der Deckenbildung zurückzuführen. Es könnte demnach sein, daß im ursprünglichen Sedimentationsgebiet der Tripolitza-Gesteine noch Reste des Tripolitza-Kalks und vor allem des Tripolitza-Phyllites anstehen.

Da eine mit hoher Wahrscheinlichkeit primär komplette, vom Perm bis ins Oligozän reichende Tripolitza-Abfolge auf Kreta die autochthone Talea Ori-Gruppe überlagert, die wiederum eine nahezu komplette Abfolge vom Perm bis ins Eozän repräsentiert, ist es nach unserer Ansicht völlig ausgeschlossen, daß die Tripolitza-Abfolge von Kreta länger als autochthoner Komplex betrachtet werden kann, wie es AUBOUIN & DERCOURT noch 1965 taten. Alle bekannten Kriterien sprechen vielmehr für eine Deckennatur.

Das geologische Kartenblatt Alikianou (SW-Kreta) verzeichnet im Säulenprofil „phyllites“ (= Tripolitza-Phyllit), die von „limestones-dolomites“ oder „Madara-Kalken“ unterlagert werden. Die Madara-Kalke (= „limestones-dolomites“) könnten durchaus basale Teile der Tripolitza-Kalke darstellen, auf die Tripolitza-Phyllit überschoben wurde. Das wäre nichts Außergewöhnliches. Denn der gleiche Fall findet sich nördlich des Dorfes Axós im nördlichen Mittelkreta, wenn auch in geringerer Ausdehnung. Anlaß zu obiger Vermutung ist die Feststellung, daß im Säulenprofil des Blattes Alikianou die Madara-Kalke zwischen metamorphen Formationen liegen, dem Talea Ori-Plattenkalk im Liegenden und dem Tripolitza-Phyllit im Hangenden, obwohl die Madara-Kalke nach der Beschreibung in der Legende selbst nicht metamorph sind.

Außerdem können die triadischen Madara-Kalke nicht über den Talea Ori-Plattenkalk transgrediert sein, wie TATARIS und CHRISTODOULOU (1965, Profil S. 329) es darstellen, da der Talea Ori-Plattenkalk mit Sicherheit jünger als Trias ist.

## 6. Die Olonos-Pindos-Gruppe auf Kreta

Im gleichen Sinne wie bei den vorhergenannten Gesteinskomplexen schlagen wir auch für die Gesteine der „Olonos-Pindos-Zone“ auf Kreta eine lithostratigraphische Neugliederung im folgenden Sinne vor:

Olonos-Pindos-Gruppe

Olonos-Pindos-Ophiolithe	}	Formationen
Olonos-Pindos-Sedimente		

Das Liegende dieser Formationsgruppe bilden die Olonos-Pindos-Sedimente. Sie werden tektonisch von den Ophiolithen als Teildecke des Olonos-Pindos-Sedimentationsraumes überlagert.

### 6.1 Die Olonos-Pindos-Sedimente

wurden u. a. von SEIDEL (1968, 1971), ZAGER (1969), BONNEAU (1970, 1973), BONNEAU & FLEURY (1971) und THORBECKE (1969) bearbeitet.

Sie treten vorzugsweise im Süden der Insel auf und erstrecken sich weiter südlich bis zur Insel Gavdos. Ihre Mächtigkeit erreicht etwa 700 m. Chronostratigraphisch reichen sie von der Obertrias bis ins Mitteleozän. Die Datierungen sind durch zahlreiche Fossilien gut belegt.

Typisch ist das Auftreten von zwei Flyschen, einem Kreide-Flysch („premier flysch du Pinde“) und einem Alttertiär-Flysch. Charakteristisch sind weiterhin teils gebankte, teils kompakte Chert-Kalke. In einigen Niveaus treten Wechselfolgen von dünnen Kalkbänken mit Einschaltungen von Radiolarit- und Hornsteinlagen und mergeligen bis tonigen Lagen auf.

Die Olonos-Pindos-Gesteine sedimentierten sich hauptsächlich im pelagischen Bereich. Nach SEIDEL (1971, S. 459) bilden die Olonos-Pindos-Schichten von Westkreta und Gavdos eine Randfazies des Olonos-Pindos-Troges, „am Rande oder nahe beim Innenrand“

Die Olonos-Pindos-Sedimente des Kedros-Gebietes werden z. Z. von THORBECKE kartiert und ihre Stratigraphie an Hand von Säulenprofilen erarbeitet. Nach bisher vorliegenden Ergebnissen scheinen tatsächlich Faziesunterschiede zwischen den einzelnen Vorkommen Mittelkretas zu bestehen. Beispielsweise treten bei Anója/Goniés die oberkretazischen kompakten und ziemlich mächtigen Chert-Kalke nicht auf. Dagegen kommen die relativ mächtigen Radiolarit-Schichten von Anója/Goniés, die nach BONNEAU (1970) zwischen Trias- und Cenoman-Schichten lagern, in Südwest-Kreta bei Peleóchora nach SEIDEL (1968) überhaupt nicht vor. Sie erreichen nach BONNEAU 15 m Mächtigkeit. ZAGER und THORBECKE trafen eine größere Mächtigkeit an. — Weiterhin sedimentierte sich der „premier flysch du Pinde“ nach SEIDEL (1968) in Südwest-Kreta schon im Cenoman, während er sich

im östlichen Asterussia-Gebirge nach BONNEAU & FLEURY (1971) erst im Turon abgelagerte. — Offensichtlich sind innerhalb der kretischen Olonos-Pindos-Sedimente also feine Faziesunterschiede vorhanden. Jedoch sind die Untersuchungen noch nicht so weit fortgeschritten, daß man spezielle Faziesheiten des Olonos-Pindos-Sedimentationsraumes (z. B. Ethíá-Fazies) fassen und räumlich abgrenzen könnte.

## 6.2 Die Olonos-Pindos-Ophiolithe

Die Ophiolith-Decke von Kreta wird in der französischen Fachliteratur als „nappe ophiolithifère“ bezeichnet (AUBOIN & DERCOURT 1966). Wir beziehen in die Ophiolith-Decke ebenfalls ein die „lambeau cristallin“ (BONNEAU 1972a) und die „nappe métamorphique de l'Asteroussia, lambeau d'affinités pélagoniennes“ (BONNEAU 1972b) und deren Korrelate.

Die Ophiolith-Decke wurde von BONNEAU (1970, 1972) vorwiegend tektonisch, von THORBECKE (1972, 1973) petrographisch untersucht. Sie ließ sich bisher in Mittel-Kreta bei Anója/Goniés, im Kédros-Gebiet sowie im Asterussia-Gebirge und Süd-Lassithi-Gebirge nachweisen (BONNEAU 1972b, S. 2304, Kartenskizze A). Bei Anója besteht die Ophiolith-Decke aus epi-, meso- und katazonalen Parametamorphiten und Peridotiten/Serpentiniten, die tektonisch miteinander vermengt und in die Diabase intrudiert sind. In den übrigen Gebieten treten ebenfalls unterschiedlich gradierte Parametamorphite zusammen mit Ophiolithen auf. Die Parametamorphite erreichen im Kédros-Gebiet westlich des Dorfes Mélabes eine Mindestmächtigkeit von 600 m (BONNEAU 1972a). Noch größere Mächtigkeiten der Parametamorphite sind nach unseren Beobachtungen im westlichen Asterussia-Gebirge (Straße Miamou-Lentas) zu erwarten. Bei Lentas wies schon WURM (1950) Sillimanit-führende Gneise mit kirschgroßen Granaten nach, die den Almandin-Paragneisen der Ophiolith-Decke von Anója (THORBECKE 1973) sehr ähnlich sind.

Die Herkunft der Decke ist problematisch. Nach THORBECKE (1973) entstammt sie als Teildecke dem achsialen Bereich des Olonos-Pindos-Sedimentationsraumes, denn ein Teil der epizonalen Parametamorphite der Ophiolith-Decke von Anója unterscheidet sich von typischen Sedimenten der Olonos-Pindos-Sedimente von Anója/Goniés nur durch ihre epizonale Überprägung. Die epizonalen Parametamorphite enthalten dünne Marmorbänke mit Epidotfels-Lagen, die aus Radiolariten entstanden sind, in denen noch Radiolarit-Relikte und Radiolarien-Reste vorkommen. Diese Gesteine erinnern sehr stark an die dünnen Radiolarit- oder Hornstein-Lagen führenden Kalkbänke der Olonos-Pindos-Sedimente von Anója. BONNEAU (1972b) vertrat jedoch die Ansicht, daß zumindest die Parametamorphite und Ophiolithe des westlichen Asterussia-Gebirges („nappe métamorphique de

l'Asterussia“) dem pelagonischen Sedimentationsraum entstammen könnten. Eine Entscheidung über diese beiden Deutungen bleibt zukünftigen Untersuchungen vorbehalten.

## 7. Zur Tektonik Kretas

Bisher konnten auf Kreta vier wichtige tektonische Ereignisse unterschieden werden:

Oligozäne Deckenbildungen,  
miozäne Faltung (prätorton),  
neogene Verschuppung und  
neogene Bruchtektonik.

Die beiden kretischen Decken (Tripolitza-Decke und Olonos-Pindos-Decke einschließlich der Ophiolith-Teildecke) entstanden im Alttertiär. Wie geschildert, lagert die Tripolitza-Decke stellenweise auf autochthonen Kalkphylliten, die mit großer Wahrscheinlichkeit eozänes Alter besitzen. Sie ist also jünger als die Kalkphyllite. Da sie von der miozänen Faltung erfaßt wurde, muß sie andererseits im Miozän schon auf Kreta vorhanden gewesen sein. Deshalb wird man das Alter der Tripolitza-Decke auf das Alttertiär eingrenzen können. — Chronologisch etwas exakter läßt sich die Olonos-Pindos-Decke bestimmen. Sie lagert auf oligozänem Tripolitza-Flysch und ist ebenfalls von der miozänen Faltung beeinflußt. Ihre Entstehung fällt demnach in den Zeitraum zwischen Oligozän und prätortonem Miozän.

Die prätortone miozäne Faltung erreicht auf Kreta nur geringe Intensität. Die Faltenachsen streichen etwa West-Ost. Im Zuge dieses Ereignisses wurde das Psiloriti-Massiv aufgewölbt. Im Bereich der Talea Ori entstand eine südvergente liegende Falte, von der heute infolge von Abtragungsvorgängen nur noch der nach Süden überkippte Faltschenkel vorhanden ist. Diesem glücklichen und seltenen Umstand verdanken wir unsere Kenntnis über die liegenden Anteile des kretischen Autochthons. — Das Alter der kretischen Faltung wurde von THORBECKE (1969) und ZAGER (1969) ermittelt. Sie muß nach der Deckenbildung erfolgt sein, da die Decken mitgefaltet wurden, aber vor der Ablagerung des nicht gefalteten, im Torton transgredierten Neogens.

Der Nachweis einer etwa Nord-Süd gerichteten Verschuppung geht auf die gleichen Autoren zurück. Er basiert u. a. auf folgender Beobachtung: Nahe der Straßengabelung Goniés-Anója/Kamariotis (nördliches Mittelkreta) lagert von Nord nach Süd überschobener Tripolitza-Kalk auf einer Unterlage von marinem und terrestrischem Neogen, das älter ist als die Pliozäntransgression und jünger als die Tortontransgression. — Während dieser Verschuppungsphase wurden auch die Tripolitza-Gesteine im Bereich

der Talea Ori über den überkippten Liegendschenkel der Talea Ori-Antiklinale geschoben, nachdem diese bereits weitgehend abgetragen worden war. — Dieser Umstand gibt Anlaß zu der Vermutung, daß es auf Kreta Aufschlüsse geben könnte, die eine Aufschiebung von Tripolitza-Phyllit auf marines tortones Neogen belegen.

Die Bruchtektonik setzt schon im Neogen ein. Dies beweisen Neogen-Kalke, die sich nach ZAGER (1969) an der Randverwerfung des Iraklion-Grabens abgelagert haben.

RENZ gelangte 1955 zu einer übereinstimmenden Datierung der Hauptfaltung in der „adriatisch-jonischen Zone“ des westlichen Festlandes. Sie soll im Miozän erfolgt sein — und zwar n a c h der Sedimentation des obereozänen und oligozänen Flysches und v o r der Ablagerung des marinen Tortons. — Die Entstehung der „nappe lycienne“ in der südwestlichen Türkei fällt nach BRUNN et al. (1971) in das obere Miozän. Dabei soll sich der westliche Teil dieser Decke nach Südosten bewegt haben. Es wäre denkbar, daß zwischen dieser Bewegung und der neogenen Verschuppung auf Kreta hinsichtlich Zeit und Richtungssinn eine Parallelität besteht. Entsprechend der Krümmung des südägäischen Inselbogens müßte eine nach Südost gerichtete Bewegung im südwestlichen Anatolien auf Kreta in die Nord-Süd-Richtung umschwenken. Es könnte sich also um die gleiche Bewegung handeln, die in Anatolien zur Deckenbildung und auf Kreta zur Verschuppung führte.

## 8. Die Talea Ori-Gruppe außerhalb Kretas

Der vorwiegend jurassisch-kretazische Talea Ori-Plattenkalk kommt außerhalb Kretas in der RENZschen adriatisch-ionischen Zone des westlichen Griechenlands, auf dem westlichen und zentralen Peloponnes, den Inseln Kasos und Rhodos sowie in der Südwest-Türkei vor. Der Talea Ori-Stromatolith-Dolomit tritt nur in der RENZschen adriatisch-ionischen Zone des westlichen Griechenlands und vermutlich in der Südwest-Türkei zutage. In der Südwest-Türkei ist zusätzlich zum Perm sogar noch Karbon aufgeschlossen.

### 8.1 Westliches Griechenland

Die mesozoischen Gesteine der Talea Ori-Gruppe lassen sich lithologisch und chronostratigraphisch mit den Gesteinen der RENZschen adriatisch-ionischen Zone des westlichen Griechenlands vergleichen. In der Tabelle 1 sind die Formationen der Talea Ori-Gruppe, die das kretische Autochthon bilden, und ihre Äquivalente, die RENZ im westlichen Griechenland innerhalb der adriatisch-ionischen Fazies unterschieden hat, einander gegenübergestellt. Die lithologischen und altersmäßigen Übereinstimmungen zwischen Talea Ori-Stromatolith-Dolomit und Hauptdolomit sowie Pantokratorkalcken, Talea Ori-Plattenkalk und Viglä-Schichten sowie dem adriatisch-



Tab.: 1

KORRELATION der TALEA ORI-GRUPPE (kretisches Autochthon) mit der ADRIATISCH-IONISCHEN GESTEINS-  
ABFOLGE des westlichen Griechenlands

TALEA ORI-GRUPPE		ADRIATISCH-IONISCHE GESTEINE (nach RENZ 1955, S. 14)	
KALKPHYLIT (wahrscheinlich Eozän)		FLYSCH (Ton- und Kalkschiefer, fucoidenführende Kalke, Sandsteine)	Obereozän bis Burdigal
TALEA ORI-PLATTENKALK (Chertmarmor) ~ 1500 m Jura bis ? Eozän		PLATTENKALKE (mit Hornsteinlagen und Horn- steinkauern, eingeschwemmte Rudistentrümmer)	Paleozän bis einschließlich Lutétien
		HIPPURITENKALKE (massig bis gebankt, mit aufgearbeiteten Hippuritenfragmenten, Orbitoiden)	Oberkreide
		VIGLA-SCHICHTEN (mit Hornsteinlagen und Hornsteinkauern, Aptychen und Orbitolinen, ~ 450 m)	Jura und Unterkreide
TALEA ORI-STROMATOLITH- DOLOMIT, ~ 1100 m (im Nor-Rhät beginnend und mindestens Lias)		PANTOKRATORKALKE (ionischer Dachsteinkalk)	Obertrias bis Oberkreide Mittellias
SISSES-FORMATION (~ 620 m, verm. Trias)		HAUPTDOLOMIT	Obertrias, vorwiegend Nor
FODELE-FORMATION (~ 2010 m, Perm) <sup>1</sup>		FUSTAPIDIMA-KALKE (schwarze, bituminöse Kalke)	Karn
		(Liegendes unbekannt)	

<sup>1</sup> Vergleichliche Nachtrag, Kapitel 10.

ionischen Plattenkalk des westlichen Griechenlands wie auch zwischen Kalkphyllit und Flysch halten wir für hinreichend, um die Talea Ori-Gruppe, das kretische Autochthon, den RENZschen adriatisch-ionischen Fazies zuzuordnen.

## 8.2 Peloponnes

Die von TATARIS & MARAGOUAKIS 1965 beschriebenen „thin-bedded marbles with white cherts“, die auf dem Peloponnes im zentralen Parnon-Gebirge anstehen, sind nach unserer Meinung identisch mit dem kretischen Talea Ori-Plattenkalk (Abb. 3–4). Denn sie sind ebenfalls plattig ausgebildet, führen Cherts und unterlagern den peloponnesischen permotriadischen Phyllit. Sie nehmen also die gleiche Position innerhalb der Lagerungsabfolge ein wie der Talea Ori-Plattenkalk auf Kreta.

Diese Korrelation zwischen Gesteinen des Parnon-Gebirges und Kretas wurde schon von TATARIS & MARAGOUAKIS 1965 (S. 381) vorgenommen:

„The whole picture can be compared to the thin-bedded crystalline, Permian age, limestone of Crete“ Allerdings stimmen wir mit der obigen permischen Alterseinstufung der kretischen „thin-bedded crystalline limestones“ und den äquivalenten peloponnesischen „thin-bedded marbles with white cherts“ nicht überein (vgl. S. 51).

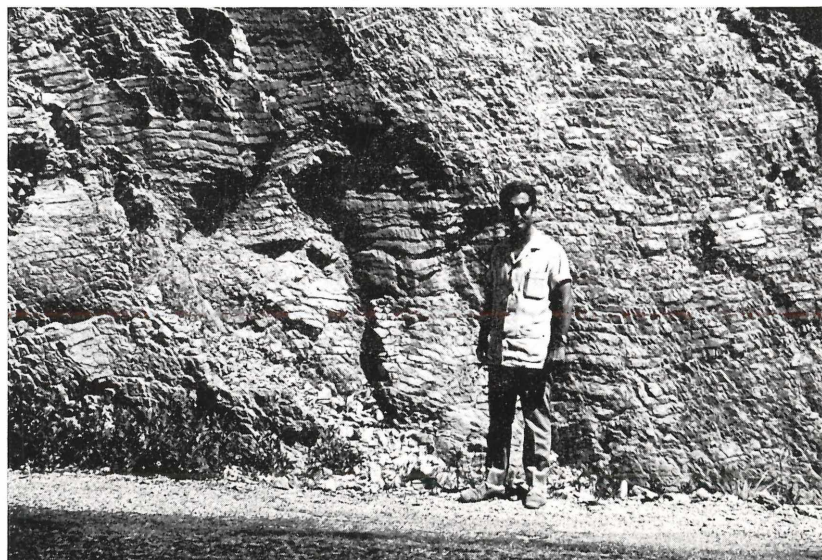
Schon 1964 korrelierte KISKYRA den Talea Ori-Plattenkalk von Kreta mit dem Plattenkalk des Peloponnes (S. 19): „Der Verfasser fand neulich in Lakonien paläozoische hornsteinführende Plattenkalke, die identisch mit dem uns aus Kreta bekannten Material sind“ KISKYRA 1964 (S. 15) nennt drei Vorkommen des Plattenkalkes: Beim Dorf Kosmas im Parnon-Gebirge, westlich des Dorfes Tripi (westlich von Sparta) und südwestlich von Gythion (Lakonien). Der Plattenkalk (= Talea Ori-Plattenkalk) ist im Taygetos-Gebirge und auf der Halbinsel Mani weit verbreitet. Er wurde dort bereits von PHILIPPSON kartiert und als „Krystallinischer Kalk“ bezeichnet (PHILIPPSON 1892, siehe auch S. 222 Fig. 3). Auf den griechischen geologischen Karten 1:50 000 Blätter Areópolis-Mavrovouino-Layia, Kardhamili-Anoya, Kalamae, Sparti, Yithion und Parnon wird der Plattenkalk (= Talea Ori-Plattenkalk) als „calcaires en plaquettes à banc de silex“ (mr-Signatur) bezeichnet und auf dem Blatt Astros als „thick-bedded also thin-bedded and platy marbles with thin layers and nodules of white cherts“ beschrieben. Die auf den obigen Kartenblättern verzeichneten Plattenkalk-Vorkommen korrelieren wir mit dem kretischen Talea Ori-Plattenkalk.

Wir rechnen den peloponnesischen Plattenkalk wie schon den kretischen Talea Ori-Plattenkalk zur adriatisch-ionischen Fazies. Deshalb reicht nach unserer Ansicht der adriatisch-ionische Sedimentationsraum auf dem Peloponnes bis mindestens zum Parnon-Gebirge, also viel weiter nach Osten als



Abb. 3—4: Beispiele für die Ausbildung des adriatisch-ionischen Talea Ori-Plattenkalkes auf dem Peloponnes.

Abb. 3 (oben): Marmor mit Chertlagen, umgeben von Hangschutt (Taýgetos-Gebirge, Straße Kalamáta — Sparta, westlich Tripi). Abb. 4 (unten): Plattiger und mauerwerkartiger Marmor (westlich Tripi) mit Cherts.



RENZ 1957 meinte. Dieser Verlauf des adriatisch-ionischen Sedimentationsraumes ist ein Novum und hat erhebliche Konsequenzen für die Geologie des Peloponnes.

### 8.3 Kithira und Gavdos

Auf Kithira tritt die Tripolitza-Gruppe mit Tripolitza-Phyllit und Tripolitza-Kalk und überlagernd die Olonos-Pindos-Gruppe auf. Wir vermuten, daß die Talea Ori-Gruppe im Untergrund von Kithira ansteht. Denn Kithira bildet nicht nur ein geographisches, sondern wahrscheinlich ebenfalls ein geologisches Bindeglied zwischen dem Peloponnes und Kreta.

Nach VICENTE (1970) und SEIDEL (1971) sind auf Gavdos (Insel etwa 30 km südlich von Kreta) kretazische und alttertiäre Schichten der Olonos-Pindos-Gruppe aufgeschlossen. SEIDEL wies Kreideflysch („premier flysch du Pinde“) und Alttertiärflysch der Olonos-Pindos-Gruppe nach. Auf Gesteinen der Olonos-Pindos-Gruppe lagern mit tektonischem Kontakt Parametamorphite mit Diabasen. Die Bezeichnung dieser Gesteine als „serie ophiolitifère“ (VICENTE 1970) ist nicht zutreffend, da keine Ultramafitite (Peridotite, Serpentinite) auftreten. Diese oberste tektonische Einheit von Gavdos entstammt vermutlich dem Olonos-Pindos-Sedimentationsraum.

### 8.4 Kasos und Karpathos

Die Insel Kasos besteht nach CREUTZBURG (1966) „fast nur aus Plattenkalk“ (= Talea Ori-Plattenkalk). Wir können diese Feststellung aus eigener Kenntnis bestätigen. AUBOUIN & DERCOURT (1970) rechneten den Plattenkalk von Kasos irrtümlich zu den Tripolitza-Gesteinen.

Karpathos weist an seiner Oberfläche keine Gesteine der Talea Ori-Gruppe auf. Mit Sicherheit ist jedoch damit zu rechnen, daß sie in der Tiefe vorhanden sind. Trotz großer geographischer Nähe zu Kasos weist Karpathos nur die Deckenstockwerke auf, die bekanntlich aus Tripolitza- und Olonos-Pindos-Gesteinen bestehen.

### 8.5 Rhodos

Bereits MIGLIORINI korrelierte in einem Brief an DESIO den Plattenkalk von Kasos mit Gesteinen auf Rhodos: „... ricordano i calcari selciferi, sottostanti all'Eocene, del gruppo dell'Attairo a Rhodi“ (teste DESIO 1931, S. 394). Nachdem die vorbildlichen Untersuchungen von MUTTI, OROMBELLI und POZZI 1970 über die Geologie von Rhodos vorliegen, bietet sich für eine Korrelation zwischen dem Autochthon von Kreta und Rhodos größere Sicherheit. Die Gesteine der autochthonen bis paraautochthonen Ataviros-Group von Rhodos,

Kakoskala Marly Limestone	(Mittel- und Obereozän)	} 1000 m
Akramitis Limestone	(Turon bis Mitteleozän)	
Angremaris Cherty Limestone	(Kimeridge bis Cenoman)	

auf deren lithofazielle und biofazielle Ähnlichkeit mit entsprechenden Gesteinen der adriatisch-ionischen Zone RENZ 1929 schon hingewiesen hat, stimmen lithologisch und chronostratigraphisch mit dem kretischen Talea Ori-Plattenkalk gut überein. Das trifft auch zu für die Kalkphyllite im Top des kretischen Autochthons, die lithologisch dem Kakoskala Marly Limestone von Rhodos ähnlich sind. Beide enthalten überdies Globigerinen.

Im Gegensatz zum Talea Ori-Plattenkalk von Kreta ist die Ataviros-Gruppe nicht metamorph und enthält zahlreiche Fossilien. Die Aptychen der Ataviros-Gruppe sind auf Kreta im Talea Ori-Plattenkalk bisher nicht gefunden worden. Sie wurden sicher nicht von der schwach epizonalen Metamorphose vernichtet. Bevor wir aber einer Faziesabweichung das Wort reden, müssen wir damit rechnen, daß noch längst nicht alle Möglichkeiten der Fossilfindung ausgeschöpft sind. Immerhin haben SCHÄFER 1966 und THORBECKE 1969 im Talea Ori-Plattenkalk Schwammnadeln nachweisen können. KUDRASS (1966) fand bis zu 10 cm hohe, trochospirale Gastropodengehäuse, und THORBECKE (1969) konnte sogar Radiolarien nachweisen.

## 8.6 Südwest-Anatolien

Etwa nördlich der türkischen Hafenstadt Fethiye bei den Dörfern Üzümlü und Nif kommt nach GRACIANSKY, LEMOINE, LYS und SIGAL (1967) eine karbonische bis paläozoische Gesteinsabfolge vor, die mit ihren triassischen? und liassischen Dolomiten und den mit sedimentärem Kontakt überlagernden Chertkalken („calcaires à interlits siliceux d'âge compris entre le Jurassique et le Cenomanien“) lithologisch, chronostratigraphisch und abfolgemäßig der kretischen Talea Ori-Gruppe ähnlich ist (Abb. 5-6). Diese türkischen Äquivalente sind jedoch allochthon. Jene Gesteinsabfolge, die GRACIANSKY auch als „ecailles du complexe intermédiaire“ oder „complexe d'ecailles allochtones“ bezeichnet, kommt im tektonischen Fenster von Göcek, auf der Halbinsel Sarsala, im tektonischen Fenster von Aygir östlich von Köycegiz und im Gebiet von Karabörtlen<sup>1</sup> vor. Im Fenster von Göcek lagern die „ecailles du complexe intermédiaire“ zwischen dem Bey Daglari Autochthon und der „nappe lycienne“ (GRACIANSKY, teste BRUNN et al. 1971, S. 118/19). Das Bey Daglari Autochthon wurde im Fenster von Göcek von RICHARD 1967 (teste BRUNN et al. 1970, S. 529, rechte Spalte) untersucht und besteht aus kretazischen und eozänen Karbonaten, die teilweise auf einer Plattform gebildet wurden und transgressiv von aquitanen Kalken überlagert werden. Unsere Äquivalente, die „ecailles du complexe intermédiaire“, lagern folglich auf aqu-

<sup>1</sup> Vergleiche Nachtrag, Kapitel 10.





Abb. 5—6: Beispiele für die Ausbildung des adriatisch-ionischen Plattenkalkes in SW-Anatolien.

Abb. 5 (oben): Kalkbänke mit Chertlagen (Straße Üzümlü — Nif, nordöstlich von Féthiye). Abb. 6 (unten): Kalk mit Chertlinsen (Straße Üzümlü — Nif).



tanen Gesteinen des Autochthons. Ihre tektonische Platznahme (lokale Überschiebung? oder Decke?) erfolgte also frühestens nach dem Aquitan. Die Lage ihres Sedimentationsraumes ist unbekannt.

## 9. Ergebnisse der Korrelationen

Gesteine der RENZschen adriatisch-ionischen Fazies des westlichen Griechenlands treten auf dem mittleren Peloponnes, auf Kreta, Kasos, Rhodos und in der Südwest-Türkei auf. Nur in der Südwest-Türkei sind sie angeblich allochthon. Der adriatisch-ionische Sedimentationsraum verlief nicht nur, wie RENZ meinte, über den äußersten West-Peloponnes, sondern noch über den mittleren Peloponnes bis hin zum Parnon-Gebirge. Die Entfernung zwischen der Insel Strofádes und dem zentralen Parnon-Gebirge mit über 100 km ist ein Maß für die Breite des adriatisch-ionischen Sedimentationsraumes. Der adriatisch-ionische Sedimentationsraum setzte sich vom Peloponnes über den südägäischen Inselbogen bis Rhodos fort. Er verlief nicht, wie RENZ vermutete, südlich des südägäischen Inselbogens entlang, also im Bereich des heutigen Libyschen Meeres. Die Kartenskizze zeigt innerhalb der gestrichelten Linien die Mindestverbreitung des adriatisch-ionischen Sedimentationsraumes. Die eingetragene Breite richtet sich nach der Entfernung Strofádes — Parnon-Gebirge. Längerstreckung und Krümmung wurden nach den heute an der Oberfläche anstehenden adriatisch-ionischen Gesteinen des Peloponnes und des südägäischen Inselbogens gezeichnet (s. Kartenskizze). Nach bisherigem Kenntnisstand läßt sich der adriatisch-ionische Sedimentationsraum über Rhodos hinaus nicht weiterverfolgen, da die adriatisch-ionischen Korrelate der Südwest-Türkei allochthon sind und ihr Sedimentationsgebiet nicht bekannt ist. Wir dürfen annehmen, daß die Inseln Kithira, Antikithira, Karpathos, vermutlich auch Gavdos und weite Teile des Kretischen Meeres von adriatisch-ionischen Gesteinen unterlagert werden.

Die Tripolitza-Gesteine und die Olonos-Pindos-Gesteine, die heute im Bereich des adriatisch-ionischen Sedimentationsraumes (Kartenskizze) anstehen, sind allochthon. Die Tripolitza-Gesteine sedimentierten sich vermutlich nördlich von Kreta, anschließend an den adriatisch-ionischen Sedimentationsraum und wahrscheinlich noch auf dem Südteil der Kykladen. Denn die Tripolitza-Karbonate kommen heute noch weit im Norden, z. B. auf der Insel Kamili<sup>2</sup>, und vermutlich sogar auf Kalymnos vor. Weiterhin bringen wir den kretischen permotriadischen Phyllit mit den Kykladen-Phylliten in Verbindung, von denen er bei der Deckenbildung abgeschert sein könnte. Sollten die Diabase der Kykladen-Inseln, wie z. B. die von Anaphi, die Wurzeln der Diabase des kretischen permotriadischen Tripolitza-Phyllites dar-

---

Wir bedanken uns bei Herrn Dr. BERNOULLI, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Basel, für diese briefliche Mitteilung.

stellen, die auf Kreta im Liegenden der Tripolitza-Phyllite bisher nicht gefunden wurden und nach unserer Ansicht von der Deckennatur der kretischen Tripolitza-Gruppe auf Kreta auch gar nicht zu finden sind? Außerdem treten in den Diabasen des kretischen Tripolitza-Phyllites nach WURM (1950) Glaukophane auf, die ebenfalls auf einigen Kykladen-Inseln wie Syra in Phylliten vorkommen (FOULON und GOLDSCHMIDT 1887).

Man kann den Olonos-Pindos-Sedimentationsraum nördlich des Tripolitza-Sedimentationsraumes oder südlich des adriatisch-ionischen Sedimentationsraumes vermuten. Beide Möglichkeiten stehen bisher noch im spekulativen Stadium. Trotzdem möchten wir eine Arbeitshypothese diskutieren, die davon ausgeht, daß die Olonos-Pindos-Gesteine von Kreta aus dem Raum des heutigen Lybischen Meeres herkommen:

Die Sedimente der Tripolitza-Gruppe bildeten sich während des Juras, der Kreide bis hin zum Alttertiär vorwiegend auf einer Plattform. Die mesozoischen Sedimente der Talea Ori-Gruppe lagerten sich zunächst etwa während des Lias (Talea Ori-Stromatolith-Dolomit) ebenfalls auf einer Plattform ab und sedimentierten sich später in hemipelagischen Bereichen. Die Sedimente der Olonos-Pindos-Gruppe wurden vorherrschend in pelagischen Tiefen abgelagert. Daraus ließe sich ein einfaches paläogeographisches Modell ableiten: Dem europäischen Kontinent am nächsten, also im Norden, würde die Tripolitza-Plattform zu rekonstruieren sein, während sich nach Süden der hemipelagische adriatisch-ionische Sedimentationsraum und der pelagische Olonos-Pindos-Sedimentationsraum anschließen würden. Dies hätte jedoch zur Konsequenz, daß die kretische Tripolitza-Decke von Norden und die kretische Olonos-Pindos-Decke von Süden hergeleitet werden müßten.

## 10. Nachtrag (während der Drucklegung)

Geländebeobachtungen im Sommer 1973 brachten einige von der vorliegenden Darstellung abweichende Ergebnisse:

### Fodele-Formation

Der im Text genannte „Galinos-Phyllit“ ist identisch mit dem Tripolitza-Phyllit. Die für die Fodele-Formation angegebene Mächtigkeit verringert sich somit um 250 m auf insgesamt 1760 m.

### Sisses-Formation

Die hier angesprochenen Quarzite und Phyllite sind in Wirklichkeit aufgeschobene basale Teile des Tripolitza-Phyllits.



## Talea Ori-Plattenkalk

Wir konnten uns davon überzeugen, daß ein homologer Plattenkalk auch auf der Insel Simi nördlich von Rhodos vorkommt. Ganz ähnliche Gesteine von jurassisch-kretazischem Alter („Mandalya Cherty Limestone“) kommen ebenfalls auf der nördlich benachbarten Halbinsel Datca vor. Der konkordant unterlagernde Stromatolithe führende  $\pm$  liassische „Yelimlik Limestone“ ähnelt dem adriatisch-ionischen Talea Ori-Stromatolith-Dolomit (vgl. OROMBELLI, G. et al.: Preliminary notes on the geology of the Datca peninsula (SW Turkey). – Lincei, Rend. Sc. fis. mat. e nat., 8, 42, 6, 830–841, Giugno 1967).

## Tripolitza-Phyllit

Obwohl wir fest damit rechnen, daß der Tripolitza-Phyllit auch permische Anteile besitzen kann, erscheinen uns neuerdings die vorliegenden Beweise etwas zweifelhaft. Auf Kreta finden sich zahlreiche Beispiele (Talea Ori-Gebirge) für permische Gesteine und Fossilien im Tripolitza-Phyllit. Jedoch handelt es sich zumindest in den Talea Ori immer um Schollen, die bei der Überschiebung des Tripolitza-Phyllits aus dem permischen Untergrund herausgerissen wurden. Scheinbar konkordante Lagerung kommt durchaus vor. Wir äußern deshalb den Verdacht, der *Mizzia*-Fund von PAPANASTAMATIOU & REICHEL in Ostkreta (1955) könnte auf ähnliche Weise in den Tripolitza-Phyllit geraten sein. Dafür spricht, daß alle zweifelsfreien Fossilfunde übereinstimmend karnisches Alter belegen.

## 11. Danksagung

Wir bedanken uns bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft für finanzielle Unterstützung, die wir im Rahmen des Schwerpunktprogrammes „Geodynamik des mediterranen Raumes“ erhalten haben.

## 12. Schrifttumsverzeichnis

- AUBOUIN, J., & J. DERCOURT: Sur la géologie de l'Egée: regard sur la Crète (Grèce). Bull. Soc. géol. de France 7, 7, 787–821, 1965.
- AUBOUIN, J., M. BONNEAU, P. CELET, J. CHARVET, B. CLÉMENT, J. DEGARDIN, J. DERCOURT, J. FERRIÈRE, J. FLEURY, C. GUERNET, H. MAILLOT, J. MANIA, J. MANSKY, J. TERRY, F. THIÉBAULT, P. TSOFLIAS & J. VERRIEZ: Contribution à la géologie des Hellénides: le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne. Ann. Soc. géol. du Nord, 15, 4, 277–306, Lille 1970.
- AUBOUIN, J., & J. DERCOURT: Sur la géologie de l'Egée: Regard sur le Dodécanèse méridional (Kasos, Karpathos, Rhodes). Bull. Soc. géol. de France, 7, 12, 3, 455–472, Paris 1972.

- BONARELLI, G.: Appunti sulla costituzione geologica dell'isola di Creta. Mem. Acad. Lincei, 5, 3, 518—548, 1901.
- BONNEAU, M.: Les lambeaux alloctones du revers septentrional du massif des Psiloriti (Crète moyenne, Grèce). Bull. Soc. géol. de France, 7, 12, 1124—1129, 1970.
- BONNEAU, M., & J. FLEURY: Précisions sur la série d'Ethia (Crète, Grèce): Existence d'un premier flysch mésocrétacé. Compt. Rendu Acad. Sc. Paris, D, 272, 1840—1842, 1971.
- BONNEAU, M.: Existence d'un lambeau de cristalline chevauchant sur la série du Pinde en Crète moyenne (Grèce). Compt. Rendu Akad. Sc. Paris, 274, 2133—2136, 1972a.
- La nappe métamorphique de l'Asteroussia, lambeau d'affinités pélagoniennes charrié jusque sur la zone de Tripolitza de la Crète moyenne (Grèce). Compt. Rendu Acad. Sc. Paris, 275, 2303—2306, 1972b.
- Les différentes „séries ophiolitifères“ de la Crète: une mise au point. Compt. Rendu Acad. Sc. Paris, 276, 1249—1251, 1973.
- BRUNN, J. H., & J. MERCIER: Esquisse de la structure et de l'évolution géologique de la Grèce. Sciences de la terre, 6, 103—111, 1971.
- BRUNN, J. H., P. de GRACIANSKY, M. GUTNIC, T. JUTEAU, R. LEFÈVRE, Ch. MARTIN, J. MARCOUX, O. MONOD & A. POISSON: Aperçu sur la structure des Taurides occidentales. Sciences de la terre, 6, 113—129, 1971.
- BRUNN, J. H., P. de GRACIANSKY, M. GUTNIC, T. JUTEAU, R. LEFÈVRE, J. MARCOUX, O. MONOD & A. POISSON: Structures majeures et corrélations stratigraphiques dans les Taurides occidentales. Bull. Soc. géol. de France, 7, 12, 3, 515—556, Paris 1972.
- BUKOWSKY, G.: Der geologische Bau der Insel Kasos. Sitzungsberichte kais. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Cl., 98, Abt. 1, 653—669, 1889.
- CAYEUX, L.: Sur la composition et l'âge des terrains métamorphiques de la Crète. Compt. Rendu Acad. Sci. de Paris, 134, 1157—1159, Paris 1902.
- CHALIKIPOULOS, P.: Sitia die Osthalsinsel Kretas. Veröff. Inst. Meereskunde und geogr. Inst., 4, 143 S., 1903.
- CHRISTODOULOU, G.: Some remarks on the Geology of Kalymnos islands (Dodecanese) and the age of its formation. Ann. géol. Helleniques, 1, 21, 302—319, Athènes 1969.
- Über den geologischen Bau der kleinen Insel Pserimos (Dodekanes) und das Alter ihrer Gesteine. Ann. géol. Helleniques, 1, 21, 320—333, Athènes 1969.
- CREUTZBURG, N.: Kreta, Leben und Landschaft. Zeitschr. Ges. Erdkunde Berlin, 16—38, 1928a.
- Die Landschaften der Insel Kreta. Verhandl. Geogr.-Tag Karlsruhe 1927, 155—163, Breslau 1928b.
- Probleme des Gebirgsbaues und der Morphogenese auf der Insel Kreta. Freiburger Universitätsreden, n. Folge, 26, 46 S., 1958.

- CREUTZBURG, N., & J. PAPANASTASIΟΥ: Neue Beiträge zur Geologie der Insel Kreta. Inst. Geol. and Subsurface Research, Athens. Geological and geophys. Research, **11**, 173—185, 1966.
- CREUTZBURG, N.: Die südägäische Inselbrücke. Bau und geologische Vergangenheit. Erdk. Archiv wiss. Geogr., **20**, 1, 20—30, Bonn 1966.
- DESIO, A.: Le isole italiane dell'Egeo. Mem. descrittive carta geol. d'Italia, **24**, 533 S., Roma 1931.
- EPTING, M.: Geologie der östlichen Talea Ori/Kreta. Diplomarbeit, 108 S., 1 geol. Karte, Freiburg i. Br. 1969.
- EPTING, M., H. KUDRASS, U. LEPPIG & A. SCHÄFER: Geologie der Talea Ori/Kreta. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141**, 3, 259—285, Stuttgart 1972a.
- EPTING, M., H. KUDRASS & A. SCHÄFER: Stratigraphie et position des séries métamorphiques aux Talea Ori/Crète. Z. dt. geol. Ges., **123**, 2, 365—370, Hannover 1972b.
- FOULON, H. v., & V. GOLDSCHMIDT: Über die geologischen Verhältnisse der Inseln Syra, Syphnos und Tinos. Jb. k. u. k. geol. Reichsanstalt, **37**, 1. Heft. 1—34, Wien 1888.
- FYTROLAKIS, N.: Über einen Fossilienfund im Metamorphikum von Ostkreta. Bull. geol. Soc. Greece, **7**, 89—92, Athens 1967.
- Die Einwirkung gewisser orogener Bewegungen in Ostkreta (Prov. Sitia). Bull. geol. Soc. Greece, **9**, 81—100, Athens 1972.
- GRACIANSKY, P. de, M. LEMOINE, M. LYS & J. SIGAL: Une coupe stratigraphique dans le paléozoïque supérieur et le mésozoïque à l'extrémité occidentale de la chaîne Sud-Anatolienne (Nord de Fethiye). Bull. min. Research and Expl. Inst. Turkey, **69**, 10—33, Ankara 1967.
- GRACIANSKY, P. de, C. LORENZ & J. MAGNÉ: Sur les étapes de la transgression du Miocène inférieur observée dans les fenêtres de Göcek (Sud Ouest de la Turquie). Bull. Soc. géol. de France, **7**, **12**, 3, 357—364, Paris 1972.
- GRUNAU, H. R.: Radiolarian Cherts and Associated Rocks in Space and Time. Ecl. Geol. Helv., **58**, 1, 157—208, Basel 1965.
- KARFUNKEL, J.: Geologie des nördlichen Psiloriti-Massives/Kreta (Blatt Garáson). Diplomarbeit, 80 S., Freiburg i. Br. 1970.
- KISKYRA, D.: Tektonische Untersuchungen im Peloponnes und besonders in der Olonos-Pindos-Zone. Deltion tes Hellénikes geologikes hetaires, **5**, 2, 1—21, Athen 1964.
- KTENAS, C.: Sur le développement du primaire en Péloponnèse central. Prak. Akad. Abh. **1**, 53—59, Athen 1926.
- KUDRASS, H.: Geologie der mittleren Talea Ori/Kreta (Ostteil). Diplomarbeit, 85. S., 1 geol. Karte, Freiburg i. Br. 1966.

- KUSS, S.: Erster Nachweis von permischen Fusulinen auf der Insel Kreta. *Prakt. Akad.*, **38**, 431—436, Athènes 1963.
- Neue Fusulinenfunde in den Talea Ori/Kreta (Griechenland). *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, **63**, 73—79, 1 Taf., Freiburg i. Br. 1973.
- MUTTI, E., G. OROMBELLI & R. POZZI: Geological studies on the Dodecanese Islands (Aegean Sea). *Ann. géol. Helléniques*, **1**, **22**, 77—294, Athens 1970.
- PAPASTAMATIOU, J., N. PAPAKIS & G. CHRISTODOULOU: Sur un affleurement de granite à Kalo Chorio de Crète. *Bull. géol. Soc. Greece*, **2**, 123—131, Athens 1955.
- PAPASTAMATIOU, J., & M. REICHEL: Sur l'âge des phyllades de l'île de Crète. *Ecl. Geol. Helvet.*, **49**, 147—149, Basel 1956.
- PHILIPPSON, A.: Der Peloponnes. 642 S., 4 topogr. Karten, 1 geol. Karte und Profil tafeln, Berlin (Friedländer u. Sohn) 1892.
- Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. Petermanns Mitteilungen. Ergänzungsband 39, 183, 110 S., 2 geol. Karten, 8 Bildtafeln, 6 Fig., Gotha (J. Perthes) 1915.
- RENZ, C.: Geologische Untersuchungen auf den Inseln Cypern und Rhodos. II. Rhodos (Rhodi). *Praktika de l'Acad. d'Athènes*, **4**, 308—313, Athènes 1929.
- Geologische Untersuchungen auf Kreta. *Praktika de l'Acad. d'Athènes*, **5**, 271—280, Athènes 1930.
- Die Tektonik der griechischen Gebirge. *Verh. Athen. Akad.*, **8**, 1—171, Athen 1940.
- Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. *Inst. Geology and Subsurface Research*, 627 S., 4 Textf., 11 Abb., 6 Karten, Athens 1955.
- Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. *Ergänzungsheft, Fossilien-, Ort-, Sachregister und tekt. Übersichtskarte. Inst. Geology and Subsurface Research*, 55 S., Athens 1957.
- SCHÄFER, A. Geologie der mittleren Talea Ori/Kreta (Westteil). Diplomarbeit, 70 S., 1 geol. Karte, Freiburg i. Br. 1966.
- SCHEUCH, R.: Geologie des nordwestlichen Psiloriti-Massives/Kreta. Diplomarbeit, 55 S., Freiburg i. Br. 1970.
- SEIDEL, E.: Die Tripolitza- und Pindosserie im Raum von Paleóchora (SW Kreta, Griechenland). Dissertation, 102 S., Würzburg 1968.
- Die Pindos-Serie in Westkreta, auf der Insel Gavdos und im Kedros-Gebiet (Mittelkreta). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **137**, **3**, 443—460, Stuttgart 1971.
- SIMONELLI, V.: Appunti sulla costituzione geologica dell'isola di Candia. *Att. R. Acc. Lincei*, **5**, **3**, 236—241, Roma 1894.
- SPRATT, T.: *Travels and Researches in Crete*. 2 Bd., London 1865.
- TATARIS, A. & G. CHRISTODOULOU: The geological structure of Leuca Mountains (Western Crete). *Bull. geol. Soc. Greece*, **6**, 319—347, Athens 1965.

- TATARIS, A. & N. MARAGOUDAKIS: The stratigraphy of the upper horizons of Tripolitza-Zone. Tectonic and other observations in Kynouria-Lakonia Area (Peloponnesus). *Bull. geol. Soc. Greece*, **6**, 365—384, Athens 1966.
- THIÉBAULT, F.: Etude préliminaire des séries épimétamorphiques du Taygetos septentrional (Péloponnèse méridional — Grèce). *Ann. Soc. Géol. Nord*, **88**, 4, 209—214, 1968.
- THORBECKE, G.: Geologie des nördlichen Psiloriti-Massives/Kreta (Blatt Anoja). Diplomarbeit, 101 S., 1 geol. Karte, Freiburg i. Br. 1969.
- Petrographie der Ophiolithe und Parametamorphite der Klippe von Anoja (Mittelkreta). Dissertation, 139 S., 1 geol.-petrogr. Karte, Freiburg i. Br. 1972.
- Die Gesteine der Ophiolith-Decke von Anoja/Mittelkreta. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, **63**, 81—92, Freiburg i. Br. 1973.
- Zur Deckennatur des permotriadischen Phyllites von Ostkreta. Manuskript.
- ULRICH, M.: Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **21**, 661—710, Innsbruck 1972.
- VICENTE, J.: Etude géologique de l'île de Gavdos (Grèce), la plus méridionale de l'Europe. *Bull. Soc. géol. de France*, **7**, **12**, 3, 481—495, Paris 1972.
- WALCHER, U.: Geologie der westlichen Talea Ori/Kreta. Diplomarbeit, 70 S., 1 geol. Karte, Freiburg i. Br. 1969.
- WIEDMANN, J.: Ammoniten-Nuklei aus Schlammproben der nordalpinen Obertrias — ihre stammesgeschichtliche und stratigraphische Bedeutung. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **21**, 561—622, Innsbruck 1972.
- WURM, A.: Zur Kenntnis des Metamorphikums der Insel Kreta. *N. Jb. Min., Geol. und Paläont. Mh.*, 7—8, 206—239, Stuttgart 1950.
- Geologische Beobachtungen im Asterussia-Gebirge auf der Insel Kreta. *Bull. geol. Soc. Greece*, **2**, 1—8, Athens 1955.
- ZAGER, D.: Geologie des nordöstlichen Psiloriti-Massives/Kreta. Diplomarbeit, 131 S., 1 geol. Karte, Freiburg i. Br. 1969.
- Sedimentologie der Tripolitza-Karbonate im nördlichen Mittelkreta (Griechenland). Dissertation, 131 S., Freiburg i. Br. 1972.

Geologische Karten im Maßstab 1:50 000 des Institute for Geology and Subsurface Research, Athens:

Alikianou (Kreta), Anaphi (Kykladen), Antiparos (Kykladen), Aréopolis-Mavrovounion-Layia (Peloponnes), Irápetra (Kreta), Kalamae (Peloponnes), Kardhamili-Anoya (Peloponnes), Karpathos (Südägäischer Inselbogen), Kastelli (Kreta), Khandia (Kreta), Kithira (Südägäischer Inselbogen), Parnon (Peloponnes), Platanias (Kreta), Siphnos (Kykladen), Sitía (Kreta), Sparti (Peloponnes), Yithion oder Githion (Peloponnes) und Ziros (Kreta).

Geologische Karte von Griechenland, 1:500 000, C. RENZ, N. LIATSIKAS, I. PARASKEVAIDIS 1954.

Manuskript eingereicht am 15. August 1973.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau](#)

Jahr/Year: 1974

Band/Volume: [64](#)

Autor(en)/Author(s): Kuss Siegfried Ernst, Thorbecke Gerhard

Artikel/Article: [Die präneogenen Gesteine der Insel Kreta und ihre Korrelierbarkeit im ägäischen Raum 39-75](#)