

ZUSAMMENFASSUNG

Ein wichtiges Ergebnis dieser Arbeit ist, daß sich Afrika und Europa im Tertiär um mindestens 820 km im Längsbereich Kreta–SW-Türkei angenähert haben und der dazwischen liegende Tethys-Ozean um diesen Betrag eingengt wurde. Dieser Mindestbetrag wurde aufgrund einer paläogeographischen Rekonstruktion ermittelt, die im Prinzip auf der üblichen Methode der Abwicklung von Deckenstapeln beruht. Zusätzlich wurden die einzelnen Vorkommen senkrecht zum Zonenstreichen vermessen und maßstäblich dargestellt (Einzelheiten im Kap. 6).

Der Olonos–Pindos-Trog wird nördlich und nicht südlich des Kykladen–Menderes-Fensters paläogeographisch eingeordnet. Dafür sprechen folgende Hinweise:

1. Die kretische Olonos–Pindos-Gruppe enthält besonders in ihrem Kreideflysch (Premier-Flysch) reichlich Chromitdetritus. Als Lieferant kommt in erster Linie die eohellenische Ophiolith-Decke in Frage, die bekanntlich im Oberjura und in der Kreide die pelagonische Plattform von intern nach extern überfuhr. Sie konnte den Olonos–Pindos-Trog nur dann beliefern, wenn er in ihrer Nähe lag. Ein südlich der Kykladen gelegener Olonos–Pindos-Trog hätte von diesem Chromitdetritus nicht erreicht werden können, da die tiefste Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters (im wesentlichen neritische Karbonate, Obertrias–Eozän) als unüberwindliche Barriere dazwischen gelegen hätte.

2. Auf den im NW von Rhodos gelegenen Inseln Simi und Tilos liegen Olonos–Pindos-Deckenreste auf der Köycegiz-Decke. Die Köycegiz-Decke lagert in der SW-Türkei auf der südlichen Menderes–Marmorhülle und wird deshalb nach Meinung vieler Autoren nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters beheimatet. Daraus folgt, daß die auflagernden Olonos–Pindos-Deckenreste von Simi und Tilos noch interner zu beheimaten sind. Die Deckenabfolge von Simi und Tilos weist darauf hin, daß der Olonos–Pindos-Trog nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters lag.

3. Die paläogeographische Nachbarschaft zwischen Olonos–Pindos- und Köycegiz-Zone wird durch fazielle Übereinstimmungen und Ähnlichkeiten untermauert. Beide enthalten jurassische Radiolarite, die z. B. in der Olonos–Pindos-Zone von Rhodos und in der Köycegiz-Zone der türkischen Datca-Halbinsel vorkommen. Ihre jurassisch-kretazischen Chertkalke sind ähnlich entwickelt. Die markanten, großen Olistholithe im Wildflysch der südwesttürkischen Köycegiz-Zone, die durch einen alkalibasaltischen Chemismus charakterisiert sind, kommen ebenfalls im Flysch der Olonos–Pindos-Zone des südlichen Mittelkretas (westliches Asterussia-Gebirge) vor.

Aus der Lage des Olonos–Pindos-Troges nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters folgt, daß die tiefste Einheit dieses großen Fensters, die vorherrschend aus neritischen Karbonaten (Obertrias–Eozän) besteht, zur Tripolitza-Zone und nicht zur Parnass–Kiona-Zone zu stellen ist. Hierin stimmen wir mit GUTNIC et al. (1979) und DUMONT et al. (1980) überein. Das bedeutet, daß das Kykladen–Menderes-Fenster in den ägäischen Helleniden und westlichen Tauriden eine ähnliche Stellung einnimmt wie das Olymp-Fenster in den festländischen Helleniden, aus dem nach FLEURY & GODFRIAUX (1974) ebenfalls Tripolitza-Gesteine herauschauen. Wegen der enormen Norderweiterung der Tripolitza-Zone ist es sinnvoll, sie in Subzonen zu unterteilen. Wir unterscheiden eine interne, eine mittlere und eine externe Tripolitza-Zone.

Die Köycegiz-Gruppe bildet nach unserer Ansicht eine neue Zone innerhalb der ägäischen Helleniden und westlichen Tauriden, zu der ebenfalls die tiefste Einheit der Datca-Halbinsel (Knidos-Gruppe) und der kleinen Insel Tilos (Koutsumbas-Grup-

pe) gerechnet werden. Wir nennen sie Köycegiz-Zone. Sie wird paläogeographisch zwischen der Olonos-Pindos- und der Tripolitza-Zone eingeordnet.

Die südwesttürkische Diabas-Decke und die kretische Arvi-Gruppe werden zu einer internen Olonos-Pindos-Zone gestellt, während die kretische Olonos-Pindos-Gruppe und die Ethia-Gruppe in eine externe Olonos-Pindos-Zone eingeordnet werden.

Die Ophiolith-Formation, das Asterussia-Kristallin, die Vatos- und Kalypso-Einheit von Kreta und Gavdos (Insel südlich von Kreta) sowie die Peridotit-Decke der SW-Türkei einschließlich der unterlagernden "metamorphic slices" werden in einer pelagonischen Zone s. l. zusammengefaßt.

Die tiefste Einheit von Kreta und der östlichen Nachbarinsel Kasos (Talea Ori-Gruppe) und des Peloponnes betrachten wir als Repräsentanten einer externen adriatisch-ionischen Zone, während die klassischen adriatisch-ionischen Sedimente nördlich von Patras und die tiefste Einheit von Rhodos (Ataviros Group) zu einer internen adriatisch-ionischen Zone gerechnet werden.

Schließlich meinen wir, wie andere Autoren auch, daß das Bey Daglari-Autochthon der SW-Türkei der präapulischen Zone angehören könnte.

Fast alle Zonen der Helleniden treten ebenfalls in den westlichen Tauriden zutage:

- die präapulische Zone (Bey Daglari-Autochthon),
- die Tripolitza-Zone (Menderes-Kristallin),
- die Köycegiz-Zone,
- die Olonos-Pindos-Zone (Diabas-Decke) und
- die adriatisch-ionische Zone s. l. mit der Peridotit-Decke als Hauptrepräsentant.

Die adriatisch-ionische Zone scheint zu fehlen. Sie wird jedoch unterhalb des südwesttürkischen Deckenstapels und des südlichen Menderes-Kristallins vermutet. Die Parnass-Kiona-Zone ist nicht vorhanden.

Abschließend läßt sich feststellen, daß die ägäischen Helleniden in die westlichen Tauriden hinüberziehen und ihre Zonengliederung auf die westlichen Tauriden anwendbar ist.

ABSTRACT

One important result of this work is that during Tertiary Africa and Europe moved, within the meridian area Crete-SW Turkey, at least 820 km closer to each other and that the Tethyan Ocean was narrowed by this amount. It was calculated by a palaeogeographic reconstruction based in principle on the well known method of unwinding of nappe buildings. Additionally the different outcrops were measured perpendicular to the zonal striking and represented according to scale (for details c. chapter 6).

The Olonos Pindos Trough is placed north and not south of the Cycladic Menderes Window. Speaking for that are following references:

1. The Cretean Olonos Pindos Group especially its Cretaceous flysch (First Flysch) is rich in chromite detritus. Above all the Eohellenic Ophiolite Nappe, which thrust-ed the Pelagomian Platform during Upper Jurassic and Cretaceous, is considered as the supplier. It was only able to deliver its chromite detritus into the Olonos Pindos Trough when it was situated nearby. An Olonos Pindos Trough situated south of the Cyclades could not have been reached by the chromite detritus of the Eohellenic Ophiolite Nappe, because the lowest unit of the Cycladic Menderes Window (mainly

neritic carbonates of Upper Triassic to Eocene) would have formed an unpassable barrier.

2. On the isles of Tilos and Simi NW of Rhodes Olonos Pindos sediments are situated as a nappe on the Köycegiz Nappe. The Köycegiz Nappe is situated in SW Turkey on the southern part of the Menderes Marble Envelope and therefore, according to the opinion of many authors, is originated north of the Cycladic Menderes Window. Out of this follows that the overlying Olonos Pindos Nappe of Tilos and Simi should be originated even more internal. The nappe sequence of these two isles shows that the Olonos Pindos Trough should have been situated north of the Cycladic Menderes Window.

3. The palaeogeographic neighbourhood of the Olonos Pindos and Köycegiz Zone is underlined by facial identities and similarities. Both contain Jurassic radiolarites, which for example exist in the Olonos Pindos Zone of Rhodes and in the Köycegiz Zone of the Turkish Datca Peninsula. Both contain Jurassic and Cretaceous cherty limestones which are similar. The typical and big olistholites of the wildflysch of the southwestern Köycegiz Zone, which are characterized by alcalibasaltic chemism, are also to be found in the Paleogene flysch of the Olonos Pindos Zone of southern Middle Crete (Asterussia Mountains).

A consequence of the position of the Olonos Pindos Trough north of the Cycladic Menderes Window is that the lowest unit of this window, which consists predominantly of neritic carbonates of Upper Triassic to Eocene age, belongs to the Tripolitza Zone and not to the Parnassus Kiona Zone. In this we are in accordance with GUTNIC et al. (1979) and DUMONT et al. (1980). That means that the Cycladic Menderes Window takes a similar position within the Aegean Hellenides and western Taurides as the Olympic Window within the continental Hellenides, out of which according to FLEURY & GODFRIAUX (1974) Tripolitza rocks crop out, too. Because of the enormous northern enlargement of the Aegean Tripolitza Zone it seems reasonable to separate subzones. We differentiate an internal, a median and an external Tripolitza Zone.

The Köycegiz Group forms, according to our opinion, a new zone within the Aegean Hellenides and western Taurides. The lowest unit of the Datca Peninsula (Knidos Group) and of the small isle of Tilos (Koutsumbas Group) belong also to this zone. We name it Köycegiz Zone. It is palaeogeographically placed between the Olonos Pindos Zone and the Tripolitza Zone.

The Diabase Nappe of SW Turkey and the Arvi Group of Crete are placed into an internal Olonos Pindos Zone, whereas the Cretan Olonos Pindos Group including the Ethia Group belongs to an external Olonos Pindos Zone.

The Ophiolite Formation, the Asterussia Crystalline, the Vatos Unit and Kalypso Unit of Crete and of Gavdos (isle south of Crete) as well as the Peridotite Nappe and the "metamorphic slices" of SW Turkey are placed to the Pelagonian Zone s. l.

The lowest unit of Crete, of Kasos and of Peloponnesus are considered as representatives of an external Adriatic-Ionian Zone, whereas the classical Adriatic-Ionian sediments north of Patras and the lowest unit of Rhodes (Ataviros Group) are placed to an internal Adriatic-Ionian Zone.

Finally we have the same opinion as other authors that the Bey Daglari Autochthonous of SW Turkey could belong to the Preapulian Zone.

Almost all zones of the Hellenides crop out in the western Taurides:

– the Preapulian Zone (Bey Daglari Autochthonous)

- the Tripolitza Zone (Menderes Crystalline)
- the Köycegiz Zone
- the Olonos Pindos Zone (Diabase Nappe)
- the Pelagonian Zone s. l. with the Peridotite Nappe as the main representative.

The Adriatic-Ionian Zone seems to be missing. It is presumed to lie below the nappe building of SW Turkey and the southern Menderes Crystalline. The Aegean Hellenides continue in the western Taurides, so that the zonal system of the Hellenides is applicable to the western Taurides.

1. EINFÜHRUNG, GEOLOGISCHER ÜBERBLICK UND UNTERSUCHUNGSZIELE

Die Helleniden und Tauriden bilden bekanntlich ein Deckengebirge. Die Deckenstirnen zeigen für den Bereich des festländischen Griechenlands und des Peloponnes nach W bis SW zur Adria, für den Bereich der Ägäis und des südägäischen Inselbogens nach S in Richtung Afrika und für den Bereich der SW-Türkei nach SE. Die Helleniden erstrecken sich bogenförmig von der Südgrenze Albaniens und Jugoslawiens bis an die griechisch-türkische Grenze über eine Länge von rund 900 km und besitzen zwischen der Adria (Insel Korfu) und der Halbinsel Chalkidike (Thessaloniki) eine Breite von rund 300 km (s. Abb. 1).

Der Hellenidenbogen wird von den westlichen Tauriden fortgesetzt. Sie reichen im Osten ungefähr bis an die NS-Linie Isparta–Afyon–Eskisehir und besitzen eine Länge von rund 300 km. Zwischen Izmir und der Südküste der SW-Türkei erreichen sie eine Breite von ebenfalls rund 300 km. Nach BRINKMANN (1976) und SENGÖR & YILMAZ (1981) reichen die Tauriden nicht so weit nach N bis Izmir. Sie beschränken die Tauriden auf den Deckenbereich südlich des Menderes-Kristallins im Sinne von DÜRR (1975). Der gesamte Bereich zwischen Tauriden und Pontiden, der aus dem Menderes-Kristallin, der Izmir–Ankara-Zone und den nördlich sich anschließenden Gebieten besteht, wird von BRINKMANN (1976) als eine Art Zwischenmassiv aufgefaßt. Die westliche Südgrenze der Pontiden verläuft nach seiner Abgrenzung bei der Stadt Eregli am Schwarzen Meer (s. Abb. 1). Diese Großgliederung der W-Türkei in Pontiden, Zwischenmassiv und Tauriden gründet sich auf die Vorstellung, daß zwei E–W streichende alpidische Geosynklinalen vorlagen, die durch ein breites Zwischenmassiv getrennt waren. Aus der nördlichen Geosynklinale gingen dann die Pontiden und aus der südlichen Geosynklinale die Tauriden hervor.

SENGÖR & YILMAZ (1981) verwenden zwar den Begriff Tauriden im Sinne von BRINKMANN (1976), übernehmen jedoch nicht die Bezeichnung Zwischenmassiv. Sie nennen den Südteil des Zwischenmassivs (Menderes-Kristallin und die Izmir–Ankara-Zone) Anatoliden (KETIN 1966) und schlagen den verbleibenden Nordteil zu den Pontiden. Die Pontiden reichen also nach SENGÖR & YILMAZ (1981) wesentlich weiter nach S, und zwar bis an die Izmir–Ankara-Zone. Sie gehen davon aus, daß die südwesttürkischen Decken nördlich des Menderes-Kristallins herkommen und sich das Menderes-Kristallin wie z. B. das Tauernkristallin in den Ostalpen in Fensterposition befindet. Von daher ist es verständlich, daß sie nicht den Begriff Zwischenmassiv verwenden. Als Grenze zwischen Tauriden und Pontiden eignet sich möglicherweise die E–W verlaufende Nordanatolische Blattverschiebung, die zwischen Lesbos und dem Marmara-Meer in die Ägäis hineinzieht (s. Abb. 1). Wir halten es für möglich,

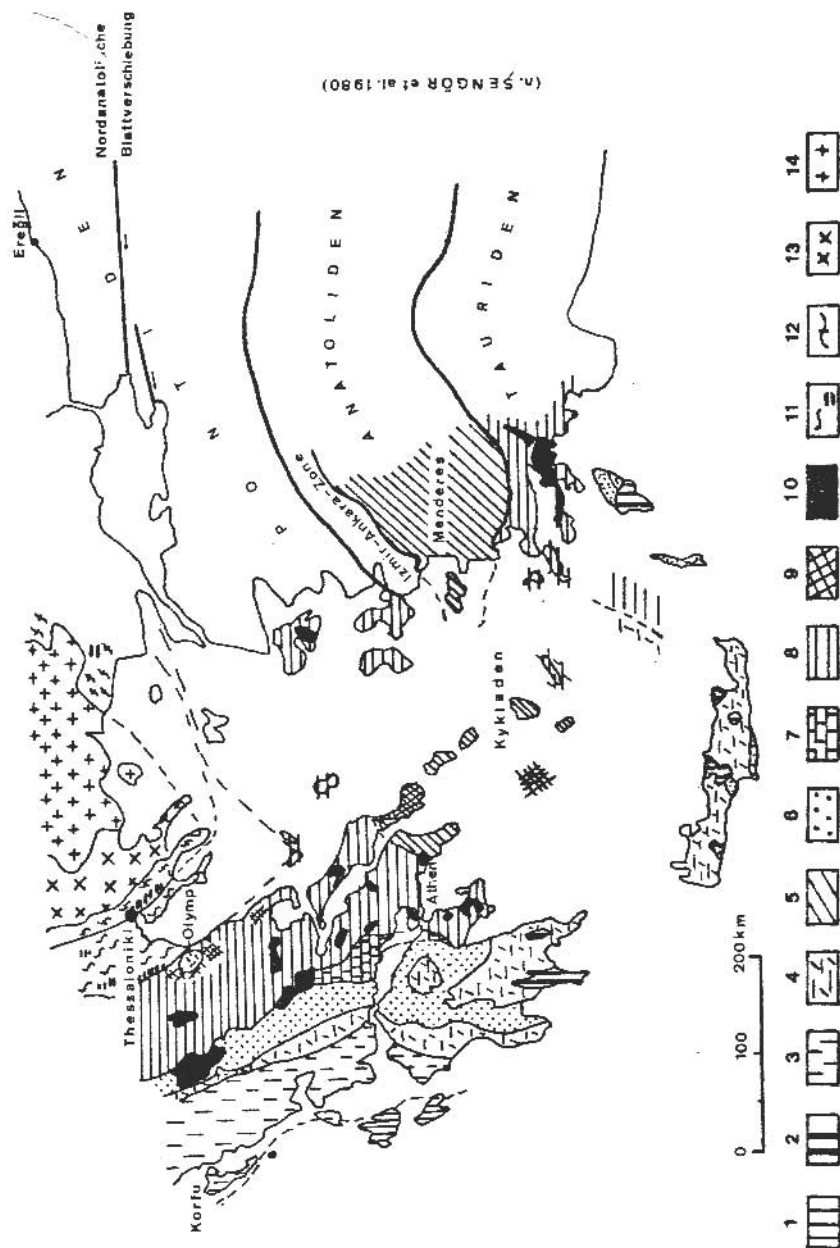


Abb. 1: Übersicht zur Großgliederung der Helleniden (s. JACOBSSHAGEN et al. 1978 a) und westlichen Tauriden. 1 = Präpäuische Zone; 2 = Plattenkalk (Talea Ori-Einheit); 3 = Adriatisch-Ionische Zone; 4 = Gavrovo-Tripolitza-Zone mit Trypali-Einheit und Phyllit-Serie; 5 = Basale Einheiten der Kykladen und des Menderes; 6 = Olonos-Pindos-Zone; 7 = Parnass-Kiona-Zone; 8 = Pelagonische Zone mit lykischen Decken; 9 = Blauschiefer-Einheiten (Hochdruckkristallin); 10 = Ophiolithe; 11 = Ophiolithe (Vardar-Zone); 12 = Zirkum-Rhodope-Gürtel (Vardar-Zone); 13 = Serbomazedonisches Massiv; 14 = Rhodope-Komplex.

daß sich die Nordanatolische Blattverschiebung in Zukunft zu einem ähnlichen Gebilde wie die Periadriatische Naht entwickeln könnte, die bekanntlich die Südalpen gegen die übrigen Alpen abgrenzt.

Die Izmir–Ankara-Zone erstreckt sich von der Ägäisküste bei Izmir nach NE bis südlich der Stadt Bursa und von dort nach E südlich der Stadt Eskisehir in Richtung Ankara. Aufgrund dieser Verbreitung wird sie auch als Izmir–Eskisehir-Zone (DÜRR 1975) bezeichnet. Sie ist nach DÜRR vor allem durch Ophiolithe (Peridotite/Serpentinite), Radiolarite, Kreidekalke und Flysch (Maastrichtium und Alttertiär?) gekennzeichnet, für die er als mögliche Korrelate im Westen die höheren Einheiten der pelagonischen Zone des festländischen Griechenlands und die Athener Schiefer (Oberkreide) in Erwägung zieht. Dagegen verbinden SENGÖR & YILMAZ (1981) die Izmir–Eskisehir-Zone (= Izmir–Ankara-Zone) mit der Vardar-Zone der Helleniden, die bekanntlich intern an die pelagonische Zone anschließt. Für eine gesicherte Zuordnung zu einer der Helleniden-Zonen ist nach unserer Ansicht die Izmir–Eskisehir-Zone immer noch nicht genügend erforscht.

Südlich der Izmir–Eskisehir-Zone schließt sich das von DÜRR (1975) neu bearbeitete Menderes-Kristallin an. Er unterscheidet ein Kernkristallin (Präkambrium–Kambrium?), eine Schieferhülle (Altpaläozoikum?, Jungpaläozoikum, Trias?) und eine mächtige Marmorhülle (Obertrias–Oberkreide – Eozän). Das Eozän gründet sich auf neue Nummulitenfunde aus den allerobersten Marmoren der Marmorhülle (s. GUTNIC et al. 1979). Die Marmorhülle wurde bereits von DÜRR (1975) mit Marmoren der Ägäisinseln Samos und Naxos korreliert (s. auch DÜRR et al. 1978 a). Sehr bemerkenswert ist, daß das Menderes-Kristallin aufgrund neuerer Untersuchungen am Südostrande der westlichen Tauriden im Gebiet zwischen den Städten Denizli, Isparta und Korkuteli von GUTNIC et al. (1979) und DUMONT et al. (1980) zur Tripolitza-Zone gestellt wird.

Das Menderes-Kristallin wird an seinem Südrand vom lykischen oder südwesttürkischen Deckenstapel überlagert, der sich weit nach S erstreckt und dort auf dem Bey Daglari-Autochthon lagert. Seine Unterlage zwischen dem Menderes-Kristallin im N und dem Bey Daglari-Autochthon im S ist leider nirgendwo in der SW-Türkei aufgeschlossen. Er besteht vom Hangenden zum Liegenden nach de GRACIANSKY (1972) und BERNOULLI et al. (1974) aus folgenden Einheiten:

Peridotit-Decke

Metamorphit-Schürflinge (= metamorphic slices)

Diabas-Decke

Köycegiz-Decke

Eozän-Schürfling (= flysch du nappe Eocene).

Der Eozänflysch-Schürfling bildet zwar nur ein kleines Vorkommen, ist jedoch insofern wichtig, weil er die tiefste allochthone Einheit des südwesttürkischen Deckenstapels darstellt.

Das Bey Daglari-Autochthon (Mitteljura-Miozän) erstreckt sich vom Kleinfenster von Göcek, das an der Ägäisküste nördlich der Hafenstadt Fethiye liegt, bis zur Südküste (Kas) der SW-Türkei. Es besteht vorwiegend aus neritischen Kalken, die mit *klastischen Sedimenten enden*.

Der obigen Gliederung der W-Türkei steht im W die Zonengliederung der Helleniden gegenüber. Inwieweit sie auf die W-Türkei übertragbar ist, wird in dieser Arbeit behandelt. Die Zonengliederung der Helleniden wurde von RENZ begründet und von vielen, besonders französischen Autoren systematisch ausgebaut (RENZ 1940/55,

BRUNN 1956, AUBOUIN 1959, CELET 1962, DERCOURT 1964, GODFRIAUX 1970, MERCIER 1973 u. a.).

Mit dem Begriff **Zone** bezeichnet man in den Helleniden und in anderen Gebirgen die Verbreitung faziell abgrenzbarer Formationsabfolgen, die über weite Gebiete verfolgbar sind und sich innerhalb ein und desselben Sedimentationsraumes gebildet haben. In den meisten Fällen liegen die Formationsabfolgen, die in den Helleniden häufig Mesozoikum und Alttertiär umfassen, nicht mehr in ihrem ursprünglichen Sedimentationsraum, sondern als Decken auf fremdem Untergrund. Die Gesteine einer Zone der Helleniden oder der westlichen Tauriden sind also meist allochthon. Eine Ausnahme bildet wahrscheinlich nur die am externsten gelegene präapulische Zone (= Paxos-Zone), deren Formationsabfolge noch weitgehend auf ihrem ursprünglichen Untergrund liegt. Nur in diesem Sonderfall sind die Begriffe Zone und Sedimentationsraum identisch.

Eine Helleniden-Zone ist nicht nur durch eine faziell abgrenzbare Formationsabfolge, sondern außerdem in der Regel durch eine bestimmte Position im Deckenstapel gekennzeichnet. So liegen z. B. die Gesteine der Olonos-Pindos-Zone in der Regel auf der Tripolitza-Zone und unterhalb der Parnass-Kiona-Zone. Mit diesem tektonischen Merkmal einer Zone lassen sich z. B. faziell sehr ähnliche Gesteine wie die obertriassischen bis alttertiären Plattformkarbonate der Tripolitza- und Parnass-Kiona-Zone unterscheiden. Die Verbreitung einer Zone muß nicht mit der Verbreitung einer Decke identisch sein. Eine Zone kann z. B. in mehrere Decken zerlegt worden sein, so daß die Gesteine ein und derselben Zone in Form mehrerer Decken übereinanderliegen (s. z. B. Tripolitza-Zone: Decke aus Trypali-Marmor, Decke aus Tripolitza-Gruppe). Die einzelnen Decken einer Zone können neben faziellen Merkmalen zusätzlich als Kriterium für die Abgrenzung einer Unterzone (Subzone) herangezogen werden. Außerdem ist erwähnenswert, daß ein und dieselbe Zone metamorphe und nicht metamorphe Gesteine z. B. Kalke und Marmore enthalten kann, die gleichalt sein und lateral ineinander übergehen können.

Zur weiteren Verdeutlichung des Zonenbegriffes sei darauf hingewiesen, daß z. B. der Terminus "median crystalline belt" (DÜRR et al. 1978) nicht eine Zone bezeichnet, sondern nur die Verbreitung (ungefähr vom Olymp über die Kykladen bis zum Menderes) bestimmter Metamorphite. Das ist leicht einzusehen, wenn man bedenkt, daß sich Regionalmetamorphosen nicht an die Abgrenzungen von Sedimentationsräumen, Zonen oder Decken halten. Eine Zone mit dem Zusatz „im weiteren Sinne“, abgekürzt i.w.S. oder s.l., wie z. B. pelagonische Zone s.l. beinhaltet verschiedene Gesteine, die zwar heute in einem bestimmten Areal angetroffen werden, jedoch wegen ihrer Verschiedenartigkeit nicht ein und derselben Zone angehören können. Man behilft sich mit dieser Bezeichnungsweise, weil die Erkenntnisse noch nicht so weit gediehen sind, daß die verschiedenen Gesteinseinheiten bereits vorhandenen oder neu aufzustellenden Zonen zugeteilt werden könnten. Der Ausdruck pelagonische Zone s.l. (s. unten) ist folglich ein Provisorium, das im Laufe weiterer Einsichten in die Zonengliederung und Paläogeographie der Helleniden entfallen wird.

Die vielen Zonen der Helleniden wurden von DÜRR (1975) von E nach W bzw. von N nach S in interne, mediane und externe Einheiten zusammengefaßt. Die internen Einheiten wurden bereits von triassisch-jurassischen, die medianen Einheiten von endjurassisch-kretazischen und die externen Einheiten von känozoischen Gebirgsbildungen erfaßt oder zumindest beeinflußt (s. Abb. 2). Zu den internen Einheiten gehören das Rhodope-Kristallin,

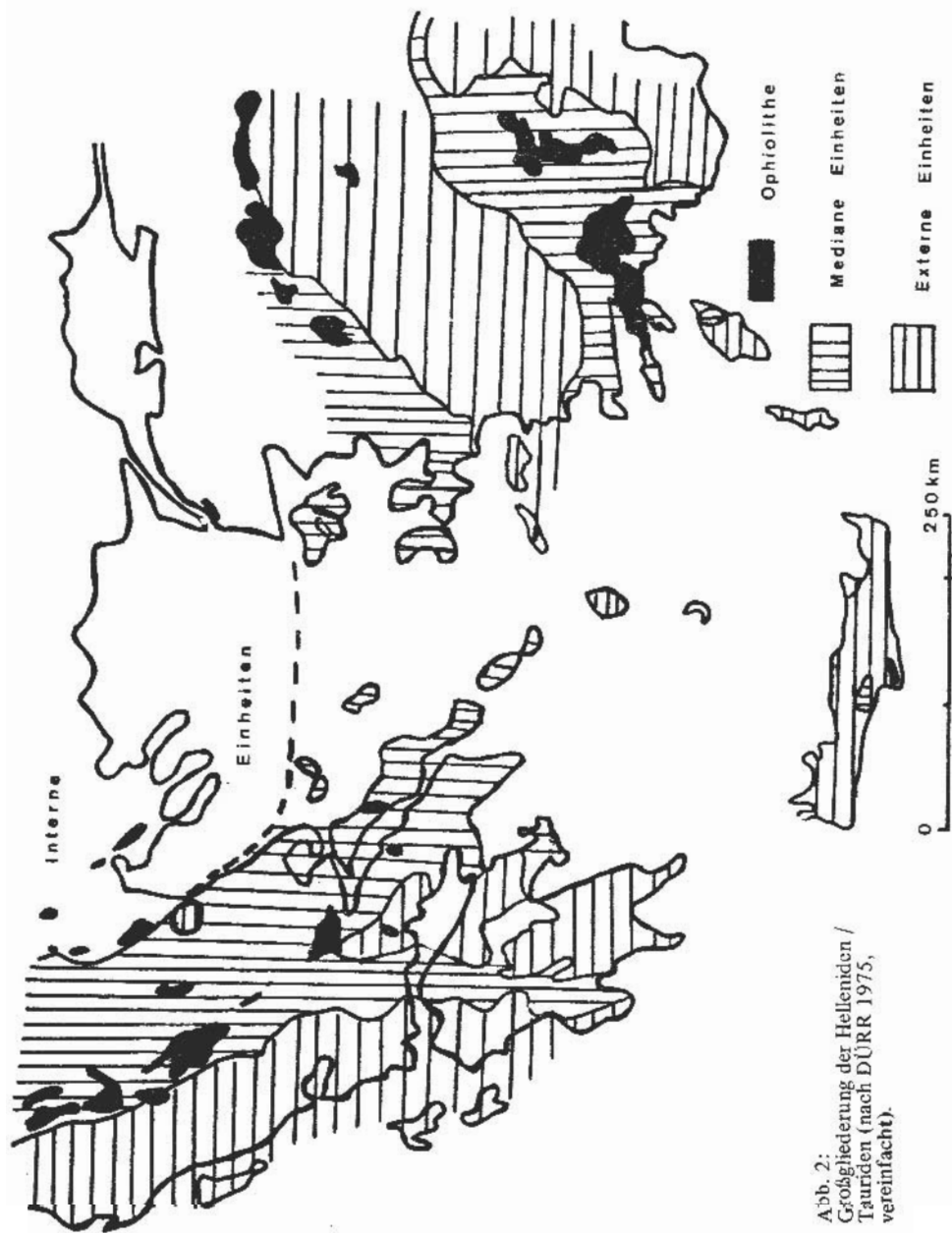


Abb. 2:
 Großgliederung der Helleniden /
 Tauriden (nach DÜRR 1975,
 vereinfacht).

- das serbomazedonische Kristallin,
 die zirkumrhodopische Zone und die Vardar-Zone,
 zu den medianen Einheiten
 die pelagonische Zone,
 die Izmir—Eskisehir-Zone der Tauriden,
 die Schiefer von Athen,
 die bosnisch-boeotische Zone und
 die Olonos—Pindos-Zone
 und zu den externen Einheiten
 die Parnass—Kiona-Zone,
 die Gavrovo—Tripolitza-Zone und
 die präapulische Zone (= Paxos-Zone).

Eine im Prinzip ähnliche Zusammenfassung der vielen Helleniden-Einheiten, die jedoch inzwischen neu hinzugekommene Ergebnisse mitberücksichtigt, findet man bei JACOBESHAGEN et al. (1978 a). Sie ist in vereinfachter Form mit einigen Zusätzen hinsichtlich der W-Türkei in Abb. 1 dargestellt worden. Die für unsere Belange wichtigsten Helleniden-Zonen werden im folgenden kurz charakterisiert.

Die Vardar-Zone wurde von MERCIER (1973) von E (etwa ab Thessaloniki) nach W in die Peonias-, Paikon- und Almopias-Zone untergliedert. Die drei Zonen werden, sofern die Vardar-Zone als Oberbegriff benutzt wird, auch als Subzonen aufgefaßt (AUBOUIN 1977). Die Peonias-Subzone ist durch Ophiolithe gekennzeichnet, die tektonisch auf jurassischen Marmoren liegen. Die Marmore sind von einem Granitpluton (Fanos-Granit) intrudiert worden, der radiometrische Alter von rund 150 Ma (Oberjura) geliefert hat. Die Paikon-Subzone besteht vorwiegend aus Plattformkarbonaten (Oberjura—Oberkreide). Die Almopias-Subzone ist wiederum durch Ophiolithe charakterisiert, die transgressiv von kretazischen Kalken (Aptium—Maastrichtium) bedeckt werden. Aus der Almopias-Subzone stammen wahrscheinlich die Ophiolithe der extern (westlich) angrenzenden pelagonischen Zone i.w.S., die ebenfalls transgressiv von Kreidekalken bedeckt werden. Es wird vermutet, daß die Almopias-Ophiolithe ein Stück Ozeanboden aus der zentralen Tethys darstellen könnten. Mit zentraler Tethys meinen wir hier einen ursprünglich breiten Bereich aus Ozeanboden, der den afrikanischen und den europäischen Kontinent trennte und durch die Annäherung von Afrika und Europa am stärksten eingeeignet und subduziert wurde. Aufgrund der obigen Vermutung könnte man den Tethysbereich zwischen der zentralen Tethys und Afrika als Südtethys auffassen und ihr alle die Helleniden-Zonen zuordnen, die extern der Almopias-Subzone liegen. Dementsprechend könnte man den Tethysbereich zwischen der zentralen Tethys und Europa als Nordtethys bezeichnen und ihr alle die Zonen bzw. Subzonen zuordnen, die intern der Almopias-Subzone liegen.

Das Kernstück der pelagonischen Zone des festländischen Griechenlands wird von einer Karbonatplattform gebildet, unter der stellenweise ein Basementkristallin zutage tritt. Es setzt sich in der Umgebung des Olympos (Flambourion Unit, s. DERYCKE & GODFRIAUX 1976/79) aus herzynischen Graniten und Gneisen zusammen. Die Plattformsedimente bestehen vorwiegend aus neritischen Karbonaten (Jungpaläozoikum—Jura), die sich aufgrund lokaler Beckenbildungen stellenweise mit pelagischen Kalken, wie z. B. Chertkalken, verzahnen. Sehr ähnliche Karbonate treten in der extern angrenzenden subpelagonischen Zone auf. Sie wird deshalb von KAUFFMANN

(1976) in die pelagonische Zone miteinbezogen. Die pelagonische Plattform senkte sich gegen Ende Jura ab und wurde von pelagischen Sedimenten mit sehr viel Ophiolith-Detritus bedeckt. Anschließend wurde sie von einer Ophiolith-Decke (eohellenische Decke) überfahren, die vermutlich aus der intern angrenzenden Vardar-Zone (Almopias-Subzone) her stammt. Nach einer Erosionszeit wurde die pelagonische Zone transgressiv von Kreidekalken und anschließend von einem Alttertiärflysch bedeckt (s. JACOBSHAGEN et al. 1976/78 a). Unterhalb des Basementkristallins taucht stellenweise ein Hochdruckkristallin hervor, das in der Umgebung des Olympos (Ossa Unit, DERYCKE & GODFRIAUX 1976/79) aus Marmoren, einer flyschoiden Abfolge, Ophiolithen und Blauschiefern besteht. Es wurde zweimal im Jura? und im Alttertiär metamorphosiert. Dieses Hochdruckkristallin wird von DERYCKE & GODFRIAUX vorläufig noch bis zur Klärung seiner Zonenzugehörigkeit und paläogeographischen Position zur pelagonischen Zone gestellt, während es von DÜRR et al. (1978 a) und KAUFFMANN (1978) nicht mehr der pelagonischen Zone zugeordnet wird. Ebensovienig rechnen sie die Ophiolithe mitsamt ihrer transgressiven Bedeckung zur pelagonischen Zone. Deshalb ist es beim jetzigen Kenntnisstand sinnvoll, zwischen einer pelagonischen Zone im engeren und weiteren Sinne zu unterscheiden.

Die pelagonische Zone s. l. umfaßt das Hochdruckkristallin, das Basementkristallin, jungpaläozoische bis jurassische Sedimente (vorwiegend Plattformkarbonate) und die eohellenische Ophiolith-Decke mitsamt ihrer kretazisch-alttertiären Bedeckung.

Die pelagonische Zone s. str. beschränkt sich auf das Basementkristallin und die auflagernden Plattformsedimente (Jungpaläozoikum—Ende Jura).

Sie umfaßt nur die Gesteine, die zu ein und demselben stratigraphischen Verband eines Sedimentationsraumes gehören, während die pelagonische Zone s. l. auch die Gesteine mitumfaßt, die tektonisch durch Deckenbildungen aus anderen Bildungsräumen hinzugefügt wurden.

Die bosnisch-boeotische Zone besteht vorwiegend aus unterkretazischem Flysch mit sehr viel Ophiolith-Material in Form von Detritus und Geröllen. Seine oberen Anteile waren vermutlich mit dem Premier-Flysch des Olonos—Pindos-Troges verbunden (CELET et al. 1976). Zur bosnisch-boeotischen Zone wird ebenfalls der Kreideflysch (Albium—Cenomanium) der Argolis gerechnet, der auch als „Eohellenischer Flysch“ bezeichnet wird (JACOBSHAGEN et al. 1976). Der bosnisch-boeotische Flysch sedimentierte sich vermutlich auf den externen, abgesunkenen Teilen der pelagonischen Plattform (s. FINSTERWALDE & SOWA 1981).

Die Parnass—Kiona-Zone ist im Vergleich zu den meisten Helleniden-Zonen nur gering verbreitet. Sie kommt beiderseits des Golfes von Korinth vor. Ob sie außerdem im Olymp- und Kykladen-Fenster zutage tritt, ist nicht gesichert (s. Kap. 5). Sie besteht nach CELET (1962) aus neritischen Karbonaten (Obertrias—Alttertiär) mit mehreren Bauxithorizonten. Diese Plattformkarbonate gehen im allgemeinen im Paläozän, stellenweise jedoch erst im Eozän in Flysch über. Nach JACOBSHAGEN et al. (1978 b) und FINSTERWALDE & SOWA (1981) standen sie mit der pelagonischen Plattform in Verbindung und bildeten zumindest stellenweise deren Außenrand.

Die Olonos—Pindos-Zone besteht aus Trogsedimenten, die von der Obertrias bis ins Alttertiär reichen. Es handelt sich um Chertkalke, in die sich häufig jurassische und unterkretazische Radiolarite einschalten und stets einen Kreideflysch (Premier-Flysch) enthalten. Die Chertkalke gehen im Maastrichtium und stellenweise erst im Paläozän oder gar Eozän in einen zweiten Flysch über. Der Olonos—Pindos-Trog wurde intern

von der pelagonischen Karbonatplattform und stellenweise von der Parnass–Kiona-Karbonatplattform und extern von der Gavrovo–Tripolitza-Plattform begrenzt (AUBOUIN 1959, DERCOURT 1964, JACOBSHAGEN et al. 1978 b). Dagegen vermuteten HYNES et al. (1972) und BARTON (1976), daß der Olonos–Pindos-Trog nach intern in einen Othrys-Ozean übergang, aus dem die Ophiolithe der pelagonischen Plattform herkommen sollen. Sie wären demnach von extern nach intern obduziert worden. Dieser Ansicht stehen Beobachtungen von BAUMGARTNER (Vortrag im Winter 1981 im Geologischen Institut der Universität Basel) entgegen, nach denen die unter den pelagonischen Ophiolithen liegenden Sedimente, also die obersten Schichten der pelagonischen Plattform, von intern nach extern jünger werden, so daß die Ophiolithe die pelagonische Plattform nur von intern nach extern und nicht in umgekehrter Richtung überfahren haben können.

Die Gavrovo–Tripolitza-Zone, die auch abgekürzt als Tripolitza-Zone bezeichnet wird, ist in den Helleniden sehr weit verbreitet. Sie besteht vorwiegend aus neritischen Kalken und Dolomiten, die als Tripolitza-Kalk (Obertrias–Eozän) bezeichnet werden. Sie gehen konkordant und stellenweise diskordant vorwiegend gegen Ende Mitteleozän in Flysch über (AUBOUIN 1959, DERCOURT 1964, THIEBAULT 1973, ZAGER 1972, LEPPIG 1974/78, KUSS & MILLER 1978, BONNEAU & KARAKITSIOS 1979). Das Substratum des Tripolitza-Kalkes besteht aus geringmächtigen, pelitischen und kalkigen Sedimenten, die auf Kreta als Rabdoucha-Schichten und Tonschiefer-Karbonatfolge beschrieben wurden (SANNEMANN & SEIDEL 1976, KOPP & OTT 1977). Umstritten ist die genaue paläogeographische Stellung der permotriassischen Phyllit-Quarzit-Serie im Sinne von SEIDEL (1978) innerhalb der Tripolitza-Zone sowie die Genese ihrer druckbetonten Metamorphose. Ein weiteres Problemfeld bildet der hauptsächlich in Westkreta verbreitete Trypali-Marmor (CREUTZBURG et al. 1977, KRAHL et al. 1981, DALLWIG & KUSS 1982). Die komplizierte Problematik wird in den Kapiteln 2.1.2 und 2.1.3 behandelt.

Die adriatisch-ionische Zone besteht nördlich des Peloponnes in Westgriechenland nach SAVOYAT (1977) aus triassischen Evaporiten, obertriassischen neritischen Kalken, Ammonitico rosso mit

Harpoceras falciferum, *Hildoceras bifrons*,

Lytoceras jurense, *Leioceras opalinum*

(vgl. Ammonitenarten der Schwäbischen Alb!),

Posidonienschiefen und oberjurassischen bis mitteleozänen Chertkalken, die in einen mächtigen Flysch (Obereozän–Oligozän/Aquitaniun) übergehen. Ebenfalls zur adriatisch-ionischen Zone werden von einigen Autoren die kretisch-peloponnesische Talea Ori-Gruppe, die Ataviros-Gruppe von Rhodos und der Lindoskalk von Rhodos gerechnet.

Der Lindoskalk tritt an der Ostküste von Rhodos zutage, ist schwach metamorph und etwa 450 m mächtig. Er besitzt hellgraue, leicht übersehbare Chertlagen und im Mittelteil cenomane Anteile. Er reicht bis ins Mitteleozän und geht in Flyschreste über, die unteroligozäne Anteile besitzen (BIZON et al. 1976).

Die Ataviros-Gruppe tritt an der Westküste von Rhodos zutage. Sie besteht aus Chertkalken, die bis in den Jura hinab aufgeschlossen sind und gegen Ende Mitteleozän in mächtigen Flysch übergehen (MUTTI et al. 1970, KUSS & THORBECKE 1974).

Die Talea Ori-Gruppe, die die tiefste Einheit auf dem Peloponnes, auf Kreta und der kleinen östlich Kreta gelegenen Insel Kasos bildet, umfaßt auf Kreta etwa 5 000 m

und reicht vom Unterperm (Kreta) bis ins Unteroligozän (nur auf dem Peloponnes sicher nachgewiesen). Sie besteht aus neritischen Sedimenten, darunter vorwiegend mächtige Kalke und Dolomite des Perms und der Trias, die auf Kreta gegen Ende Trias oder Anfang Lias (KUSS 1982) dagegen auf dem Peloponnes erst im Dogger (THIEBAULT 1979) enden. Darüber folgen Chertkalke, die im Unteroligozän in sehr geringmächtigen Flysch übergehen (s. EPTING et al. 1972, KUSS & THORBECKE 1974, KÖNIG & KUSS 1980, KÖNIG 1982 für Kreta und BIZON & THIEBAULT 1974, BIZON et al. 1976 für den Peloponnes). Da der Flysch der Talea Ori-Gruppe erst im Unteroligozän und nicht schon im Obereozän wie in der adriatisch-ionischen Zone nördlich des Peloponnes einsetzte und außerdem sehr dürftig entwickelt ist, haben JACOBSHAGEN et al. (1978 b) darauf aufmerksam gemacht, daß die peloponnesisch-kretische Talea Ori-Gruppe gegenüber den klassischen adriatisch-ionischen Sedimenten nördlich des Peloponnes externer einzuordnen sei, und zwar als neue Zone zwischen der adriatisch-ionischen und präapulischen Zone oder aber als externe Subzone der adriatisch-ionischen Zone. Ferner ist zu bemerken, daß über die Verbreitung der adriatisch-ionischen Zone östlich von Rhodos, also ihre Fortsetzung in die SW-Türkei, unterschiedliche Meinungen bestehen (s. Kap. 4.1.).

Die präapulische Zone, die auch als Paxos-Zone bezeichnet wird, bildet die externste Zone der Helleniden. Sie kommt auf den Inseln Zakynthos, Kephallinia, Lefkas und Paxi vor, die westlich des Peloponnes und des festländischen Griechenlands liegen. Sie besteht dort aus Kalkdolomitbrekzien der Trias, Liasdolomiten mit Gipsen, Chertkalken (Bajocium–Bathonium), mächtigen neritischen Kalken mit Rudisten, die von der Kreide bis stellenweise ins Oberaquitanium reichen und Schichtlücken im tieferen Paläozän, Untereozän und Oligozän aufweisen. Darüber folgen Mergelkalke des Burdigaliums, die in Mergel mit sandigen und konglomeratischen Bänken (Langhium–Obermiozän) übergehen (I.F.P./I.G.S.R. 1966, AUBOUIN 1977, SAVOYAT 1977). Nach französischen Autoren gehört das Bey Daglari-Autochthon der SW-Türkei ebenfalls zur präapulischen Zone (BRUNN et al. 1976, GUTNIC et al. 1979, DUMONT et al. 1980).

Die Orogenese der Helleniden erfaßte und beeinflusste nach DÜRR (1975) die internen Einheiten bereits in der Trias und im Jura, dann die medianen Einheiten im Zeitraum Oberjura bis Kreide und schließlich die externen Einheiten im Känozoikum, so daß die Deckenbildungen im allgemeinen von intern nach extern insgesamt jünger werden. Ob die einzelnen Deckenbildungen innerhalb der drei Groseinheiten ebenfalls stets konsequent von intern nach extern jünger werden, ist nicht erwiesen. Außerdem muß man damit rechnen, daß in der zentralen Tethys und der Nordtethys zeitweise gleichzeitig Deckenbildungen stattfanden. Der Zusammenschub zwischen Afrika und Europa vollzog sich also für den Bereich der Helleniden zunächst in der zentralen Tethys und Nordtethys und später in der Südtethys.

Der Begriff *Tethys* wird hier im Sinne von BIJU-DUVAL et al. (1978) gebraucht. Er bezeichnet den Ozean, der sich E–W zwischen den kontinentalen Platten Gondwana im S und Eurasia im N seit dem Paläozoikum erstreckte. Es wird offengelassen, seit wann genau dieser Ozean bestand. Vermutlich öffnete er sich im E früher als im W. Aufgrund von Beobachtungen in der pelagischen Zone und der Vardar-Zone waren nach KAUFFMANN (1978) die Kontinente Afrika und Europa im Bereich Griechenland vermutlich im Perm noch miteinander verbunden und brachen erst im Laufe der Trias auseinander, so daß sich erst seit der Trias ozeanische Kruste (Ophiolithe) ausbildete und eine ozeanische Tethys im Längsbereich Griechenland existierte. Daß

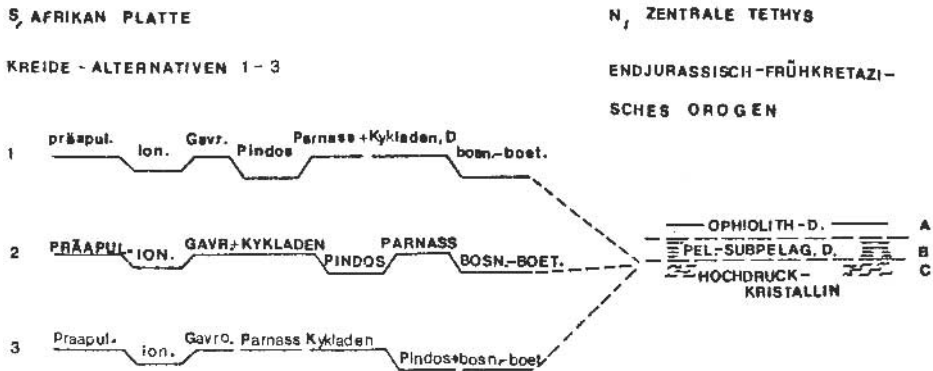


Abb. 3: Schematische Profile der externen und medianen Einheiten der Helleniden (nach DÜRR 1975).

die Tethys beträchtliche Anteile aus ozeanischer Kruste besessen hat, bezeugen die zum Teil heute noch sehr großen Ophiolith-Vorkommen der Helleniden und westlichen Tauriden. Die Verbreitung der Tethys zu verschiedenen Zeiten zeigen umrißhaft die 6 Skizzen der Abb. 4. Die zentrale Tethys ist durch ozeanische Kruste charakterisiert (Punktsignatur). Südlich davon liegt die Mikroplatte Apulia (Abb. 4: Fig. 3–6) als Teil der Südtethys. Ob zwischen Apulia und Gondwana tatsächlich, wie in den Fig. 3–6 gezeichnet wurde, ozeanische Kruste (Punktsignatur) vorkam, ist nicht gesichert. Apulia kann auch als ein Vorsprung von Afrika angesehen werden (BIJU-DUVAL & MONTADERT 1977).

Von manchen Autoren werden die Bezeichnungen Prototethys, Paläotethys und Neotethys in teilweise unterschiedlichem Sinne verwendet. Näheres über den unterschiedlichen Gebrauch dieser Bezeichnungen ist aus einem kürzlich erschienenen Übersichtsartikel ersichtlich (s. H. FLÜGEL 1981). Wir verwenden diese Bezeichnung nicht, da für eine zeitliche Gliederung der Tethys aus unserer Sicht noch zu viele Datierungslücken vorliegen.

Die Zonengliederung der Helleniden und westlichen Tauriden hat in den letzten Jahren große Fortschritte gemacht. Dennoch bestehen einige gravierende Unklarheiten. Durch die Korrelation der Menderes-Marmorhülle mit der Naxos-Marmorhülle (Kykladen) zeigte DÜRR (1975), daß die tiefsten Gesteine des Kykladen–Menderes-Fensters sehr wahrscheinlich insgesamt ein und derselben Einheit angehören. Zur Vervollständigung ihrer Stratigraphie und Verbreitung sind weitere Beiträge notwendig. Außerdem ist die Zonenzugehörigkeit der tiefsten Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters nicht geklärt. Es kommt eine Zuordnung zur Parnass–Kiona-Zone oder zur Tripolitza-Zone in Betracht (s. DÜRR 1975). BRUNN et al. (1976), GUTNIC et al. (1979) und DUMONT et al. (1980) haben sich für eine Zuordnung zur Tripolitza-Zone entschieden (vergl. Abb. 5). Eine Zuordnung zur Parnass–Kiona-Zone würde bedeuten, daß der Olonos–Pindos-Trog südlich der Kykladen lag, während eine Zuordnung zur Tripolitza-Zone zur Konsequenz hätte, daß er sich nördlich der Kykladen erstreckte. Ein wesentliches Ziel dieser Arbeit ist, Argumente zur Bestimmung der paläogeographischen Position des ägäischen Olonos–Pindos-Troges zu finden.

Eine weitere Unklarheit besteht darin, daß die Köycegiz-Decke der SW-Türkei und des östlichen Kretischen Meeres verschiedenen Zonen zugeordnet wird. Die Köycegiz-Decke wurde zuerst von DE GRACIANSKY (1972) ausführlich beschrie-

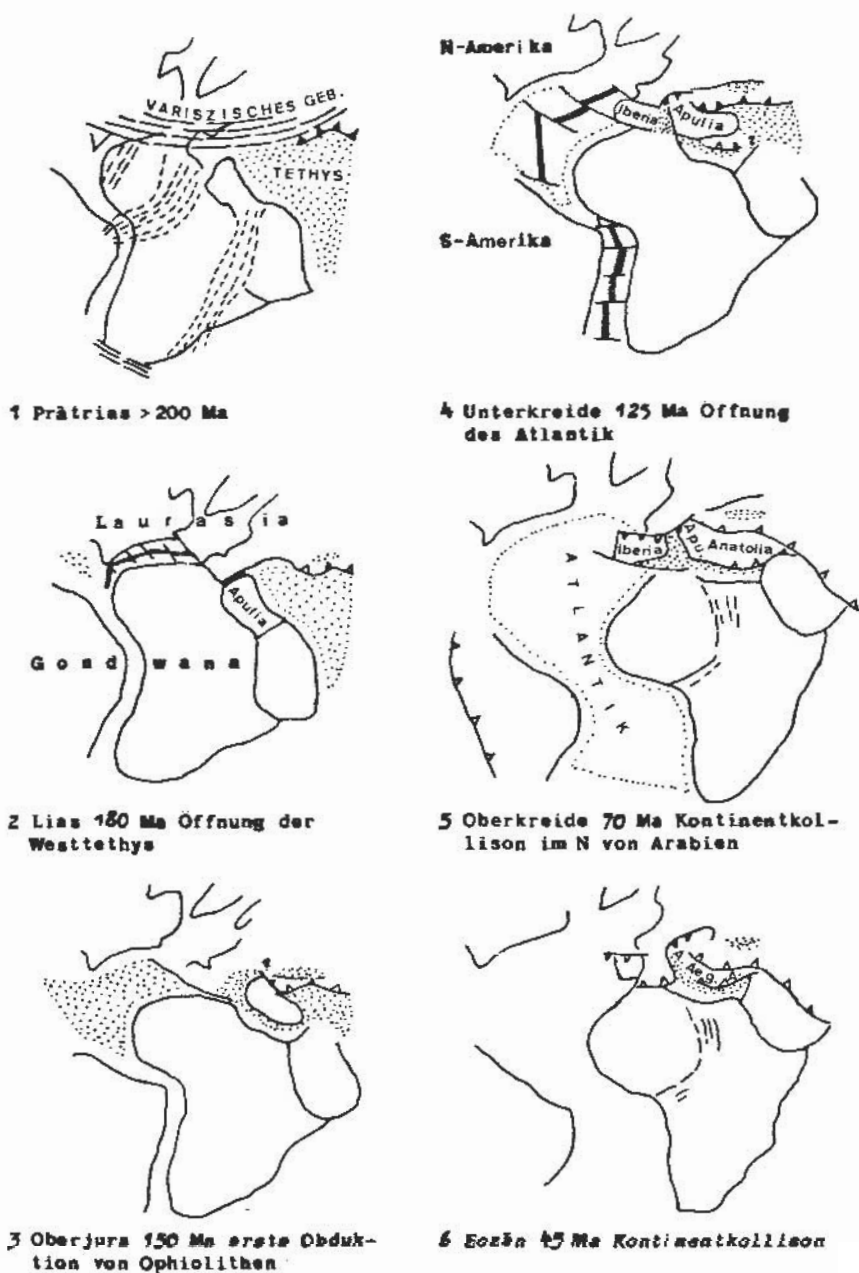
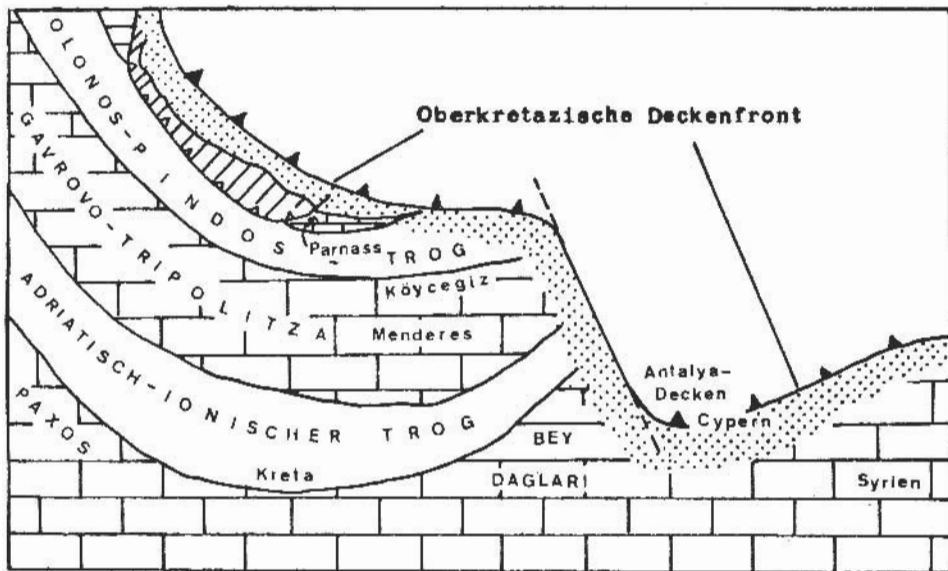
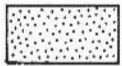


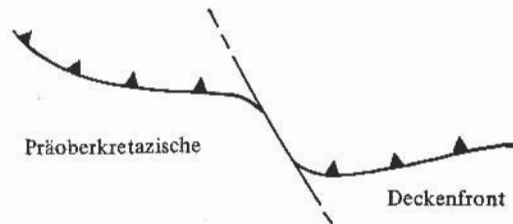
Abb. 4: Die zeitliche Entwicklung der Tethys (nach BIJU-DUVAL et al. 1978).



Pelagonikum



Flysch, Wildflysch



Präoberkretazische

Deckenfront

Abb. 5: Paläogeographie der Tethys im Bereich Griechenland und West-Türkei (nach GUTNIC et al. 1979).

ben. Sie bildet die unterste Decke des südwesttürkischen Deckenstapels und besteht aus oberpermischem Fusulinenkalk, neritischen Kalken und Dolomiten (Trias–Lias), Chertkalken (Dogger–Oberkreide) sowie einem überlagernden Flysch mit riesigen Basalt- und Kalk-Olistholithen (Weiteres s. Kap. 4: Typusprofil). Sie erstreckt sich nach W weit in die südägäischen Helleniden. Ihre westlichsten Vorkommen treten auf den kleinen Inseln Stakida, Unia Nisi, Avgo und Karavi auf, die im Kretischen Meer nördlich von Ostkreta und Kasos liegen (s. BERNOULLI et al. 1974). Nach einigen Autoren könnte die Köycegiz-Decke noch zur pelagonischen Zone gehören (s. DÜRR 1975, KAUFFMANN 1976, JACOBSHAGEN et al. 1978 a: Zonenkarten der Helleniden und westlichen Tauriden). Dagegen vermuteten KUSS & THORBECKE (1974), BRUNN et al. (1976) und KUSS (1982) eine Zugehörigkeit zu der wesentlich externer gelegenen adriatisch-ionischen Zone.

Ferner ist die Zonenzugehörigkeit der südwesttürkischen Diabas-Decke, die oberhalb der Köycegiz-Decke liegt, nicht geklärt. Außerdem ist es sehr auffällig, daß die Olonos–Pindos-Zone bisher in den westlichen Tauriden nicht nachgewiesen worden

ist. Schließlich ist die Frage nicht beantwortet, warum die Tripolitza-Kalke des südägäischen Inselbogens in der Fortsetzung des Zonenstreichens (SW-NE) im angrenzenden südwesttürkischen Deckenstapel nicht vorhanden sind.

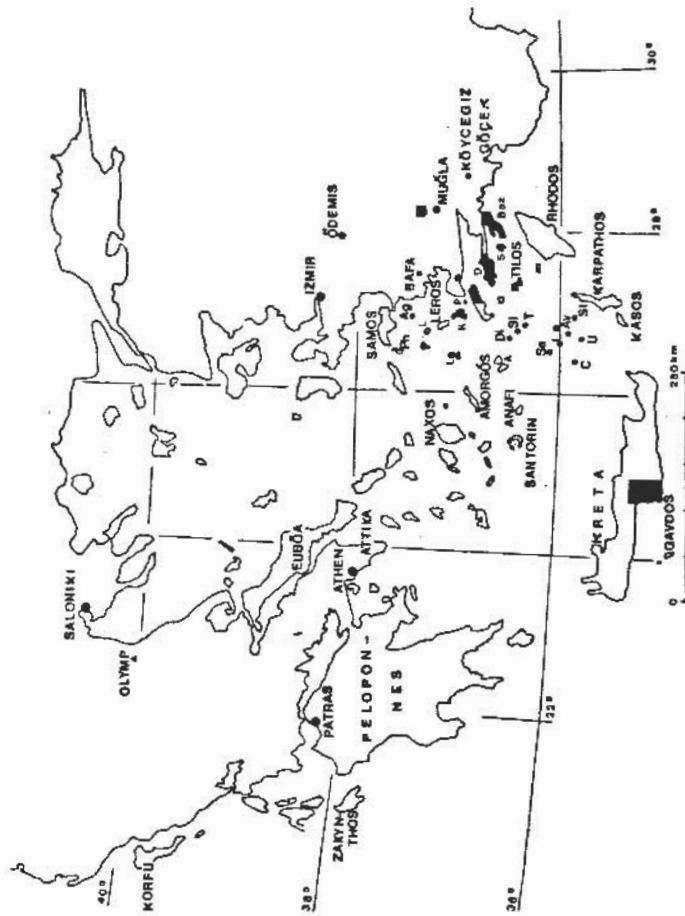
Um die oben angesprochenen Probleme und Fragen lösen zu können, wird besonders die Korrelationsmethode angewandt, die bekanntlich den großen Vorteil besitzt, daß Informationen aus korrelierten Gebieten einander vorzüglich ergänzen können und dann neue Aussagen möglich werden. Es werden das kretische und südwesttürkische Deckengebäude und deren Abwicklungen miteinander verglichen. Aufgrund der vorhandenen Literatur ließen sich die kretische Ophiolith-Decke und die südwesttürkische Peridotit-Decke sowie das kretische Asterussia-Kristallin und die südwesttürkischen Metamorphit-Schürflinge (= metamorphic slices, BERNOULLI et al. 1974) miteinander korrelieren (DÜRR et al. 1978 a). Um auch die übrigen Einheiten paläogeographisch richtig einander gegenüberstellen zu können, waren neue Forschungen notwendig. Zunächst wurde die von Herrn Prof. Dr. S. KUSS und seinen Schülern in Angriff genommene Traverse durch Mittelkreta im S vervollständigt, um eine fundierte Ausgangsbasis für den Vergleich zwischen dem kretischen und südwesttürkischen Deckengebäude zu besitzen (s. beiliegende „Geologische Karte des südlichen Mittelkretas“ und Profilschnitt durch Mittelkreta). Anschließend wurden einige noch nicht genügend erforschte Gebiete zwischen Kreta und der SW-Türkei unter dem Gesichtspunkt ihrer Korrelierbarkeit und Zonenzugehörigkeit erneut bearbeitet. Die geographischen Positionen der einzelnen acht Arbeitsgebiete sind in der beiliegenden Kartenskizze der Abb. 6 verzeichnet. Die paläogeographische Position des hier behandelten Raumes innerhalb der Tethys ergibt sich grob aus den Übersichtsskizzen der Tethys der Abb. 4. Er liegt etwa im Mittelteil von Apulia bzw. Apulia-Anatolia.

In den folgenden Kapiteln wird zunächst Kreta als Beispiel für die südägäischen Helleniden unter besonderer Berücksichtigung der Zonenzugehörigkeit seiner Einheiten behandelt. Anschließend befassen wir uns mit der tiefsten Einheit des Kykladen-Menderes-Fensters und der Deckenabfolge des unmittelbar südlich dazu gelegenen Raumes beiderseits der griechisch-türkischen Grenze. Dann folgen zwei Kapitel, in denen die neuen Beobachtungen für die Zonengliederung der ägäischen Helleniden und westlichen Tauriden ausgewertet werden. Im Abschlußkapitel wird eine paläogeographische Rekonstruktion des Deckengebäudes zwischen Kreta und der SW-Türkei vorgestellt (s. Beilg. 5). Es wird die übliche Abwicklungsmethode von Deckenstäpeln benutzt. Das Besondere daran ist, daß die vorhandenen Vorkommen senkrecht zum Zonenstreich im einzelnen vermessen und die ermittelten Strecken maßstabgerecht in das Rekonstruktionsschema eingetragen wurden.

In den Arbeitsgebieten sind zahlreiche Fossilien gefunden worden. Für sehr viele Foraminiferenbestimmungen hauptsächlich von Kreta bedanken wir uns bei Herrn Prof. Dr. L. HOTTINGER, Universität Basel. Für Fusulinenbestimmungen von Kos, Kalymnos und der SW-Türkei (Göktepe-Gipfel) haben wir uns bei Herrn Prof. Dr. F. KAHLER, Klagenfurt, zu bedanken. Für weitere Foraminiferenbestimmungen von Pserimos bedanken wir uns bei Frau Dr. D. DECROUEZ, Universität Genf, und für Korallenbestimmungen von Kreta und aus dem Jungpaläozoikum von Kos sowie für Algenbestimmungen bei Herrn Prof. Dr. H. FLÜGEL, Universität Graz, Herrn Dr. J. GEISTER, Universität Bern, und Herrn Prof. Dr. E. FLÜGEL, Universität Erlangen. Zuletzt, aber nicht zum wenigsten haben wir uns, für Förderung, mancherlei Hilfen und großzügiges Entgegenkommen bei der Freistellung für langwierige Geländeaufenthalte bei den Angehörigen des Geologischen Institutes Freiburg zu bedanken.

Abb. 6:
Geographische Kartenskizze der Ägäis mit
der Lage der Arbeitsgebiete (schwarze Fel-
der).

- A – Astypaläa,
Ag – Agathonisi,
AV – Avgo,
Boz – Bozburun-Halbinsel,
C – Chamili,
D – Datca-Halbinsel,
Di – Di Adelpiü,
K – Kalymnos,
Ka – Karavi,
Le – Levitha Inseln,
L – Lipsi,
P – Pserimos,
S – Simi,
Sa – Safora,
Si – Sirna,
St – Stakida,
T – Tria Nisi,
U – Untia Nisi.



2. KRETA ALS BEISPIEL FÜR DIE SÜDÄGÄISCHEN HELLENIDEN

Zur Charakterisierung der südägäischen Helleniden ist Kreta gut geeignet, da auf dieser großen Insel die meisten Einheiten noch relativ vollständig erhalten sind. Besonders berücksichtigen wir die Geologie des südlichen Mittelkretas, da dort neue Beobachtungen gemacht wurden, die weitere Korrelationen mit den westlichen Tau-riden ermöglichen. Eine Übersicht vom Vertikalaufbau des kretischen Deckengebäudes vermittelt das Schema der Tab. 14, während die Verbreitung der größten Einheiten der geologischen Karte von Gesamtkreta im Maßstab 1:200.000 entnommen werden kann (CREUTZBURG et al. 1977).

2.1. Stratigraphie und Zonenzugehörigkeit der Einheiten des kretischen Deckengebäudes

Es werden vom Liegenden zum Hangenden folgende stratigraphischen Einheiten hinsichtlich Stratigraphie und Zonenzugehörigkeit behandelt:

Talea Ori-Gruppe, Trypali-Marmor, Phyllit-Formation, Tripolitza-Gruppe, Mangassa-Gruppe, Olonos-Pindos-Gruppe, Ethia-Gruppe, Arvi-Gruppe, Vatos-Einheit, Kalyso-Einheit, Asterussia-Kristallin (Formation) und Ophiolith-Formation.

2.1.1. Talea Ori-Gruppe

Sie wurde von KUSS & THORBECKE (1974) als Talea Ori-Gruppe bezeichnet, da sie in den Talea Ori, einem etwa 30 km langen Gebirgsrücken an der Nordküste Mittelkretas, dank einer nach S überkippten Antiklinale günstig und tiefgründig aufgeschlossen ist (s. Profil durch Mittelkreta). Die kretische Talea Ori-Gruppe umfaßt etwa 5000 m und reicht vom Unterperm (Asselstufe) bis ins Alttertiär (wahrscheinlich Unteroligozän). Sie besteht vorwiegend aus mächtigen neritischen Karbonaten (Unterperm-Norium und Lias?) und mächtigen, plattigen Chertkalken (Lias-Kreide-Alttertiär), die in sehr geringmächtigen Flysch übergehen. Die Talea Ori-Gruppe ist sehr schwach metamorph. Chlorite sind weit verbreitet, daneben kommt Chloritoid als Anzeiger eines geringen Metamorphosegrades vor (O. RENZ 1932, EPTING et al. 1972, BONNEAU 1973, KUSS & THORBECKE 1974, THORBECKE 1974/75, CREUTZBERG & SEIDEL 1975, WACHENDORF et al. 1980, KÖNIG 1982). Nach KÖNIG & KUSS (1980) gliedert sich die Talea Ori-Gruppe im Typusgebiet (Talea Ori, Nordküste von Mittelkreta) wie folgt (Fossilnamen ergänzt):

Talea Ori-Plattenkalk mit geringmächtigem Flysch	(Jura-Kreide-Eozän?)	Liasammonit, Radiolarien, Rudisten, Globigerinen
Talea Ori-Stromatolith-Dolomit	(Norium)	Conodonten, Foraminiferen, Worthenien
Diskordanz	(~Anisium - Karnium)	Laba-Phase?
Sisses-Formation	(<i>Skythium</i>)	Conodonten
Fodele-Formation	(Perm)	Mizzien, Fusulinen, Korallen, Brachiopoden, Goniatiten, Trilobiten, Crinoiden, Seeigel

In der Trias erfolgte eine deutliche Sedimentationsunterbrechung, die nach dem Skythium einsetzte, Anisium?, Ladinium und Karnium umfaßte und mit einer norischen Transgression endete. Im Grenzbereich zwischen dem Talea Ori-Plattenkalk und dem Talea Ori-Stromatolith-Dolomit treten Übergangsschichten auf, deren Mächtigkeit erheblich variiert. Sie bestehen aus hellen, meist massigen Marmoren mit sporadisch auftretenden Chertknollen. Neuerdings wurde in ihnen ein nicht näher bestimmbarer Liasammonit bei Aloidēs in den Talea Ori gefunden (KUSS 1982). Die Übergangsschichten werden noch zum Talea Ori-Plattenkalk gerechnet, so daß er noch bis in den Lias hinabreicht. Die gleichen Übergangsschichten kommen in Westkreta in der Schlucht von Samaria am Nordhang und Gipfel des Gigilos vor. Hier existiert eine zweite Stelle auf Kreta, wiederum dank einer überkippten Antiklinale, an der die Basis des mächtigen Talea Ori-Plattenkalkes aufgeschlossen ist. Die Übergangsschichten werden jedoch von einem Talea Ori-Plattenkalk überlagert, der zunächst über eine Mächtigkeit von 200 m aus stark quarz- und glimmerhaltigen Chertkalken und dann erst aus reinen Chertkalken besteht (s. auch KOPP 1978); Profil durch den Ostwestteil der Schlucht von Samaria). Das bedeutet, daß zwischen West- und Mittelkreta für den basalen Talea Ori-Plattenkalk ein Faziesunterschied vorliegt.

Auf Kreta ist der mächtige Talea Ori-Plattenkalk (mindestens 1500 m) gegenüber den anderen präncogenen Formationen am weitesten verbreitet. Aus ihm bestehen hauptsächlich die großen E-W streichenden Antiklinalen (Lefka Ori-, Psiloriti-, Talea Ori- und Lassithi-Antiklinale), die die höchsten Erhebungen auf Kreta bilden. Der auf dem Talea Ori-Plattenkalk folgende Flysch hat sich dagegen nur an wenigen Stellen und dann nur in geringer Mächtigkeit erhalten. Für diesen dürftigen Flysch verwendet BONNEAU (1973) den Formationsnamen Kalavros-Schichten, da seine Typuslokalität beim Ort Kalavros (NE-Küste von Kreta) liegt. Er besteht dort aus grünen und roten Kalkphylliten, die nach Meinung von BONNEAU (1973) weniger als Flysch, sondern eher als Übergangsschichten zu einem Flysch angesehen werden müssen. An verschiedenen Stellen wurden nicht näher bestimmbare alttertiäre Globigerinen nachgewiesen, für die ein eozänes Alter angenommen wurde (FYTROLAKIS 1972, BONNEAU 1973, THORBECKE 1974). Nachdem inzwischen in sehr ähnlichen Schichten am Top des peloponnesischen Talea Ori Plattenkalkes eine unteroligozäne Globigerinenfauna von BIZON & THIEBAULT (1974) entdeckt wurde, kommt für die Globigerinen führenden Kalavros-Schichten von Kreta eher ein unteroligozänes als ein eozänes Alter in Betracht. Sie werden nicht einmal 100 m mächtig und kommen punktuell nur an wenigen Stellen in Mittel- und Ostkreta vor. Diese Vorkommen bilden im Vergleich zu den weit verbreiteten und mächtigen Flyschen der Tripolitza- und Olynthos-Pindos-Gruppe eine Besonderheit. Der Deckenscheider ist zu geringmächtig. Er wurde entweder vor der Deckenüberfahrung erodiert oder aber durch Deckenüberfahrung in seiner Sedimentation gestoppt (s. Hypothese im übernächsten Kapitel).

Die Einordnung der kretischen und peloponnesischen Talea Ori-Gruppe in die adriatisch-ionische Zone wurde von KUSS & THORBECKE (1974) begründet und durch neue Untersuchungen in der peloponnesischen Talea Ori-Gruppe von THIEBAULT (1974) untermauert. JACOBESHAGEN et al. (1978 b) haben zurecht darauf hingewiesen, daß der Flysch der Talea Ori-Gruppe erst im Unteroligozän und nicht schon im Obereozän wie in der klassischen adriatisch-ionischen Zone nördlich des Peloponnes einsetzte und die Talea Ori-Gruppe deshalb paläogeographisch etwas externer einzuordnen sei. Sie treten dafür ein, die Talea Ori-Gruppe entweder in den externsten Bereich der adriatisch-ionischen Zone einzuordnen oder als Repräsentant einer neuen

Zone anzusehen, die zwischen der präapulischen und der adriatisch-ionischen Zone anzusiedeln wäre. Wir meinen, daß die Gemeinsamkeiten mit der Fazies der adriatisch-ionischen Zone ausreichen, um die Talea Ori-Gruppe in dieser Zone belassen zu können und schlagen deshalb vor, sie in zwei Subzonen in eine externe und interne zu untergliedern.

Zur externen Subzone rechnen wir die Talea Ori-Gruppe des Peloponnes sowie der Insel Kreta und Kasos und zur internen Subzone die klassischen adriatisch-ionischen Sedimente nördlich des Peloponnes. Die adriatisch-ionischen Sedimente von Rhodos (Ataviros-Gruppe) gehören wahrscheinlich wegen ihres früheren Flyschbeginnes im Obereozän (anstatt Unteroligozän) ebenfalls zur internen adriatisch-ionischen Zone. Dazu paßt, daß ihr Flysch wesentlich mächtiger ist als der der Talea Ori-Gruppe.

Wir haben uns damit für eine der beiden von JACOBSHAGEN et al. (1978 b) vorgeschlagenen Möglichkeiten der zonalen Einordnung der Talea Ori-Gruppe entschieden. Die obige Abgrenzung und Untergliederung der adriatisch-ionischen Zone gibt Anlaß zu neuen Schlußfolgerungen. Man muß damit rechnen, daß die externe adriatisch-ionische Zone nicht abrupt am Golf von Korinth endet, sondern sich vom Peloponnes nach N im Untergrund fortsetzt. Das heißt mit anderen Worten, daß die peloponnesische Talea Ori-Gruppe im Untergrund der internen adriatisch-ionischen Zone W-Griechenlands vorkommen müßte. Andererseits muß man damit rechnen, daß Äquivalente der internen adriatisch-ionischen Zone im Untergrund östlich des Peloponnes und im Untergrund des Kretischen Meeres nördlich der kretischen Talea Ori-Gruppe auftreten. Ferner ergibt sich die Frage, ob die oberkretazisch-alttertiären Chertkalke von der NW-Küste des Peloponnes bei Kap Papas/Araxos und bei Kyllini (s. JACOBSHAGEN et al. 1978 a), die bisher als südliche Fortsetzung der adriatisch-ionischen Sedimente nördlich von Patras angesehen wurden, nicht besser zur peloponnesischen Talea Ori-Gruppe, also zur externen und nicht zur internen adriatisch-ionischen Zone zu stellen wären. Diese Möglichkeit könnte zu einer neuen Vorstellung über den Deckenbau des Peloponnes führen, die im folgenden skizziert wird.

Die bisherige Auffassung geht davon aus, daß die adriatisch-ionischen Sedimente des NW-Peloponnes wie z. B. die kretazisch-alttertiären Chertkalke von Kap Papas und Kyllini und die der westlich vorgelagerten Insel Zakynthos zu den adriatisch-ionischen Sedimenten nördlich von Patras gehören. Folglich werden sie westlich an die peloponnesische Tripolitza-Decke angeschlossen (s. Abb. 7). Zunächst muß darauf hingewiesen werden, daß nach neueren Erkenntnissen die adriatisch-ionische Zone westlich der obigen Vorkommen auf der Insel Zakynthos überhaupt nicht vorkommt. Übrigens ebenfalls nicht auf der nördlich Zakynthos liegenden Insel Kephallinia. Auf beiden Inseln ist nur die präapulische Zone (= Paxos-Zone) vertreten (freundl. briefl. Mitt. von Herrn Dr. K. BRAUNE, TU München). Berücksichtigt man ferner, daß die adriatisch-ionischen Sedimente des W-Peloponnes der externen adriatisch-ionischen Zone angehören könnten, dann sind sie nach W an die Talea Ori-Gruppe des Zentral- und Ostpeloponnes (Taygetos- und Parnon-Gebirge) und nicht an die Tripolitza-Gruppe anzuschließen. Diese neue Deutungsmöglichkeit des peloponnesischen Deckenbaues erläutert die Abb. 7, in der die alte und die neue Deutung einander gegenübergestellt werden.

Eine Konsequenz wäre, daß der Sedimentationsraum etwa nördlich der Linie Patras — Korinth durch die Deckenbildung anders zerschnitten wurde als südlich davon im Bereich des Peloponnes. Möglicherweise wurden nördlich dieser Linie die internen adriatisch-ionischen Sedimente zusammen mit den östlich angrenzenden Tripolitza-Se-

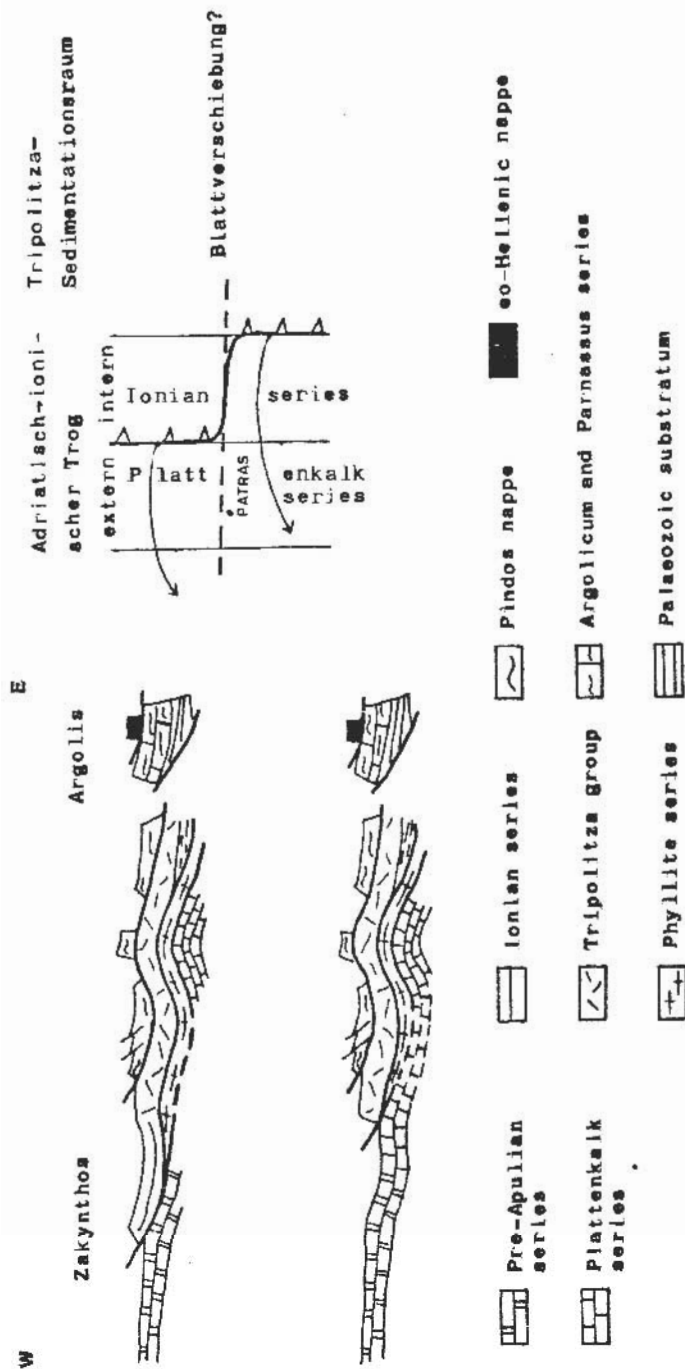


Abb. 7: Deckenbau des Peloponnes. Im oberen Profil (s. JACOBSSHAGEN et al. 1978 b) werden die adriatisch-ionischen Sedimente des NW-Peloponnes als südliche Fortsetzung der klassischen adriatisch-ionischen Sedimente nördlich Patras gedeutet. Im unteren Profil werden sie dagegen als westliche Fortsetzung der Plattenkalk series = Talea Ori-Plattenkalk angesehen. Anders ausgedrückt, oben werden sie als *intern* adriatisch-ionisch, unten als *extern* adriatisch-ionisch gedeutet.

dimenten zur Decke, während sie südlich davon liegenblieben und von Tripolitza-Gesteinen als Decke überfahren wurden, die bis zum externen adriatisch-ionischen Sedimentationsraum (peloponnesische Talea Ori-Gruppe) vorrückte. Der Grund für diese unterschiedliche Deckenbildung könnte damit zusammenhängen, daß die im Untergrund östlich des Peloponnes postulierten internen adriatisch-ionischen Sedimente keine triassischen Gipse enthalten und einer Deckenbildung so starken Reibungswiderstand entgegengesetzten, daß der „Abriß“ hier weiter östlich erfolgte und nur die Tripolitza-Sedimente zur Decke wurden. Die obigen Überlegungen zum unterschiedlichen Deckenbau nördlich und südlich der Linie Patras–Korinth sind selbstverständlich noch weitgehend hypothetisch und bedürfen der kritischen Überprüfung durch diejenigen, die diese Region besser kennen als wir.

Die kretische Talea Ori-Gruppe wird vor allem in Westkreta von Trypali-Marmor überlagert. Er bildet, was allerdings von einigen Autoren bestritten wird, die unterste Decke auf Kreta und wird im folgenden behandelt.

2.1.2. Trypali-Marmor

Er wurde ursprünglich Madara-Kalk genannt (CREUTZBURG 1928) und später von CREUTZBURG & SEIDEL (1975) in Tripali-Einheit nach dem Trypali-Bergland im östlichen Westkreta umbenannt. Beide sollten, wie KOPP & OTT (1977) in einer Fußnote erläutert haben, mit Ypsilon geschrieben werden. Sie selbst benutzen die Bezeichnung Trypalikalk. KRAHL et al. (1981) nannten ihn Tripali-Gruppe. Nach unserer Ansicht besitzt er nicht den Rang einer Gruppe, sondern nur den einer Formation. Wir bevorzugen in Anlehnung an die Bezeichnung Trypalikalk den Formationsnamen Trypali-Marmor, um seine metamorphe Überprägung zu kennzeichnen. Er ist in Westkreta vor allem in den Lefka Ori weit verbreitet und kommt nach der Karte 1:200000 von CREUTZBERG et al. (1977) ebenfalls im westlichen Mittelkreta vor. Das kleine Vorkommen bei Plakias/Lefkojia an der westlichen Südküste von Mittelkreta gehört jedoch zweifellos zum Tripolitza-Kalk (KUSS & MILLER 1978). Diese Verwechslung zeigt bereits deutlich, wie sehr er dem Tripolitza-Kalk ähnelt. Im Typusgebiet, dem Trypali-Bergland, das südwestlich von Rethimnon liegt, erreicht er seine größte Mächtigkeit von rund 800 m. Er lagert tektonisch auf dem Talea Ori-Plattenkalk (externe adriatisch-ionische Zone) und wird tektonisch von der permotriassischen Phyllit-Formation überlagert.

– Die neue Bezeichnung Phyllit-Formation anstelle von Phyllit-Quarzit-Serie und anderer Namen ist nach unserer Ansicht inzwischen notwendig geworden (s. nächstes Kapitel). –

Nach CREUTZBURG & SEIDEL (1975) besteht der Trypali-Marmor aus Dolomiten, dolomitischen Kalken, seltener reinen Kalken, zuckerkörnigen Marmoren, Karbonatbrekzien bis Rauhacken, dunklen Zellendolomiten und Gipseinschaltungen an der Basis. Eine derartige Gipseinschaltung kommt z. B. an der westkretischen Südküste westlich des Kleinhafens Chora Sfakion innerhalb von Rauhacken und dünnplattigen dolomitischen Kalken des Trypali-Marmors vor (s. CREUTZBURG et al. 1977, Karte 1:200000). Der Trypali-Marmor enthält nach OTT (1966) und KOPP & OTT (1977) im Trypali-Bergland oberhalb des Dorfes Assigonia die Kalkalgen

Dissocladella cretica E. OTT (Obertrias–Lias) und

Palaeodasycladus mediterraneus var. *elongatus* PRATURLON

(= *Teutloporella elongatus* SOKAC & NIKLER, Lias).

Die beiden Kalkalgen stammen nicht aus dem Anstehenden, sondern aus einem Blockschutt, der jedoch nach KOPP & OTT (1977) nur aus dem Trypali-Marmor herabgestürzt sein kann. Dieser nicht absolut sichere Nachweis von Liasanteilen im Trypali-Marmor wurde von KRAHL et al. (1981) durch neue Fossilfunde aus den westlichen Lefka Ori indirekt bestätigt. Sie haben im Trypali-Marmor vom Südwestrand des Polje von Omalos die Ostracode

Simeonella ex gr. *brotenorum* (Karnium–Noricum)

gefunden und damit erstmals Obertriasanteile nachgewiesen (KRAHL et al. (1981): Fossilfundpunkt 20 in Abb. 1 und Tab. 1, s. auch zur Lage des Fossilfundpunktes CREUTZBURG & SEIDEL 1975: Berg Truli, westlich Omalos im Profil 2 a der Abb. 2). Kürzlich wurde in Westkreta in den nördlichen Lefka Ori eine

zweite Stelle mit obertriassischen Mikrofossilien

gefunden. Sie stammen aus basalem, Gastropoden führendem Trypali-Marmor vom Gipfel des Psari, der südlich des Dorfes Kambi liegt (freundl. briefl. Mitt. von Herrn Dr. KRAHL, TU München). Der Trypali-Marmor lagert dort tektonisch auf Talea Ori-Plattenskalk (externe adriatisch-ionische Zone), der wie bereits erwähnt vom Lias bis ins Alttertiär reicht. Wegen seiner Mächtigkeit von mindestens 800 m reicht der Trypali-Marmor wahrscheinlich noch über den Jura hinaus bis in die Kreide. Nach Lithologie und Fossilinhalt sedimentierte er sich vorherrschend im flachmarinen Milieu.

Im folgenden werden fünf isolierte Marmorvorkommen von Mittel- und Westkreta auf ihre Zugehörigkeit zum Trypali-Marmor untersucht. Im nördlichen Mittelkreta erstreckt sich zwischen den Dörfern Chonos und Damasta, das an der alten Straße von Iraklion nach Rethimnon liegt, ein schmales etwa 50 m mächtiges Band aus massivem Marmor, das bei Chonos auf dem Talea Ori-Plattenskalk (externe adriatisch-ionische Zone) lagert und durchweg von einem schmalen Band der permotriassischen Phyllit-Formation tektonisch überlagert wird (s. Profil durch das gesamte Mittelkreta). Dieses Marmorband wurde bisher als lokale chertfreie Faziesvertretung des Talea Ori-Plattenskalkes gedeutet (THORBECKE 1969, EPTING et al. 1972). Neuerdings wurde außerdem für das Marmorvorkommen bei Damasta eine Zugehörigkeit zum Trypali-Marmor vorgeschlagen (KOPP & RICHTER 1983). Wir schließen uns dieser Meinung an. Sie kann sich darauf stützen, daß das Marmorband zwischen Chonos und Damasta exakt die gleiche Lagerungsposition wie der westkretische Trypali-Marmor einnimmt und außerdem eine gute lithologische Übereinstimmung vorliegt. Wir müssen jedoch anmerken, daß KOPP & RICHTER die Nordgrenze des Marmorbandes bei Damasta nach unserer Ansicht zu weit nach N verlegt und dadurch Marmore miteinbezogen haben, die zu den Übergangsschichten zwischen Talea Ori-Plattenskalk und Talea Ori-Stromatolith-Dolomit zu stellen sind. Dafür spricht das Streichen (ungefähr E–W) der Übergangsschichten und des basalen Talea Ori-Plattenskalkes in etwas weiter westlich gelegenen Ausbissen am Berg Amalatos (642 m, östlich des Dorfes Aloides) und im angrenzenden Polje von Damasta. Der untere Teil des Berges Amalatos besteht aus Talea Ori-Plattenskalk und der obere Teil aus den Übergangsschichten. Sie folgen hier konkordant und tektonisch ungestört aufeinander. Beide liegen *invers*, weil sie zum Liegendschkel der nach S überkippten Talea Ori-Antiklinale gehören. Die Übergangsschichten ziehen vom Amalatos nach E und bilden die unmittelbar nördlich Damasta liegenden Marmore, die wir deshalb nicht zum Trypali-Marmor rechnen.

Das südlich Rethimnon und östlich Armeni gelegene Wrissenas-Massiv besteht nach DALLWIG (1982) und DALLWIG & KUSS (1982) im Liegenden aus plattigem Chertmarmor, auf den konkordant ein massiger Marmor folgt, der nur sehr wenige Cherts enthält. Darüber lagert am Wrissenas-Gipfel eine Kappe aus Gastropoden-Marmor, der überhaupt keine Cherts führt. Die Bearbeiter deuten den plattigen Chertmarmor als Talea Ori-Plattenkalk und den fast chertfreien, massigen Marmor zusammen mit dem Gastropoden-Marmor als Trypali-Marmor. Er wird als lokale Faziesvertretung des oberen meist reichlich Cherts führenden Talea Ori-Plattenkalk angesehen. Diese Deutung des Trypali-Marmors wurde bereits von XAVIER (1976) für Trypali-Marmor-Vorkommen bei Omalos in den westlichen Lefka Ori (Westkreta) vertreten.

Die neuen oben erwähnten Fossilfunde von KRAHL et al. (1981) zeigen jedoch, daß der Trypali-Marmor obertriassische Anteile besitzt und deshalb nicht als Faziesvertretung des Talea Ori-Plattenkalkes (Lias-Alttertiär) gedeutet werden kann. Da der Trypali-Marmor ältere Anteile besitzt, muß er tektonisch als Decke auf dem Talea Ori-Plattenkalk lagern. Deshalb meinen wir, daß der chertarme, massige Marmor des Wrissenas-Massivs nicht zum Trypali-Marmor gehört, sondern lediglich eine lokale Faziesvertretung des oberen Talea Ori-Plattenkalkes darstellt. Wir stimmen also mit DALLWIG und DALLWIG & KUSS darin überein, daß hier eine lokale Faziesvertretung im Talea Ori-Plattenkalk vorliegt, die wir jedoch nicht als Trypali-Marmor ansprechen. Eine sehr ähnliche Faziesvertretung kommt ebenfalls im Talea Ori-Plattenkalk von Ostkreta vor (WACHENDORF et al. 1980). Würde man annehmen, daß der Gastropoden-Marmor, der als Kappe den Wrissenas-Gipfel bildet, zum unterlagernden chertarmen Talea Ori-Plattenkalk eine tektonische Trennfläche (Deckenbahn) besäße, dann ließe sich der Gastropoden-Marmor als Trypali-Marmor deuten.

Eine wichtige Konsequenz der Befunde von DALLWIG und DALLWIG & KUSS ist nach unserer Ansicht, daß der weiter westlich gelegene Talea Ori-Plattenkalk der Lefka Ori vermutlich ähnliche Faziesvertretungen aus chertarmen, massigen Marmoren enthält, die möglicherweise bisher mit zum Trypali-Marmor gerechnet wurden. Möglich wäre außerdem, daß der Trypali-Marmor nicht durchweg neritisch entwickelt ist, sondern stellenweise Chertmarmore enthalten könnte. Ein Beispiel für derartige lokale Faziesvertretungen innerhalb von neritischen Karbonaten bildet die pelagonische Karbonatplattform, die bekanntlich stellenweise Chertkalke enthält.

Das dritte Vorkommen von mutmaßlichem Trypali-Marmor liegt im südöstlichen Westkreta bei Kalikratis (kleines Dorf westlich Assigonia). Es wurde von KARAKITSIOS (1979) unter der Bezeichnung „Cargneules“ (= Rauhbacken) beschrieben. Sie lagern zwischen dem Talea Ori-Plattenkalk und der Phyllit-Formation, werden maximal 100 m mächtig und bestehen aus Dolomitmarmoren mit Foraminiferen (wahrscheinlich *Glomospirella friedli*, Obertrias), Dolomitoolithen mit einem nicht genauer bestimmbareren Conodonten und aus kavernoösen Kalkmarmoren mit wenig Gips. An ihrer Liegend- und Hangendgrenze sind die Cargneules brekziiert und mylonitisiert. Nach KARAKITSIOS könnten sie als Schubfetzen aus dem norischen Talea Ori-Stromatolith-Dolomit (Formation der tiefsten Einheit von Kreta) stammen oder basalen Tripolitza-Kalk darstellen. Gegen die erste Möglichkeit spricht, daß der Talea Ori-Stromatolith-Dolomit in der näheren und weiteren Umgebung von Kalikratis überhaupt nicht zutage tritt und keinen Gips enthält. Gegen die zweite Deutungsmöglichkeit ist einzuwenden, daß der Tripolitza-Kalk eine höhere tektonische Position einnimmt. Er lagert auf und nicht unter der Phyllit-Formation wie die Cargneules. Nach unserer Ansicht lassen sich die Cargneules am besten mit dem ebenfalls brekziierten, geringmä-

tigen Trypali-Marmor-Vorkommen bei Myriokefala, das etwas weiter östlich von Kalikratis liegt (s. KOPP & OTT 1977: Profil der Abb. 2), und mit den weiter südwestlich gelegenen Gipsen und Rauhewacken des Trypali-Marmors bei Chora Skafion korrelieren (s. CREUTZBURG et al. 1977: Geologische Karte von Kreta).

Die aus Gipsen, Rauhewacken und Dolomiten bestehenden westkretischen Vorkommen von Suja (Nähe Südküste) und Stomion (Nähe Westküste) könnten nach CREUTZBURG & SEIDEL (1975) ebenfalls zum Trypali-Marmor gehören. Sie stimmen lithologisch sehr gut mit den Gipsen, Rauhewacken und Dolomiten des basalen Trypali-Marmors bei Chora Skafion überein und werden ebenfalls wie der Trypali-Marmor von der permotriassischen Phyllit-Formation überlagert. Die von CREUTZBURG & SEIDEL vorgenommene Zuordnung zum Trypali-Marmor wird nach unserer Ansicht durch die neuen Beobachtungen von KRAHL et al. (1981) gestützt. Sie fanden in den etwa 100 m mächtigen Dolomiten von Suja und Stomion, die die dortigen rund 400 m mächtigen Gipse mit Dolomit- und Rauhewackeneinschaltungen überlagern, obertriassische Fossilien. Bedeutungsvoll ist, daß dieser 100 m-Dolomit die Ostracode

Simeonella ex gr. *brotzenorum* (Karnium—Norium)

enthält (s. KRAHL et al. 1981: Fossilfundpunkte 9 und 13 in Abb. 1 und Tab. 1), da genau diese Ostracodenart ebenfalls, wie bereits erwähnt, im weiter östlich bzw. nordöstlich gelegenen Trypali-Marmor von Omalos vorkommt. Der obertriassische Fossilfund zeigt, daß die Vorkommen von Suja und Stomion nicht nur nach tektonischer Position und Lithologie, sondern ebenfalls nach Alter und einer Ostracodenart mit dem basalen Trypali-Marmor übereinstimmen. Deshalb meinen wir ebenfalls, daß die 400 m mächtigen Gipse mit ihren Einschaltungen und die darüber liegenden 100 m mächtigen Dolomite der Vorkommen von Suja und Stomion die untersten Schichten des Trypali-Marmors repräsentieren. Sie eigneten sich vorzüglich als Abscherungs- und Bewegungshorizont der Trypali-Marmor-Decke.

Die Zonenzugehörigkeit des Trypali-Marmors ist umstritten. Er wurde von KUSS & THORBECKE (1974) wegen seiner neritischen Ausbildung mit dem Tripolitza-Kalk korreliert und in die Tripolitza-Zone eingeordnet. Damals war seine tiefere tektonische Position unterhalb der permotriassischen Phyllit-Formation noch nicht bekannt. CREUTZBURG & SEIDEL (1975) konnten als erste zeigen, daß der Trypali-Marmor tatsächlich von der permotriassischen Phyllit-Formation überlagert wird. Sie deuteten ihn jedoch als Substratum des permotriassischen Phyllits. Diese stratigraphische Einstufung ist inzwischen durch die neuen obertriassischen Fossilfunde aus dem Trypali-Marmor eindeutig widerlegt worden. Dagegen wurde der Trypali-Marmor von XAVIER (1976) zur tiefsten Einheit von Kreta gestellt und als Faziesvertretung des oberen Talea Ori-Plattenkalkes angesehen. Diese Zuordnung wird neuerdings ebenfalls von DALLWIG (1982) und DALLWIG & KUSS (1982) vertreten, was bereits bei der Beschreibung des Wrissenas-Massivs weiter oben erwähnt wurde. Dem steht entgegen, daß der Trypali-Marmor aufgrund der oben aufgeführten Fossilfunde ohne Zweifel bis in die Obertrias hinabreicht und damit ältere Anteile als der direkt unterlagernde Talea Ori-Plattenkalk besitzt.

Von KOPP & OTT (1977) und KOPP (1978) wird der Trypali-Marmor in die Tripolitza-Zone eingeordnet. Sie rechnen ihn jedoch nicht zum Tripolitza-Kalk, sondern zum externen Bereich der Tripolitza-Zone. Er wird entsprechend seiner heutigen Lagerungsposition paläogeographisch zwischen die Talea Ori-Gruppe im S und der permotriassischen Phyllit-Formation im N plaziert. Die kretische Tripolitza-Gruppe

wird nördlich der Phyllit-Formation beheimatet. In dieser paläogeographischen Rekonstruktion wird die Phyllit-Formation als Repräsentant einer eigenständigen Subzone innerhalb der Tripolitza-Zone angesehen.

JACOBESHAGEN et al. (1978 b) meinen, daß der Trypali-Marmor entweder zum externsten Bereich der Tripolitza-Zone oder zur adriatisch-ionischen Zone gehört. In beiden Fällen wird er unmittelbar nördlich der kretischen Talea Ori-Gruppe beheimatet. In einem der beiden Fälle deutet man den Trypali-Marmor als stratigraphisch Hangendes der permotriassischen Phyllit-Formation. Diese Zuordnung befürworten neuerdings auch KRAHL et al. (1981). Sie entdeckten, daß die neugefundenen Fossilien aus der westkretischen Phyllit-Formation vom Hangenden zum Liegenden jünger werden und schlossen daraus, daß die Phyllit-Formation mitsamt dem unterlagernden Trypali-Marmor invers läge und beide Formationen einen stratigraphischen Verband bilden würden.

Wir halten diese Vorstellung für eine gute Idee, weil beide Formationen altersmäßig aufeinander passen, beide metamorph sind und die Frage nach dem stratigraphisch Hangenden der permotriassischen Phyllit-Formation beantwortet wird. Nur haben wir gegen eine totale inverse Lagerung der beiden auf Kreta weitverbreiteten Formationen noch Vorbehalte. Möglicherweise lassen sich die Befunde von KRAHL et al. auch durch lokale Inversionen und Überschiebungen erklären. Weiterhin ist zu erwägen, um die heutige tektonische Position der Phyllit-Formation auf dem Trypali-Marmor zu erklären, ob der Trypali-Marmor von seinem Substratum (Phyllit-Formation) abgeschert nach S verfrachtet und später von der Phyllit-Formation überfahren worden sein könnte.

Hinsichtlich der zonalen Einordnung des Trypali-Marmors meinen wir wie KOPP & OTT (1977), KOPP (1978) und JACOBESHAGEN et al. (1978 a), daß er in den externsten Bereich der Tripolitza-Zone nördlich der Talea Ori-Gruppe einzuordnen ist. Dafür sprechen seine lithologischen und altersmäßigen Übereinstimmungen mit dem für die Tripolitza-Zone typischen Tripolitza-Kalk und seine tektonische Position direkt auf dem Talea Ori-Plattenkalk (externe adriatisch-ionische Zone). Da wir davon ausgehen, daß die Phyllit-Formation das Substratum des Trypali-Marmors bildete und keine eigenständige Subzone repräsentiert, grenzte der Trypali-Marmor nach unserer paläogeographischen Rekonstruktion im N direkt an die kretische Tripolitza-Gruppe. Selbstverständlich kann man die Ansicht vertreten, daß die permotriassische Phyllit-Formation eine eigenständige Subzone repräsentiere, die sich dann zwischen dem Trypali-Marmor und der Tripolitza-Gruppe erstreckt haben müßte. Sie besitzt jedoch den Mangel, daß die Frage nach den jüngeren Schichten (Obertrias—Alttertiär) dieser Subzone nicht beantwortet werden kann.

2.1.3. Phyllit-Formation

Der an der Basis des kretischen Tripolitza-Kalkes vorkommende permotriassische Phyllit wurde im Laufe seiner Erforschungsgeschichte ganz unterschiedlich bezeichnet:

Terrains metamorphiques	{CAYEUX 1902}
Kretisches Metamorphikum	{WURM 1950}
Phyllades	{PAPASTAMATIOU & REICHEL 1956}
Phyllit-Quarzit-Serie	{SEIDEL 1968, CREUTZBURG & SEIDEL 1975, WACHENDORF et al. 1980}

Talea Ori-Phyllit	(EPTING et al. 1972)
Phyllades de Tripolitza (Tripolitza-Phyllit)	(BONNEAU 1973, KUSS & THORBECKE 1974)
Phyllit-Serie	(WACHENDORF et al. 1974).

Diese sieben Bezeichnungen meinen das Gleiche und synonym. Die Begriffe Phyllit-Quarzit-Serie im Sinne von SANNEMANN & SEIDEL (1976) und SEIDEL (1978), Phyllitserie im Sinne von KOPP & OTT (1977) und Phyllit-Quarzit-Gruppe im Sinne von KRAHL et al. (1981) sind enger gefaßt. Sie beinhalten nicht mehr die obersten nur stellenweise auftretenden Anteile, die als Tonschiefer-Karbonat-Folge (SANNEMANN & SEIDEL 1976) oder mit etwas tiefer verlaufender Hangendgrenze als Rabdoucha-Schichten (KOPP & OTT 1977) abgetrennt wurden.

Noch enger ist der hier neu eingeführte Name Phyllit-Formation gefaßt, da er die obertriassischen Gipse und Dolomite (Norium) von Suja und Stomion in Westkreta

nicht mehr beinhaltet. Sie werden, wie im vorhergegangenen Kapitel erläutert, als basale Schichten des Trypali-Marmors angesehen (s. auch CREUTZBURG & SEIDEL 1975). Ob die ostkretischen Gipse von Sfaka ebenfalls abgetrennt und dem Trypali-Marmor zugeordnet werden müssen, läßt sich derzeit nicht entscheiden.

Die Phyllit-Formation grenzt mit einer tektonischen Trennfläche an die überlagernde Tripolitza-Gruppe. Sie verläuft meist an der Basis des Tripolitza-Kalkes und ist dann aufgrund des Materialunterschiedes oder eines mehrere Meter mächtigen Mylonites aus Tripolitza-Kalk-Material gut erkennbar. Haben sich an der Basis des Tripolitza-Kalkes noch Rabdoucha-Schichten erhalten, dann ist die Obergrenze der Phyllit-Formation schlecht oder gar nicht erkennbar, da die Rabdoucha-Schichten recht ähnlich aussehen und sich nur durch eine geringere anchimetamorphe Überprägung abheben. Deshalb ist die Grenze zwischen Phyllit-Formation und Rabdoucha-Schichten im östlichen Mittelkreta (Lassithi-Gebirge) und in Ostkreta stellenweise noch ungeklärt (KOPP & OTT 1977). Wir sind uns z. B. nicht klar darüber, ob die von WACHENDORF et al. (1980) beschriebene anchimetamorphe Phyllit-Quarzit-Serie von Neapolis im nordwestlichen Mittelkreta komplett zu den Rabdoucha-Schichten gehört oder ob nur ihre oberen Anteile den Rabdoucha-Schichten und ihre unteren Anteile der Phyllit-Formation angehören. Die zweite Möglichkeit ist nicht völlig ausgeschlossen, da die Phyllit-Quarzit-Serie von Neapolis offensichtlich in einen oberen und unteren Anteil gegliedert werden kann. Für die Autoren selbst stellt sich dieses Problem nicht, da sie annehmen, daß die Phyllit-Formation zum Substratum des Tripolitza-Kalkes gehört und deshalb nicht von den überlagernden Rabdoucha-Schichten abgetrennt zu werden braucht.

Die Liegendgrenze der Phyllit-Formation besteht aus einer Deckenbahn. Sie lagert nach unserer Ansicht auf einer Abtragungsoberfläche, die aus dem Trypali-Marmor und dort, wo er fehlt, aus der Talea Ori-Gruppe gebildet wird. Dieses läßt sich im nördlichen Mittelkreta in den Talea Ori einwandfrei nachweisen. Dort lagerte die Phyllit-Formation und liegt teilweise heute über eine E-W-Länge von mindestens 23 km und eine N-S-Breite von mindestens 6 km auf dem Liegendschenkel der nach

S überkippten Talea Ori-Antiklinale, deren Faltenknie vor der Deckenüberschiebung erodiert wurde (s. beiliegendes Profil durch Mittelkreta sowie EPTING et al. 1972). — Der Hangendschenkel der großen Talea Ori-Antiklinale liegt vorherrschend im Meer verborgen. — Außerdem gibt es nach KOPP & OTT (1977) in Westkreta bei Assigonia/Myriokefala Hinweise dafür, daß die Phyllit-Formation dort auf einer Abtragungsoberfläche aus Trypali-Marmor liegen könnte. Eine Abtragung vor der Deckenüberschiebung würde erklären, weshalb die Phyllit-Formation sowohl auf der Talea Ori-Gruppe als auch auf dem Trypali-Marmor lagert. Weiterhin würde verständlich, weshalb an der Basis dieser Deckenüberschiebung überhaupt kein Flysch als Deckenscheider auftritt, abgesehen von den kümmerlichen und nur sporadisch auftretenden Vorkommen (Kavros-Schichten, ca. 80 m) am Top des Talea Ori-Plattenkalkes.

Die auf Kreta weitverbreitete Phyllit-Formation besteht nach SEIDEL (1978) aus Lawsonit-, Chloritoid-, Pyrophyllit-, Magnesitkarpholitschiefern, Lawsonit-Chloritoid-schiefern, Chlorit-Albit-Muskovitschiefern, Quarziten, Metakonglomeraten, Kalk- und Dolomitmarmoren, Gipsen mit Rauhdecken (nach KOPP & OTT (1977): s. NW-Kreta bei Rabdoucha, n. ZAGER 1969; s. Gipsvorkommen bei Marathos an der alten Straße Iraklion—Rethimnon). Lokal enthält er alkalibasaltische Gänge, in denen Glaukophane gesproßt sind, sowie andesitische Metavulkanite. Außerdem enthält er in Ostkreta bei Skafa Späne aus Almandin führenden Metamorphiten (Orthoamphibolite, Glimmerschiefer, Gneise), deren variszisches Alter durch radiometrische Altersmessungen ermittelt wurde (SEIDEL 1978, s. auch THORBECKE 1974). Diese Metamorphit-Späne weisen darauf hin, daß die Phyllit-Formation ursprünglich vor der Deckenbildung transgressiv ? auf einem variszischen Grundgebirge gelegen haben könnte, das als Quarz- und Tonminerallieferant der Phyllit-Formation und der Rabdoucha-Schichten in Betracht käme. Außerdem darf man daran denken, daß sich im kretischen Längenbereich des Tripolitza-Sedimentationsraumes, also vermutlich noch im Bereich der afrikanischen Platte, eine variszische Gebirgsbildung ereignet haben könnte. Daran knüpft sich wiederum ein gewisser Verdacht dafür, daß im Längenbereich Griechenland die afrikanische und europäische Platte durch ein variszisches Gebirge miteinander verschweißt waren und ihre Trennung, also die Öffnung des Tethys-Ozeans oder anders ausgedrückt das Ocean-Floor-Spreading, in diesem Längenbereich erst später im Perm oder der Trias erfolgte. Nach KAUFFMANN (1978) begann diese Plattentrennung im Längenbereich Griechenland, die auch als "cassure tethysienne" (ARGYRIADIS 1975) bezeichnet wird, vermutlich zur Zeit der Trias. Wir haben im Einleitungskapitel bereits darauf hingewiesen. Ferner sei darauf verwiesen, daß eine derartige Plattentrennung weiter westlich im Bereich der Alpen etwas später einsetzte. Der penninische Trog und seine ozeanische Kruste wurden bekanntlich frühestens ab Lias gebildet (s. z. B. BÖGEL & SCHMIDT 1976: Abb. 6).

Die Phyllit-Formation wird in Westkreta mindestens 2150 m mächtig (KRAHL et al. 1981: Mächtigkeiten der Formationsglieder 1–8 der Tab. 1). Sie reicht vom Perm bis in die Mitteltrias. — Aufgrund der von uns vorgenommenen engeren Abgrenzung der Phyllit-Formation reicht sie nicht bis in die Obertrias. Die bisherigen Obertriasfossilien stammen aus den überlagernden Rabdoucha-Schichten (s. nächstes Kap.). Triasanteile sind seit CAYEUX (1902) bekannt. Er fand in den „calcaires phylliteux“ von Westkreta folgende Fauna:

Ammonites sp., Gastropoden, *Cardinia* sp., *Myophoria* sp. oder *Myophoriopsis* sp., *Nucula* sp., *Mytilus* sp., *Arvicula* sp.?, *Cassianella* sp., *Pecten* sp., *Ostrea* sp., *Spiriferina* sp. und *Encrinurus* sp.

Der Nachweis von Trias wurde später durch Myophorienfunde bestätigt (TATARIS & CHRISTODOULOU 1965, SEIDEL 1968). Neuerdings konnten KRAHL et al. (1981) zahlreiche Mikrofossilien, von denen wir nur die allerwichtigsten aufführen, nachweisen, so daß jetzt folgende Zeiteinheiten innerhalb der Phyllit-Formation unterscheidbar sind:

Mitteltrias	<i>Endothyra</i> sp.
obere Untertrias	<i>Meandrospira pusilla</i>
Perm	Fusulinen.

Nicht allgemein anerkannt ist, ob die von EPTING et al. (1972) im nördlichen Mittelkreta bei Sisses am Berg Skilarmi gefundenen skythischen Conodonten und die von PASTAMATIIOU & REICHEL (1956) bei Skafa in Ostkreta gefundene Kalkalge („sehr wahrscheinlich *Mizzia velebitana*“, Perm) zur Phyllit-Formation gehören. Nach KUSS & THORBECKE (1974) könnten diese aus Schubfetzen stammen, die bei der Deckenbildung aus fremdem Untergrund abgeschürft und in die Phyllit-Formation eingespießt wurden. Besonders für die Conodonten führenden Karbonatbrocken des Skilarmi besteht der Verdacht, daß sie von der Sisses-Formation der im nördlichen Mittelkreta invers liegenden Talea Ori-Gruppe abgeschürft wurden. Die Sisses-Formation besteht aus ähnlichen Karbonaten und enthält aufgrund neuer Fossilfunde ebenfalls skythische Conodonten (KÖNIG & KUSS 1980). Folglich bleibt der Nachweis von Skythium innerhalb der Phyllit-Formation fraglich.

Die unteren Anteile der bereits erwähnten Phyllit-Quarzit-Serie von Neapolis im nordöstlichen Mittelkreta enthalten nach WACHENDORF et al. (1980) eine triassische Kalkeinlagerung mit *Cidaris*- und Cyanophyceenknollen und der Koralle *Thecosmilia* aff. *badiotica*. Vermutlich gehören diese etwa 300 m mächtigen unteren Anteile zur Phyllit-Formation, wodurch der Nachweis von Trias nochmals bestätigt werden würde. Wichtiger für die Altersabgrenzung der Phyllit-Formation wären die etwa 100 m mächtigen oberen Anteile der Phyllit-Quarzit-Serie von Neapolis, da sie obertriassische Fossilien enthalten. Rechnet man sie zur Phyllit-Formation, dann besäße sie auch obertriassische Anteile. Wir haben jedoch wegen ihrer sehr schwachen Metamorphose den Verdacht, daß sie eher zu den Rabdoucha-Schichten zu stellen sind. Deshalb führen wir ihre Fossilien dort auf (s. nächstes Kapitel).

Nach Fossil- und Gesteinsinhalt ist die Phyllit-Formation aus flachmarinen, permischen bis mitteltriassischen Sedimenten hervorgegangen, in die stellenweise alkali-basaltische und andesitische Vulkanite intrudierten. Der Nachweis von Obertrias steht noch aus. Diese Gesteine wurden zunächst von einer Hochdruck-Tiefemperatur-Metamorphose (Lawsonit, Glaukophan, Pumpellyit) und dann von einer gewöhnlichen Metamorphose der Grünschieferfazies (Chloritoid, Epidot) überprägt (CREUTZBURG & SEIDEL 1975, SEIDEL & OKRUSCH 1978, SEIDEL 1978). Nach den intensiven Forschungen von SEIDEL (1978) erfolgte die Hochdruck-Tiefemperatur-Metamorphose in Ostkreta bei 200–300 Grad Celsius und 3–4 kb und in Westkreta bei 300–400 Grad Celsius und 7–9 kb. Zur Erklärung der hohen Drucke werden Gesteinsauflasten von 11–14 km bzw. 25–32 km angenommen. Eine exakte Datierung der beiden Metamorphosen ist noch nicht gelungen. Die zahlreichen radiometrischen Altersmessungen der Phyllit-Formation schwanken zwischen 104 und 21 Ma (Oberkreide–Untermiozän). Nach SEIDEL (1978) erscheint ein oberoligozänes bis untermiozänes Alter am wahrscheinlichsten. Die metamorphe Überprägung der Phyllit-Formation ist sicher älter als das transgressive Neothethon von Kreta, das im Serravallium beginnt und nicht metamorphosiert wurde (s. Kap. 2.1.11.).

Die Genese der druckbetonten Metamorphose ist umstritten. Zur Erklärung der sehr hohen Metamorphosedrucke nimmt SEIDEL (1978) an, daß die Phyllit-Formation subduziert wurde. Da die ermittelten Temperaturen relativ niedrig liegen, wird angenommen, daß der Transport in die Tiefe und zurück so rasch erfolgte, daß sich z. B. die in 32 km Tiefe zu erwartenden Temperaturen nicht vollständig auf die Phyllit-Formation übertragen hätten.

Dagegen erklären andere Autoren, wie z. B. WACHENDORF et al. (1980), die enorm hohen Drucke nicht allein durch Gesteinsauflast, sondern durch eine Addition von wesentlich weniger Gesteinsauflastdruck, Streß und Flüssigkeitsüberdrücken. Nach dieser Vorstellung sind wesentlich geringere Tiefenlagen bzw. Gesteinsauflasten erforderlich, so daß die Mächtigkeit des überlagernden Deckenstapels ausreichte.

In beiden Modellen werden die extrem hohen Drucke als gesichert angesehen. Man muß sich jedoch fragen, ob die bei der Herstellung von Hochdruckmineralen und Hochdruckparagenesen experimentell ermittelten Drucke für natürlich gesproßte Hochdruckparagenesen ebenfalls gelten, weil sie im Experiment wesentlich schneller erzeugt werden als in der Natur. Möglicherweise ist der Druck zeitabhängig, so daß sich der Druckfaktor vermindert, wenn sich der Zeitfaktor erhöht.

Die verschiedenen Meinungen über die Genese der Tieftemperatur-Hochdruck-Metamorphose haben sich auf die Bestimmung der exakten Position der Phyllit-Formation innerhalb der Tripolitza-Zone ausgewirkt. Die Anhänger der „flachen“ Metamorphose meinen aus stratigraphischen Gründen, daß die permotriassische Phyllit-Formation als Substratum des überlagernden Tripolitza-Kalkes (Obertrias–Eozän) anzusehen sei (KUSS & THORBECKE 1974, WACHENDORF et al. 1980). Sie können den Metamorphosesprung zwischen Phyllit-Formation und Tripolitza-Kalk nicht befriedigend erklären. Die Anhänger der „tiefen“ Metamorphose trennen die Phyllit-Formation vom Tripolitza-Kalk ab und deuten sie als Repräsentant einer eigenständigen Subzone bzw. Zone, die paläogeographisch extern zum Tripolitza-Kalk zu beheimaten ist (z. B. KOPP & OTT 1977, SEIDEL 1978). Sie können die Frage nach dem stratigraphisch Hangenden der Phyllit-Formation nicht beantworten.

Schließlich besteht als dritte Möglichkeit, die Phyllit-Formation als Substratum des Trypali-Marmors zu deuten (z. B. KRAHL et al. 1981). Diese Zuordnung besitzt den Vorteil, daß das stratigraphisch Hangende genannt werden kann und das Problem eines Metamorphosesprunges nicht auftaucht. Der Trypali-Marmor ist über seine gesamte Mächtigkeit von grob 800 m metamorph. Leider führt diese Zuordnung zu einem neuen Problem, da die ältere Phyllit-Formation heute auf dem jüngeren Trypali-Marmor lagert. KRAHL et al. (1981) nehmen an, daß beide Formationen invers liegen. Wir sind zwar auch der Ansicht, daß die Phyllit-Formation am ehesten als Substratum des Trypali-Marmors gedeutet werden kann, haben jedoch gegenüber einer Rieseninversion noch Vorbehalte. Möglicherweise lassen sich die Befunde von KRAHL et al. auch durch lokale Inversionen und Überschiebungen erklären. Dazu folgende Hypothese:

Die Phyllit-Formation und der Trypali-Marmor erlitten im Bereich einer externen Tripolitza-Zone eine druckbetonte Metamorphose. Der Trypali-Marmor wurde dann von seinem Substratum, der Phyllit-Formation, abgeschert und als Decke nach S auf den Talea Ori-Plattenkalk (adriatisch-ionische Zone) verfrachtet und stoppte die dortige Flyschsedimentation. Eine anschließende Erosion erfaßte den Trypali-Marmor und griff bereichsweise bis auf den Talea Ori-Plattenkalk hinab. Danach überfuhr die Phyllit-Formation diese Erosionsoberfläche.

Die obige Hypothese bedeutet, daß die Phyllit-Formation als Substratum des Trypali-Marmors gedeutet werden kann, ohne daß beide Formationen total invers liegen müssen. Sie bietet weiterhin eine Erklärung für die dürftige Flyschsedimentation auf dem Talea Ori-Plattenkalk und das totale Fehlen eines Flysches, also eines Deckenscheiders, zwischen dem Trypali-Marmor und der Phyllit-Formation. Einen entscheidenden Beitrag zur Genese der druckbetonten Metamorphose der Phyllit-Formation können wir jedoch mit der obigen Hypothese nicht leisten. Wir neigen jedoch im Gegensatz zu früher zu der Ansicht, daß sie subduziert wurde.

Hinsichtlich ihrer zonalen Zuordnung sind wir der Meinung, daß sie zusammen mit dem Trypali-Marmor zur externen Tripolitza-Zone zu stellen ist. Wir räumen jedoch ein, daß sie auch als Repräsentant einer neuen Subzone der Tripolitza-Zone aufgefaßt werden kann. Eine Zuordnung zur kretischen Tripolitza-Gruppe erscheint uns aus heutiger Sicht wenig wahrscheinlich.

2.1.4. Tripolitza-Gruppe

Die nächsthöhere Einheit des kretischen Deckengebäudes besteht aus der Tripolitza-Gruppe. Sie reicht von der Obertrias bis ins Unteroligozän und läßt sich in drei Formationen gliedern, die vom Liegenden zum Hangenden als Rabdoucha-Schichten, Tripolitza-Kalk und Tripolitza-Flysch bezeichnet werden.

Rabdoucha-Schichten

Sie wurden von KOPP & OTT (1977) im äußersten NW von Kreta in der Umgebung des Dorfes Rabdoucha auskartiert und präzise definiert. Die dortigen Schichten hatten SANNEMANN & SEIDEL bereits 1976 bearbeitet und als „Tonschiefer-Karbonat-Folge“ beschrieben. Ihre Obergrenze liegt etwas höher als die der Rabdoucha-Schichten. Wegen dieser zu hohen Abgrenzung gegen den Tripolitza-Kalk und des umständlichen Namens bevorzugen wir den Formationsnamen Rabdoucha-Schichten.

Sie werden im Typusgebiet mindestens 300 m mächtig und bestehen hauptsächlich aus dunklen Schiefer-tonen mit olivgrünen Verwitterungsfarben und mattgrauen Farbtönen an frischen Bruchstellen. Sie enthalten helle grobe Arkosen, Sandsteinbänke, dünne karbonatische Bänke und violett verwitternde Schiefer. Sie gehen allmählich unter Abnahme der klastischen Bestandteile und Zunahme der Karbonate in den hangenden Tripolitza-Kalk über. Die Obergrenze ist unscharf und wird dort gezogen, wo der Karbonatanteil überwiegt. Die Rabdoucha-Schichten sind nach SANNEMANN & SEIDEL anchimetamorph und unterscheiden sich im wesentlichen durch diesen sehr geringen Metamorphosegrad von der mit tektonischem Kontakt unterlagernden epimetamorphen Phyllit-Formation. Nach KOPP & OTT sind sie vermutlich identisch mit den „phyllades noirs“ von CAYEUX, den „blauen Tonschiefern und Quarziten“ von WURM und der „Tonschiefer-Kalkstufe“ von MARTINI.

Die Rabdoucha-Schichten kommen noch an mehreren Stellen auf Kreta vor, und zwar im östlichen Westkreta bei Argyroupolis, im nordöstlichen Mittelkreta bei Krasi/Kera und Vryses sowie in Ostkreta südöstlich Sitia bei Amikou, Roussa Ekklisia und Kryoneri. In Ostkreta sind die Rabdoucha-Schichten mit etwa 600 m wesentlich mächtiger als in Westkreta und enthalten dort einen erheblich größeren Anteil an vio-

letten Schiefern (KOPP & OTT 1977, s. auch WACHENDORF et al. 1974: Rotschiefer-Serie südlich des Askordalia-Koprokefala-Gewölbes in Profil 1b der Abb. 3, BAUMANN et al. 1977: Violettschiefer mit rinnenförmigen Quarzitsträngen auf S. 500 unten).

Gerade diese Violettschiefer sind nach unserer Ansicht aus Korrelationsgründen sehr wichtig, da sehr ähnliche Violettschiefer ebenfalls in der Val Camere-Formation der Inseln Kalymnos und Leros vorkommen, die vor der türkischen Küste liegen. Die Rabdoucha-Schichten lassen sich wahrscheinlich mit der Val Camere-Formation korrelieren, die nach unserer Auffassung zur tiefsten Einheit des Kykladen-Menderes-Fensters gehört (s. Kapitel 3.1.2. Kalymnos und 3.1.5. Korrelationen).

In den Rabdoucha-Schichten sind von verschiedenen Autoren zahlreiche Fossilien gefunden worden (s. Tab. 1). Sie sprechen für eine Alterseingrenzung auf Ladinium bis Karnium. Mit norischen Anteilen ist kaum zu rechnen, da der überlagernde Tripolitza-Kalk sehr wahrscheinlich spätestens im Unternorium beginnt (KUSS & MILLER 1978, s. unten). Nach Fauna, Flora (*Equisetites* sp.) und Lithologie sind die Rabdoucha-Schichten aus flachmarinen, land- oder inselnahen Sedimenten hervorgegangen und während der tertiären Deckenbildungen anchimetamorph überprägt worden.

Tab. 1: Zusammenstellung der Fossilfunde aus den Rabdoucha-Schichten der kretischen Tripolitza-Gruppe. Die Zuordnung des höheren Fossilhorizontes von CAYEUX und der FYTROLAKISschen Fossilfunde zu den Rabdoucha-Schichten geht auf SANNEMANN & SEIDEL (1976) und KOPP & OTT (1977) zurück. Die Zugehörigkeit der oberen Anteile der Phyllit-Quarzit-Serie von Neapolis zu den Rabdoucha-Schichten und nicht zur Phyllit-Formation ist nicht gesichert und wird lediglich von uns vermutet.

Höherer Fossilhorizont von CAYEUX (1902)

Myophoria sp., *Myophoria* sp. oder *Myophoriopsis* sp., *Myophoricardium* sp.?, *Arca* sp., *Pecten* sp.

Typusgebiet bei Rabdoucha in NW-Kreta (WURM 1950)

Myophoria whateleyae BUCH (Karnium) gleich *Costatoria inaequicostata* KLIPPSTEIN, *Myophoriopsis* sp.?, *Leda* sp.?, *Equisetites* sp.

Ostkreta (FYTROLAKIS 1967)

Myophoria cf. *whateleyae* (= *Costatoria* cf. *inaequicostata*), *Anoplophora* sp., Crinoiden, Brachiopoden.

Muschelfauna aus dem Ladinium-Karnium (SANNEMANN & SEIDEL 1976)

Mysidioptera sp., *Myophoriopsis* sp. (= *Astartopsis* v. WÖHRMANN), *Myoconcha* sp., *Pteria* sp., *Cultrioptis* (*Angustella*) sp., *Pleuromya* sp.?

Oberer Teil der Phyllit-Quarzit-Serie von Neapolis/Mittellkreta (WACHENDORF et al. 1980)

Gervillia sp. (aff. *Cultrioptis* sp.) ex gr. *G. angusta*, *Cardita* aff. *crenata*, *Cassianella* sp., *Nucula* sp., Pectinide (verm. *Entolium* sp.), *Costatoria inaequicostata* KLIPPSTEIN gleich *Myophoria whateleyae* BUCH; Alter: Trias.

Agathammina austroalpina, Involutinen aus der Gruppe um *I. sinuosa*; Alter: Obertrias.

Tripolitza-Kalk

Er bildet das stratigraphisch Hangende der Rabdoucha-Schichten und beginnt bereits in der Obertrias, die kürzlich durch Ammonitenfunde (aff. *Cyrtopleuritis herodoti*, Oberkarnium–Unternorium, KUSS & MILLER) und Conodonten (Oberkarnium–Obernorium, BONNEAU & KARAKITSIOS) in den untersten Schichten des kretischen Tripolitza-Kalkes nachgewiesen wurde. Der von KOPP & OTT bei Rabdoucha in Westkreta in basalem Tripolitza-Kalk entdeckte Ammonit, welcher zunächst als *Paraceratites* sp. (Anisium) bestimmt wurde, ist nach KUSS & MILLER identisch mit juvenilen Exemplaren des mittelkretischen aff. *Cyrtopleuritis herodoti*, so daß Anisium nicht mehr als nachgewiesen gelten kann.

Der Tripolitza-Kalk wird etwa 1000 m mächtig, ist nur an einigen basalen Stellen marmorisiert und durchweg neritisch entwickelt (ZAGER 1972). Er enthält nach LEPPIG (1974/78) Bathonium–Callovium, Kimmeridgium, Barremium–Albium, Obercenomanium–Unterturonium, Turonium–Campanium, unterstes und mittleres Illerdium und Biarritzium. Außerdem hat er eine neue Foraminiferenart *Praekurnubia cretica* LEPPIG geliefert (LEPPIG 1976). Der kretische Tripolitza-Kalk endet vorwiegend an der Wende Mittel-/Obereozän. In Westkreta reicht er nach SEIDEL (1968) noch ins Obereozän.

Durch unsere Fossilfunde im Tripolitza-Kalk von Mittelkreta, die in der Tab. 2 auf der nächsten Seite aufgelistet und deren Fundpunkte in der beiliegenden „Geologischen Karte des südlichen Mittelkretas“ verzeichnet sind, konnte unteres Illerdium bestätigt und zusätzlich Obereozän auch in Mittelkreta nachgewiesen werden. Im allgemeinen endet der Tripolitza-Kalk an der Wende Mittel-/Obereozän. An wesentlich Neuem hat sich ergeben, daß der Tripolitza-Kalk nicht nur konkordant, sondern stellenweise auch diskordant von Tripolitza-Flysch überlagert wird. An den diskordanten Stellen, wie z. B. an der Südböschung des Feldweges Kamariotis–Aimonas, etwa 2,2 km westlich des Dorfes Kamariotis (zentrales Mittelkreta bei Gonies) oder nördlich Aj. Warwara westlich der Straße Iraklion – Aj. Warwara (s. beiliegende geol. Karte), liegt der Tripolitza-Flysch auf einem gut erkennbaren Karstrelief, das sich in den Tripolitza-Kalk eingetieft hat.

Tripolitza-Flysch

Er reicht vom Obereozän bis ins Oligozän (SEIDEL 1968, BONNEAU 1970) und ist in Mittelkreta mindestens 400 m mächtig. Im zentralen Mittelkreta bei Gonies besteht er vorwiegend aus Sandsteinen und untergeordnet aus Mergeln, Konglomeraten, Detrituskalkbänken und Radiolaritlagen. Er enthält zahlreiche Komponenten aus den tektonisch überlagernden Einheiten wie der Olonos–Pindos-Decke, der Vatos-Einheit und der Ophiolith-Decke (s. Tab. 3 und Beilg. 1). Im südlichen Mittelkreta im Asterusia-Gebirge östlich der Straße von Lukia nach Kapetaniana hinauf konnte erstmals ein unteroligozäner Anteil im Tripolitza-Flysch nachgewiesen werden. Er besteht aus einer 380–390 m mächtigen monotonen Wechselfolge von dünnen Mergel-, Kalksandstein- und Sandsteinbänken, in die sich drei mehrere Meter mächtige Detrituskalkbänke einschalten. Sie enthalten neben unteroligozänen Foraminiferen viele umgelagerte neritische Bioklasten vorwiegend aus dem Eozän, für die als Hauptlieferant der Tripolitza-Kalk in Frage kommt.

Tab. 2: Mikrofossilien aus dem Tripolitza-Kalk von Mittelkreta (det. L. HOTTINGER). Fundpunkte siehe beiliegende geologische Karte.

Pr. 262 (Psiloriti).

Alveolinen cf. *A. fusiformis*, Bolivinen, *Dendritina* sp., fragliche *Halkyardia minima*, *Pseudochrysalidina* sp., kleine Rotalien, rotaloide Formen, Valvuliniden; Alter: wahrscheinlich Biarritzium.

Pr. 315 (3 km nördl. Aj. Warwara).

Biosparit. *Alveolina* cf. *fusiformis*, Milioliden, spirulinaartige Ophthalmidien, *Pseudochrysalidina* sp., Rotalien der Gruppe *R. trochidiformis*, Valvuliniden; Alter: Biarritzium?

Pr. 319 a (Kap Trachulas, S-Küste des Asterussia-Gebirges).

Kleine gestreifte Nummuliten, granulierten Nummuliten der Gruppe *N. partschi*, Operculinen aus der Gruppe *O. parva* DUVIER (M. Eozän); Alter: Mitteleozän oder jünger.

Pr. 319 b (wie oben).

Lituonella roberti, *Pseudochrysalidina* sp., große Rotalie (neue Rotaliengattung), Spirulinen, Valvuliniden; Alter: Biarritz oder jünger.

Pr. 319 c (wie oben).

Algen, Amphisteginen, *Baculogypsinoides tetraedra* (GÜMBEL), *Heterostegina reticulata* (ab O. Eozän), *Orbitoides* sp. aus der Gruppe *O. minimus* HENSON, *Pellatispira maderaszi*, neue Gattung aus der Gruppe *Pellatispira* mit Nebenkammern, *Sphaerogypsina globulus* (ab M. Eozän); Alter: Obereozän.

Pr. 319 d (wie oben).

Actinocyclusen, Amphisteginen, Asterocyclusen, Bolivinen, Discocyclusen, *Fabiania* sp., *Heterostegina reticulata* (ab O. Eozän), Nummuliten des M. Eozäns aus der Gruppe *N. perforatus*, *N. cf. perforatus*, *N. cf. praefabianii*, *Pellatispira maderaszi*, *Pseudochrysalidina* sp., rotaloide Formen, Rotalien, *Sphaerogypsina globulus* (ab M. Eozän), biplane *Spira* sp., Valvuliniden; Alter: Obereozän.

Pr. 425 (Psiloriti).

Agglutinierende Kleinforaminiferen, *Halkyardia minima*, Milioliden, *Orbitoides* sp. der Gruppe *O. minimus* HENSON, involute Peneroplide; Alter: Mitteleozän, wahrscheinlich Biarritzium.

Pr. 426 (Psiloriti).

Große Discocyclusen, Operculinen aus der Gruppe *O. alpina*; Alter: Biarritzium oder Obereozän.

Pr. 458 (zentrales M. Kreta/Gonies, Weg Kamariotis—Aimonas, 2,2 km westlich Kamariotis, S-Böschung).

Die Probe stammt aus der Oberkante des Tripolitza-Kalkes, in dem sich vor Auflagerung des Tripolitza-Flysches ein Karstrelief ausbildete. Globigerinen (Tertiär), Globorotalien (jünger als Mitteleozän), *Hedbergella washitensis* ? (Aptium), Mus zerbroche-

ner Kleinforaminiferen; Alter: jünger als Mitteleozän.

Pr. 465 (westl. Kalilimenes, S-Küste des Asterussia-Gebirges).

Alveolina avellana aurignacensis HOTTINGER, *Alveolina cucumiformis tumida* HOTTINGER, *Alveolina ellipsoidalis* SCHWAGER, *Alveolina (Glomalveolina) lepidoala* SCHWAGER, Milioliden, Peneropliiden; Alter: unteres Illerdium.

Tab. 3: Komponenten und Fossilien aus dem Tripolitza-Flysch oberhalb Gonies/zentrales Mittelkreta (Fossilien det. L. HOTTINGER bzw. J. GEISTER). Die Fundpunkte sind im Straßenprofil der Abb. 8 verzeichnet. Pr. 319 stammt aus dem Asterussia-Gebirge/südl. M. Kreta (s. geol. Karte).

Pr. 319 (mittelkretische S-Küste/Asterussia-Gebirge, Kap Trachulas, Rollstück auf eo-zänem Tripolitza-Kalk aus Tripolitza-Flysch stammend).

Kopfgroßer Korallenstock der Gattung *Calamophylliopsis*, nahestehend der Art *C. flabellum* (MICHELIN), vergl. Pr. 442; Alter: Oberoxfordium–Unterkimmeridgium, det J. GEISTER.

Pr. 404 (Fundort wie Pr. 458 der Tab. 2).

Kalkbank im basalen Tripolitza-Flysch. Detrituskalk ohne terrigene Komponenten mit Asterocyclinen, Discocyclinen, Heterosteginen, kleinen Nummuliten, Operculinen, Rotalien, *Spiroclypeus* sp.; Alter: Obereozän oder jünger.

Pr. 442 Korallenkalk (faustgroßes Geröll aus Konglomeratbank) mit *Calamophylliopsis* sp. und „Hydrozoen“ *Parastomatopora cf. compacta* TURNSEK, *Shuqraia* sp. oder nahe verwandte Gattung; Alter: Oberjura, det. J. GEISTER.

Pr. 442 c Intrasparit/Biosparit (Kalkgeröll aus der gleichen Konglomeratbank wie Pr. 442) mit Brachiopoden, Algen, Mollusken, fragliche Protopeneroplide, *Pseudocyclamina* sp. (Oberjura–Unterkreide); Alter: Oberjura–Unterkreide.

Pr. 442 d Biomikrit (Kalkgeröll aus der gleichen Konglomeratbank wie Pr. 442).

Die gelbbraune Matrix füllt ebenfalls die Biogene. Mumifizierte Kleingastropoden und Schalenfragmente, *Hemigordiopsis* sp. oder *Hemigordius* sp., *Calamiella parva* (Perm); Alter: Perm (vergl. Fossilfunde der Gattungen *Hemigordius* und *Hemigordiopsis* aus der Vatos-Einheit, BONNEAU & LYS 1978).

Pr. 443 Detrituskalk. Eckige Komponenten, 0.02–1.5 mm, wenig Sparit; Sandstein, Quarzit, mikritischer Kalk, Quarz, Plagioklas, Chlorit, Serpentin, Zweischaler-Fragmente, Crinoidenstielglieder, Rotalgen, Dasycladaceen, viele imperforierte Kleinforaminiferen, Operculinen, Discocyclinen, *Dendritina* sp., *Borelis* sp. von der Gruppe *B. inflata* (Oligozän); Alter: Oligozän oder jünger; Herkunft einiger Komponenten: Serpentinite der Ophiolith-Decke und Tripolitza-Kalk?

Pr. 444 Brekziöse Kalkmatrix einer Konglomeratbank. Quarz, Plagioklas, Quarzit, Cherts mit Dolomitrhombodern, Kalksandstein, Kalk mit Kalkschwämmen und trochospiralen Kleingastropoden, Miliolidenkalk mit kleinen Rotalien, *Laffiteida* sp. (oberste Kreide–Mitteleozän); Alter: oberste Kreide oder jünger.

Tab. 4: Profil des Tripolitza-Flysches aus dem südlichen Mittelkreta/Asterussia-Gebirge. Es wurde östlich der Straße von Lukia zum Gebirgsdorf Kapetaniana gegenüber der Kapelle Aj. Nikolas am W-Hang des Papatobido aufgenommen. Es beginnt im Bachbett und endet am Kamm des Papatobido. Der unterlagernde Tripolitza-Kalk ist ca. 1 km bachabwärts östlich Lukia aufgeschlossen. Zur Lage siehe Übersichtsskizze von Mittelkreta auf der beiliegenden geologischen Karte (alle Fossilien det. L. HOTTINGER).

70 m	Wechselfolge aus dünnen Mergel- (vorwiegend), Kalksandstein- und Sandsteinbänken	
6 m	Bank aus Detrituskalk	Unteroligozän (Pr. 346, 347)
123 m	Wechselfolge aus dünnen Sandstein- (vorwiegend), Mergel- und Kalksandsteinbänken	
3 m	Bank aus Detrituskalk	Unteroligozän (Pr. 343–345)
58 m	Wechselfolge aus dünnen Mergel- (vorwiegend), Kalksandstein und Sandsteinbänken	
4 m	Bank aus Detrituskalk	Unteroligozän (Pr. 339–342)
120 m	Wechselfolge aus dünnen Mergel-, Kalksandstein und Sandsteinbänken	

Pr. 346, 347 Amphisteginen, *Asterocyclina* sp. (Eozän), *Austrotrillina paucialveolata* (U. Oligozän), Discocyclinen (Eozän), Microcodien, *Miscellanea miscella* (M. Paläozän), *Nummulites intermedius* (U. Oligozän), *Pellatispira* sp. (oberstes M. Eozän – O. Eozän), *Peneroplis farsensis* HENSON (U. Oligozän), *P. glynjonesi* HENSON (U. Oligozän), *P. cf. laevigatus* (U. Oligozän), *Praerhapydionina* sp. (U. Oligozän), *Pseudochrysalidina* sp. (M. Eozän – O. Eozän?), *Pseudochrysalidina alva* (M. Eozän), Rotalgen, Rotalien; Alter: Unteroligozän.

Pr. 343–345 Actinocyclinen, Asterocyclinen (Eozän), *Austrotrillina paucialveolata* (U. Oligozän), *Borelis inflata* (U. Oligozän), *Bullalveolina bulloides* (U. Oligozän), *Cyclammia* sp. (ab O. Eozän), Discocyclinen (Eozän), *Eorupertia* sp. (ab M. Eozän), Gypsinen mit flachem Gehäuse (Eozän, ähnlich Miogypsinen), *Heterostegina* sp. (O. Eozän), Homotrematide aff. *Maslinella* sp., *Microcodium* sp., Milioliden, Nummuliten, glatter und gestreifter Nummulit (bis Unteroligozän), *Praerhapydionina* sp. (U. Oligozän), Soritide, *Spiroclypeus* sp. (ab O. Eozän); Alter: Unteroligozän.

Pr. 339–342 *Actinocyclina* sp. (Eozän), *Asterocyclina* sp. (Eozän), Amphisteginen, *Austrotrillina paucialveolata* (U. Oligozän), Austernbruchstücke, *Borelis inflata* ADAMS (U. Oligozän), Bryozoen, *Bullalveolina bulloides* (U. Oligozän), *Chapmanina gassinensis* SYLVESTRI (M. Eozän–Oligozän), *Coskinolina alavensis* (Paläozän), agglutinierende *Coskinolina* sp. (verm. Paläozän), *Cyclammia* sp. (ab O. Eozän), *Daviesina* sp. (Paläozän), *Dendritina* sp., *Discocyclina* sp. (Eozän), Echinodermenbruchstücke, *Eorupertia* sp. (Eozän, ab M. Eozän), Globigerinen, flachhäusige Gypsinen (Eozän, leicht verwechselbar mit Miogypsinen, O. Oligozän–U. Miozän), Heterosteginen (ab O. Eozän), *Kathina* sp., Kleinforminiferen, Korallenbruchstücke, Lageniden, *Linderrina* sp. (ab O. Eozän), *Lithothamnium* sp., *Lockhartia cf. conia* (Paläozän), *Microcodium* sp., *Miscellanea* sp., reticulierter Nummulit (O. Eozän oder U. Oligozän), *Planorbulinella* sp., *Praerhapydionina delicata* HENSON (U. Oligozän), *Pseudochrysalidina alva* SYLVESTRI (M. Eozän – O. Eozän?), Rotalgen, Rotalien der Gruppe *R. viennoti* (U. Oligozän), Rudistenbruchstücke, Seepocken, *Spiroclypeus* sp., Valvuliniden; Alter: Unteroligozän.

Die kretische Tripolitza-Gruppe wird einer mittleren Tripolitza-Zone zugeordnet, die nach unserer Auffassung paläogeographisch unmittelbar nördlich an die externe Tripolitza-Zone (Trypali-Marmor und Phyllit-Formation) anschloß (Weiteres siehe Kap. 5 und 6).

Die Tripolitza-Gruppe wird in West- und Mittelkreta von der Olonos-Pindos-Gruppe und in Ostkreta von der Mangassa-Gruppe tektonisch überlagert. Zunächst behandeln wir die Mangassa-Gruppe, weil sie nach unserer Ansicht zur Tripolitza-Zone und nicht zur Olonos-Pindos-Zone gehört.

2.1.5. Mangassa-Gruppe

Sie wurde 1959 von PAPASTAMATIOU et al. erstmals bekannt gemacht und als Mangassa-Serie bezeichnet. Die hier vorgenommene Umbenennung in Mangassa-Gruppe erfolgt lediglich aus nomenklatorischen Gründen (s. HEDBERG 1976). Sie kommt nur in Ostkreta vor und bildet nach den Neubearbeitern BONNEAU & ZAMBETAKIS (1975) einen isolierten Deckenrest auf der dortigen Tripolitza-Gruppe. Sie beginnt mit rund 50 m mächtigen obertriassischen Schichten aus Sandsteinen, Detrituskalken, Konglomeraten und Mergeln, in denen *Aulacoceras* sp. (Obertrias), *Halobia* cf. *cassiana* (Unternorium) und obernorische Foraminiferen vorkommen. Unmittelbar darüber lagern neritische Karbonate des Malms und der Unterkreide, die konkordant ohne Einschaltung eines Kreideflysches in chertführende Kalke übergehen. Sie reichen von der Oberkreide bis ins Mitteleozän und gehen dann in Flysch über. Lias und Dogger fehlen. Sie sind wahrscheinlich tektonisch unterdrückt worden, da der Malm direkt auf der Obertrias lagert.

Ursprünglich wurde die Mangassa-Gruppe der adriatisch-ionischen Zone zugeordnet. Dem steht inzwischen entgegen, daß sie auf und nicht unter der kretischen Tripolitza-Gruppe lagert. BONNEAU & ZAMBETAKIS (1975) korrelierten sie mit der „Serie d'Adra-Anginara“ (DAVIDSON-MONETT 1974) von der östlich Kreta gelegenen Insel Karpathos und stellten beide Einheiten in den Übergangsbereich zwischen Olonos-Pindos- und Tripolitza-Zone. Sie wurden dort extern zur Ethia-Gruppe (externe Olonos-Pindos-Zone) angesiedelt, da sie im Gegensatz zur Ethia-Gruppe keinen Kreide-Flysch (= Premier-Flysch der Olonos-Pindos-Zone) enthalten (s. auch DAVIDSON-MONETT 1974). Diese Einordnung vertreten ebenfalls BONNEAU et al. (1977). Sie räumen jedoch ein, daß die „Serie d'Adra-Anginara“ auch aus dem Herzen der Tripolitza-Plattform stammen könne (BONNEAU et al. 1976: Fußnote 2 „on ne peut exclure que la serie d'Adra-Anginara corresponde a une sorte de gouttiere longitudinale au coeur de la ride“).

Genau diese Zuordnung erscheint uns aus heutiger Sicht als die beste Lösung. Durch die Korrelation der Mangassa-Gruppe mit der Serie d'Adra-Anginara kann die tektonische Position dieser beiden Einheiten innerhalb des südägäischen Deckengebäudes geklärt werden, obwohl das tektonisch Hangende der Mangassa-Gruppe auf Kreta nicht mehr vorhanden ist und das Liegende der Serie d'Adra-Anginara auf Karpathos nicht zutage tritt. Die Mangassa-Gruppe wird in Ostkreta von der Tripolitza-Gruppe unterlagert, während die äquivalente Serie d'Adra-Anginara auf der östlichen Nachbarinsel Karpathos von einer „Serie de Kalilimni“ als Decke überlagert wird (DAVIDSON-MONETT 1974). Die Serie de Kalilimni besteht vorwiegend aus neritischen Karbonaten (Lias-Eozän), in die sich in der Oberkreide Globotruncanen-

kalke einschalten. Sie wird von Olonos–Pindos-Sedimenten („Serie de Xindothio“, Karnium–Campanium/Maastrichtium) als Decke überlagert (DAVIDSON-MONETT 1974, BONNEAU et al. 1977).

Nach unserer Ansicht gehört die Serie de Kalilimni wegen ihrer neritischen Karbonatfazies trotz der pelagisch beeinflussten Oberkreide zur Tripolitza-Zone. Dafür spricht ebenfalls, daß sie von Olonos–Pindos-Sedimenten deckenmäßig überlagert wird. Daraus ergibt sich für die Position im Deckenstapel von Ostkreta bis Karpathos, daß die Mangassa-Gruppe und die Serie d’Adra–Anginara zwischen der kretischen Tripolitza-Gruppe und der Serie de Kalilimni liegen. Eine Konsequenz daraus wäre übrigens, daß im Untergrund von Karpathos die kretische Tripolitza-Gruppe vertreten sein müßte. Für die paläogeographische Einordnung der Mangassa-Gruppe ergibt sich, daß sie zusammen mit der äquivalenten Serie d’Adra–Anginara nördlich der kretischen Tripolitza-Gruppe und südlich der Serie de Kalilimni einzuordnen ist. Nicht nur die kretische Tripolitza-Gruppe sondern auch die Mangassa-Gruppe, die Serie d’Adra–Anginara und die Serie de Kalilimni werden von uns zur mittleren Tripolitza-Zone gestellt (Weiteres s. Kap. 5 und 6).

Das bedeutet, daß die Tripolitza-Plattform nicht durchweg aus neritischen Karbonaten bestand, sondern in der Oberkreide stellenweise pelagische Kalke (Globotruncanenkalke) enthielt. Das bedeutet ferner, daß die mittlere Tripolitza-Zone in mehrere Decken zerlegt wurde, und zwar in eine Tripolitza-Decke (kretische Tripolitza-Gruppe), eine Mangassa-Decke (Mangassa-Gruppe und Serie d’Adra–Anginara) und eine Kalilimni-Decke (Serie de Kalilimni, s. Deckenabwicklungsschema in Beilg. 5).

2.1.6. Olonos–Pindos-Gruppe

Man könnte sie auch in Anlehnung an die Bezeichnung „Serie du Pinde–Ethia“ (BONNEAU 1972/73) als Olonos–Pindos–Ethia-Gruppe bezeichnen. Diese Bezeichnungsweise bringt zum Ausdruck, daß die Ethia-Serie (C. RENZ 1930) faziell sehr eng mit der kretischen Olonos–Pindos-Gruppe verwandt ist. Wir wollen zunächst kurz auf die Ethia-Serie eingehen.

Ethia-Serie

Die Ethia-Serie ist ein Teilstück der kretischen Olonos–Pindos-Decke und unterscheidet sich faziell von der kretischen Olonos–Pindos-Gruppe lediglich dadurch, daß ihr Kreideflysch erst im Turonium anstatt im Cenomanium und ihr Alttertiärflysch erst im Mitteleozän anstatt im Paläozän beginnt. Die Ethia-Serie kommt im südlichen Mittelkreta, und zwar im Asterussia-Gebirge und im südlichen Vorland des Lassithi-Gebirges vor (BONNEAU & FLEURY 1971, BONNEAU 1977). Sie wurde zuerst von RENZ (1930) im östlichen Asterussia-Gebirge beim Dorf Ethia beschrieben und der adriatisch-ionischen Zone zugeordnet (s. auch RENZ 1955). Dem steht entgegen, daß sie nach CREUTZBURG & PAPASTAMATIOU (1969) tektonisch auf der Tripolitza-Gruppe lagert und nach BONNEAU & FLEURY (1971) einen Kreideflysch enthält, der für die Olonos–Pindos-Fazies typisch ist. Ihre tektonische Position und ihre Fazies sprechen ganz klar für eine Einordnung in die Olonos–Pindos-Zone. Von einigen Autoren wurde die Ethia-Serie wegen ihrer verspäteten Flyschbeginne etwas externer

eingeordnet als die kretische Olonos–Pindos-Gruppe. Dagegen spricht, daß auf der Insel Gavdos, die südlicher als die mittelkretischen Ethia-Vorkommen liegt, nach SEIDEL (1972) Olonos–Pindos-Sedimente vorkommen, deren Flysche bereits früher im Cenomanium bzw. Paläozän einsetzten. Folglich bildet die Ethia-Serie lediglich eine lokale Sonderfazies innerhalb der Olonos–Pindos-Vorkommen von Kreta und Gavdos, die sich nur sehr geringfügig von der Olonos–Pindos-Fazies von Kreta und Gavdos unterscheidet. Deshalb ist nach unserer Meinung der Begriff Ethia-Serie überflüssig. Außerdem ist es keine kartierbare Einheit, da man nicht dauernd den genauen Beginn des Kreideflysches bzw. Alttertiärflysches datieren kann.

Im folgenden geben wir zunächst einen Überblick über die kretische Olonos–Pindos-Gruppe und befassen uns dann speziell mit den Olistholithen des alttertiären Olonos–Pindos-Flysches im südlichen Mittelkreta (westliches Asterussia-Gebirge), die auf der beiliegenden geologischen Karte auskartiert wurden. Ähnliche Olistholithe kommen ebenfalls im Wildflysch der Köycegiz-Gruppe (= Köycegiz-Serie, BERNOULLI et al. 1974), die bekanntlich im südwesttürkischen Deckenstapel die unterste Decke bildet, vor. Es steht also zur Debatte, ob die Köycegiz-Gruppe paläogeographisch in die Nachbarschaft des Olonos–Pindos-Trogos, etwa an dessen Südrand im Längsbereich östlich von Kreta, plaziert werden darf. Zu einer abschließenden Beantwortung kommen wir jedoch erst im Kapitel 4.

Olonos–Pindos-Gruppe

Sie lagert als Decke auf der Tripolitza-Gruppe und ist nur noch bereichsweise in Mittel- und Westkreta erhalten (vergl. CREUTZBURG et al. 1977: Karte von Gesamtkreta, 1:200000). Ein fast vollständiges, etwa 250 m mächtiges, von der Obertrias bis ins Mitteleozän reichendes Profil wurde erstmals von SEIDEL (1968) aus dem südlichen Westkreta bei Paläochora aufgenommen. Es umfaßt Trogsedimente, die aus vier charakteristischen Formationen bestehen:

Flysch	(Oberpaläozän–Mitteleozän),
Chertkalke	(Oberkreide–Mittelpaläozän),
Cenomanflysch	
Hornstein–Kalk-Folge	(Obertrias–Unterkreide).

Die Hornstein–Kalk-Folge von SW-Kreta enthält einen bemerkenswerten Kalkoolith-Horizont (20 m, Dogger oder Malm). Die obigen vier Formationen sind ebenfalls für die Olonos–Pindos-Vorkommen von Mittelkreta und der Insel Gavdos charakteristisch. Aus dem östlichen Mittelkreta liegt inzwischen eine weitere detaillierte Profilaufnahme vor (WACHENDORF et al. 1980). Eine entsprechende, bisher fehlende Profilaufnahme aus dem zentralen Mittelkreta oberhalb des Dorfes Gonies ist in Beilg. 1 dargestellt (vgl. Abb. 8 und Tab. 5).

Die Mächtigkeiten der Olonos–Pindos-Formationen variieren im Bereich von Kreta. Außerdem treten Faziesunterschiede auf. In Mittelkreta bei Gonies sind die obertriassischen bis oberkretazischen Olonos–Pindos-Sedimente (Hornstein–Kalk-Folge, Radiolarite, Couches de passage, Premier-Flysch) nur rund 100 m mächtig (s. Beilg. 1). Dagegen sind in Mittelkreta die oberkretazischen und paläozänen? Chertkalke mit grob 500 m und der alttertiäre Flysch mit ebenfalls grob 500 m deutlich mächtiger als z. B. in Westkreta (s. Profilschnitte der Abb. 9 und Tab. 6). Insgesamt ergibt sich für die von uns bearbeiteten Vorkommen der Olonos–Pindos-Gruppe von Mittelkreta

Tab. 5: Gesteinskomponenten und Fossilien der Olonos-Pindos-Gruppe von Gonies im zentralen Mittelkreta. Die Fundpunkte sind im Säulenprofil der Abb. 8 oder im Straßenprofil der Beil. 1 verzeichnet (Fossilien det. L. HOTTINGER).

Pr. 427 a Kalksandstein. Komponentengröße bis 0.5 mm, wenig sparitische Matrix, eckige Quarze, Radiolarit, Diabas, Serpentin, Chromit, Erz, kleiner Miliolide, Globotruncanen, Rudistenfragmente, Orbitolinen; Alter: Oberkreide.

Pr. 429 Detrituskalk. Gerölle aus Diabas (1 mm) mit Chlorit und feinen Plagioklasleisten, Kalksandstein, Chromit.

Pr. 430 Kalksandstein. Matrix (30–40 Vol.-%) aus sehr feinkörnigem, braun pigmentiertem Tuffmaterial?, eckige Quarze (0.5 mm), Radiolarit, Chromit (0.3 mm), Serpentin, Brachiopoden- und Echinodermenfragmente, zweikielige Globotruncanen; Alter: Oberkreide.

Pr. 431 Matrix eines Kalkkonglomerates. Komponentengröße bis 2 mm, eckige Quarze, Plagioklas, Quarzit, Serpentin, Chromit (0.1–0.2 mm), Erz, benthonische Kleinforminiferen, viele Rudistenfragmente.

Pr. 434 Kalkturbidit. Bank (4 cm) zwischen graugrünen Hornsteinlagen. Komponenten (0.02–0.5 mm) vorwiegend aus Peloiden, gradierte Schichtung.

Pr. 437 Sandiger Detrituskalk. Eckige Komponenten (0.05–1 mm, sparitisch verbakken): mikritischer Kalk, Seeigel- oder Echinodermenfragmente, Quarz, Plagioklas, Quarzit, sporadisch Hellglimmer.

Pr. 448 (Chertkalkbank) Intrasparit. Komponentengröße 0.1–1 mm, Mikrit-Lithoklasten, Peloid, sporadisch Normaloide.

Pr. 449 (Chertkalkbank) Pelsparit. Komponentengröße 0.1–0.5 mm, agglutinierende Kleinforminiferen, Lageniden.

Pr. 451 (Chertkalkbank) Pelsparit. Valvuliniden vom Typ „Siphovalvulina“, *Thaumatoporella* sp.

Pr. 452 (Chertkalkbank) Intrasparit. Komponentengröße 0.3–1 mm, Peloid, Normaloide, Lagenide, *Thaumatoporella* sp.

Pr. 453 Grobe Kalkbrekzie mit Bruchstücken aus Pelsparit und Quarzit mit Plagioklas.

eine Mächtigkeit von grob 1100 m. Die Faziesunterschiede beziehen sich hauptsächlich auf das Fehlen des Kalkoolith-Horizontes und auf das Auftreten von relativ mächtigen Radiolariten. Der Kalkoolith-Horizont kommt nach WACHENDORF et al. (1980) im östlichen Mittelkreta nicht vor. Er fehlt außerdem im zentralen Mittelkreta. Dort könnte er jedoch tektonisch unterdrückt sein. Die Radiolarite kommen im zentralen Mittelkreta in der Unterkreide und möglicherweise schon im Oberjura vor und

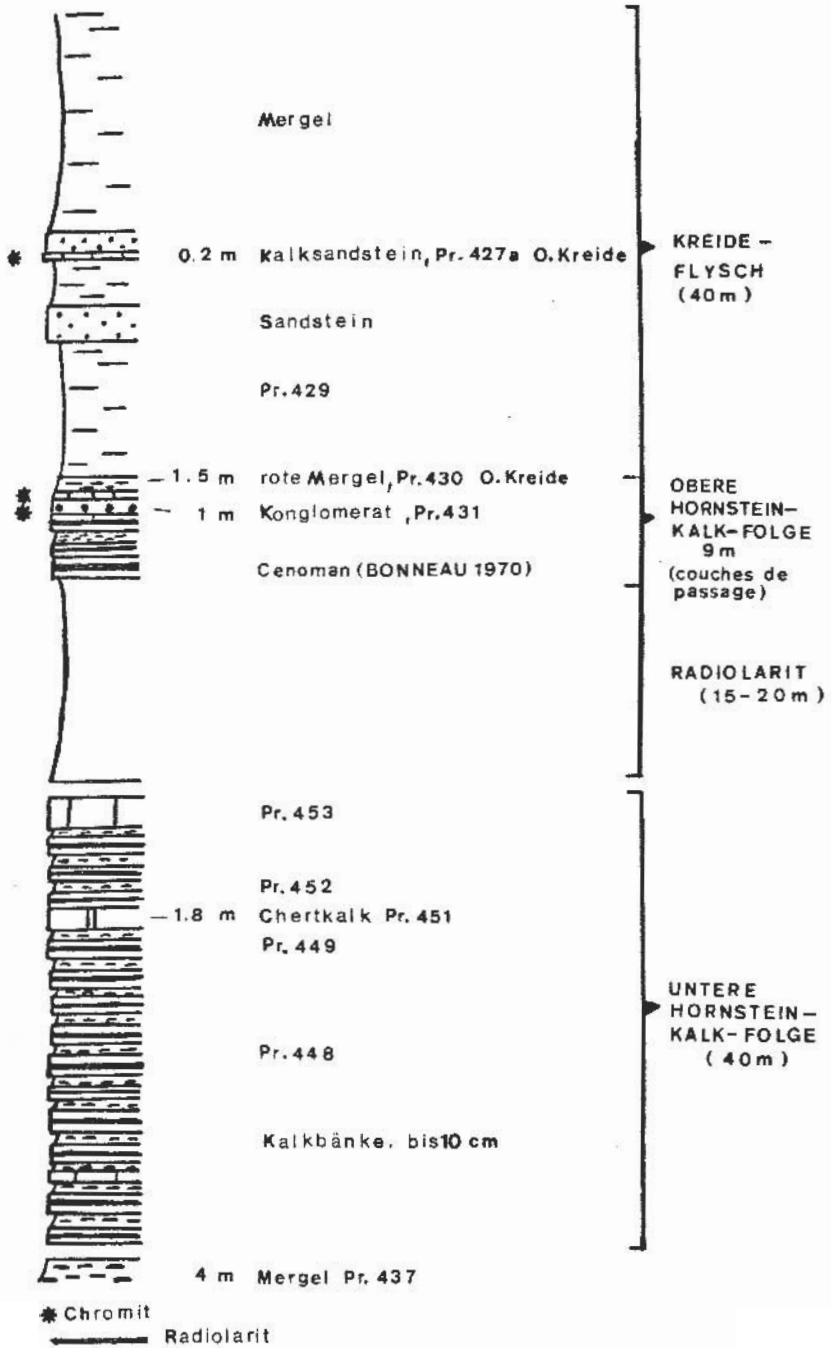


Abb. 8: Olonos-Pindos-Gruppe von Goniae/Mittel-Kreta (s. Tab. 5).

werden 15–20 m mächtig, während sie im östlichen Mittelkreta nur 8 m mächtig werden und sich auf den höheren Jura beschränken. Erwähnenswert ist, daß sie dort mit Vulkaniten vergesellschaftet sind (WACHENDORF et al. 1980: Säulenprofil). Die Faziesunterschiede innerhalb der Olonos–Pindos-Sedimente zwischen West- und Mittelkreta zeigen, daß der Olonos–Pindos-Trog im höheren Jura und der Unterkreide deutlich gegliedert war, und zwar in lokale Tröge (Gräben?) mit Radiolaritsedimentation und Schwellen (Horste?) mit Kalkoolithbildungen. Sie wurden vermutlich durch Dehnungen in N–S-Richtung? verursacht, die von lokalen Basaltintrusionen begleitet wurden. Ein schematisiertes paläogeographisches Profil in der Arbeit von WACHENDORF et al. (1980) veranschaulicht sehr schön die unterschiedlichen Sedimentationsverhältnisse im Olonos–Pindos-Trog.

Tab. 6: Fossilien aus dem oberkretazischen und alttertiären? Olonos–Pindos-Chertkalk des südlichen Mittelkretas (Fossilien det. L. HOTTINGER). Die Fundpunkte sind in der beiliegenden geologischen Karte verzeichnet.

Pr. 279 (Steinbruch bei Apodulo, direkt unterhalb des Flysches) Detrituskalk. Rudisten- und Inoceramenfragmente, Globotruncanen, Rugoglobigerinen, *Pseudolituonella* sp., *Murciella* sp. (höheres Senon); Alter: höheres Senon oder jünger.

Pr. 301 (Asterussia-Gebirge, Straße Pombia–Pigaidakia) Detrituskalk. Rudisten- und Inoceramenfragmente, benthonische Kleinforaminiferen, zweikielige Globotruncanen (Senon); Alter: Senon oder jünger.

Pr. 574 (östlich Pr. 301 am Berg Wigla, direkt unterhalb des Flysches) Detrituskalk. Extraklasten (0.5–2 cm) aus Oomikrit, Oosparit, Intrasparit/Biosparit, Mikrit und Pelmikrit; *Cayeuxia* sp., *Everticyclammina* sp. (Kimmeridgium–U. Kreide); Alter: Kimmeridgium oder jünger.

Wahrscheinlich haben sich die Olonos–Pindos-Vorkommen von Kreta und Gavdos im Externbereich des Olonos–Pindos-Troges gebildet, da ihre beiden Flysche etwas später beginnen als z. B. in den Olonos–Pindos-Sedimenten des festländischen Griechenlands, wo sie bereits in der Unterkreide (Barremium) bzw. im Maastrichtium einsetzen können. Besonders der sehr späte Flyschbeginn im Mitteleozän, der allerdings nur lokal im südlichen Mittelkreta (östliches Asterussia-Gebirge und südliches Lassithi-Vorland) auftritt, weist auf eine nahe Nachbarschaft zum Tripolitza-Sedimentationsraum hin, der bekanntlich an der Externseite des Olonos–Pindos-Troges anschloß. Der kretische Tripolitza-Flysch (mittlere Tripolitza-Zone) beginnt z. B. in der Regel wenig später an der Wende Mittel–Obereozän.

Im Hinblick auf die paläogeographische Position des gesamten Olonos–Pindos-Troges nördlich oder südlich der Kykladen ist hervorzuheben, daß die Olonos–Pindos-Gruppe und besonders ihr Premier-Flysch reichlich Chromitdetritus enthalten (s. SEIDEL 1968 und Säulenprofil von Gonies in Abb. 8 und Beilage 2 sowie Probenliste der Tabelle 5). Chromite sind bekanntlich ein ausgezeichnetes Leitmaterial, da sie in der Regel nur aus Peridotiten und Serpentiniten herkommen können. Als Chromitlieferanten für den Olonos–Pindos-Kreideflysch kommen in erster Linie die Peridotite/Serpentinite der eohellenischen Ophiolith-Decke in Frage. Sie rückte be-

kanntlich im Oberjura und der Kreide von intern nach extern aus der Vardar-Zone über die pelagonische Karbonatplattform in Richtung des westgriechischen und peloponnesischen Olonos–Pindos-Trogos vor und belieferte in der Kreide den dortigen Premier-Flysch (s. JACOBSSHAGEN et al. 1976). Es ist naheliegend anzunehmen, daß der Kreideflysch im südöstlich anschließenden kretischen Olonos–Pindos-Trog ebenfalls von der eohellenischen Ophiolith-Decke, und zwar von ihrer östlichen Fortsetzung mit Chromitdetritus beliefert wurde. Ein südlich der Kykladen gelegener Olonos–Pindos-Trog hätte von der eohellenischen Ophiolith-Decke kaum mit Chromitdetritus beliefert werden können, da die breite Kykladen-Barriere aus neritischen Karbonaten (Obertrias–Eozän) dazwischen gelegen hätte (s. Kapitel 3.1.). Deshalb besteht der Verdacht, daß der Olonos–Pindos-Trog nördlich der Kykladen lag. Für diese These, die ebenfalls für die Zonenzugehörigkeit der tiefsten Einheit der Kykladen und den Deckenbau der Ägäis bedeutungsvoll ist, wünscht man sich weitere Hinweise. Ein Hinweis ergibt sich aus den Übereinstimmungen zwischen dem Flysch der Köycegiz-Gruppe, die in der SW-Türkei bekanntlich als Decke direkt auf der südlichen Menderes-Marmorhülle lagert und deshalb sehr wahrscheinlich nördlich des Menderes-Kristallins herkommt, und dem alttertiären Olonos–Pindos-Flysch des südlichen Mittelkretas, der im folgenden im Detail behandelt wird.

Olonos–Pindos-Flysch

Der alttertiäre oder zweite Olonos–Pindos-Flysch geht im allgemeinen konkordant aus den unterlagernden Chertkalken hervor. Im westlichen Asterussia-Gebirge zwischen Pombia und Pigaidakia liegt er dagegen diskordant auf einem Karstrelief aus senonischen oder jüngeren Chertkalken (s. Pr. 301 der Tab. 6). Stellenweise tritt, wie 2 km nordwestlich von Pigaidakia, ein 1–2 m mächtiges Transgressionskonglomerat auf (s. Abb. 11). Es besteht aus bis zu faustgroßen Kalkgeröllen mit „*Conicospirulina*“ *basiliensis* (Oberjura–Unterkreide, Pr. 570, det. L. HOTTINGER) und aus kleinen Bruchstücken aus Sandstein, Quarzit, Diabas, Quarz und Plagioklas (Pr. 480). Die Matrix ist steril, so daß die Transgression nicht genau datiert werden kann (s. Profil der Abb. 12). Der alttertiäre Olonos–Pindos-Flysch besteht im westlichen Asterussia-Gebirge vorwiegend aus Mergeln, die 100–200 m mächtig werden. Er enthält

Detrituskalke,
ein Olisthostrom
und große Olistholithe.

Die Detrituskalke können bis zu 20 m mächtig werden und besitzen oligozänes Alter (s. Fossilien der Tab. 7). Damit ist erstmals nachgewiesen worden, daß der alttertiäre Olonos–Pindos-Flysch bis ins Oligozän hinaufreicht.

Das Olisthostrom ist längs der Serpentinstraße, die aus der Messara nach S ins Asterussia-Gebirge nach Miamu hinaufführt, sehr gut aufgeschlossen. Es wird im N von der E–W streichenden südlichen Randverwerfung des Messara-Grabens abgeschnitten und zieht nach S mit einer Ost–West-Breite von rund 3 km und einer Mächtigkeit von mindestens 60 m in den Olonos–Pindos-Flysch hinein. Seine bis zu faustgroßen Gerölle und Bruchstücke bestehen vorwiegend aus grauen neritischen Kalken, die an Tripolitza-Kalk erinnern. Die Matrix des Olisthostroms besteht aus Detrituskalk. Die jüngsten der resedimentierten Mikrofossilien besitzen eozänes Alter, so daß das Olisthostrom Eozän oder jünger ist (s. Tab. 7). Untergeordnet enthält das Olisthostrom

Gerölle aus Chertkalk, Diabas, Quarzdiorit und Trondhjemit. Sie stammen sehr wahrscheinlich aus dem tektonisch höher liegenden Asterussia-Kristallin, das als einzige Einheit Kretas Trondhjemite und Quarzdiorite in Form von Gängen enthält (s. Kap. 2.1.9.).

Die Olistholithe bestehen aus Chertkalken, neritischen Kalken und Basalten, die mit Chloritschiefern assoziiert sind.

Die Chertkalk-Olistholithe stecken im Serpentinabschnitt der Schotterstraße Pombia–Pigaidakia als quadratmetergroße Blöcke innerhalb des Flysches und ragen zwischen den Orten Lentas und Platiaperamata an der Südküste des Asterussia-Gebirges als hausgroße Klötze aus dem Flysch heraus. Sie ähneln im Habitus den teils massig ausgebildeten Olonos–Pindos-Chertkalken, die den Flysch unterlagern. Vermutlich stammen sie von diesen Chertkalken her.

Beiderseits der Straße, etwa auf halber Strecke zwischen dem Kloster Odijtria und Kalilimenes, ragen zwei hausgroße Kalk-Olistholithe wie einzelne Zähne aus dem Olonos–Pindos-Flysch hervor. Der westlich der Straße gelegene Olistolith besteht aus grauem massigen neritischen Kalk der Unterkreide (Pr. 461 Nerineen, Korallen, Dasycladaceen, *Palaeodictyoconus arabicus* (Unterkreide, det. L. HOTTINGER). Der Olistolith östlich der Straße besteht aus dem gleichen Kalk und besitzt wahrscheinlich ebenfalls ein unterkretazisches Alter (Pr. 462 Korallen, Dasycladaceen, inkrustierende Foraminiferen, *Haplophragmoides* sp., „*Conicospirulina*“ *basiliensis* (Oberjura–Unterkreide, det. L. HOTTINGER). Im unteren Bereich enthält dieser Kalk-Olistolith eine etwa 50 cm mächtige Konglomerateinschaltung mit eigroßen Geröllen aus Glimmersandstein, roten Kalken, Radiolariten, Cherts, Marmoren und Trondhjemiten (Pr. 463 a 47 Vol.-% Plagioklas, 37 Vol.-% Quarz, 11 Vol.-% Kalzit (sekundär), 5 Vol.-% Chlorit, gem. Hornblende, Erz). Die Trondhjemit-Gerölle könnten wiederum aus dem Asterussia-Kristallin abstammen. Dafür müßte man jedoch annehmen, daß der Kalk-Olistolith von einer Einheit abstammt, die zur Zeit der Unterkreide oder des Oberjuras im Schüttungsbereich des damals noch nicht metamorph überprägten Asterussia-Kristallins (radiometrische Alter um 70 Ma) gelegen hat. Leider ist die paläogeographische Position des Asterussia-Kristallins noch nicht befriedigend geklärt. Es wird hier provisorisch zur pelagonischen Zone i.w.S. gestellt (s. Kapitel 2.1.9.). Möglicherweise stammt der Kalk-Olistolith aus der transgressiven kretazischen Kalkbedeckung der pelagonischen Karbonatplattform (bis Oberjura). Die Herkunft der Kalk-Olistholithe des alttertiären Olonos–Pindos-Flysches läßt sich derzeit nicht sicher ermitteln.

Sehr ähnliche Kalk-Olistholithe kommen außerdem bei den Dörfern Antiskari und Lentas vor, in denen CREUTZBURG & SEIDEL (1975) *Nautiloculina* sp. und *Protopeneroplis* cf. *striata* nachgewiesen haben. Der große Kalk-Olistolith von Lentas enthält in seinen obersten Schichten braune krustige Chertlagen, die gegen eine Zuordnung zum Tripolitza-Kalk sprechen, mit dem er verwechselt werden könnte. Weitere große Kalk-Olistholithe von gleichem Habitus findet man noch östlich von Aj. Kyrillios (Pr. 564 Algen, Echinodermenfragmente, *Nautiloculina* sp., Oberjura–Unterkreide, det. L. HOTTINGER) und oberhalb von Miamu (Nerineen, Jura–Kreide).

Unmittelbar südlich von Miamu durchschneidet die Teerstraße nach Lentas an der Paßhöhe auf einer Länge von rund 30 m einen weiteren Olistolith, der allseits von Flysch umgeben ist und eine interessante Fauna geliefert hat. Er besitzt eine Mächtigkeit von mindestens 5 m und besteht im Straßenniveau aus massigem Kalk. Darüber lagern Knollenkalke. Anschließend folgen fossilreiche Mergel mit Muscheln, Hydro-

zoen (*Cladocoropsis mirabilis*), vielen Crinoidenstielgliedern, armdicken, zylindrischen Einzelkorallen (darunter Montlivaltien) und tellerförmigen, handgroßen Korallenstöcken (Thamnastreen). Diese reichhaltige und leicht zu bergende Fauna wurde von BONNEAU entdeckt und ins Kimmeridgium eingestuft (BONNEAU et al. 1974). Sie stimmt weitgehend mit der neritischen Malmfauna von Nattheim in der Schwäbischen Alb überein. BONNEAU et al. (1974) glauben jedoch, daß diese neritische Fauna innerhalb des Flysches autochthon und nicht an einen Olistholithen gebunden sei. Deshalb meinen sie, daß in der Umgebung von Miamou ein oberjurassischer Flysch aufträte, den sie vom alttertiären Flysch abtrennen und als „Unite de Miamou“ bezeichnen.

Wir sind dagegen der Meinung, daß die Flachwasserfauna nicht im Flyschmeer gelebt hat, sondern allochthon ist. Sie kann nicht als Nachweis eines oberjurassischen Flysches gelten. Falls die Abtrennung der „Unite de Miamou“ tatsächlich berechtigt ist, dann könnte sie ein Stück Alttertiärflysch aus einem inneren Bereich des Olonos–Pindos-Flysches darstellen, das von der überlagernden Ophiolith-Decke mitgeschleift wurde. Die Herkunft des Oberjura-Olistholithen von Miamou ist unbekannt. Möglicherweise stammt er aus der pelagonischen Plattform. Ferner sei darauf verwiesen, daß er an den „Jurablock von Aclafiti“ erinnert, der im Wildflysch der Köycegiz-Gruppe von Kos an der SE-Küste zwischen Therme und Kap Foka ansteht.

Basalt-Olistholithe

Die größten und wichtigsten Olistholithe im alttertiären Olonos–Pindos-Flysch des südlichen Mittelkreta bestehen aus Doleriten (s. Tab. 7). Man trifft sie im westlichen Asterussia-Gebirge und im südlichen Vorland des Psiloriti nördlich der großen Messara-Ebene (s. geol. Karte). Sie besitzen alkalibasaltischen Chemismus (s. Tab. 8). Stellenweise werden sie von Chloritschiefern begleitet, mit denen sie durch Intrusivkontakt verbunden sind. Die Basalt-Olistholithe werden sedimentär vom Olonos–Pindos-Flysch umhüllt, was man an mehreren Stellen, z. B. an der Straße südlich Lokria (im N von Timbakion, s. geol. Karte), sehr schön beobachten kann. Es handelt sich nicht um eingepreßte tektonische Körper. Deshalb deuten wir sie als Olistholithe.

Sehr ähnliche Exotika aus Basalten sowie neritischen und pelagischen Kalken kommen im Wildflysch der Köycegiz-Gruppe der SW-Türkei und Kos vor (s. Kap. 3.1.4.). Sie wurden dort ebenfalls von BERNOULLI et al. (1974) als Olistholithe gedeutet. In der SW-Türkei ist die Herkunft der großen Basalt-Olistholithe des Köycegiz-Wildflysches geklärt. Sie stammen nach de GRACIANSKY (1972) und BERNOULLI et al. (1974) aus der dort direkt auf der Köycegiz-Gruppe lagernden Diabas-Decke. Ihre Diabase besitzen ebenfalls alkalibasaltischen Chemismus, so wie die oben beschriebenen Basalt-Olistholithe aus dem Alttertiärflysch der externen Olonos–Pindos-Zone von Kreta. Deshalb vermuten wir, daß die kretischen Basalt-Olistholithe aus ägäischen Äquivalenten der südwesttürkischen Diabas-Decke abstammen.

Die recht guten Übereinstimmungen zwischen den Olistholithen des kretischen Olonos–Pindos-Flysches und des Köycegiz-Flysches lassen ferner daran denken, daß beide Gruppen einander paläogeographisch benachbart waren (Weiteres im Kap. 4.). Wichtig ist in diesem Zusammenhang, daß die Köycegiz-Gruppe, wie bereits erwähnt, nördlich des Menderes-Kristallins herkommt. Daraus ergibt sich wegen der oben geschilderten Beziehung zur Olonos–Pindos-Gruppe ein weiterer Hinweis dafür,

daß sie ebenfalls nördlich der Kykladen zu beheimaten ist. Ein zusätzliches Indiz liefert die Deckenabfolge der Inseln Simi und Tilos, die vor der türkischen Küste zwischen Rhodos und Kos liegen. Wir werden diese Inseln später behandeln. Zunächst fahren wir in der Beschreibung des kretischen Deckengebäudes fort.

Tab. 7: Gesteine und Fossilien aus dem Olonos–Pindos-Flysch (bis Oligozän) des südlichen Mittelkretas (Asterussia-Gebirge). Die Fundpunkte sind in der beiliegenden geologischen Karte verzeichnet (Fossilien det. L. HOTTINGER).

Pr. 287 (südl. Pombia, Straße nach Pigaidakia) Detrituskalk. *Alveolina* sp. (Eozän), Asterocyclinen (bis O. Eozän), Calpionellen, Cuneolinen (Kreide), Discocyclinen, *Halkyardia minima* (ab Untergrenze M. Eozän), Heterosteginen, Rudistenfragmente, Kleinforaminiferen, *Lituonella* sp. (M. Eozän oder O. Eozän), Microcodien, reticulierter Nummulit der Gruppe *N. fabianii* (O. Eozän), Orbitoiden (Kreide), *Orbitoides media*, *Pararotalia viennoti* (Oligozän), Rotalgen, *Schlosserina* sp. (Eozän), *Stomatorbina* sp. (Eozän), keine terrigenen Komponenten; Alter: Oligozän.

Pr. 288 (Paßhöhe Straße Pombia–Pigaidakia) Detrituskalk. Algen und *Steinekella* sp. in einem Bruchstück aus neritischem Kalk (Callovium–Oxfordium), *Alveolina* sp., Amphisteginen, Asterocyclinen (bis O. Eozän), Cuneolinen (tiefere O. Kreide), Discocyclinen (Eozän), Globigerinen (U. Paläozän), Gypsinen mit flachem Gehäuse (leicht verwechselbar mit Miogypsinen), inkrustierende Gypsiniden, *Halkyardia minima* (ab Untergrenze M. Eozän), Rudistenfragmente, Kleinforaminiferen, *Lepidocyclina* sp. (Oligozän), Milioliden mit Cuneoliniden in einem Gesteinsbruchstück der Urgonfazies, *Nezzazarta* sp. (M. Kreide), Nummuliten, Nummulit mit riesiger Zentralkammer (M. Eozän), weitspiralige Nummuliten, darunter *N. boulliei*? (Oligozän), *Pararotalia viennoti* (Oligozän), *Pellatispira* sp. (verm. neue Art), Rotalgen, *Steinekella* sp. (Callovium–Oxfordium), keine terrigenen Komponenten; Alter: Oligozän.

Pr. 316 (1 km südl. Pombia, Straße Pombia–Pigaidakia) Bank (4 m) aus Detrituskalk. Alveoline, Discocycline, Nummuliten, *Orbitoides media* (O. Kreide), Rudistenfragmente, Globotruncanen, Rugoglobigerinen, Heteroheliciden, keine terrigenen Komponenten; Alter: Eozän oder jünger.

Pr. 472 (südwestlich von Pigaidakia) Kalkbruchstück aus grobem Detrituskalk. Querschnitte von geschlossenen, relativ dicken Zweischalern, sehr viele Milioliden, *Cuneolina* sp.; Alter: Cenomanium für das Kalkbruchstück. Der resedimentierte Detrituskalk ist jünger.

Basalt-Olistholithe

Pr. 300 (südl. Pigaidakia) Dolerit. Plagioklas, Klinopyroxen, Chlorit, Kalzit, Erz; ophitische Verwachsungen.

Pr. 317 (nördl. Miamou) Dolerit. Plagioklas, Klinopyroxen, Erz, Chlorit, Kalzit, Epidot.

Fortsetzung von Tabelle 7

Kalk-Olisthostrom von Apessokari

Pr. 80 Matrix. Rudisten- und Korallenfragmente, *Alveolina* sp. (Eozän), Alveolinen (Eozän), Calpionellen, Discocyclinen, *Orbitoides media*, Orbitoiden, *Schlosserina* sp. (Eozän), *Stomatorbina* sp. (Eozän); Alter: Eozän oder jünger.

Pr. 543 (bei Pr. 80) Matrix. Algen, Bryozoen, tertiäre Globigerine, Heteroheliciden, *Omphalocyclus* sp., *Orbitoides* sp., Rudistenbruchstücke, *Siderolites* sp.

Tab. 8: Sowohl die Chlorit-Schiefer als auch die Olistholithe des Olonos-Pindos-Flysches enthalten Alkalibasalt. Chemische Klassifizierung nach MACDONALD & KATSURA (1964).

Gang aus Chlorit-Schiefer		Olistholithe aus dem Olonos-Pindos-Flysch	
Pr. 304 Diabas (bei Kusse)		Pr. 123 Dolerit (bei Skurwula)	Pr. 311 Dolerit (bei Trypila)
Plagioklas		Plagioklas	Plagioklas
Chlorit		Klinopyroxen	Klinopyroxen
Leukoxen		Chlorit	Chlorit
Erz		Titanit, Erz	Kalzit, Erz
Gew.-%			
SiO ₂	47.90	49.90	51.15
TiO ₂	0.90	3.45	1.20
Al ₂ O ₃	14.40	12.60	14.95
FeO	5.17	7.05	4.74
Fe ₂ O ₃	5.33	8.31	2.46
MnO	0.12	0.30	0.17
MgO	3.75	4.62	8.58
CaO	7.75	6.90	6.05
Na ₂ O	6.34	4.04	5.66
K ₂ O	0.10	0.04	0.31
Glühverlust	8.17	2.79	5.20
	99.93	100.00	100.47
ppm			
Cr	44	40	585
Ni	10	10	142
Rb	0	0	0
Sr	290	55	440
Zr	132	179	110
Alkalibasalt		Grenzbereich Tholeiit-/ Alkalibasalt	Alkalibasalt

Auf dem alttertiären Olonos–Pindos-Flysch von Mittelkreta und Gavdos lagern an einigen Stellen verschiedene Einheiten, die nur wenig verbreitet und mächtig sind. Es handelt sich um eine Arvi-Gruppe, Chlorit-Schiefer (Formation), eine Vatos-Einheit, eine Kalypso-Einheit und um ein Asterussia-Kristallin (Formation), von dem bereits die Rede war. Sie stammen aus verschiedenen paläogeographischen Bereichen und wurden nach unserer Auffassung an der Basis der obersten kretischen Decke, der Ophiolith-Decke, mitgeschleift. Deshalb betrachten wir sie als Großschürflinge. Wir stimmen hierin mit SEIDEL (1978) bis auf eine Ausnahme völlig überein. Die Ausnahme besteht darin, daß wir die Basalte und Kalkklippen des alttertiären Olonos–Pindos-Flysches nicht als tektonisch eingepreßte Körper, sondern als Olistholithe deuten. Diese Deutung ist insofern nichts Neues, da BERNOULLI et al. (1974) die großen Basalt- und Kalkkörper des Köycegiz-Flysches der SW-Türkei ebenfalls als Olistholithe angesprochen haben.

BONNEAU et al. (1977) bezeichnen die Fragmente zwischen der Olonos–Pindos- und der Ophiolith-Decke durchweg als Decken. Wir halten diese Bezeichnungweise für weniger treffend; räumen jedoch ein, daß man das Asterussia-Kristallin auch als Decke auffassen kann, da seine heutige relativ geringe Verbreitung allein durch Erosion erklärt werden könnte. Man kann also nicht ausschließen, daß das Asterussia-Kristallin ursprünglich ganz Kreta bedeckte.

In der beiliegenden geologischen Karte des südlichen Mittelkreta haben wir eine neue Formation, die Chlorit-Schiefer, auskartiert. Wir sind nicht sicher, wohin sie gehört, vermuten jedoch, daß sie der Arvi-Gruppe zuzuordnen ist. Deshalb werden die Chlorit-Schiefer dort mitbehandelt.

2.1.7. Arvi-Gruppe

Sie wurde von BONNEAU (1973) erkannt und neutral als Arvi-Einheit bezeichnet. Inzwischen weiß man, daß sie vom Maastrichtium bis in die Trias hinabreicht (BONNEAU et al. 1976/77). Damit entspricht sie größenordnungsmäßig der zeitlichen Verbreitung der übrigen kretischen Gruppen und darf deshalb ebenfalls als Gruppe klassifiziert werden. Sie kommt im Asterussia-Gebirge u. a. in der Umgebung des Küstendorfes Arvi (östliches Asterussia-Gebirge), im nördlich benachbarten Vorland des Lassithi-Gebirges und im zentralen Mittelkreta bei Anoja und Gonies vor. Sie besteht aus Chertkalken (Trais–Jura), Radiolariten, auffällig dunkelroten bis braunroten blättrigen bis dünnplattigen Mergelkalken (Senon) und Flyschresten (Alttertiär?).

Die von TATARIS (1964) aus dem südlichen Vorland des Lassithi-Gebirges beschriebenen grauen Maastrichtkalke gehören nach BONNEAU (1973) ebenfalls zur Arvi-Gruppe. Sie sind besonders erwähnenswert, weil sie synsedimentär eingedrungene spilitische Laven enthalten. Basaltintrusionen treten auch in anderen Vorkommen auf und sind ein wesentliches Kennzeichen der Arvi-Gruppe, das für ihre Korrelation und Zonenzuordnung nützlich ist.

Die kleinen Vorkommen des westlichen Asterussia-Gebirges sind auf der beiliegenden geologischen Karte auskartiert worden. Das geringmächtige Vorkommen an der Südküste bei Platiapermata lagert auf Olonos–Pindos-Flysch und wird von Asterussia-Kristallin überlagert. Es besteht aus rotbraunen, blättrigen bis dünnplattigen Mergelkalken mit Spiliten und Globotruncanen (Senon), auf die ein geringmächtiger Flysch (Alttertiär?) folgt (s. BONNEAU 1972a: Profil 2 in Abb. B). Ob diese rotbraunen

Mergelkalke mit senonischen Globotruncanen die oben erwähnten grauen Maastrichtkalke faziell vertreten oder etwa ihr stratigraphisch Hangendes bilden, ist nicht geklärt.

Ein weiteres Vorkommen erstreckt sich zwischen den Orten Gonies und Anoja im zentralen Mittelkreta. Es lagert ebenfalls auf der Olonos–Pindos-Decke und wird nördlich Anoja wiederum vom Asterussia-Kristallin und oberhalb Gonies direkt von der Ophiolith-Decke überlagert (s. BONNEAU et al. 1977: Profil der Abb. 6 und beiliegendes Übersichtsprofil durch Mittelkreta). Es wurde von THORBECKE (1972/73) unter der Bezeichnung „Chlorit-Biotit-Serie“ auskartiert und petrographisch bearbeitet. Es handelt sich um eine schwach metamorphe Wechselfolge aus Quarziten, Phylliten, Kalkphylliten und Marmorbänken, die an Mineralen Chlorit, Muskovit, Biotit, Epidot/Klinozoisit, Aktinolith, Albit, Titanit und Leukoxen enthalten. Sie besitzt Meta-Basalte in Form von Gängen und Pillowlaven und relativ großen Intrusivkörpern, die meist feinkörnig ohne dichte Grundmasse auskristallisiert sind. Sie wurden als Diabase bezeichnet (s. THORBECKE 1973: Beschreibung und chem. Analysen der Pr. 158, 27, 26, 14 g). Hervorzuheben ist ein kleiner Ausbiß aus rotbraunen Kalkphylliten mit einer basaltischen Intrusion (daraus obige Pr. 14 g), der unmittelbar nördlich Anoja liegt und von einem Feldweg durchschnitten wird. Diese Kalkphyllite erinnern an die oben erwähnten rotbraunen Kalkmergel (Senon) der Arvi-Gruppe bei Platia-peramata im Asterussia-Gebirge (Südküste von Mittelkreta). Bemerkenswert ist ferner, daß das Vorkommen von Anoja kleinere Serpentinikörper enthält, für die eine Deutung als Olistholithe in Betracht kommt. Wir haben den Verdacht, daß das Vorkommen von Gonies–Anoja hauptsächlich Arvi-Flysch (Alttertiär?) repräsentieren könnte.

Chlorit-Schiefer

Auf der beiliegenden geologischen Karte des südlichen Mittelkretas haben wir zwei Vorkommen aus Chlorit-Schiefen abgegrenzt, die wir als Formation auffassen. Das größere Vorkommen nördlich der Messara-Ebene beim Dorf Lalomas ist groß 200 m mächtig und bildet eine monotone, schwach metamorphe Abfolge. Das kleinere Vorkommen im S der Messara-Ebene bei Petrokefali enthält einen Gang aus Alkalibasalt (Tab. 8: Pr. 304) und lagert zwischen alttertiärem Olonos–Pindos-Flysch und Asterussia-Kristallin (s. Profilschnitt der Abb. 11). Eine präzise Beschreibung dieser Formation steht noch aus. Wir haben vorläufig jedoch den Verdacht, daß die Chlorit-Schiefer keine neue Einheit innerhalb des kretischen Deckengebäudes darstellen, sondern mit den oben erwähnten Vorkommen von Gonies–Anoja korrelierbar sind und ebenfalls zum vermutlich alttertiären Flysch der Arvi-Gruppe gehören.

Die Arvi-Gruppe besitzt wegen ihrer obertriassischen und jurassischen Chertkalke, ihrer Radiolarite und pelagischen Oberkreidekalke fazielle Übereinstimmungen mit der unterlagernden kretischen Olonos–Pindos-Gruppe. Deshalb meinen BONNEAU et al. (1977) völlig zurecht, daß sie zur Olonos–Pindos-Zone gehört. Für das Vorkommen von Gonies–Anoja wurde bereits von THORBECKE (1972/73) eine Zugehörigkeit zur Olonos–Pindos-Zone erörtert. Die Arvi-Gruppe muß interner als die kretische Olonos–Pindos-Gruppe (externe Olonos–Pindos-Zone, s. vorangegangenes Kap.) eingeordnet werden, weil sie diese tektonisch überlagert. Wir betrachten die Arvi-Einheit als Repräsentant einer internen Olonos–Pindos-Zone und haben damit die Olonos–Pindos-Zone in zwei Subzonen, eine interne und eine externe, untergliedert. Die obige Zuordnung der Arvi-Gruppe bedeutet, daß in den internen Olonos–

Pindos-Trog im Längsbereich Kreta stellenweise beträchtliche Basaltmassen intrudierten. Sie sind teilweise als Pillowlaven am Meeresboden ausgeflossen und erfolgten z. T. nachweislich in der Oberkreide.

Nach unserer Ansicht läßt sich die Arvi-Gruppe von Kreta, worauf BONNEAU (1976) bereits hingewiesen hat, mit dem Inhalt der Diabas-Decke der SW-Türkei korrelieren. Sie enthält ebenfalls, nur in noch viel größeren Mengen, Alkalibasalte (vorherrschend in Form von Pillowlaven) und außerdem untergeordnet Radiolarite und Globotruncanenkalke. Ferner nimmt die Diabas-Decke im südwesttürkischen Deckenstapel eine analoge Position ein. Sie wird dort von Äquivalenten des kretischen Asterussia-Kristallins (metamorphic slices, s. BERNOULLI et al. 1974) und einer Ophiolith-Decke, die dort Peridotit-Decke genannt wird, überlagert. Die Diabas-Decke wird zwar nicht von Olonos–Pindos-Sedimenten unterlagert, dafür von der Köycegiz-Gruppe, auf deren paläogeographische Nähe zur kretischen Olonos–Pindos-Gruppe im vorangegangenen Kapitel bereits hingewiesen wurde. Die obige Korrelation bedeutet, daß die südwesttürkische Diabas-Decke ebenfalls der internen Olonos–Pindos-Zone angehört (vergl. Beilg. 5).

2.1.8. Vatos- und Kalypso-Einheit

Die Vatos-Einheit (BONNEAU & FLEURY 1978) bildet lediglich ein kleines Vorkommen im südlichen Mittelkreta beim Ort Vatos, der südlich des Kedros und des größeren Ortes Spili liegt. Sie lagert auf der Olonos–Pindos-Decke und unter dem dortigen Asterussia-Kristallin. Darüber folgt ein Rest der Ophiolith-Decke. Die Vatos-Einheit ist geringmächtig und besteht aus Vulkaniten, oberpermischen Fusulinenkalken, Chertkalken (Trias?), Radiolariten und dunklen, sandigen Kalken (Oberjura?) mit sehr viel Ophiolith-Detritus. Er besteht nach unseren Dünnschliffbefunden hauptsächlich aus Serpentin. Es handelt sich um Ophicalcite. BONNEAU & FLEURY stellen die Vatos-Einheit zur pelagonischen Zone. Dieser Zuordnung schließen wir uns an. Sie könnte ein Stück der pelagonischen Karbonatplattform darstellen, die bekanntlich nicht nur neritische Karbonate, sondern stellenweise auch pelagische Sedimente enthält. Außerdem geht sie gegen Ende Jura insgesamt in pelagische Sedimente über, die bereichsweise außerordentlich reich an Ophiolith-Detritus sind und von BAUMGARTNER & BERNOULLI als Diabas-Chert-Formation beschrieben wurden. Gerade dieser Ophiolith-Detritus kommt in beträchtlicher Anreicherung am Top der Vatos-Einheit im Oberjura? ebenfalls vor.

Das Metamorphikum der südlich Kreta gelegenen kleinen Insel Gavdos wurde von VICENTE (1970) bekanntgemacht und später von SCHLIESTEDT (1976) und SEIDEL et al. (1977) genauer erforscht und als Kalypso-Einheit bezeichnet. Neben dem Vorkommen von Gavdos gibt es noch ein zweites sehr kleines Vorkommen im südlichen Mittelkreta nördlich des Kedros beim Dorf Jerakari. Das Gavdos-Vorkommen ist einige 100 m mächtig und lagert auf alttertiärem Olonos–Pindos-Flysch. Sein tektonisch Hangendes ist nicht mehr vorhanden. Die Kalypso-Einheit besteht aus Glaukophan führenden Metamorphiten mit radiometrischen Altern um 150 Ma (Oberjura), die von Oberkreideselementen (Brekzien, Radiolarite, Basalte, Sandsteine, Kalke) transgrediert wurden. Nach SEIDEL et al. (1977) gehört die Kalypso-Einheit zu einer interneren Einheit der Helleniden. Ihre druckbetonte Metamorphose könnte mit der eohellenischen Phase, die bekanntlich in der Bildung der Ophiolith-Decke auf der pe-

lagonischen Plattform gipfelte, zusammenhängen. Nach unserer Ansicht kann man die Kalypso-Einheit vorläufig zur pelagonischen Zone i.w.S. stellen. Dafür läßt sich jedoch nur anführen, daß sie ebenfalls eine Kreidetraggression aufweist. Gesichert ist lediglich, daß sie aufgrund ihrer tektonischen Position auf der Olonos–Pindos-Decke nördlich des Olonos–Pindos-Troges her stammt. Ob die Kalypso-Einheit mit dem Hochdruckkristallin der pelagonischen Zone i.w.S. korrelierbar ist, vermögen wir nicht zu entscheiden. Es lagert tektonisch unterhalb der pelagonischen Plattform (s. Abb. 3). Ansonsten haben wir den Eindruck, daß man über die zonale und paläogeographische Stellung dieses Hochdruckkristallins noch kein klares Bild gewonnen hat (s. z. B. DERYCKE & GODFRIAUX 1976/79).

Ein weiteres Fragment, das an der Basis der kretischen Ophiolith-Decke mitgeschleift wurde, bildet das Asterussia-Kristallin. Es wird im folgenden behandelt.

2.1.9. Asterussia-Kristallin

Die Benennung erfolgte in Anlehnung an die Bezeichnung „cristallin de l'Asteroussia“ (BONNEAU 1977) und geht auf den Namen des längs der mittelkretischen Südküste sich erstreckenden Asterussia-Gebirges zurück, in dem sich dieses hochmetamorphe Kristallin noch am besten auf Kreta erhalten hat. Weitere mittelkretische Vorkommen trifft man

nördlich der Messara-Ebene bei Kamares	(s. geol. Karte),
weiter westlich bei Melambes	(BONNEAU 1972),
bei Anoja	(THORBECKE 1972/73),
Kritsa und Kalo Chorio	(WACHENDORF et al. 1980),
sowie an anderen Stellen	(SEIDEL et al. 1976).

Das kretische Asterussia-Kristallin wird von BONNEAU (1972) auf 600–800 m Mächtigkeit geschätzt und enthält nach THORBECKE (1972/73) bei Anoja im zentralen Mittelkreta folgende Gesteine:

Paragneise (Quarz, Biotit, Orthoklas, Plagioklas (Oligoklas-Andesin), Sillimanit, Cordierit, Almandin),
 Diopsid-Marmore,
 Diopsid-Paraamphibolite,
 Diopsid-Schiefer und
 Orthoamphibolite.

Es wurde aufgrund zahlreicher radiometrischer Altersmessungen vor rund 70 Ma gegen Ende der Oberkreide metamorphosiert. Die Metamorphose ereignete sich bei Temperaturen um 700 Grad Celsius und bei Drucken um 5 kb (SEIDEL et al. 1976, LIPPOLD & BARANYI 1976). Vereinzelt treten saure Intrusiva aus Graniten, Dioriten und Quarzdioriten auf. Sie bilden Stöcke und steilstehende Gänge und haben bei Kalo Chorio ebenfalls wie ihr Wirtsgestein radiometrische Alter von rund 70 Ma geliefert (BARANYI et al. 1975, WACHENDORF et al. 1975/80). – Diese Koinzidenz ist sehr auffällig, da sie anscheinend von der hochgradigen Metamorphose nicht erfaßt wurden. – Nach BONNEAU (1972) könnte das Asterussia-Kristallin zur pelagonischen Zone gehören, gemeint ist die im Einleitungskapitel definierte pelagonische Zone i.w.S. Diese Zuordnung stützt sich im wesentlichen nur darauf, daß das Asterussia-Kristallin eng mit pelagonischen Ophiolithen (kretische Ophiolith-Decke) assoziiert ist (s. nächstes Kap.). Außerhalb von Kreta wurde das Asterussia-Kristallin auf den Ky-

kladeninseln Anafi (KLEIN 1978, s. auch REINECKE 1978), DONOUSSA (östlich Naxos) und Nikouria (unmittelbar nördlich der Insel Amorgos) nachgewiesen (DÜRR et al. 1978 b). Diese Vorkommen wurden nicht nur petrographisch, sondern auch durch radiometrische Altersmessungen, die auf allen drei Inseln Metamorphosealter von rund 70 Ma ergeben haben, identifiziert (s. auch ALTHERR et al. 1979). Deshalb ließe sich das Asterussia-Kristallin auch sehr treffend als 70-Millionen-Jahre-Kristallin bezeichnen.

Die uns von Herrn Dr. H. KLEIN, Min. Inst. Freiburg, freundlicherweise zur Ansicht überlassenen Dünnschliffe aus dem Kristallin der südlich Anafi gelegenen kleinen Trabanteninsel Makra sind völlig identisch mit den Dünnschliffbildern der Diopsid-Schiefer, Diopsid-Marmore und Amphibolite des Asterussia-Kristallins von Anoja im zentralen Mittelkreta (vergl. THORBECKE 1972). Die Dünnschliffvergleiche bestätigen die Vermutung von DÜRR et al. (1978 b), daß auch auf Makra Asterussia-Kristallin vorkommt.

Die Kykladenvorkommen weisen nach DÜRR et al. (1978 b) darauf hin, daß das Asterussia-Kristallin nördlich der Kykladen, mindestens nördlich der kleinen Insel Donoussa, her stammt. Die südkretischen Vorkommen liegen etwa 240 km südlich Donoussa und wurden über diese weite N-S-Distanz an der Basis der Ophiolith-Decke mitgeschleift. Dieser gut begründete Betrag von rund 240 km deutet an, in welchen Dimensionen die Tethys im Längsbereich Kreta zwischen Afrika und Europa eingengt wurde. Weitere Zusammenschiebungsbeträge der Tethys-Lithosphäre werden im Schlußkapitel dieser Arbeit behandelt. Die Kykladenvorkommen zeigen weiterhin, daß die auf dem Asterussia-Kristallin lagernde oberste kretische Decke, die Ophiolith-Decke, ebenfalls nördlich der Kykladen zu beheimaten ist.

Dem ägäischen Asterussia-Kristallin vergleichbare Metamorphite kommen nach Ansicht mehrerer Autoren ebenfalls in den westlichen Tauriden im südwesttürkischen Deckenstapel südlich des Menderes-Fensters vor (BERNOULLI et al. 1974, CREUTZBURG & SEIDEL 1975, DÜRR et al. 1978 b). Die in Frage kommenden Äquivalente werden dort als "metamorphic slices" (de GRACIANSKY 1972, BERNOULLI et al. 1974) bezeichnet. Sie kommen im südwesttürkischen Deckenstapel an der Basis der obersten Decke, der Peridotit-Decke, und oberhalb der bereits erwähnten Diabas-Decke vor und nehmen damit die gleiche tektonische Position ein wie das Asterussia-Kristallin auf Kreta, das auf der Arvi-Gruppe und direkt unter der Ophiolith-Decke liegt. Wir haben bereits erörtert, daß die Arvi-Gruppe mit den Gesteinen der Diabas-Decke korrelierbar ist. Wie im nächsten Kapitel beschrieben wird, lassen sich auch die kretische Ophiolith-Decke und die südwesttürkische Peridotit-Decke korrelieren.

Äquivalente des Asterussia-Kristallins sind unseres Wissens im festländischen Griechenland bisher nicht ermittelt worden. Nach CREUTZBURG & SEIDEL kommen Kristallinschuppen (Amphibolite, Glimmerschiefer und Marmore) an der Basis von Ultramafititen aus dem nördlichen Pindos-Gebirge (BRUNN 1956), dem Vourinos-Gebirge (BORTOLOTTI et al. 1969) und aus dem Kandilion-Gebirge Euböas (PARROT & GUERNET 1972) zu vergleichenden Studien in Frage. Außerdem kommt das Kristallin der Othris-Region am Golf von Volos in Betracht, das nach HYNES et al. (1972) radiometrische Alter von ebenfalls rund 70 Ma geliefert hat.

Um Korrelationen mit den genannten Kristallin-Vorkommen durchführen zu können, sind lithostratigraphische Gliederungen in Form detaillierter Säulenprofile notwendig. Hierzu bildet das in Abb. 10 aufgeführte Säulenprofil als Typusprofil für das kretische Asterussia-Kristallin einen ersten Beitrag. Es wurde im westlichen Asterussia-

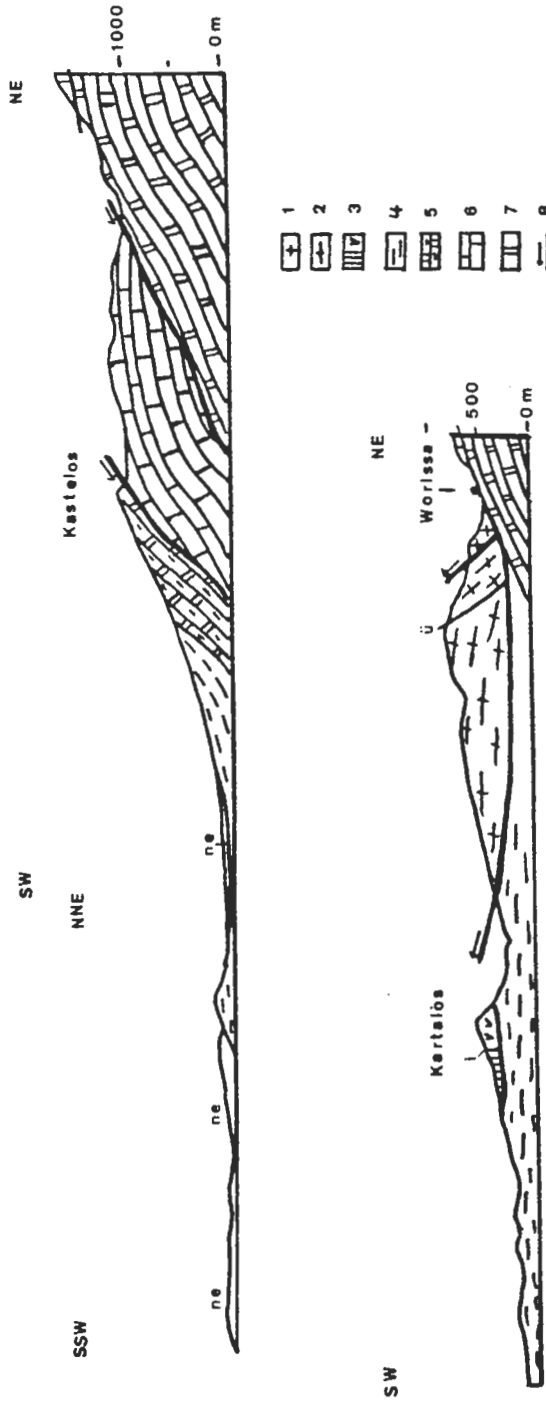


Abb. 9: Deckenabfolge an der Südflanke der Psiloriti-Antiklinale (Mittel-Kreta). 1 – Ophiolith-Decke, 2 – Asterussia-Kristallin, 3 – Olistolith aus Chloritschiefer und Diabas, 4 – Olonos-Pindos-Flysch, 5 – Olonos-Pindos-Chertkalk (O. Kreide), 6 – Tripolitza-Kalk, 7 – Talea Ort-Plattenkalk, 8 – Deckenbahn, ne – Neogen, ü – Überschiebung, i – Intrusivkontakt.

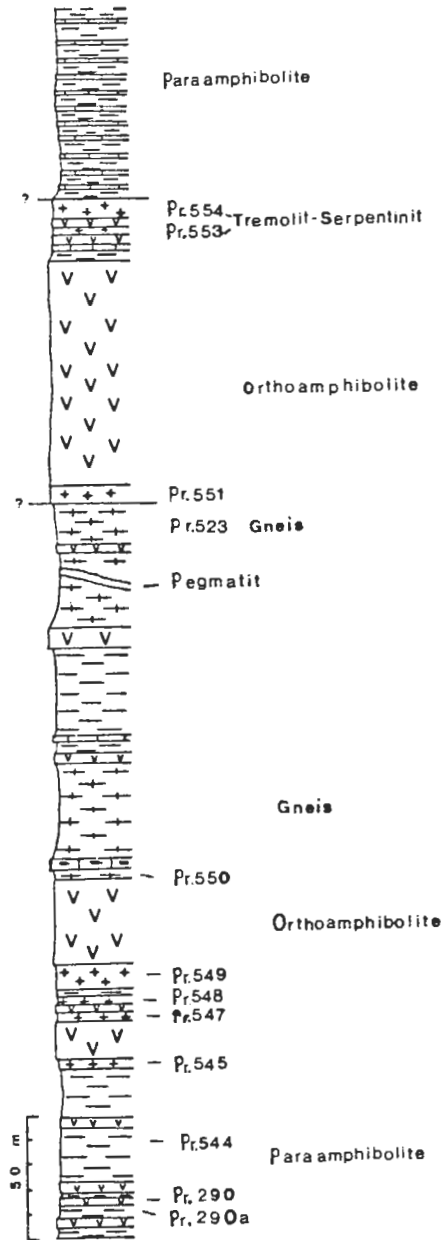


Abb. 10: Lagerungsabfolge des Asterussia-Kristallins (etwa 500 m mächtig) längs der alten Straße Lentas–Miamou, Südküste von Mittelkreta. Das Asterussia-Kristallin ist hier fast zur Hälfte aus basischen und ultramafischen Magmatiten hervorgegangen (zum Probeninhalt s. Tab. 9).

Gebirge längs der alten Straße Lentas–Miamou aufgenommen (s. beiliegende geologische Karte). Es handelt sich um die Aufnahme einer Lagerungsabfolge. Im Vergleich mit weiter westlich gelegenen Vorkommen ist zu erwarten, daß der stratigraphische Verband nicht durchweg erhalten ist und einzelne Schichtpakete tektonisch unterdrückt wurden (vergl. Abb. 11: Marmorbänke). Das Asterussia-Kristallin wird mindestens 500 m mächtig und bildet eine Wechselfolge aus verschiedenen Para- und Orthometamorphiten.

Die Parametamorphite bestehen aus Gneisen, Quarziten, Paraamphiboliten und Marmorbänken (zum Mineralbestand s. Tab. 9). Sie sind aus Kalken, Mergeln, Sandsteinen und Tonen hervorgegangen. Vereinzelt enthalten die Parametamorphite einige Dezimeter breite, steilstehende, nur wenige Meter durchhaltende Turmalinpegmatite, die teils boudiniert sind.

Tab. 9: Mineralbestand einiger Gesteine aus dem Asterussia-Kristallin des südlichen Mittelkretas (alte Straße Lentas–Miamou). Die Fundpunkte sind im Typusprofil der Abb. 11 verzeichnet.

Pr. 554	Tremolit-Serpentinit. Serpentin, Talk, Tremolit, Olivin, Erz, wenig Chlorit.
Pr. 553	Tremolitifels. Tremolit, Serpentin, Erz.
Pr. 551	Serpentinit. Serpentin, Magnesit, Erz, wenig Chlorit.
Pr. 523	Granat-Sillimanit-Gneis. Quarz, Biotit, Sillimanitnadeln in einem Biotit-Sillimanit-Filz, Plagioklas, Granat (bis 2 cm, Almandin?), Serizit pseudomorph nach Cordierit, Cordierit, Kalifeldspat?, Erz.
Pr. 550	Cordierit-Gneis. Quarz, Biotit, Cordierit (häufig in Serizit zerfallen), Plagioklas, Sillimanit, Kalifeldspat (Nachweis durch Gelbfärbung).
Pr. 549	Tremolitifels. Tremolit, Olivin, Erz, wenig Serpentin; Olivine mit Tremolitspießen.
Pr. 548	Tremolit-Serpentinit. Serpentin, Olivin, Tremolit, Magnesit, Erz.
Pr. 547	Tremolit-Serpentinit. Serpentin, Tremolit, Chromit, Magnetit.
Pr. 545	Tremolitschiefer. Tremolit, Erz, Talk?, Olivin?
Pr. 544	Granat-Quarzit. Quarz, Aktinolith, Biotit, Chlorit, Granat (verm. Almandin); sehr feine Paralleltexur, Quarzkörner zum Liegenden größer, wahrscheinlich gradierte Schichtung.
Pr. 290a	Orthoamphibolit. Plagioklas (teils noch magmatische Relikte), hellbrauner Amphibol (stark pleochroitisch), Epidot, Erz.
Pr. 290	Epidot-Quarzit. Quarz, Epidot, Klinozoisit, Amphibol. Erz.

Die Orthometamorphite werden hauptsächlich von Orthoamphiboliten und untergeordnet von Meta-Ultramafititen gebildet. Beide treten in Form von Sills und Apophysen auf.

Die Orthoamphibolite sind weiter westlich besonders im basalen Bereich des dortigen Asterussia-Kristallins wesentlich mächtiger entwickelt als im Typusprofil (vergl. Profilschnitt der Abb. 11). Es haben sich teilweise noch magmatische Strukturen wie Plagioklas-Einsprenglinge und ophitische Verwachsungen erhalten. Sie besitzen mit Kieselsäuregehalten zwischen 49 und 55 Gew.%, wie die acht chemischen Analysen der Tab. 11 zeigen, einen basischen Chemismus. Die Analysenwerte für SiO_2 , Na_2O

und K_2O würden nach der Klassifizierung von MACDONALD & KATSURA einen tholeiitbasaltischen Chemismus ergeben. Da diese Klassifizierung an frischen Basalten von Hawaii ermittelt wurde, gilt sie nur mit Vorbehalt für metamorphe Basalte. Es bleibt deshalb eine gewisse Unsicherheit darüber bestehen, ob die Orthoamphibolite des Asterussia-Kristallins tatsächlich aus einer tholeiitbasaltischen Schmelze herkommen. Mit Sicherheit läßt sich jedoch feststellen, daß das Asterussia-Kristallin vor seiner Metamorphose in der höheren Oberkreide von einer basaltischen Schmelze in Form von Sills und Apophysen sowie vereinzelt Dykes intrudiert wurde. Das ist ein markantes, für Korrelationen nützlich Merkmal.

Weit geringer ist der Anteil an Meta-Ultramafititen. Sie kommen nur vereinzelt und ebenfalls in Form von Sills und Apophysen vor, die nur einige Dezimeter bis Meter mächtig werden. Diskordante Gänge haben wir nicht angetroffen. Sie scheinen sich durch geringere Kieselsäuregehalte (z. B. 38.4 Gew.-%) und höhere Mg-Gehalte (z. B. 38.4 Gew.-%) von den Peridotiten/Serpentiniten der überlagernden Ophiolith-Decke zu unterscheiden. Zum Beleg dieser sich andeutenden Unterschiede sind jedoch noch weitere chemische Analysen aus den Meta-Ultramafititen des Asterussia-Kristallins notwendig (vergl. chem. Analysen der Tab. 13).

— Aus den Peridotiten/Serpentiniten der kretischen Ophiolith-Decke liegen dafür bereits genügend chemische Analysen vor (s. THORBECKE 1973: 15 chem. Analysen von Peridotiten/Serpentiniten aus dem Vorkommen von Anoja im zentralen Mittelkreta). —

Ganz deutlich ist jedoch der Unterschied im Mineralbestand. Die Meta-Ultramafitite bestehen aus

Tremolit-Serpentiniten,
Tremolit-Felsen und
Tremolit-Schiefern.

Neben den Hauptmineralen Serpentin und Tremolit enthalten sie noch Olivin, Chromit, Magnetit und manchmal Magnesit (s. Tab. 9). Einige xenomorphe Olivine umschließen Tremolitspieße. Dieses Phänomen war uns bereits bei der Bearbeitung der Meta-Ultramafitite des Asterussia-Kristallins von Anoja aufgefallen (THORBECKE 1972/73). Nach unserer Deutung sind zunächst die Tremolitspieße gesproßt und dann bei ansteigender Metamorphose von neugesproßten, xenomorphen Olivinen umwachsen worden. Diese Tremolit führenden Olivine sind nicht magmatischen, sondern metamorphen Ursprungs. Das Auftreten von Tremoliten und, wie wir meinen, von metamorphen Olivinen ist für die Herkunft der Meta-Ultramafitite sehr wichtig. Tremolite kommen, abgesehen von Tremolitspießen in schmalen Kontaktsäumen an Diabasgängen (s. THORBECKE 1972/73), in den Peridotiten/Serpentiniten der überlagernden Ophiolith-Decke nicht vor. Allein schon deshalb können die Meta-Ultramafitite des Asterussia-Kristallins nicht, wie CREUTZBURG & SEIDEL (1975) meinten, aus der überlagernden Ophiolith-Decke herkommen und beim Überfahren in Form von Spänen tektonisch in das Asterussia-Kristallin eingespießt worden sein. Außerdem ließen sich z. B. die 4 Meta-Ultramafititlagen im unteren Teil des Typusprofils (s. Abb. 11: Probenfundpunkte 545–548) kaum als tektonisch eingepreßte Späne deuten. Sie sind sehr geringmächtig, liegen völlig ungestört schichtparallel und folgen innerhalb einer Mächtigkeit von nur etwa 20 Metern aufeinander. Außerdem treten diese 4 Meta-Ultramafititlagen im basalen Bereich und nicht an der Grenze zur auflagernden Ophiolith-Decke auf. Es handelt sich um Sills und nicht um eingespießte Späne. Sie sind vor der Regionalmetamorphose und vor der Überfahung durch die Ophiolith-

Decke in das Asterussia-Kristallin intrudiert. Ultramafische Intrusiva sind selten und bilden deshalb ein sehr spezifisches Kennzeichen, das Korrelationen erleichtert.

Von den außerdem recht charakteristischen sauren Intrusiva haben sich im westlichen Asterussia-Gebirge drei kleine Vorkommen bei Kalilimenes erhalten (s. auch DAVIES 1967). Sie sind auf der beiliegenden geologischen Karte verzeichnet und bestehen aus (s. Tab. 10 und 12):

Granit, Granodiorit, Diorit, Quarzdiorit und Trondhjemit.

Tab. 10: Saure und basische Intrusiva aus dem Asterussia-Kristallin des südlichen Mittelkretas. Die Fundpunkte sind in der Abb. 11 verzeichnet.

Pr. 18	Orthoamphibolit (chem. Analyse in Tab. 11).		
Pr. 363	Orthoamphibolit (chem. Analyse in Tab. 11).		
Pr. 506	Diopsid-Quarzit. Quarz, Diopsid, gem. Hornblende, Kalzit, Titanit, Erz.		
Pr. 508	Orthoamphibolit. Plagioklas, Chlorit, braungrüner Amphibol, Kalzit, Epidot, Erz.		
Pr. 509	Granodiorit.		
Pr. 510	Diorit.	64 Vol.-%	Plagioklas
		31 "	gem. Hornblende und Biotit (ca. 1:1) und etwas Erz
		4 "	Quarz
		1 "	Orthoklas
Pr. 512	Quarzdiorit.	56 Vol.-%	Plagioklas
		23 "	Quarz
		21 "	gem. Hornblende, Biotit, Erz.
Pr. 513	Orthoamphibolit. Plagioklas, hellbrauner Amphibol, Titanit, Erz.		
Pr. 514	Trondhjemit (s. Tab. 12).		
Pr. 515–518	Orthoamphibolite. Plagioklas, hellbrauner bis hellgrüner Amphibol, Titanit, Epidot/Klinozoisit, Kalzit, Erz.		

Sie besitzen eine schwache, aber doch erkennbare Paralleltexur, die auf eine metamorphe Überprägung hinweist. Wir haben jedoch im Mineralbestand keine Anzeichen dafür entdecken können, daß sie von der hochgradigen Regionalmetamorphose des Asterussia-Kristallins erfaßt wurden. Deshalb bezeichnen wir sie als Plutonite und nicht als Meta-Plutonite, wie z. B. Meta-Diorit. Wir gehen also davon aus, daß die sauren Intrusiva nach der rund 70 Ma alten Regionalmetamorphose intrudierten. Dem steht jedoch das radiometrische Alter von ebenfalls rund 70 Ma aus einem Vorkommen bei Kalo Chorio an der NE-Küste von Kreta entgegen (BARANYI et al. 1975, LIPPOLT & BARANYI 1976). Dieser Widerspruch läßt sich möglicherweise dadurch erklären, daß der Zeitunterschied zwischen Metamorphose und Intrusion so gering gewesen ist, daß er mit radiometrischen Messungen nicht mehr erfaßt werden kann. Hieran ließe sich noch eine Spekulation über die Herkunft der sauren Intrusiva anschließen. Möglicherweise führte die hochgradige Regionalmetamorphose mit ca. 700 Grad Celsius (s. oben) zur Bildung saurer anatektischer Schmelzen im Untergrund des Asterussia-Kristallins, die nach relativ kurzer Zeit aufstiegen, das Asterussia-Kristallin durchsetzten und nicht mehr metamorph überprägt wurden. Doch zurück zum Konkreten.

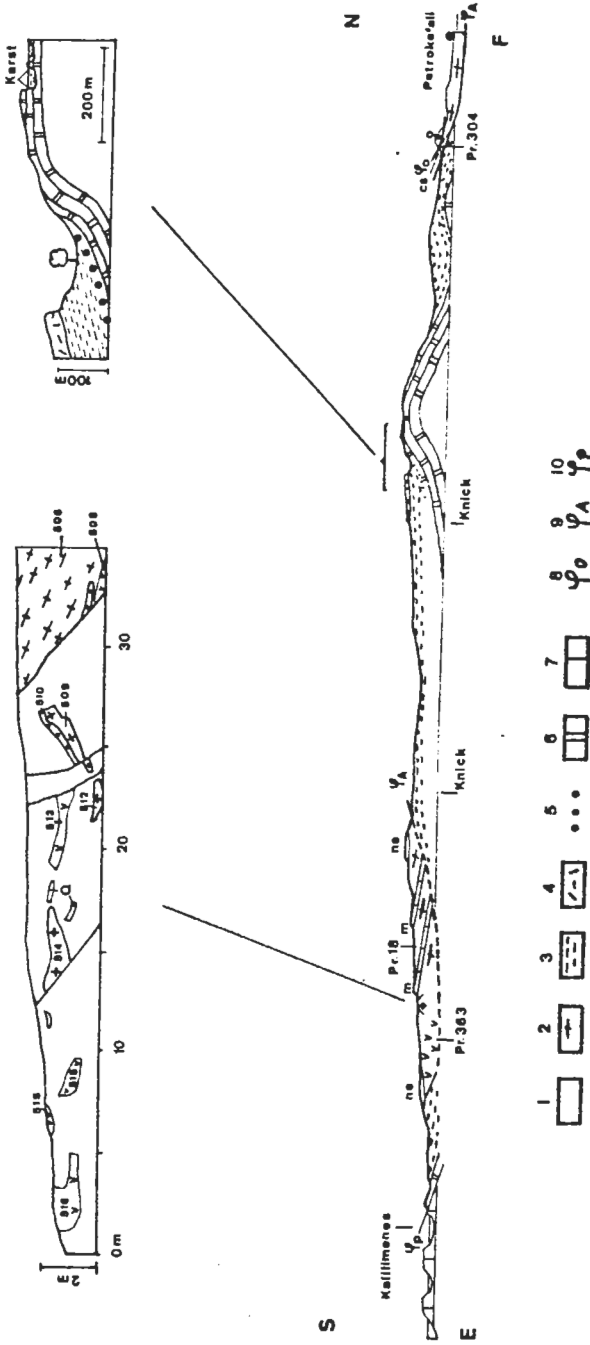


Abb. 11: Profilschnitte vom Asterussia-Kristallin und der Olonos-Pindos-Gruppe im südlichen Mittelkreta. Zum Probeninhalt siehe Tab. 8 und 10.
 ne – Marines Neogen; o – Ophiolith-Formation; m – Marmor; v – Orthoamphibolithe; 1 – Vergrusste saure Intrusiva mit großen Orthoklasen (Asterussia-Kristallin); 2 – Parametamorphite; cs – Chlorit-Schiefer (Arvi-Gruppe?); 3 – Olonos-Pindos-Flysch (bis Oligozän); 4 – Detrituskalk; 5 – Transgressionskonglomerat; 6 – Olonos-Pindos-Chertkalk; 7 – Tripolitza-Kalk; 8 – Bahn der Ophiolith-Decke; 9 – Bahn des Asterussia-Kristallins; 10 – Bahn der Olonos-Pindos-Decke.

Gew.-%	Pr. 290a (Abb. 11)	Pr. 18 (Abb. 11)	Pr. 302 (geol. Kt.)	Pr. 406 (geol. Kt.)	Pr. 363 (Abb. 11)	Pr. 338 (bei 335)	Pr. 23 (geol. Kt.)	Pr. 318 (geol. Kt.)
SiO ₂	49.35	50.50	50.70	50.90	51.65	51.70	53.35	55.25
TiO ₂	1.17	0.95	1.09	0.67	1.51	1.24	1.27	0.81
Al ₂ O ₃	16.75	17.25	16.90	18.45	14.50	14.70	15.10	10.90
FeO	6.32	6.19	6.18	5.60	6.47	6.90	8.05	5.03
Fe ₂ O ₃	1.68	0.66	1.57	0.70	1.98	1.60	0.35	1.17
MnO	0.10	0.08	0.10	0.10	0.15	0.14	0.10	0.10
MgO	8.29	8.10	7.54	7.77	6.30	7.38	7.88	6.56
CaO	10.40	10.20	10.70	12.80	11.50	10.20	6.90	12.95
Na ₂ O	2.75	2.80	2.48	1.30	3.54	2.73	4.55	1.21
K ₂ O	0.45	0.90	0.52	0.27	0.24	1.43	0.32	0.38
Glühverlust	2.58	2.04	1.75	1.10	2.00	1.77	1.75	5.14
Cr ₂ O ₃	99.84	99.67	99.53	99.66	99.84	99.79	99.62	0.16
ppm								99.66
Cr	640	506	434	570	268	480	420	1120
Ni	225	206	145	223	84	114	112	365
Rb	0	38	29	0	0	69	0	20
Sr	250	230	230	160	200	240	210	220
Zr	115	101	108	96	121	92	119	92
		(nw. Pombia)				(ö. Platiaperamata)		(w. Miamu)

Tab. 11: Die weit verbreiteten und häufigen Orthoamphibolite des Asterussia-Kristallins des westlichen Asterussia-Gebirges besitzen tholeitbasaltischen? Chemismus. Klassifizierung nach MACDONALD & KATSURA.

	Pr. 335b Quarzdiorit (Einschluß in 335) 40 Vol.-% Biotit 39 Plagioklas 20 Quarz 1 Erz	Pr. 337 Granodiorit (s. geol. Karte) 52 Vol.-% Plagioklas 19 Quarz 18 Orthoklas 11 Biotit, Horn- blende, wenig Erz	Pr. 335 Granodiorit (s. geol. Karte) 42 Vol.-% Plagioklas 21 Orthoklas 21 Quarz 15 Biotit 1 Erz	Pr. 514 Trondhjernerit (s. Abb. 11) 68 Vol.-% Plagioklas 20 Quarz 10 Chlorit, wenig Titanit, Epidot, Klinozoisit, Erz, Orthoklas
Gew.-%				
SiO ₂	64.95	68.80	69.45	71.70
TiO ₂	1.70	0.93	0.73	0.40
Al ₂ O ₃	11.55	13.70	14.20	14.60
FeO	7.04	3.31	3.88	1.16
Fe ₂ O ₃	1.36	0.64	0.02	0.49
MnO	0.14	0.04	0.05	0.02
MgO	2.03	0.95	0.91	0.45
CaO	2.15	1.85	1.90	2.15
Na ₂ O	3.44	4.55	3.84	6.54
K ₂ O	3.14	3.28	3.99	0.72
Glühverlust	2.24	1.49	0.66	1.55
	99.74	99.54	99.63	99.78
ppm				
Cr	98	31	50	8
Ni	10	10	16	10
Rb	201	127	165	39
Sr	100	185	140	185
Zr	225	307	311	346

Tab. 12: Saure Intrusiva des Asterussia-Kristallins. Die drei kleinen Vorkommen des westlichen Asterussia-Gebirges sind in der beiliegenden geologischen Karte enthalten.

Das Straßenprofil in Abb. 11 stammt vom Vorkommen oberhalb Kalilimenes. Es zeigt einen kleinen Stock aus geschiefertem, stark vergrusten Granit oder Granodiorit mit noch relativ gut erhaltenen, herausbrechbaren Orthoklasen. Er umschließt Schollen aus Orthoamphiboliten (Pr. 516, 518, 515, 513 und Apophysen aus Granodiorit (Pr. 509), Diorit (Pr. 510), Quarzdiorit (Pr. 512) und Trondhjemit. Der Stock grenzt im N an Diopsid-Quarzit (Pr. 506) und andere Parametamorphite, die Orthoamphibolit (Pr. 508) und außerdem eine kleine saure Apophyse enthalten (s. auch Tab. 10 und 12).

Zusammenfassend ergeben sich folgende wichtigen Kennzeichen für das von uns bearbeitete Asterussia-Kristallin. Es besteht aus Gneisen, verschiedenen Parametamorphiten, Marmoren, Orthoamphiboliten, Meta-Ultramafiten und sauren Intrusiva. Es wurde vor rund 70 Ma hochgradig metamorphosiert und kommt stets an der Basis der obersten kretischen Decke, der Ophiolith-Decke, vor. Es bildet wegen dieser spezifischen Merkmale ein ausgezeichnetes Leitgestein innerhalb der ägäischen Helleniden und westlichen Tauriden. Es kommt in den westlichen Tauriden ebenfalls an der Basis der obersten Decke, der Peridotit-Decke, vor, so daß ein Bezugsniveau für vergleichende Betrachtungen zwischen dem kretischen und südwesttürkischen Deckengebäude vorliegt. Wie bereits eingangs erwähnt, ermöglichen die Kykladenvorkommen des Asterussia-Kristallins die wichtige Aussage, daß es zusammen mit den überlagernden kretischen Ophiolithen nördlich des Kykladen-Fensters herkommt. Diese Herkunft bedeutet für die südwesttürkischen Vorkommen des Asterussia-Kristallins und die dort auflagernden Ophiolithe (Peridotit-Decke), daß beide Einheiten nördlich des Menderes-Fensters herkommen.

Zur Vervollständigung der Beschreibung des kretischen Deckengebäudes wird im folgenden die oberste tektonische Einheit behandelt.

2.1.10 Ophiolith-Formation

Sie bildet auf Kreta die oberste Decke. Die Ophiolith-Decke besteht hauptsächlich aus Peridotiten/Serpentiniten, untergeordnet aus Diabasen in Form steilstehender Gänge und Stöcke und wird rund 300 m mächtig. Sie ist älter als Oberkreide und könnte bis in die Trias hinabreichen (s. unten). Die Ophiolith-Formation ist enger gefaßt als die „Amphibolit-Serpentinit-Assoziation“ (CREUTZBURG & SEIDEL 1975), die das unterlagernde Asterussia-Kristallin noch mitbeinhaltet. Der Begriff Ophiolith-Decke deckt sich nicht mit der Bezeichnung „Nappe de l'Asteroussia“ (BONNEAU 1972), die ebenfalls das Asterussia-Kristallin noch mitumfaßt. Die Trennung von Asterussia-Kristallin und Ophiolith-Formation gründet sich darauf, daß sich beide Formationen ganz deutlich nach Gesteinsinhalt, Herkunft und Metamorphosegrad unterscheiden. Außerdem ist jetzt die kretische Ophiolith-Decke in gleicher Weise definiert wie die äquivalente Peridotit-Decke der SW-Türkei (s. unten), die bekanntlich die dort unterlagernden "metamorphic slices" (de GRACIANSKY 1972) ebenfalls nicht mitumfaßt.

Die kretischen Ophiolithe wurden von AUBOUIN & DERCOURT (1965), AUBOUIN et al. (1970) und BONNEAU (1973) der pelagonischen Zone zugeordnet. – Es ist die pelagonische Zone i.w.S. gemeint. – Als Begründung läßt sich dafür anführen, daß sie eine hohe Position im kretischen Deckengebäude oberhalb der Olonos-Pindos-Decke und der tektonischen Fragmente wie der Arvi-Gruppe, der Vatos- und

Kalypso-Einheit und des Asterussia-Kristallins einnehmen und daß sie ebenfalls wie die pelagonischen Ophiolithe des festländischen Griechenlands eine kretazische Sedimentbedeckung besitzen. Davon ist auf Kreta nur ein kleiner Rest auf den Ophiolithen von Vatos und Spili im südwestlichen Mittelkreta erhalten. Es handelt sich um rote, mergelige Globotruncanenkalke, die mit einem Konglomerat aus aufgearbeiteten Ophiolithen und Epimetamorphiten beginnen (BONNEAU et al. 1977, BONNEAU & LYS 1978). Diese oberkretazische Sedimentbedeckung erlaubt außerdem die Festlegung einer oberen Altersgrenze für die kretische Ophiolith-Formation. Sie ist älter als Oberkreide.

Hiermit harmoniert ein Ergebnis von SEIDEL et al. (1977). Sie haben die von THORBECKE (1972/73) im zentralen Mittelkreta an der Straße von Gonies nach Sissarcha beschriebenen Diabase, die die dortigen Peridotite/Serpentinite in Form multipler Gänge senkrecht durchsetzen, radiometrisch auf rund 133 Ma (unterste Unterkreide, K/Ar-Alter eines Hornblende Konzentrats) datiert (s. auch SEIDEL 1978). Daraus folgt, daß die Peridotite/Serpentinite der kretischen Ophiolith-Formation älter als Unterkreide sind. Eine Datierung der unteren Altersgrenze ist auf Kreta noch nicht gelungen. Im festländischen Griechenland reichen die entsprechenden Ophiolithe wahrscheinlich bis in die Trias hinab (KAUFFMANN 1976).

Die ursprüngliche Herkunft der pelagonischen Ophiolithe ist noch nicht endgültig geklärt. Man geht davon aus, daß sie aus einem ozeanischen Bereich der Tethys, von dem ebenfalls die Ophiolithe der Almopias-Subzone der Vardar-Zone herkommen könnten, gegen Ende Jura und in der Kreide im Zuge der eohellenischen Phase (JACOBSSHAGEN et al. 1976) als Decke von intern nach extern über die pelagonische Karbonatplattform geschoben wurden (s. auch BERNOULLI & LAUBSCHER 1972). Dieses pelagonische Deckengebirge wurde bekanntlich dann von Kreidesedimenten transgressiv bedeckt und später im Tertiär durch eine weitere Deckenbildung nach extern verfrachtet. Auf diese Weise könnte nach unserer Ansicht auch die kretische Ophiolith-Decke sozusagen in zwei orogenen Etappen bis Kreta gelangt sein. Danach würden sie letztlich aus der Vardar-Zone herkommen.

In dieser Richtung haben sich ebenfalls ALTHERR et al. (1979) geäußert (vergl. auch ALTHERR & SEIDEL 1979). Sie halten es jedoch außerdem für möglich, daß die kretischen Ophiolithe aus zwei verschiedenen Herkunftsgebieten herkommen. Diese Deutung gründet sich darauf, daß an der Basis der kretischen Ophiolith-Decke nach Metamorphosetyp und Alter zwei gänzlich verschiedene Kristallinspäne (Asterussia-Kristallin und Kalypso-Einheit) vorkommen. Ihre Existenz ließe sich erklären, wenn man sie zwei Ophiolith-Einheiten zuordnen würde, deren eine im Oberjura und deren andere zum Ende der Kreide jeweils in einem anderen Gebiet obduziert worden wäre. Später seien sie dann zusammengelassen und nach Kreta transportiert worden. Wir haben in der kretischen Ophiolith-Formation selbst keine Hinweise dafür bemerkt, daß sie in zwei verschiedene Formationen zu untergliedern sei. Außerdem zerteilt GRACIANSKY (1972) die äquivalente Peridotit-Decke der SW-Türkei ebenfalls nicht in zwei verschiedene Formationen. Insofern findet die obige Spekulation keine Stützung. Als gesichert erscheint uns, wie bereits erwähnt, daß die kretische Ophiolith-Formation zusammen mit dem unterlagernden Asterussia-Kristallin nördlich der Kykladen herkommt. Dafür sprechen zusätzlich die Ophiolith-Vorkommen der Kykladeninseln Anafi (KLEIN 1978) und Paros (DÜRR et al. 1978). Die Ophiolithe von Paros besitzen ebenfalls wie die kretische Ophiolith-Formation eine kretazische Sedimentbedeckung, die allerdings schon im Barremium beginnt.

Vergleiche

Es wurde schon mehrfach angedeutet, daß die Peridotite der SW-Türkei wegen ihrer hohen Deckenposition und Lithologie mit der kretischen Ophiolith-Formation korreliert werden. Das wollen wir im folgenden durch vergleichende petrographische und chemische Betrachtungen untermauern. Wir behandeln zunächst die wesentlichen Daten einiger mittellkretischer Vorkommen und anschließend die entsprechenden Vergleichsdaten aus südwesttürkischen Vorkommen, die der Habilitationsschrift von de GRACIANSKY (1972) entnommen wurden.

Ophiolith-Decke von Kreta

Die kretische Ophiolith-Decke hat sich nur noch in Relikten erhalten. Man kann jedoch davon ausgehen, daß sie ursprünglich ganz Kreta bedeckte, wenn man die großen Dimensionen der äquivalenten Peridotit-Decke der SW-Türkei berücksichtigt, die noch heute nach de GRACIANSKY (1972) etwa 1 km mächtig wird und ein Areal von 150 km E-W-Länge und 100 km N-S-Breite bedeckt. Die Relikte der Ophiolith-Decke sind fast alle auf der Karte 1:200000 von Gesamtkreta verzeichnet (CREUTZBURG et al. 1977). Die meisten haben sich in Mittelkreta erhalten. Einige werden von der beiliegenden geologischen Karte des südlichen Mittelkretas erfaßt. Die größte Mächtigkeit von rund 300 m besitzt die Ophiolith-Klippe von Anoja (Berg Filjorimos oberhalb Gonies) im zentralen Mittelkreta. Die kretische Ophiolith-Formation besteht aus Peridotiten und Serpentiniten, die stellenweise von Diabasintrusionen in Form von Stöcken und nach Art der "sheeted complexes" durchsetzt werden.

Die Peridotite enthalten hauptsächlich Forsterit und Orthopyroxen (rhombischer Enstatit, 2 V = 71–76). Die Modalanalyse eines noch relativ frischen Peridotites aus der Ophiolith-Klippe von Anoja hat z. B. folgenden Mineralgehalt ergeben (THORBECKE 1972/73: Pr. 11 b).

59 Vol.-%	Forsterit
25 "	Orthopyroxen mit Diopsidlamellen
14 "	Serpentin
2 "	Magnetit, Picotit, Chromit.

Ein fast frischer Peridotit, der nur wenig Wasser aufgenommen hat, also kaum serpentinisiert wurde, enthält z. B. (THORBECKE 1972/73: Pr. 105)

43.03 Gew.-%	SiO ₂
38.33 "	MgO
3.00 "	H ₂ O.

Die Peridotite gehen in einer kontinuierlichen Serpentinisationsreihe in Serpentine über, die etwas niedrigere SiO₂- und MgO-Werte und selbstverständlich deutlich höhere Wasserwerte bis zu 12.2 Gew.-% besitzen (vergl. THORBECKE 1973: 15 chem. Analysen der Tab. 1). Die beiliegende chemische Vollanalyse (Pr. 562 der Tab. 13) aus dem südlichen Mittelkreta (bei Miami) ist typisch für die Serpentine der kretischen Ophiolith-Formation.

Die Diabase der Ophiolith-Formation sind durch folgende Mineralgehalte charakterisiert (THORBECKE 1972: Pr. m der Tab. 7):

52 Vol.-%	Plagioklas
46 "	gem. Hornblende
2 "	Erz, Titanit.

Tab. 13: Der Serpentinitt der Ophiolith-Decke unterscheidet sich chemisch deutlich vom Serpentinitt des Asterussia-Kristallins, der weniger SiO₂ und mehr MgO besitzt.

	Ophiolith-Decke Pr. 562 Serpentinitt (südöstlich Miami)	Asterussia-Kristallin Pr. 39 Serpentinitt (östlich Platiaperamata, Mitte eines 3.3 m Sills)
Gew.-%		
SiO ₂	42.40	38.40
TiO ₂	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	0.75	0.95
FeO	2.30	3.59
Fe ₂ O ₃	5.25	3.61
MnO	0.08	0.04
MgO	36.18	38.38
CaO	0.14	2.60
Na ₂ O	0.06	0.09
K ₂ O	0.04	0.01
Glühverlust	12.10	12.11
Cr ₂ O ₃	0.32	0.32
NiO	0.29	0.29
	99.92	100.40
ppm		
Cr	2200	2180
Ni	2300	2280
Rb	38	0
Zr	74	64

Außerdem führen sie meist in untergeordneten Mengen die Sekundärminerale Aktinolith, Chlorit, Epidot und Klinozoisit. Vereinzelt auftretende Pyroxenrelikte lassen vermuten, daß sie zumindest teilweise aus Doleriten hervorgegangen sind. Ihr Chemismus schwankt außerordentlich, wie die folgende Zusammenstellung zeigt, die auf 5 Analysen beruht (THORBECKE 1973: Vollanalysen g, 119, 124, 27, m der Tab. 2):

47 – 54	(51.86 Mittelwert)	Gew.-%	SiO ₂
4.5 – 11.7	(6.98 ")	"	CaO
2.2 – 4.9	(3.57 ")	"	Na ₂ O
0.2 – 1.1	(0.67 ")	"	K ₂ O.

Die auffälligen Schwankungen im Chemismus der Diabase sind hauptsächlich durch interne Na-, K- und Ca-Wanderungen hervorgerufen worden, was auch durch unterschiedliche Gehalte an Sekundärmineralen deutlich wird. Z. B. besitzen CaO-reichere Diabase höhere Epidotgehalte. Angesichts derartig starker hydrothermaler? Ab- und Anreicherungen läßt sich nicht mehr feststellen, ob die Diabase aus einer alkalibasaltischen oder tholeiitischen Schmelze entstanden sind. Die postintrusiven Veränderungen sind durch Wärmezufuhr verursacht worden, die wahrscheinlich durch immer wieder nachfolgende Gangintrusionen herangeführt wurde. Derartige Prozesse ereignen sich bekanntlich bei der Neubildung von Ozeanboden im Verlauf von Ocean-Floor-

Spreading oder aber bei der Entstehung von vulkanischen Inselbögen bei der Subduktion von Ozeanboden unter Ozeanboden (Tonga Inseln). Der subduzierte Ozeanboden geht in Schmelze über, die dann teilweise aufgrund ihrer geringeren Dichte aufsteigt und den überlagernden Ozeanboden durchsetzt.

Ein weiteres wichtiges Merkmal der Diabasgänge der kretischen Ophiolith-Formation sind ihre schmalen bis meterbreiten Kontaktsäume, die sich in den angrenzenden Serpentiniten ausgebildet haben, wie z. B. im zentralen Mittelkreta an der Straße zwischen Gonies und Sissarcha. Sie sind durch Neuspaltung von Tremolitspießen gekennzeichnet (THORBECKE 1972). Die Kontaktmetamorphose müßte sich grob in der untersten Unterkreide ereignet haben, da diese Diabasgänge, wie bereits erwähnt, radiometrische Alter von rund 133 Ma geliefert haben (SEIDEL et al. 1977).

Peridotit-Decke der SW-Türkei

Die südwesttürkischen Peridotite besitzen im Vergleich zu denen der kretischen Ophiolith-Formation den gleichen qualitativen und einen ähnlichen quantitativen Mineralbestand (de GRACIANSKY 1972):

70 – 80 Vol.-%	Olivin (Forsterit)
10 – 20 "	Orthopyroxen (Enstatit)
10 – 20 "	Serpentin
1 – 2 "	Chromit, Picotit, wenig Magnetit und Klinopyroxen

Der Olivinanteil ist deutlich höher und der Orthopyroxenanteil etwas niedriger als in den kretischen Peridotiten. Dem höheren Forsteritanteil entsprechen die niedrigeren SiO₂- und höheren MgO-Gehalte wie das folgende Analysenbeispiel eines südwesttürkischen Peridotites zeigt (de GRACIANSKY 1972: Analyse 7 der Tab. 13):

41.73 Gew.-%	SiO ₂
41.51 "	MgO
4.66 "	H ₂ O.

Die obige Tendenz zeigt sich ebenfalls, wenn man mehrere Peridotit- und Serpentinanalysen miteinander vergleicht (THORBECKE 1973: Tab. 1, de GRACIANSKY 1972: Analysen 2–7 der Tab. 13):

Ophiolith-Decke, Kreta (15 Vollanalysen)	Peridotit-Decke, SW-Türkei (6 Vollanalysen)
40–43 (41.42 Mittel) Gew.-% SiO ₂	38–42 (39.64 Mittel) Gew.-% SiO ₂
33–44 (35.89 ") " MgO	37–44 (39.88 ") " MgO
3–12 (8.36 ") " H ₂ O	4–13 (8.44 ") " H ₂ O

Die Peridotit-Decke enthält zwar auch Serpentinite, jedoch in deutlich geringerem Umfang als die kretische Ophiolith-Decke. Dieser Unterschied im Umfang der Serpentinisierung erklärt die unterschiedliche Bezeichnungsweise. Als Gesamtergebnis der petrographischen und chemischen Vergleiche ergibt sich, daß die kretischen Peridotite weniger Forsterit und etwas mehr Orthopyroxen bzw. mehr SiO₂ und weniger MgO als die südwesttürkischen Peridotite enthalten. Die Unterschiede sind nicht gravierend.

Die südwesttürkische Peridotit-Decke enthält ebenfalls in geringen Mengen, die nach Schätzung von de GRACIANSKY (1972) nur 1 Vol.-% ausmachen, basaltische Gänge mit ausgeprägten Abkühlungsrändern (chilled margins). Es handelt sich vorwie-

gend um Dolerite, die hauptsächlich Plagioklas und Augit und untergeordnet grüne Hornblende, Chlorit, Epidot, Zoisit, Leukoxen und Erz enthalten. Vereinzelt treten braune Amphibole, auch als Saum um Augite auf. Der Chemismus der Dolerite variiert, wie die folgende Zusammenstellung zeigt, die auf 8 chemischen Analysen basiert (de GRACIANSKY 1972: Tab. 11, Vollanalysen S 271, S 396, FR 09, FR 33, V 6, B 123, B 124, B 127):

47	–	51	(49.06 Mittel)	Gew.-%	SiO ₂
7.9	–	11.1	(9.7 ")	"	CaO
3.1	–	4.9	(3,94 ")	"	Na ₂ O
0.2	–	0.3	(0.24 ")	"	K ₂ O.

Die Dolerite sind nach de GRACIANSKY (1972) aus einem tholeiitischen Magma hervorgegangen. Sie unterscheiden sich hauptsächlich durch das Auftreten von Augit an Stelle von gem. Hornblende von den Diabasen der kretischen Ophiolith-Formation. Die Unterschiede im Chemismus sind wesentlich geringer, so daß die Diabase der kretischen Ophiolith-Formation wahrscheinlich ebenfalls aus einer tholeiitischen Schmelze stammen (s. obige Mittelwerte der kretischen Diabasanalysen).

Die vergleichenden Betrachtungen zeigen, daß die kretische Ophiolith-Decke und die südwesttürkische Peridotit-Decke petrographisch, abgesehen vom Serpentinisierungsgrad, und chemisch hinreichend übereinstimmen, so daß sie nicht nur aufgrund gleicher tektonischer Position, sondern auch nach detaillierten Gesteinsvergleichen miteinander korrelierbar sind. Das bedeutet, daß auch die Peridotit-Decke der SW-Türkei wie die kretische Ophiolith-Decke zur pelagonischen Zone i.w.S. gestellt werden kann.

2.1.11. Neogen

Nach DROOGER & MEULENKAMP begann das Neogenmeer während des Mittelmiozäns im Serravallium über das kretische Deckengebäude zu transgredieren (vergl. KUSS 1976). Gegen Ende Pliozän zog es sich von Kreta zurück. Nur an der mittelmittelkretischen Nordküste bei Iraklion könnte nach SISSINGH ein kleines Vorkommen von marinem Pleistozän vorhanden sein. Aus dem Neogenmeer ragten in Westkreta die Lefka Ori und in Mittelkreta die Talea Ori, der Psiloriti (Ida) und weiter östlich das Lassithi-Gebirge als Inseln heraus. Die Psiloriti-Insel muß sich beträchtlich über Meeresniveau erhoben haben, da das Neogenmeer an seiner Südseite nördlich oberhalb des Klosters Wrondisson fjordartig etwa 2 km weit nach N in die dortige tiefe Schlucht eingedrungen war. Als Beleg hierfür dient ein Neogenrest, der sich in der Schlucht noch erhalten hat (s. beiliegende geologische Karte). Das Asterussia-Gebirge trägt heute noch transgressive Neogenreste und hat sich im Laufe des Neogens oder erst im Quartär wieder über Meeresniveau erhoben. Deshalb haben sich dort die obersten Einheiten des kretischen Deckengebäudes, die Ophiolith-Formation und besonders das Asterussia-Kristallin noch am besten erhalten.

Sehr wichtig ist, daß mit Hilfe des transgressiven Neogens eine obere Altersgrenze für die Bildung des kretischen Deckengebäudes gezogen werden kann. Es war spätestens im Mittelmiozän (Serravallium) vollendet.

2.2. Übersicht zum Vertikalaufbau und zur zeitlichen Entwicklung des Deckengebäudes

In den vorangegangenen Kapiteln haben wir die Stratigraphie und die Zonenzugehörigkeit der einzelnen Einheiten Kretas schrittweise vom Liegenden zum Hangenden behandelt. Dabei wurde auf äquivalente Vorkommen außerhalb Kretas und besonders auf Beziehungen zum südwesttürkischen Deckengebäude verwiesen. Einen abschließenden Überblick über den Vertikalaufbau des kretischen Deckengebäudes, die Mächtigkeiten und die Zonenzugehörigkeiten seiner Einheiten bietet die beiliegende Zusammenstellung der Tab. 14. Dazu ist einschränkend anzumerken, daß die präzise Position der Vatos-Einheit nicht geklärt ist. Sicher ist nur, daß sie zwischen der Olonos-Pindos-Gruppe und dem Asterussia-Kristallin lagert. Die mögliche Position unterhalb der Arvi-Gruppe ist jedoch wenig wahrscheinlich, da die Vatos-Einheit dann mitten in die Olonos-Pindos-Zone hineingeraten würde, zu der sie überhaupt keine Beziehungen besitzt.

Die Kalypso-Einheit haben wir nicht aufgeführt, da für sie zu viele Positionen möglich sind. Es ist lediglich geklärt, daß sie zwischen der Olonos-Pindos-Gruppe und der Ophiolith-Formation lagert. Wahrscheinlich besitzt die Kalypso-Einheit eine höhere tektonische Position als die Arvi-Einheit, weil sie ebenfalls nicht in die Olonos-Pindos-Zone hineinpaßt. Es bleiben die Positionen zwischen Arvi-Gruppe und Vatos-Einheit oder zwischen Vatos-Einheit und Asterussia-Kristallin oder zwischen Asterussia-Kristallin und Ophiolith-Formation übrig.

Die Mächtigkeitswerte der Tab. 14 sind jeweils Höchstwerte, die nur an wenigen Stellen noch verwirklicht sind. Meist trifft man bedingt durch Tektonik und Erosion deutlich geringere Mächtigkeiten an. Ein Mächtigkeitswert, der für das gesamte kretische Deckengebäude gilt, läßt sich nicht angeben, da die einzelnen Einheiten nicht durchhalten und auch bereits vor der Erosion nicht durchhielten. Z. B. waren die Vatos- und Kalypso-Einheit sowie die Arvi- und Mangassa-Gruppe auch ursprünglich nicht auf ganz Kreta verbreitet.

Hinsichtlich der Vollständigkeit der auf Kreta vorhandenen Helleniden-Zonen ist zu bemerken, daß die präapulische Zone und die Parnass-Kiona-Zone fehlen. Die präapulische Zone wird südlich Kreta im Untergrund des Libyschen Meeres vermutet (s. Abschlußkapitel). Das Fehlen von Repräsentanten der Parnass-Kiona-Zone kann viele Ursachen haben. Möglicherweise rückte die eohellenische Decke im Längsbereich Kreta soweit über die pelagonische Karbonatplattform in Richtung Olonos-Pindos-Trog vor, daß sich an ihrem Externrand überhaupt keine Parnass-Kiona-Karbonate bilden konnten.

Die Gesamtentstehung des kretischen Deckengebäudes läßt sich auf den Zeitraum Maastrichtium-Serravallium (Mittelmiozän) einengen. Die obere Altersgrenze gründet sich bekanntlich darauf, daß die Deckenbahnen von dem ab Serravallium transgredierenden Neogen versiegelt wurden. Als untere Altersgrenze dient das Metamorphosealter des Asterussia-Kristallins von rund 70 Millionen Jahren. Im Maastrichtium muß die kretische Ophiolith-Decke noch so weit nördlich (intern) vom Asterussia-Kristallin entfernt gelegen haben, daß sie von seiner hochgradigen Metamorphose (grob 700 Grad Celsius) nicht erfaßt werden konnte. Die Ophiolith-Decke überfuhr folglich das Asterussia-Kristallin nach seiner Metamorphose, also nach dem Maastrichtium. Beide zusammen erreichten den externen Olonos-Pindos-Trog frühestens im Unteroligozän, da dort die Sedimentation bis ins Oligozän andauerte. Die kretische

Tab. 14: Das kretische Deckengebäude und die Zonenzugehörigkeiten seiner tektonischen Einheiten. Die Kalypso-Einheit wurde nicht dargestellt. Die Ethia-Serie gehört zur Olonos-Pindos-Decke (s. Kap. 2.1.6.). Zum Alter der Ophiolith-Formation und zur ursprünglichen Herkunft aus der Vadar-Zone s. Text.

Neogen (Serravallium – Pliozän)		
	Subzonen	Zonen
300 m Ophiolith-Formation		pelagonische Zone i. w. S.
500 m Asterussia-Kristallin (70 Mill. J.)		
?100 m Vatos-Einheit (Perm–Jura?)		
?300 m Arvi-Gruppe (O. Trias – O. Kreide)	interne	Olonos–Pin- dos-Zone
1100 m Olonos–Pindos-Gruppe (O. Trias–Oligozän)	externe	
?300 m Mangassa-Gruppe (O. Trias–Eozän)	mittlere	Tripolitza- Zone
1500 m Tripolitza-Gruppe (O. Trias–U. Oligozän)	mittlere	
2150 m Phyllit-Formation (Perm–M. Trias)	externe	
800 m Trypali-Marmor (O. Trias, wahrsch. Lias und jünger)	externe	
5280 m Talea Ori-Gruppe (U. Perm–Alttertiär, wahrsch. U. Oligozän)	externe	

Tripolitza-Gruppe (mittlere Tripolitza-Zone) wurde frühestens gegen Ende Unteroligozän vom Deckenstapel (Olonos–Pindos- bis Ophiolith-Decke) überfahren, da der Tripolitza-Flysch bis mindestens ins Unteroligozän reicht. Die Deckenfront lag also jetzt im mittleren Tripolitza-Sedimentationsraum. Die Ereignisse, die sich südlich davon bis hin zum externen Teil des adriatisch-ionischen Troges abgespielt haben wie

- die Bildung der Trypali-Decke,
 - die Metamorphose der Phyllit-Formation, des Trypali-Marmors und der Talea Ori-Gruppe sowie
 - die Bildung der nach S überkippten Talea Ori-Antiklinale und deren Abtragung
- lassen sich fast alle abfolge- und altersmäßig nicht sicher rekonstruieren. Möglich wäre die Ereigniskette, die in der Hypothese am Schluß des Kapitels über die Phyllit-Formation geschildert wurde. Einigermaßen gesichert ist lediglich, daß die Metamorphose der Talea Ori-Gruppe und ihre deckenmäßige Überfährung sich frühestens im Unteroligozän ereigneten, da ihre Sedimente mit großer Wahrscheinlichkeit bis ins Unteroligozän hineinreichen. Das kretische Deckengebäude war also frühestens gegen

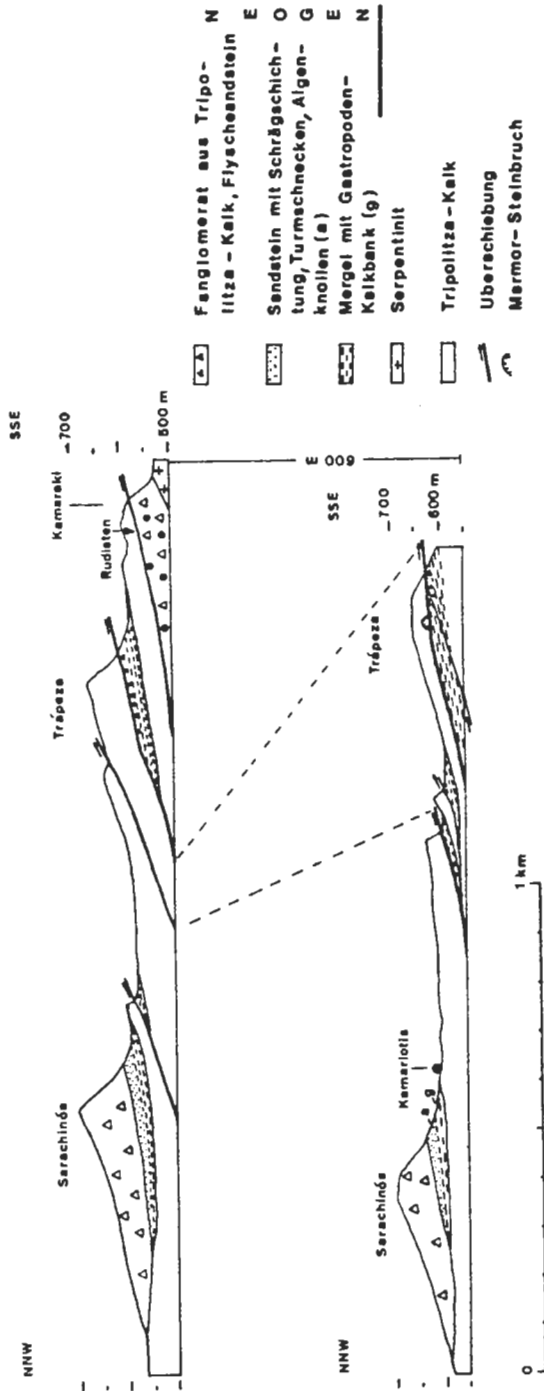


Abb. 12: Postterzilliane Einengung im N von Goniae (Mittel-Kreta) (siehe Beilg. 2).

Ende Unteroligozän und spätestens im Mittelmiozän vollendet. Anzeichen für jüngere N–S-Einengungen sind in Mittelkreta ebenfalls vorhanden. Im zentralen Mittelkreta bei Gonia wurde marines und terrestrisches Neogen von Tripolitza-Kalk überschoben (s. Profilschnitt der Abb. 12).

3. DER SÜDLICHE GRENZBEREICH HELLENIDEN–TAURIDEN

Nachdem das kretische Deckengebäude zur Charakterisierung der südägäischen Helleniden beschrieben und bereits auf Beziehungen zum südwesttürkischen Deckengebäude hingewiesen worden ist, werden im folgenden sieben ausgewählte Gebiete beiderseits der griechisch-türkischen Grenze behandelt, und zwar ein Ausschnitt des Menderes-Kristallins nördlich der Stadt Mugla (Göktepe-Gipfel), die türkische Dacta-Halbinsel sowie die griechischen Inseln Kalymnos, Pserimos, Kos, Simi und Tilos (s. Kartenskizze der Abb. 6). Diese Gebiete wurden ausgewählt, weil sie zwischen dem hinreichend bekannten Deckengebäude des südägäischen Inselbogens (Kreta, Kasos, Karpathos, Rhodos) und den von de GRACIANSKY (1972) grundlegend erforschten Teilen des südwesttürkischen Deckengebäudes zwischen Fethiye und Mugla sowie den von DÜRR (1975) erforschten Kykladen–Menderes-Gebieten vermitteln. Außerdem waren der Deckenbau und vor allem die Zonenzugehörigkeiten der Gesteine dieser Gebiete noch nicht einwandfrei geklärt. Dieses wird in den folgenden Kapiteln in Angriff genommen mit dem übergeordneten Ziel, die Zonengliederung der ägäischen Helleniden und ihre Übertragbarkeit auf die angrenzenden Tauriden zu vervollkommen.

Wir behandeln zunächst die Gebiete, in denen die tiefste Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters zutage tritt. Es geht dabei um die sehr wichtige Frage, ob sie zur Parnass–Kiona- oder zur Tripolitza-Zone gehört. Lag also der Olonos–Pindos-Trog nördlich oder südlich der Kykladen? Wie bereits im Einleitungskapitel erwähnt wurde haben sich einige Autoren dafür entschieden, daß sie der Tripolitza-Zone zuzuordnen sei (BRUNN et al. 1976, GUTNIC et al. 1979, DUMONT et al. 1980, s. beiliegende paläogeographische Skizze der Abb. 5). Daraus ergab sich die Frage, ob diese Zonenzuordnung, die sich im wesentlichen auf Ergebnisse aus der SW-Türkei stützt, ebenfalls durch Beobachtungen aus dem angrenzenden ägäischen Raum untermauert werden kann. Zur Beantwortung wollen wir zunächst die Stratigraphie und Verbreitung der tiefsten Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters behandeln. Dazu fassen wir als erstes die wichtigsten Literaturergebnisse zusammen und beschreiben dann unsere neuen Befunde vom Göktepe-Gipfel (SW-Türkei) und den griechischen Inseln Kalymnos, Pserimos und Kos.

3.1. Zur Stratigraphie und Verbreitung der tiefsten Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters

Vorweg einige Bemerkungen zur Existenzberechtigung des Kykladen–Menderes-Fensters. Die Fensternatur läßt sich allein schon damit begründen, daß das Asterussia-Kristallin des kretischen und südwesttürkischen Deckenstapels auf den Kykladeninseln Anafi einschließlich ihrer Trabanteninsel Makra, auf Nikouria bei Amorgos und Do-

noussa östlich Naxos ebenfalls auftritt, und es deshalb zusammen mit der überlagernden kretischen Ophiolith-Decke bzw. südwesttürkischen Peridotit-Decke nördlich des Kykladen-Menderes-Gebietes herkommen muß. Auf diese Herkunft der obersten Einheiten des kretischen und südtürkischen Deckengebäudes haben bereits DÜRR et al. (1978 b) hingewiesen. Sie besagt, daß die inzwischen im Kykladen-Menderes-Gebiet freigelegten tieferen Einheiten Fensterposition besitzen.

Die tiefste Einheit des Kykladen-Menderes-Fensters wird in der Literatur auch als Einheit D (DÜRR 1975) oder Einheit A (DÜRR et al. 1978 a, ALTHERR & SEIDEL 1979) bezeichnet. Unsere Bezeichnungsweise ist zwar umständlicher, dafür aber anschaulicher. Ein geeigneter Name wird sich im Verlauf weiterer Forschungen herauskristallisieren. Zur tiefsten Einheit des Kykladen-Menderes-Fensters gehören u. a. das Menderes-Kristallin und die Gesteine der Kykladeninsel Naxos, deren Smirgelmarmore mit der Marmorhülle (Obertrias-Eozän) des Menderes-Kristallins nach DÜRR (1975) und DÜRR et al. (1978 a) korrelierbar sind. Zunächst zu Naxos und dann zum Menderes-Kristallin.

NAXOS

Naxos besteht aus einem aufgewölbten Migmatitkern, der innen von Schiefen (mit Chloritoid, Biotit und stellenweise Glaucophan) und außen von Smirgelmarmoren umhüllt wird (s. van der MAAR & JANSEN 1983: Profil der Abb. 4). Die Smirgelmarmore beginnen aufgrund neuer Fossilfunde (Foraminiferen) in der Obertrias (DÜRR & E. FLÜGEL 1979). Sie besitzen ungefähr im mittleren Bereich Chertmarmore und darüber im oberen Bereich Smirgel. Beide Einschaltungen sind für Korrelationen wichtig. Auf den Smirgelmarmoren lagern ein Metabasite führendes Marmorkonglomerat und Metamorphitreste, die vermutlich aus einem Flysch (Alttertiär?) hervorgegangen sind (s. DÜRR & E. FLÜGEL). Daraus ergibt sich vom Hangenden zum Liegenden folgende Abfolge:

- Metamorphite (Alttertiärflysch ?)
- Marmorkonglomerat
- Smirgelmarmore (ab O. Trias) mit Chertmarmor-Einschaltung
- Schiefer
- Diskordanz??
- Migmatitkern.

Nur der Migmatitkern soll eine voralpidische Metamorphose (Phase Mo) enthalten. Sollte sie tatsächlich auf den Migmatitkern beschränkt sein, dann muß man nach unserer Ansicht mit einer Diskordanz, d. h. einer Erosion und Transgression, zwischen Migmatitkern und Schiefer rechnen. Bedeutungsvoll erscheint uns hinsichtlich einer Datierung dieser Diskordanz und der voralpidischen Metamorphose, daß im weiter östlich gelegenen Menderes-Kristallin aufgrund sehr hoher radiometrischer Alter eine assyntische oder altkaledonische Metamorphose angenommen werden kann, die auf eine Diskordanz zwischen dem Menderes-Kernkristallin und der Menderes-Schieferhülle hinweist (s. unten). Die gesamte Abfolge von Naxos wurde mehrfach im Tertiär metamorphosiert. Es ereignete sich zunächst eine druckbetonte Metamorphose im Eozän vor rund 45 Ma (Phase M1) und danach eine grünschieferfazielle Überprägung im Oberoligozän vor rund 25 Ma (Phase M2). Schließlich wurden der Migmatitkern und die angrenzenden Teile der Schieferhülle (Sillimanit- und Disthenbildung) durch

einen Wärmedom im Obermiozän vor rund 11 Ma (Phase M3) hochgradig aufgeheizt (alle Daten nach van der MAAR & JANSEN 1983: Tab. 3). Mit diesem Ereignis war offensichtlich der Aufstieg von Granodioriten verknüpft, die radiometrische Alter von rund 11 Ma geliefert haben (DÜRR et al. 1978 a: Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 11.7 + 0.8, K/Ar- und Rb/Sr-Biotitalter von etwa 11 Ma).

Menderes-Kristallin

Das Menderes-Kristallin ist zur Charakterisierung der tiefsten Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters noch geeigneter als die Abfolge von Naxos, da es besser gliedert und datiert ist. Wir geben deshalb einen ausführlichen Überblick der wichtigsten Literaturdaten, die durch eigene Schlußfolgerungen ergänzt werden. Es gliedert sich nach DÜRR (1975) in

Marmorhülle	über 2000 m, O. Trias (wahrsch.) – O. Kreide (Hippuriten) – Eozän (Nummuliten, GUTNIC et al. 1979)
Schieferhülle	mindestens 1300 m (de GRACIANSKY 1966), Altpaläozoikum?, Karbon?, Perm, Trias?
Kernkristallin	mehrere km (DÜRR: Abb. 4, Profil 2), Rb/Sr-Alter in Ma aus Augengneisen (teste BRINKMANN 1976):
	20.2 + 3.7 (Biotite) : Untermiozän
	22.2 + 1.3 (") : Untermiozän
	66 + 4 (Muskovite) : Grenze Kreide/Tertiär
	268 + 60 (Uranerzgang) : Perm (DURAND 1962)
	490 + 90 (Gesamtgestein) : Ordovizium
	529 (") : Kambrium.

Wir fassen das Menderes-Kristallin als Supergruppe, das Kernkristallin, die Schieferhülle und die Marmorhülle jeweils als Gruppe auf. Die drei Gruppen werden wir im folgenden bevorzugt mit den Augen des Stratigraphen betrachten. Die vielen petrographischen Literaturergebnisse zur Bestimmung der Metamorphosegrade, zur Metablastesis der Kalifeldspäte der Augengneise und zu den Granitintrusionen werden nur soweit wie nötig erwähnt, da wir in erster Linie nach stratigraphischen Zusammenhängen im Bereich des Kykladen–Menderes-Fensters suchen.

Kernkristallin

Es tritt in 5 großen, vorwiegend elliptisch geformten Domen von 40–100 km Durchmesser zutage (s. BRINKMANN 1976: Übersichtsskizze). Es wird von der Schieferhülle ummantelt. Ihre Schichten fallen am Kontakt deutlich steiler ein als sonst, so daß die Aufdomungen nach Ablagerung der Schieferhülle erfolgten (s. z. B. de GRACIANSKY 1966: Kartenskizze vom SW-Rand des Menderes-Kristallins bei der Stadt Milas). Umlaufendes Streichen ist bei Milas nicht nur in der angrenzenden Schieferhülle, sondern ebenfalls im Randsaum des Kernkristallins ausgebildet, obwohl sonst im Dominieren N- bis NNE-Streichen vorherrscht. Randständige umlaufende Strukturen sind typisch für ummantelte Dome im Kristallin orogener Zonen (ESKOLA 1948/51). Das Kernkristallin besteht aus weitverbreiteten, mehrere km mächtigen

Augengneisen (Einsprenglinge vorwiegend aus Kalifeldspat), die stellenweise von Graniten oder Granodioriten durchsetzt werden.

Das Hangende der Augengneise bilden mächtige Metamorphite der Amphibolit-Fazies, die jedoch, wie Profilvergleiche zeigen, in ganz unterschiedlichen Mächtigkeiten verbreitet sind. Sie werden z. B. bei Ödemis in der Aufwölbung nördlich des Menderes-Flusses mehrere km mächtig und bestehen vom Hangenden zum Liegenden aus den folgenden Formationen (nach einem Profilschnitt von DÜRR 1975):

Granat-Albit-Biotit-Schiefer
 Staurolith-Almandin-Biotit-Schiefer
 Disthen-Staurolith-Almandin-Perlgneis
 Almandin-Biotit-Perlgneis.

Das Profil von Ödemis eignet sich als Typusprofil für die oberen Teile des Kernkristallins, die die Augengneise bei Ödemis und anderswo überlagern. Wir schlagen vor, die obigen Formationen als Ödemis-Metamorphite (Untergruppe des Kernkristallins) zusammenzufassen. Sie kommen, wie später gezeigt wird, als Äquivalente für das Grundgebirge der ostägäischen Inseln Leros und Kalymnos in Betracht. In der großen Aufwölbung südlich des Menderes-Flusses, ungefähr 100 km von Ödemis entfernt, sind die Ödemis-Metamorphite wesentlich geringmächtiger wie z. B. am Bafa See, bei Milas und Yatagan an der Straße von Ayidin nach Mugla (vergl. DÜRR 1975: Profilschnitte der Abb. 4). Zu den Ödemis-Metamorphiten gehören nach unserer Ansicht ebenfalls, die von de GRACIANSKY (1966) bei Milas auskartierten geringmächtigen „*septas de mica schistes en enclave dans le gneiss*“.

Sie liegen dort ebenfalls zwischen den Augengneisen und der Schieferhülle in Form schmaler in NNE-Richtung sich erstreckender Ausbisse. Sie sind in die Augengneise eingefaltet und enthalten Kleinfalten mit 20 Grad streichenden B-Achsen (vergl. Kleinfalten im Kristallin von Kalymnos im übernächsten Kapitel). Die „*septas de mica schistes*“ führen Disthen, Staurolith und Almandin (de GRACIANSKY 1966: S. 295 und Kartenskizze der Fig. 5). Diese hochmetamorphen Minerale treten bei Ödemis in der zweituntersten Formation in dem Disthen-Staurolith-Almandin-Perlgneis auf. Die geringe Mächtigkeit der Ödemis-Metamorphite südlich des Menderes-Flusses läßt sich durch tektonische Unterdrückung nicht überzeugend erklären. Sie weist vielmehr darauf hin, daß zwischen Kernkristallin und Schieferhülle eine beträchtliche Erosionsdiskordanz vorliegt und die Schieferhülle transgressiv auf dem Kernkristallin lagert (s. auch SCHUILING 1962).

Die hohen radiometrischen Alter (529, 490 Ma) zeigen, daß das Kristallin eine alte Tektogenese erlitten hat, für die nach BRINKMANN (1976) ein assyntisches oder altkaledonisches Alter in Frage kommt. Eine genauere obere Altersgrenze läßt sich derzeit noch nicht ermitteln, da die unteren Anteile der Schieferhülle noch nicht sicher datiert sind. Sie enthält als einzig gesicherte Zeitmarke höheres Unterperm, das von uns aufgrund neuer Fossilfunde vom Göktepe-Gipfel bestätigt und präzisiert werden kann (s. nächstes Kapitel).

Schieferhülle

Sie wird nach einer detaillierten Profilaufnahme von de GRACIANSKY (1966) bei Milas zwischen dem dortigen Kernkristallin und der überlagernden Marmorhülle rund 1300 m mächtig und besteht aus einer Wechselfolge von Quarziten mit Schräg-

schichtungen (SCHUILING 1962) und Glimmerschiefern mit zwei jeweils etwa 50 m mächtigen Kalkschiefer-Einschaltungen im mittleren Teil. Die Sedimentfazies ändert sich rasch, und zwar nicht nur vertikal, sondern ebenfalls lateral. Die Schieferhülle ist bei Milas schwächer metamorph als das unterlagernde Kernkristallin. Sie wurde lediglich grünschieferfaziell überprägt. Die Metamorphose nimmt vom Liegenden zum Hangenden über eine Mächtigkeit von nur etwa 1300 m ziemlich rasch von der höchst- bis zur niedrigsttemperierten Subfazies der Grünschieferfazies ab. Diese schwache Metamorphose hat ebenfalls noch die gesamte Marmorhülle (bis Eozän) erfaßt und läßt sich deshalb auf postuntereozän datieren. Das GRACIANSKYsche Profil von Milas eignet sich als Typusprofil. Es enthält jedoch aufgrund tektonischer Unterdrückung oder eines lateralen Fazieswechsels nicht die Fusulinen, Korallen und Algen führenden Marmore des Perms, die nur etwa 50 km weiter östlich in der näheren und weiteren Umgebung des Berges Göktepe die oberen Anteile der Schieferhülle bilden. Die Schieferhülle läßt sich wegen Zerschering und lateraler Fazieswechsel durch ein Typusprofil allein nicht ausreichend erfassen.

Bisher sind nur wenige zeitgebende Fossilien gefunden worden. Sicher datierte Fossilien (Korallen) sind nur vom Göktepe-Gipfel bekannt. Sie belegen höheres Unterperm (van der KAADEN & METZ 1954, SCHUILING 1962). Oberes Mittelperm—Oberperm sind wahrscheinlich ebenfalls vorhanden (DÜRR 1975). Die tieferen Anteile der Schieferhülle führen stellenweise Linsen aus sedimentärem Eisenerz, die in anderen Bereichen von Anatolien für Ordovizium und Devon charakteristisch sind (BRINKMANN 1976: S. 8). Die Einstufung der von ÖNAY (1949) in der Umgebung des Göktepe nördlich Mugla gesammelten Korallen und Fusulinen ins Unterkarbon (Viseum) ist nach BRINKMANN (1976) fraglich, so daß karbonische Anteile vorerst nicht mehr als nachgewiesen gelten können, obwohl sie zu erwarten sind. Ebenfalls fraglich ist der Nachweis von Devon und Permokarbon im Baba Dag südlich der Stadt Denizli. Die Einstufung von Teilen der dortigen Crinoiden führenden Phyllite ins Devon und der diskordant auflagernden marmorisierten Schichten ins Permokarbon ist nicht gesichert. Weiterhin werden die *Dictyonema*-Funde (Ordovizium) aus den Crinoiden führenden Phylliten des Baba Dag angezweifelt, da sie sich auch als Pseudofossilien deuten lassen (s. BRINKMANN 1976: 8, 9, 17, 24 und 30).

Marmorhülle

Die Marmorhülle gliedert sich nach DÜRR (1975) vom Hangenden zum Liegenden in:

- Kazikli-Schichten (Wildflysch ?)
- Kazilagac-Marmore (bis Eozän)
- Milas-Marmore (O. Trias, wahrsch. — O. Kreide).

Die Milas-Marmore reichen aufgrund der neuen Fossilfunde von DÜRR (1975) wahrscheinlich von der Obertrias (wahrscheinlich *Triasina hantkeni*) bis in die Oberkreide (Hippuriten). Zu den Milas-Marmoren gehören nach unserer Ansicht ebenfalls die Marmore des Oyuklu Dag im NE der südwesttürkischen Stadt Mugla (s. Abb. 13), in denen van der KAADEN & METZ (1954) Korallen gefunden haben, die von H. FLÜGEL/Graz ins „höhere Mesozoikum“ eingestuft wurden. Die Milas-Marmore sind aus mächtigen, vorwiegend neritischen Karbonaten hervorgegangen, in die sich zumindest stellenweise, wie z. B. am Bafa See (Ilbira Daglari), relativ mächtige Chertmarmore im mittleren? Bereich (höherer Jura?) einschalten. Die Milas-Marmore sind

vor allem an ihren Meta-Bauxiten (Korund, Diaspor, Chloritoid, Margasit, sporadisch Disthen und Muskovit, ÖNAY 1949) erkennbar, die unterhalb der Hippuritenfunde liegen.

Die teils plattigen Kizilagac-Marmore (100–250 m) sind horizontweise bunt gefärbt und enthalten sporadisch Meta-Chertknollen. Sie sind aus pelagischen Kalken mit Mergellagen hervorgegangen. In ihren obersten Schichten wurden neuerdings Nummuliten (Untereozän oder jünger) entdeckt (s. GUTNIC et al. 1979: 38 unten). Diese jüngste Zeitmarke aus dem Menderes-Kristallin ist zur Datierung seiner alpidischen Metamorphose und Deckenüberfahung sehr wertvoll (s. unten).

Die geringmächtigen und nur noch in Relikten vorhandenen Kazikli-Schichten werden von GUTNIC et al. (1979) als Wildflysch gedeutet. Sie sind nach DÜRR (1975) aufgrund von Kristallinitätsmessungen an Glimmern zumindest stellenweise epimetamorph.

Das Menderes-Kristallin enthält mindestens zwei ganz verschieden alte Metamorphosen. Das Kernkristallin wurde aufgrund gesicherter Fossilatierungen vor dem Unterperm und aufgrund seiner radiometrischen Alter in assyntischer oder altkaledonischer Zeit hochgradig metamorphosiert und viel später, d. h. nach dem Eozän (genauer Untereozän) nochmals zusammen mit der Schiefer- und Marmorhülle grünschieferfaziell überprägt. Die postuntereozäne Metamorphose hat zumindest stellenweise den auflagernden Deckenstapel noch berührt. Die unterste Formation (Karaova-Schichten) der untersten Decke (Köycegiz-Decke) enthält z. B. zwischen Milas und Bodrum östlich des Dorfes Karaova nach unseren Dünnschliffbefunden viele, allerdings sehr kleine Chloritoidstengel. Das bedeutet, daß der südwesttürkische Deckenstapel während der postuntereozänen Metamorphose auf dem Menderes-Kristallin lagerte. Die alpidische Metamorphose läßt sich auf den Zeitraum

Mitteloazän bis Mitteloligozän

eingrenzen. Sie fand nach dem Untereozän statt, weil die untereozänen oder jüngeren, Nummuliten führenden Schichten der Marmorhülle (Top der Kazilagac-Marmore) noch aufgeheizt wurden. Die obere Altersgrenze läßt sich mit Hilfe der Innenmolasse bestimmen, die im Becken von Kale und Tavas zwischen Mugla und Denizli auf der Marmorhülle und teils auf den Decken lagert und nicht metamorph ist. Die Innenmolasse besitzt aufgrund von Foraminiferen aquitane Anteile. Unterhalb des Foraminiferenfundpunktes folgen noch etwa 500 m mächtige Molasseschichten, die aufgrund ihrer Mächtigkeit noch ins Oberoligozän hinabreichen und aufgrund von Mollusken sogar Rupelium enthalten könnten (GUTNIC et al. 1979). Die alpidische Metamorphose ereignete sich deshalb vor dem Aquitanium und wahrscheinlich noch vor dem Oberoligozän.

Die Deckenbildung auf dem Menderes-Kristallin läßt sich ebenfalls auf den Zeitraum Mitteloazän bis Mitteloligozän einengen, weil die obige Innenmolasse die Deckenbahn zwischen Menderes-Kristallin und Deckenstapel versiegelt. Da sich alpidische Metamorphose und Deckenüberfahung auf den gleichen Zeitraum einengen lassen, könnte man vermuten, daß allein die Auflast des südwesttürkischen Deckenstapels die Metamorphose verursacht habe. Dagegen spricht jedoch, daß die Kalke von Kalymnos und Pserimos überhaupt nicht metamorph sind, obwohl sie ebenfalls von dem gleichen Deckenstapel überfahren worden sein müssen (s. Kapitel 3.1.2. und 3.1.3.). Die alpidische Metamorphose des Menderes-Kristallins ist nach unserer Ansicht hauptsächlich durch eine große Wärmeaufwölbung bewirkt worden, die im SE nicht bis Kalymnos und Pserimos, allenfalls bis Leros reichte.

Die jungen radiometrischen Alter von rund 66 und 22 Ma harmonieren nicht mit der Alterseingrenzung der Metamorphose auf den Zeitraum Mitteleozän bis Mitteloligozän (50–30/32 Ma). Auf welches Ereignis der ältere Wert von 66 Ma aus den Augengneisen zu beziehen ist, bleibt derzeit unklar. Sollte ein Mischalter vorliegen, dann zeigen die 66 Ma kein reales Ereignis an. Die Werte von rund 22 Ma sind zu jung für die mitteleozäne bis mitteloligozäne Metamorphose. Sie könnten eine spätere Aufheizung nach dem Muster von Naxos anzeigen. Zeitlich käme die dortige Phase M2, die vor rund 25 Ma im Oberoligozän zu einer grünschieferfaziellen Überprägung führte, in Betracht. Bemerkenswert ist weiterhin im Hinblick auf die Kykladen, daß die assyntische oder altkaledonische Metamorphose des Menderes-Kristallins zur Datierung der präalpidischen Metamorphose (Phase Mo) im Basement von Naxos, Siki nos und Jos (s. van der MAAR & JANSEN 1983) in Frage kommt.

Verbreitung

Durch die obige Zusammenstellung und Deutung einiger Literaturdaten über das Menderes-Kristallin und Naxos ist die tiefste Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters hinsichtlich ihrer Stratigraphie und ihrer Metamorphosen einigermaßen charakterisiert. Es fehlen besonders Zeitmarken aus der unteren Schieferhülle (Altpaläozoikum?) und die Datierung der Chertmarmor-Einschaltung (Oberjura??) in der Marmorhülle vom Bafa See (vergl. Chertkalke von Kalymnos, den Levitha Inseln, von Amorgos und Naxos in den Kapiteln 3.1.2. und 3.1.5.). Im folgenden behandeln wir die Verbreitung der tiefsten Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters und damit die Abgrenzung dieses riesigen Fensters.

Das Menderes-Kristallin erstreckt sich nach DÜRR (1975) und BRINKMANN (1976) im N bis an die Izmir–Eskisehir-Zone. Nördliche Teilbereiche gehören möglicherweise zu einem anderen druckbetonten Kristallin (DÜRR et al. 1978 a). Im S reicht es bis an die N-Grenze des südwesttürkischen Deckenstapels, die am Bafa See (Ägäisküste), bei Milas, Mugla und Denizli verläuft. Die E-Grenze folgt ungefähr der Linie Isparta–Afyon–Eskisehir. Sie ist noch nicht genügend erforscht. Im W reicht das Menderes-Kristallin über die griechisch-türkische Grenze hinaus bis auf die Ägäisinseln Samos, Ikaria, Agathonisi und die Phourni Inseln. Es wurde bereits erwähnt, daß nach DÜRR (1975) die Marmorhülle der Kykladeninsel Naxos, die noch weiter westlich liegt, der Marmorhülle des Menderes-Kristallins entspricht. Es empfiehlt sich, das sehr große Kykladen–Menderes-Fenster in zwei Bereiche, d. h. in ein Kykladen-Fenster und ein Menderes-Fenster zu unterteilen, obwohl beide ohne Unterbrechung ineinander übergehen. Wir schlagen deshalb vor, die Grenze zwischen beiden künstlich auf den Verlauf der Ägäisküste zwischen Izmir und dem Bafa See festzulegen. Danach gehören Samos, Ikaria, die Phourni Inseln und Agathonisi zum Kykladen-Fenster. Dieses so abgegrenzte Menderes-Fenster ist mit einer Breite von rund 150 km und einer Länge von grob 300 km wesentlich größer als z. B. das Tauernfenster (40 x 160 km) in den Ostalpen.

Weniger bekannt sind die Grenzen des Kykladen-Fensters, dessen Zentrum ungefähr die Kykladeninsel Naxos bilden könnte. Die Fortsetzung der E-Grenze südlich des Bafa Sees verläuft nach unserer Ansicht, was noch zu zeigen sein wird, nicht westlich der Inseln Leros und Kalymnos, wie DÜRR (1975) und DÜRR et al. (1978 a) aufgrund der Verbreitung der südwesttürkischen Decken (Köycegiz-Decke) in dieser

Region meinten, sondern östlich dieser Inseln sowie östlich der kleinen Insel Pserimos, die zwischen Kalymnos und der türkischen Küste (Bodrum) liegt. Die S-Grenze quert Kos und läßt sich nördlich der Kykladeninsel Anafi ziehen, da dort Decken auftreten (Ophiolith-Decke, Asterussia-Kristallin, s. z. B. KLEIN 1978). Vermutlich verläuft sie von dort nach W eher südlich als nördlich von Santorin. Die N-Grenze erstreckt sich von Samos irgendwo nördlich der Insel Naxos, während die W-Grenze westlich von Naxos gesucht werden muß. Nach van der MAAR & JANSEN (1983) sind die tiefsten Gesteine der beiden Kykladeninseln Sikinos und Jos mit denen von Naxos vergleichbar, so daß das Kykladen-Fenster diese zwischen Santorin und Naxos gelegenen Inseln umfaßt. Im W könnte es sich bis zu den Inseln Kythnos, Kea und Andros erstrecken (DÜRR et al. 1978 a: Verbreitung der Einheit A). Sicher ist nach unserer Ansicht, daß die tiefste Einheit des Kykladen-Menderes-Fensters nicht auf der Halbinsel Attika und vermutlich auch nicht auf der großen Insel Euböa zutage tritt, so daß diese Gebiete nach dem hier verwendeten Abgrenzungskriterium (Verbreitung der tiefsten Einheit) nicht zum Kykladen-Fenster gehören. Wir stützen uns dabei im wesentlichen auf die Ergebnisse von KATSIKATOS (1979) und auf eigene Geländebegehungen auf der Halbinsel Attika.

Nach KATSIKATOS gehört die tiefste Einheit von Attika zu einer attischen Zone. Es handelt sich um Marmore (Trias-Jura) mit einer Phyllit-Einschaltung im basalen und mittleren Bereich. Darüber lagert eine Decke, „Nappe eohellenique“ genannt, aus Phylliten, Quarziten, Metabasiten, metamorphen Tuffen und kleinen Serpentinmassen, die stellenweise transgressiv von Kreidekalken (ab Aptium/Albium) bedeckt werden. Übrigens gehören zu diesen transgressiven Kreidekalken auch die Kalke der Akropolis und des Lykabettos in Athen. Die darunter liegenden Schiefer von Athen werden zur obigen Nappe eohellenique gestellt. Die attische Zone, die die Gesteine von Athen mitumfaßt, wird im äußersten NE von Attika von Gesteinen einer Almyropotamos-Zone (Obertriasmarmore, transgressive Oberkreidemarmore, metamorpher Flysch) tektonisch überlagert. Sie zieht nach NE auf die angrenzende Insel Euböa hinüber und bildet dort die tiefste, zutage tretende Einheit. Darüber folgen auf Euböa weitere Decken (Unite de Styra, Unite d'Ochi). Eine noch höhere tektonische Position nehmen nicht metamorphe Gesteine der pelagonischen Zone ein, die in Mittel- und Nordeuböa sowie nördlich von Athen verbreitet ist. Die tiefste Einheit von Attika (attische Zone), die nach einem Profilschnitt von KATSIKATOS auch unterhalb Euböa vermutet wird, besitzt nach unserer Beurteilung wegen ihrer triassisch-jurassischen Marmore, ihrer eohellenischen Decke und transgressiven Kreide Merkmale der pelagonischen Zone i. w. S. und gehört nicht zur tiefsten Einheit des Kykladen-Menderes-Fensters, die keine eohellenische Decke enthält. Das Kykladen-Fenster reicht folglich nicht bis Attika. Die Gesteine der Almyropotamos-Zone könnten schon eher zur tiefsten Einheit des Kykladen-Menderes-Fensters gehören. Ihre hohe tektonische Position oberhalb der attischen Zone spricht dagegen, so daß das Kykladen-Fenster wahrscheinlich nicht einmal bis Euböa reicht.

Dagegen haben Literaturstudien über Kos, Pserimos und Kalymnos zu dem Verdacht geführt, daß diese Inseln vor der türkischen W-Küste noch zum Kykladen-Menderes-Fenster gehören. Deshalb haben wir untersucht, ob stratigraphische Beziehungen zum Menderes-Kristallin vorliegen. Hierfür bot sich als erstes ein Vergleich zwischen dem Jungpaläozoikum von Kalymnos und dem der Menderes-Schieferhülle sowie dem Paläozoikum von Kos an. Dieser Forschungsansatz hat zwar neue stratigraphische Informationen erbracht, jedoch bezüglich Kos nicht die in ihn gesetzten Er-

wartungen erfüllt. Dagegen hat sich die Einbeziehung der jüngeren Sedimente von Kalymnos, Kos und Pserimos als sehr ergiebig erwiesen. So ist z. B. die mesozoische Kalkabfolge von Kalymnos mit der von Amorgos, das rund 90 km westlich von Kalymnos liegt, korrelierbar. Außerdem hat sich der starke Verdacht ergeben, daß die Kalkabfolgen dieser beiden Inseln und weiterer Inseln ebenfalls mit der Naxos- und Menderes-Marmorhülle korrelierbar sind. Doch gehen wir systematisch vor. Wir behandeln zunächst das Jungpaläozoikum der Menderes-Schieferhülle im Bereich des Göktepe-Gipfels.

3.1.1. Göktepe-Gipfel

Der Berg Göktepe (1882 m) liegt 12 km nördlich der südwesttürkischen Stadt Mugla. Er trägt einen weithin sichtbaren Fernsehsender, zu dem eine neue Schotterstraße von Mugla über Kozagac hinaufführt (s. Abb. 13). Die Schichten in der näheren und weiteren Umgebung des Berges werden in der Literatur als Göktepe-Schichten bezeichnet. Sie bestehen hauptsächlich aus Marmoren, Quarziten und Schiefen. Sie enthalten aufgrund von Korallenfunden oberes Unterperm (van der KAADEN & METZ 1954, SCHUILING 1962) und aufgrund von Algen- und Foraminiferen-Funden vermutlich oberes Mittelperm bis Oberperm (DÜRR 1975):

Stylodophyllum volzi YABE & HAYASAKA,
Waagenophyllum indicum WAAGEN & WENTZEL,
Velevitella triplicata KOCHANSKY-DEVIDE,

Gymnocodien-Bruch, Dasycladaceen, Foraminiferen (Agathamminen ?).

Die Bestimmung der von ÖNAY (1949) am Göktepe gesammelten Korallen (Oberverseum) hat sich nicht bestätigen lassen, so daß der bisher einzige Nachweis von Karbon innerhalb der Schieferhülle fraglich ist (BRINKMANN 1976: 20 oben). Die Verbreitung der Göktepe-Schichten ist noch nicht präzise auskartiert worden. Vermutlich stehen sie etwa 6 km südöstlich des Göktepe-Gipfels unterhalb der dortigen Marmorhülle ebenfalls an, da dort bereits PHILIPPSON in Kalklinsen, die „in einem Zuge von Quarzit und schwarzen Tonschiefern liegen“, Fusulinen nachgewiesen hat (PHILIPPSON 1918: 122 Mitte). DÜRR (1975) konnte durch einen etwa 14 km langen Profilschnitt vom Göktepe-Gipfel nach NNW zeigen, daß die Göktepe-Schichten bereits nach 3 km unter dort anstehende Erosionsrelikte der Marmorhülle ziehen und deshalb eindeutig zur Schieferhülle gehören. Eine vollständige Erfassung und präzise Definition der Göktepe-Schichten kann auch von uns nicht geleistet werden. Wir haben lediglich einen Teil von nur rund 180 m Mächtigkeit zu Korrelationszwecken profilmäßig erfaßt. Das beiliegende Säulenprofil der Abb. 13 wurde am E-Hang des Göktepe-Gipfels aufgenommen. Es reicht vom Gipfel bis hinab zur Zufahrtsstraße. Sie schneidet in 1680 m Höhe Chloritoid-Schiefer, darüber folgen gipfelwärts eine Quarzit-Formation und ein Fusulinen-Marmor. Wir fassen diese drei Gesteinseinheiten im Hinblick auf die jungpaläozoischen Formationen der Insel Kalymnos, mit denen wir sie vergleichen wollen, ebenfalls als Formationen und den Begriff Göktepe-Schichten als Untergruppe der Schieferhülle (Gruppe) auf.

Chloritoid-Schiefer

Sie werden mindestens 40 m mächtig. Ihre Liegendgrenze wurde nicht erkundet.

Im Hangenden grenzen sie an graue Quarzite vermutlich mit einem schwachen Metamorphosesprung. Die Chloritoid-Schiefer bestehen vorwiegend aus Quarz und Hellglimmer und enthalten untergeordnet schön ausgebildete Chloritoidblasten. Ihre Schieferung verläuft schichtparallel und fällt flach nach NW etwa gleichsinnig mit den überlagernden Formationen ein. Eine zweite Schieferung, Kleinfalten oder Mikrofallen wurden nicht beobachtet. Chloritoid-Schiefer sind in der Schieferhülle bereits von anderen Stellen beschrieben worden (de GRACIANSKY 1966, DÜRR 1975: S. 16 und Abb. 4), so daß die Chloritoid-Schiefer des Göktepe-Gipfels ebenfalls zur Schieferhülle und nicht zum Kernkristallin gehören, das bekanntlich höher metamorph ist. Ob die Chloritoid-Schiefer trotz des vermuteten Metamorphosesprunges noch zu den Göktepe-Schichten zu stellen sind, bleibt späteren Bearbeitern überlassen.

Quarzit-Formation

Sie wird etwa 50 m mächtig und besteht nur aus monotonen Quarziten. Man würde sie im Gelände zunächst als Sandsteine ansprechen, wenn man nicht wüßte, daß sie aufgrund metamorpher Veränderungen (Kalzitsprossung) im konkordant überlagernden Fusulinen-Marmor ebenfalls überprägt wurden. Beide Formationen sind nach Dünnschliffbefund sehr gering aufgeheizt worden. Deshalb besteht der Verdacht auf einen schwachen Metamorphosesprung zum deutlich metamorphen Chloritoid-Schiefer.

Fusulinen-Marmor

Er geht konkordant aus den Quarziten hervor, reicht bis zum Gipfel und wird etwa 130 m mächtig. Er besteht aus grau anwitternden, im Anschlag schwarzen, sehr bitumenreichen Marmoren mit Fusulinen, Algen und Korallen. Im unteren Teil schalten sich vereinzelt dünne Lagen aus schwarzen, teils sandigen Kalkschiefern ein und im oberen Teil mehrere 1–2 m mächtige Quarzitbänke. Die zahlreichen Fusulinen sind meist nur noch als Phantome erhalten. Ihre feinen Innenstrukturen sind vorwiegend durch Metamorphoseeinwirkung völlig zersproßt. Von den vielen Gesteinsproben haben nur diejenigen aus den schwarzgrauen Marmoren vom Dach der Formation zu Füßen des Fernsehturms exakt bestimmbare Fusulinen geliefert. Es konnten von F. KAHLER die zwei Fusulinenarten (Pr. 819, s. Säulenprofil der Abb. 13)

Nankinella chaputi (CIRY 1938) und

Cuniculinella tumida (LEVEN 1967)

identifiziert werden. Sie ermöglichen eine präzise Einstufung der obersten Schichten des Fusulinen-Marmors, also der obersten Schichten des Göktepe-Gipfels, in die Misellina-Zone. Sie bildet in der Permgliederung von KAHLER (1974) und KAHLER & KAHLER (1979) die oberste Zone des Unterperms und die obere Hälfte der Artinskstufe (s. Tab. 15). Die neuen Fusulinenfunde bestätigen die von H. FLÜGEL (s. van der KAADEN & METZ 1954) vorgenommene Einstufung der Korallen vom Göktepe, die vermutlich ebenfalls aus dem Fusulinen-Marmor stammen, ins höhere Unterperm. Die von SCHUILING (1962) aufgeführte Koralle (*Waagenophyllum indicum*) läßt sich wahrscheinlich ebenfalls dem Fusulinen-Marmor zuordnen. Möglicherweise stammen auch die von ÖNAY (1949) gesammelten Korallen aus dem Fusulinen-Marmor.

Da die allerobersten Schichten des Fusulinen-Marmors der Misellina-Zone (oberes Artinsk) angehören, kann man aufgrund seiner Mächtigkeit von rund 130 m vermuten, daß er noch bis ins untere Artinsk oder gar bis ins Sakmar hinabreicht. Darüber werden die Fusulinen der Pr. 820 (s. Abb. 13), die tiefer liegt als die Pr. 819 (Misellina-Zone) Auskunft geben. Sie sind noch nicht bestimmt und werden, falls eine Bestimmung gelingt, in einer von F. KAHLER geplanten Publikation mitaufgeführt werden.

Ein sehr ähnlicher Fusulinen-Kalk (Sakmar-Artinsk) von rund 140 m Mächtigkeit wurde auf der 125 km westlich des Göktepe-Gipfels liegenden Insel Kalymnos entdeckt. Er unterscheidet sich hauptsächlich nur dadurch, daß er nicht im geringsten metamorph ist. Diese sich andeutende Korrelierbarkeit zwischen dem Unterperm von Kalymnos und dem der Schieferhülle des Menderes-Kristallins läßt sich leider nicht durch die Quarzit-Formation vom Göktepe untermauern, da das unmittelbar Liegende des Fusulinen-Kalkes von Kalymnos nicht aufgeschlossen ist. Für das neugefundene Perm von Kos hat sich, was noch zu zeigen sein wird, überhaupt keine Korrelierbarkeit ergeben. Der leicht erkennbare unterpermische Fusulinen-Kalk von Kalymnos kommt im 15 km südlich gelegenen Unterperm von Kos nicht vor. Es besteht ein lateraler Fazieswechsel. Wir behandeln im folgenden zunächst die Insel Kalymnos, dann ihre kleine östliche Nachbarinsel Pserimos, anschließend Kos und kommen dann in einem abschließenden Kapitel zu weiteren vergleichenden Betrachtungen. Kalymnos nimmt korrelationsmäßig offensichtlich eine Schlüsselstellung ein.

3.1.2. Kalymnos

Die Gesteine der dodekanesischen Insel Kalymnos, die vor der türkischen Ägäisküste westlich der türkischen Hafenstadt Bodrum und unmittelbar nördlich der Insel Kos liegt, wurden von dem Mailänder Geologen DESIO (1931) erstmals umfassend bearbeitet. — Die dodekanesischen Inseln gehörten damals zu Italien. — DESIO gliederte die präneogenen Gesteine dieser Insel vom Hangenden zum Liegenden in vier lithostratigraphische Einheiten:

Calcari compatti in massima parte cretaci (mit einer Einschaltung aus Calcari selciferi (Chertkalken)

Marne e arenari viola = Serie di Val Camere (violette Mergel und Sandsteine)

Calcari scistosi neri (schiefrige graue Kalke)

Scisti cristallini (kristalline Schiefer).

Sie wurden im Maßstab 1:100000 auskartiert. Später konnte CHRISTODOULOU (1969b) in den Calcari scistosi neri Oberkarbon aufgrund von acht Foraminiferengattungen nachweisen. Im Gegensatz zu DESIO zerteilte er die Calcari compatti aufgrund einer "unconformity" an der Hangendgrenze der Chertkalk-Einschaltung in zwei Einheiten, die er beide in den Oberjura einstuft. DOUNAS et al. (1972) vermuteten in der unconformity eine Deckenbahn. Daraufhin korrelierten DÜRR (1975) und DÜRR et al. (1978a) den unterhalb der Deckenbahn liegenden stratigraphischen Verband aus neritischen Karbonaten und überlagernden Chertkalken mit der Köycegiz-Gruppe (= Köycegiz-Serie), die bekanntlich die unterste Decke des südwesttürkischen Deckenstapels z. B. bei dem nahegelegenen Hafen Bodrum in der angrenzenden SW-Türkei bildet. Diese Korrelation stützt sich darauf, daß die Köycegiz-Gruppe ebenfalls neritische Karbonate (Trias-Lias) enthält, die konkordant von Chertkalken (Dogger-Oberkreide) überlagert werden. Sie läßt sich jedoch aufgrund neuer Befunde

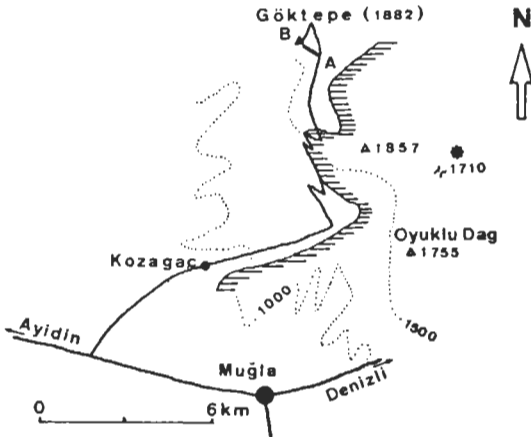
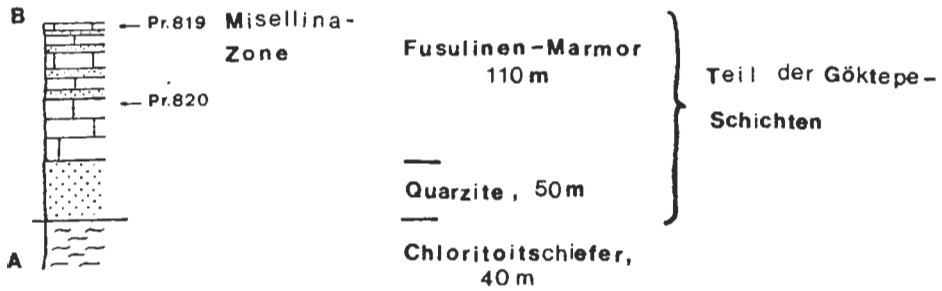


Abb. 13: Auffahrt zum Fernsehsender auf dem Göktepe-Gipfel (SW-Türkei). Schraffur = Westgrenze der Marmorhülle des Menderes-Kristallins, westlich davon (darunter) die Schieferhülle des Menderes-Kristallins. Stern = Fusulinenfundpunkt aus der Schieferhülle nach PHILIPPSON (1918). Säulenprofil vom Göktepe-Gipfel.

nicht mehr vertreten. Im folgenden kann gezeigt werden, daß die neritischen Kalke von Kalymnos nur lokal von den unterlagernden Chertkalcken abgeschert wurden, da sich an einer Stelle noch ein konkordanter Kontakt zwischen beiden Formationen erhalten hat. Bei der CHRISTODOULOUSchen unconformity am Dach der Chertkalcke handelt es sich also nicht um eine Deckenbahn, sondern um eine lokale Abscherung innerhalb der Calcarì compatti. Die Chertkalcke von Kalymnos bilden tatsächlich, wie DESIO meinte, eine Einschaltung innerhalb der Calcarì compatti. Der stratigraphische Verband aus neritischen Karbonaten, Chertkalcken und neritischen Kalcken läßt sich nicht mehr mit der Köycegiz-Gruppe korrelieren, da deren Chertkalcke bekanntlich zum Hangenden nicht in neritische Kalcke, sondern in Flysch übergehen.

Wir stimmen mit der lithostratigraphischen Gliederung von DESIO bis auf ein Vorkommen aus Fusulinen-Kalk, das neu entdeckt wurde, überein. Wir können jedoch die DESIOschen Formationsbezeichnungen nicht übernehmen, da sie von ihm auch für lithologisch ähnliche Gesteine von anderen Inseln (z. B. Simi und Tilos) benutzt werden, die nach heutigem Wissen anderen Zonen angehören. Um Verwechslungen zu vermeiden, werden neue oder abgewandelte Formationsnamen für die Gesteine von Kalmnos eingeführt. Wir unterscheiden vom Hangenden zum Liegenden folgende Formationen:

Elias-Kalk	(Kreide)
Pantes-Chertkalk	(wahrsch. Oberjura)
Skalia-Kalk	
Val Camere-Formation	(wahrsch. Obertrias)
Fusulinen-Kalk	(Sakmar—Artinsk)
Emborio-Tonschiefer	(Oberkarbon)
Kalymnos-Metamorphite.	

Diese Formationen werden im folgenden vom Liegenden zum Hangenden behandelt.

Kalymnos-Metamorphite

Sie bilden das Tiefste der Insel Kalymnos und sind mit den von DESIO auskartierten Scisti cristallini identisch. Sie kommen beiderseits der Straße vor, die die Orte Chorio, Linaria, Myrties und Emborio verbindet, und sind am N-Rand der Bucht von Linaria sehr schön aufgeschlossen (s. Abb. 14). Hier erkennt man sehr deutlich innerhalb von Biotit-Quarziten Kleinfalten im Dezimeter- bis Meterbereich mit um 20 Grad streichenden B-Achsen. Diese Streichrichtung kommt, wie bereits erwähnt, im östlich benachbarten Menderes-Kernkristallin bei Milas ebenfalls vor und wurde für den Kristallinbereich von Kalymnos und der Kykladen bereits von SCHUILING (1962) postuliert. Es gibt sie also! Die größte Mächtigkeit der Kalymnos-Metamorphite von rund 200 m ist am W-Hang des Berges Wigla aufgeschlossen, der zwischen den Küstenorten Linaria und Myrties liegt. Von dort stammt das Typusprofil der beiliegenden Abb. 15. Es beginnt am Strand mit rund 60 m mächtigen Amphiboliten. Darüber liegen söhlig 10–15 m mächtige harte, graue Quarzite, die eine Terrainstufe bilden. Dann folgen seidenglänzende graue und schieferblaue Granat-Glimmerschiefer (rund 70 m), die zum Hangenden in graue etwa 50 m mächtige Biotit-Quarzite übergehen. Sie werden von einer gut erkennbaren Marmorbank halbiert und grenzen mit einer lokalen Abscherung an Stromatolithe führenden Skalia-Kalk (s. unten), der die Kuppe des Wigla bildet. Es liegt lediglich eine lokale Abscherung vor, weil hier die Val Camere-Formation fehlt, obwohl sie nur 1.5 km südöstlich vorhanden ist und dort transgressiv die Kalymnos-Metamorphite überlagert und konkordant in den Skalia-Kalk übergeht (s. unten). Die Formationsglieder des Typusprofils treten auch östlich des Berges Wigla zutage. Von dort stammen die folgenden Proben, die einen ersten Eindruck vom Mineralgehalt und Metamorphosegrad der Kalymnos-Metamorphite vermitteln (s. Kartenskizze der Abb. 14):

Biotit-Quarzit (Pr. 834)

Quarz, Biotit (teils chloritisiert), gem. Hornblende, Plagioklas (saussuritisiert),

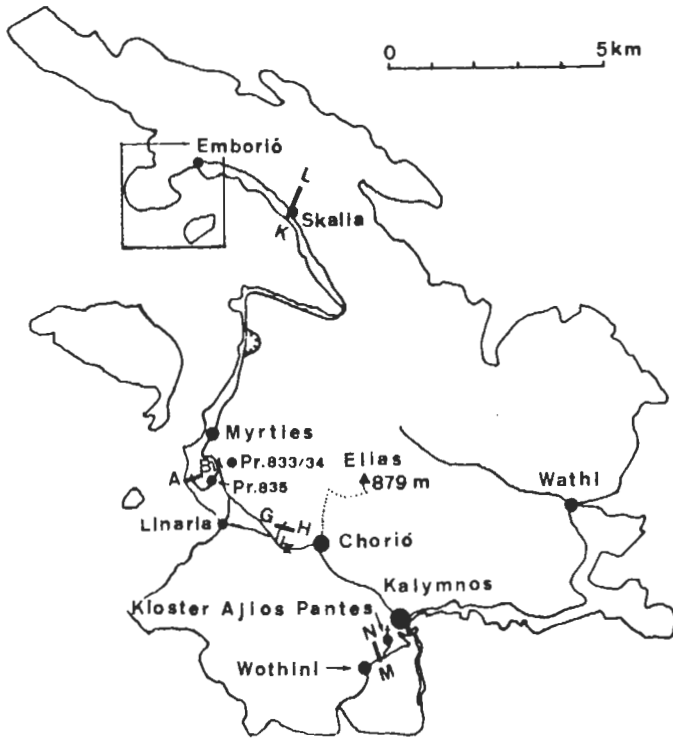


Abb. 14: Kartenskizze der Insel Kalymnos mit der geographischen Lage der Profile A–B, G–H, K–L, M–N, der Proben 833–835 aus den Kalymnos-Metamorphiten und der Detailkarte der Abb. 16.

Kalzit, Granat (verm. Almandin), Titanit, Epidot, Chlorit.

Granat-Glimmerschiefer (Pr. 833)

Quarz, Hellglimmer, Biotit, Granat (verm. Almandin), Turmalin, Epidot, Chlorit; Mikrofalte von Biotittafel durchwachsen, Granate mit verdrehten Interngefügen.

Amphibolit (Pr. 835)

gem. Hornblende, Plagioklas, Quarz, Titanit, Epidot, Chlorit; Mikrofalte.

Die Plagioklase besitzen wegen ihrer Saussuritisierung und deutlichen Zwillinglamellierung höhere Anorthitgehalte als Albit. Aufgrund der wenigen Proben läßt sich der Metamorphosegrad nicht sicher bestimmen. Die bisher identifizierten Minerale wie Plagioklas, gem. Hornblende und Epidot sprechen für eine Einstufung der Metamorphose in den Grenzbereich Grünschiefer-/Amphibolitfazies. Sie entspricht in der Vierergliederung von WINKLER (1974) dem Übergangsbereich von schwach (low grade-metamorphism) zu mittel metamorph (medium grade-metamorphism). Die Metamorphose der Kalymnos-Metamorphite ist älter als die transgressiv überlagernde

Val Camere Formation, die nicht metamorph ist. Die Val Camere-Formation besitzt aufgrund der neuen Korrelationen, die später behandelt werden, sehr wahrscheinlich ein obertriassisches Alter, so daß sich die Metamorphose der Kalymnos-Metamorphite vor der Obertrias ereignete. Ebenfalls nicht metamorph sind die unterpermischen und oberkarbonischen Schichten (Fusulinen-Kalk, Emborio-Tonschiefer) von Kalymnos, obwohl ihr Liegendkontakt nicht einsehbar und möglicherweise tektonisch ist, haben wir nicht den Eindruck, daß das Jungpaläozoikum von weither, z. B. als Decke, nach Kalymnos transportiert wurde. Deshalb meinen wir, daß die Metamorphose der Kalymnos-Metamorphite älter als Oberkarbon ist. Sichere Anzeichen für eine jüngere alpidische Überprägung der Kalymnos-Metamorphite sind in den von uns durchmusternten Dünnschliffen nicht vorhanden. Offensichtlich ist die alpidische Metamorphose (eingrenzbare auf Mitteleozän—Mitteloigozän) des Menderes-Kristallins, nicht bis Kalymnos vorgedrungen. Da es sich bei den Kalymnos-Metamorphiten um ziemlich alte Metamorphite handelt und sie ebenfalls Kleinfalten mit um die 20 Grad streichenden B-Achsen enthalten, haben wir den Verdacht, daß sie dem Kernkristallin des Menderes-Kristallins zuzuordnen sind und ebenfalls altkaledonisch oder assyntisch metamorphosiert wurden. Als Äquivalente kommen jedoch nicht die Augengneise in Betracht, sondern nur die darüber liegenden oberen Anteile des Kernkristallins, die wir als Ödemis-Metamorphite zusammengefaßt haben (s. Kapitel 3.1.).

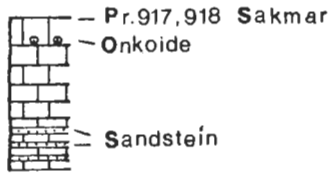
Emborio-Tonschiefer (Oberkarbon)

Die jungpaläozoischen Schichten von Kalymnos haben sich nur in einem kleinen Vorkommen im N der Insel bei der Häusergruppe Emborio erhalten. Sonst fehlen sie zwischen den Kalymnos-Metamorphiten und der transgressiven Val Camere-Formation. Sie wurden vor der Transgression weitgehend abgetragen. Die Schichten bei Emborio wurden von DESIO als *Calcari scistosi neri* auskartiert. Sie bilden jedoch keinen stratigraphischen Verband. Die unteren Anteile von rund 60 m Mächtigkeit, die wir als Emborio-Tonschiefer bezeichnen, sind nicht metamorph, während die oberen Anteile von rund 120 m Mächtigkeit deutlich metamorph sind. Sie bestehen aus braunen, seidenglänzenden, welligen Glimmerschiefern, in denen auch Amphibolite (mündl. Mitt. von Herrn Prof. DÜRR, Mainz) vorkommen. Wir deuten sie als Kalymnos-Metamorphite, die hier lokal auf Jungpaläozoikum, vermutlich im Zuge der tertiären Einengungen in dieser Region überschoben wurden. Das Typusprofil der Emborio-Tonschiefer liegt westlich der Häuser von Emborio (s. Kartenskizze der Abb. 16). Es beginnt am Strand mit grauen Kalk- und Tonschiefern, in die sich dünne, graue, leicht marmorisierte Kalkbänke mit Kalkooiden und Crinoidenstielgliedern einschalten. Aus diesen Kalkbänken stammen die von CHRISTODOULOU gesammelten oberkarbonischen Foraminiferen. Der Fundpunkt liegt auf der anderen Seite von Emborio rund 500 m vom Typusprofil entfernt (s. Stern in Abb. 16). Im Typusprofil folgen bleiche bis blaßgrüne, harte, blättrige bis dünnplattige Tonschiefer, in die sich zum Hangenden braune, bröckelige Sandbänke einschalten. Darüber lagern mit Überschiebungskontakt die erwähnten seidenglänzenden Glimmerschiefer, die bis zur Bergkuppe reichen.

Fusulinen-Kalk (oberes Unterperm)

In den westlich der oberkarbonischen Emborio-Tonschiefer liegenden grauen Mas-

E - F

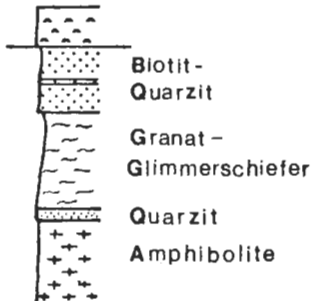


FUSULINEN-KALK, 140m
höheres U. Perm

C - D EMBÖRIO-TONSCHIEFER, 70m, O. KARBON



A - B



SKALIA-KALK

KALYMNOS-METAMORPHITE
200 m

Abb. 15: Säulenprofile der tiefsten Formationen von Kalymnos mit dem neu entdeckten Fusulinen-Kalk. Die Lage der Profile ist in Abb. 14 verzeichnet.

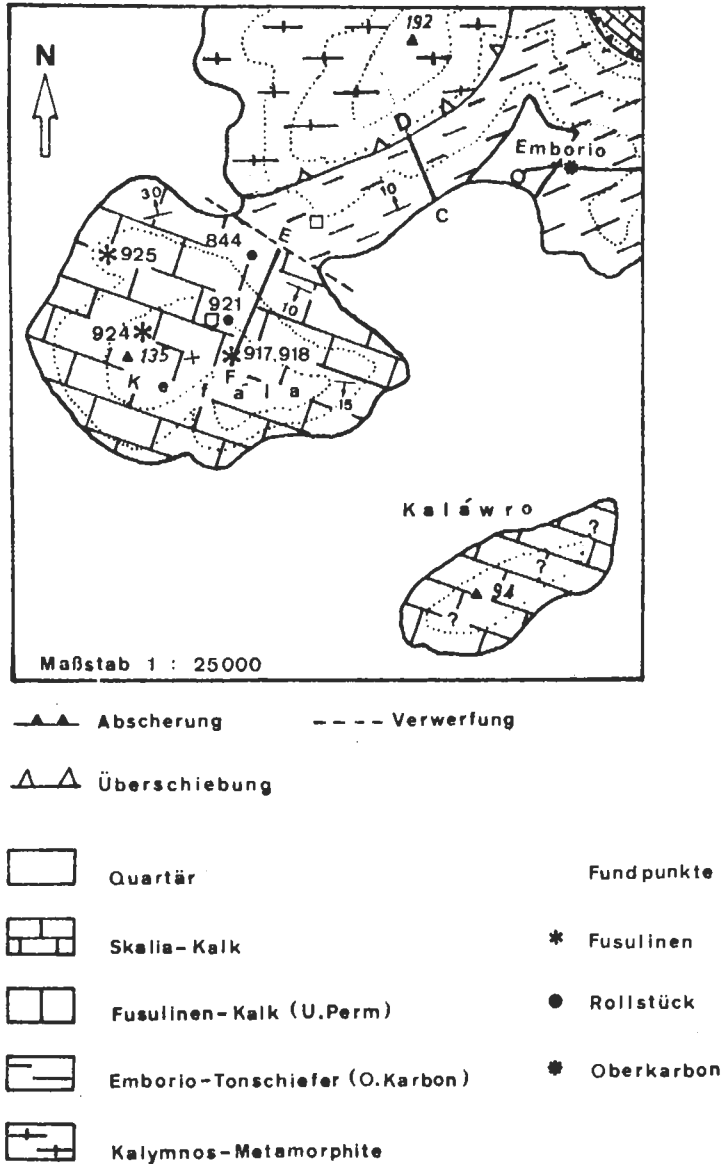


Abb. 16: Geologische Detailkarte aus dem NW der Insel Kalymnos. Sie zeigt die Verbreitung des neu entdeckten Fusulinen-Kalkes und die Lage der neu aufgenommenen Säulenprofile C-D und E-F. Fundpunkt des Oberkarbons nach CHRISTODOULOU (1969 b).

senkalken der Halbinsel Kefala wurden erstmals Fusulinen gefunden. Sie gehören deshalb nicht zu den ähnlich aussehenden *Calcari compatti* in *massima parte cretaci*, wie DESIO meinte. Wir verwenden für die abzutrennenden Kalke der Halbinsel Kefala den Formationsnamen Fusulinen-Kalk. Er fällt flach nach S bis SW ein. Aufgrund dieser Lagerung vermuten wir, daß die grauen Kalke der unmittelbar südlich im Streichen liegenden kleinen Insel Kalavro, falls sie ebenfalls dem Fusulinen-Kalk angehören, höhere Anteile repräsentieren. Deshalb wäre eine Suche nach Fusulinen auf diesem Inselchen, die wir leider nicht durchführen konnten, sehr wertvoll.

Das Typusprofil des Fusulinen-Kalkes wurde am E-Hang des Kefala aufgenommen (s. Abb. 15, 16). Es umfaßt vom Strand bis zur Bergkuppe rund 140 m Mächtigkeit. Der Fusulinen-Kalk besteht auf den untersten 50 m aus bankigen Kalken mit einigen dünnen Einschaltungen aus kakifarbenen Kalksandsteinen, Mergeln und Tonen. Darüber folgen hellgraue, gebankte und massige Kalke mit einem etwa 1 m mächtigen Onkolith-Horizont im obersten Teil des Typusprofils. Er enthält Gastropoden-Mumien, Kleinforaminiferen, Dasycladaceen (u.a. Epimastoporen), Muschelbruchstücke, Bryozoen, Seeigelstachel und Crinoidenstielglieder. Die Onkoide sprechen neben den Fusulinen für eine Bildung des Fusulinen-Kalkes in einem seichten Flachmeer. Einige Meter oberhalb des Onkolith-Horizontes endet das Typusprofil auf der Bergkuppe. Von dort stammen die folgenden unterpermischen Fusulinen (alle Bestimmungen, Einstufungen und Verbreitungshinweise von F. KAHLER, Klagenfurt):

Pr. 917 (s. Kartenskizze der Abb. 16 und Säulenprofil der Abb. 15).

Pseudofusulina ferganensis schlanke Type (DUTKEVICH 1939)

Pseudofusulina modesta SCHUBERICH 1971

Pr. 918 (Fundpunkt direkt bei Pr. 917, gleiches Niveau).

Pseudofusulinoides pseudosimplex (CHEN 1934)

Boultonia sp.

Alter der beiden Proben: Sakmar (Unterer Profilabschnitt von Forni-Avoltri in den Karnischen Alpen).

Das sakmare Alter am Top des Typusprofils wird durch eine weitere Fusulinenart untermauert, die einige 100 m westlich im Streichen der Fundpunkte 917/18 gefunden wurde (det. F. KAHLER):

Pr. 924 (s. Kartenskizze der Abb. 16).

Robustoschwagerina tumida (LICHAREV 1934)

Alter: Sakmar (Die Fusulinenart ist aus dem tieferen Teil des Trogkofel-Kalkes von Forni-Avoltri, aus dem Velebit-Gebirge in Jugoslawien, von Darwas in Persien, aus dem Pamir und Tienschan bekannt.)

Die Fusulinen einer weiteren Fundstelle aus dem Anstehenden sind noch nicht bestimmt und werden eventuell in einer von F. KAHLER geplanten Publikation mitbehandelt werden (s. Probenfundpunkt 925 auf Abb. 16). Das Gleiche gilt für ein Fusulinen führendes Rollstück vom Fuße des Kefala (Pr. 844, s. Abb. 16). Von dieser Stelle stammt ebenfalls als Rollstück ein Stockfragment der tabulaten Koralle

Protomichelina laosensis (MANSUY 1914).

Sie ist aus dem Unterkarbon bis Perm bekannt und kommt auf Kalymnos im Unterperm vor. Der Fusulinen-Kalk von Kalymnos reicht noch über das Sakmar hinaus bis ins Artinsk. Es wurde allerdings nur in einem Rollstück von der Mitte des Kefala-

Osthanges nachgewiesen. Das Besondere an diesem faustgroßen Rollstück ist, daß es verschieden alte Fusulinen enthält, die teils für unteres und teils für oberes Artinsk leitend sind (det. F. KAHLER):

Pr. 921 (Rollstück, Fundpunkt s. Abb. 16).

Quasifusulina sp. (cf. *nimia* KOCHANSKY-DEVIDE 1959)

Rugosofusulina sp.

Cuniculinella tumida (LEVEN 1967)

Alter: Misellina-Zone (oberes Artinsk)

Occidentoschwagerina fusulinoides (SCHELLWIEN 1888)

Alter: Pseudofusulina vulgaris-Zone (unteres Artinsk).

Da die obigen Fusulinen aus dem unteren und oberen Artinsk zusammen in einem Handstück von nur Faustgröße vorkommen, nehmen wir an, daß die Exemplare der älteren Fusulinenart aus dem unteren Artinsk eingeschwemmt, also resedimentiert wurden, und die Pr. 921 ins obere Artinsk (Misellina-Zone) einzustufen ist. Sie enthält verschieden große Kalkbruchstücke, so daß auch nach der Sedimentfazies Resedimentation möglich ist. Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß durch Fusulinen Sakmar, unteres und oberes Artinsk

belegt sind. Da unterhalb des Sakmars im Typusprofil noch eine Mächtigkeit von rund 140 m vorhanden ist, kann man damit rechnen, daß der Fusulinen-Kalk von Kalymnos vermutlich noch bis ins Assel hinabreicht. Er stimmt nach Lithologie und Alter weitgehend mit dem Fusulinen-Marmor (oberes Artinsk bis verm. Sakmar) der oberen Schieferhülle vom rund 95 km östlich gelegenen Göktepe-Gipfel überein. Beide Vorkommen enthalten übrigens die Fusulinenart *Cuniculinella tumida* (Misellina-Zone = oberes Artinsk, s. Tab. 15). Sie sind miteinander korrelierbar. Hiermit liegt neben den Kalymnos-Metamorphiten eine zweite Beziehung zum Menderes-Kristallin vor. Das stratigraphisch Hangende des Fusulinen-Kalkes ist nicht mehr vorhanden. Die nächst jüngeren Gesteine von Kalymnos gehören zur transgressiven Val Camere-Formation.

Val Camere-Formation

Sie ist mit der „Serie di Val Camere“ DESIO (1931) identisch und wurde lediglich aus nomenklatorischen Gründen umbenannt (s. HEDBERG 1976). Sie kommt hauptsächlich auf der nördlichen Nachbarinsel Leros vor. Von dort stammt auch ihr Name. Typisch sind ihre rotbraunen und violetten Farben. Sie wird auf Kalymnos nur etwa 30 m mächtig und bildet deshalb nur schmale Ausbisse in den Buchten von Linaria und Myrties, östlich des Passes zwischen Linaria und Myrties, bei Skalia und östlich des Passes zwischen Chorio und Linaria (s. Abb. 14). Von dort stammt das Typusprofil der Abb. 17. Den konkordanten Hangendkontakt erreicht man über den kleinen Feldweg, der direkt auf der Paßhöhe nach E abzweigt, und den transgressiven Liegendkontakt über einen zweiten Feldweg, der etwas tiefer verläuft. Er schneidet an seinem Ende das Transgressionskonglomerat, das direkt auf den Granat-Glimmerschiefern der Kalymnos-Metamorphite ruht. Die sonst grauen und schieferblauen Granat-Glimmerschiefer sind auf den obersten Metern unterhalb des Transgressionskonglomerates auffällig braunrot, violett und lila verwittert. Es handelt sich nach unserer Deutung um einen fossilen Verwitterungshorizont, der sich auf dem prätransgressiven Land wahrscheinlich zur Triaszeit in den Granat-Glimmerschiefern ausgebildet hat. Aus

diesen morschen Granat-Glimmerschiefern treten zentimeterbreite, mattweiße Quarzadern hervor. Die gleichen Quarze und morschen Granat-Glimmerschiefer stecken als ei- und faustgroße Gerölle im Transgressionskonglomerat. Es wird überlagert von braunroten Kalksandsteinen mit groben Konglomerathorizonten und violetten bis lilafarbenen Mergel- und Tonschieferlagen. Auf den obersten Metern enthält das Typusprofil eine rund 1 m mächtige hellbraune Dolomitbank und darüber einige Meter rotbraunen Kalksandstein, aus dem die Pr. 913 stammt. Sie besteht vorwiegend aus schlecht sortierten, eckigen, teils länglichen Quarz-, Kalk- und einigen Marmorkörnern, die häufig einen Durchmesser von 0.1 mm besitzen. Untergeordnet kommen Fe-Oxide vor (Braunfärbung), einige schichtparallele und zwickelfüllende Hellglimmer und Tonminerale, wenige Hellglimmer-Quarzite, Turmaline, authigene Dolomitrhomboeder, Titanitkörner und Kalkgerölle (1–2 mm Durchmesser). Die Turmaline stammen aus den Granat-Glimmerschiefern der unterlagernden Kalymnos-Metamorphite (vergl. Pr. 833). Eine kalkige oder dolomitische Matrix läßt sich nicht erkennen, obwohl Karbonatfällung wegen der unterlagernden Dolomitbank und des überlagernden Skalia-Kalkes zu erwarten wäre. Die detritische Sedimentation erfolgte wahrscheinlich so rasch, daß die Karbonatfällung zu stark verdünnt wurde, um im Dünnschliff nachgewiesen werden zu können. Der Kalksandstein der Val Camere-Formation geht allmählich konkordant in eine etwa 3 m mächtige hellbraune Dolomitbank über, mit der der Skalia-Kalk hier beginnt.

Die markanten Farben der Val Camere-Formation deuten wir als Verwitterungsfarben des prätransgressiven Landes. Von seinen Hängen und Bergkuppen, die als Inseln aus dem Transgressionsmeer herausragten, schütteten Bäche und Flüsse nach kurzem Transport (schlechte Sortierung und Rundung der Komponenten) den bunten Verwitterungsschutt ins Transgressionsmeer. In ihm entstand die Val Camere-Formation als eine rasche Reliefauffüllung eines schnell im Meer versinkenden Landes. Mehr und mehr Inseln wurden überflutet und entsprechend verringerten sich die terrestrischen Schüttungen. Es blieb schließlich nur noch die Karbonatfällung übrig. Der Skalia-Kalk begann. Gegen eine terrestrisch-fluviatile Deutung sprechen das Transgressionskonglomerat und der allmähliche konkordante Übergang in den marinen Skalia-Kalk.

Skalia-Kalk

Er umfaßt den unteren Teil der Calcari compatti. Oberhalb des Ortes Skalia wurde ein Typusprofil aufgenommen (s. Abb. 17). Er wird 200 m mächtig, liegt bei Skalia mit Abscherungskontakt auf der Val Camere-Formation und geht in 230 m Höhe im oberen Teil einer auffällig aus dem Hang nach W hervorspringenden Felsbastion konkordant in den Pantès-Chertkalk über. Er besteht aus monotonen, grobgebankten, grauen Kalken und bituminösen Dolomiten. Das einzige makroskopische Merkmal sind Stromatolithe im unteren Drittel, die im Typusprofil weniger gut erkennbar sind als im Steinbruch an der Straße zwischen Myrties und Skalia bald hinter Myrties (s. Abb. 14). Dort fand CHRISTODOULOU die Algen

Thaumatoporella parvovesiculifera (Ladinium–Oberkreide, Hauptverbreitung Oberjura–Unterkreide, briefl. Mitt. von Herrn Prof. E. FLÜGEL) und *Teutoporella* sp. (Mittelperm, Mittel- und Obertrias, Oberjura–unterste Unterkreide, n. HERAK et al. 1977).

Beim Kastell östlich oberhalb von Chorio wurde außerdem von CHRISTODOULOU *Cayeuxia* sp. (Mitteltrias–Unterkreide, briefl. Mitt. von Herrn Prof. E. FLÜGEL) nachgewiesen. Die CHRISTODOULOUSchen Fossilfunde aus dem Skalia-Kalk belegen nicht die von ihm vorgenommene Einstufung in den Oberjura, sondern nur, daß er ältere Anteile als Unterkreide und jüngere Anteile als Untertrias besitzt. Es kann deshalb nicht als erwiesen gelten, daß der Skalia-Kalk oberjurassisches Alter besitzt.

Pantes-Chertkalk

Er wurde von DESIO unter der Bezeichnung *Calcarei selciferi* auskartiert und als Einschaltung der *Calcarei compatti* angesehen. Er geht oberhalb Skalia konkordant aus dem Skalia-Kalk hervor, wird dort mindestens 120 m mächtig und besteht aus massigen und plattigen, grauen Kalken mit dünnen, welligen, krummen, häufig nicht durchhaltenden Chertlagen, die als poröse, braune Krusten aus dem grauen Kalk herauswittern (Profil K–L der Abb. 17). Datierbare Fossilien wurden nicht gefunden. Aufgrund der CHRISTODOULOUSchen Fossilien aus dem überlagernden Elias-Kalk ist er älter als unterste Unterkreide und besitzt vermutlich oberjurassisches Alter. Im Hangenden grenzt der Pantes-Chertkalk stellenweise, z. B. nördlich oberhalb Chorio am Fußpfad zum Elias-Gipfel, mit einer Abscherungsfläche an den Elias-Kalk. Darauf bezieht sich die CHRISTODOULOUSche "unconformity", die später von DOUNAS et al. als Dekkenbahn gedeutet wurde. Wir haben eine Stelle gefunden, an der der Pantes-Chertkalk konkordant in den Elias-Kalk übergeht. Sie liegt nördlich 50 m oberhalb der Straße vom Hafen Kalymnos nach Wothini und rund 200 m westlich der Abzweigung zum Kloster Ajos Pantes (Abb. 14). Nach diesem Kloster westlich oberhalb des Hafens von Kalymnos wurde die Formation benannt.

Die Konkordanz zwischen Pantes-Chertkalk und Elias-Kalk beweist, daß der Elias-Kalk das stratigraphisch Hangende des Pantes-Chertkalkes bildet und nicht als Decke abgetrennt werden darf. Wir bestätigen damit die DESIOSche Ansicht, daß die Chertkalke eine Einschaltung innerhalb der neritischen Kalke bilden. Die stellenweise zwischen Pantes-Chertkalk und Elias-Kalk auftretende tektonische Trennfläche läßt sich ohne Zweifel als lokale Abscherung deuten, die vermutlich im Zuge der alpidischen Einengungen in diesem Raum entstanden ist. Weitere lokale Abscherungshorizonte, die tiefer liegen, wurden, wie bereits erwähnt, zwischen dem Skalia-Kalk und der Val Camere-Formation beim Ort Skalia sowie zwischen dem Skalia-Kalk und den Kalymnos-Metamorphiten an der Kuppe des Berges Wigla angetroffen. Zu dieser alpidischen Einengungstektonik paßt die lokale Überschiebung von Kalymnos-Metamorphiten auf die Emborio-Tonschiefer.

Elias-Kalk (Kreide)

Er bildet die Hauptmasse der DESIOSchen *Calcarei compatti* und ist am weitesten auf Kalymnos verbreitet. Es handelt sich um graue, massige, monotone Kalke, die längs des Fußweges vom Dorf Chorio zum Gipfel des Elias noch etwa 500 m mächtig sind. Der Fußweg (s. Punktlinie in Abb. 14) verläuft zunächst im Skalia-Kalk und trifft dann in 300 m Höhe auf den konkordanten Kontakt zum Pantes-Chertkalk. Er

Stufen		Standard-Zonen	
— 230			
Oberperm		<i>Palaeofusulina</i>	Kalymnos Pr. 917, Pr. 921 (Rollstück)
		<i>Codonofusiella</i>	
Mittelperm		<i>Lepidolina + Yabeina</i>	Göktepe Pr. 819
		<i>Neoschwagerina margaritae</i>	
		<i>Neoschwagerina craticulifera</i>	
Untermittelperm		<i>Neoschwagerina simplex</i>	Kos Pr. 732
		<i>Cancellina</i>	
255	Artinsk	<i>Misellina</i>	
	Sakmar	<i>Pseudofusulina vulgaris</i>	
		Trogkofel-Stufe	<i>Pseudoschwagerina schellwieni</i>
Untermittelperm		<i>Zellia</i>	
	Assel	<i>Pseudoschwagerina confinii</i>	
— 280		<i>Pseudoschwagerina alpina</i>	

Tab. 15: Einstufung der Fusulinen von Kalymnos, der Menderes-Schieferhülle (Göktepe-Gipfel/Mugla) und von Kos. Das Alter der Fusulinen von Kos ist nur vermutet. Permgliederung nach KAHLER (1974), KAHLER & KAHLER (1979). Absolute Alter in Millionen Jahren nach BUGGISCH et al. (1976).

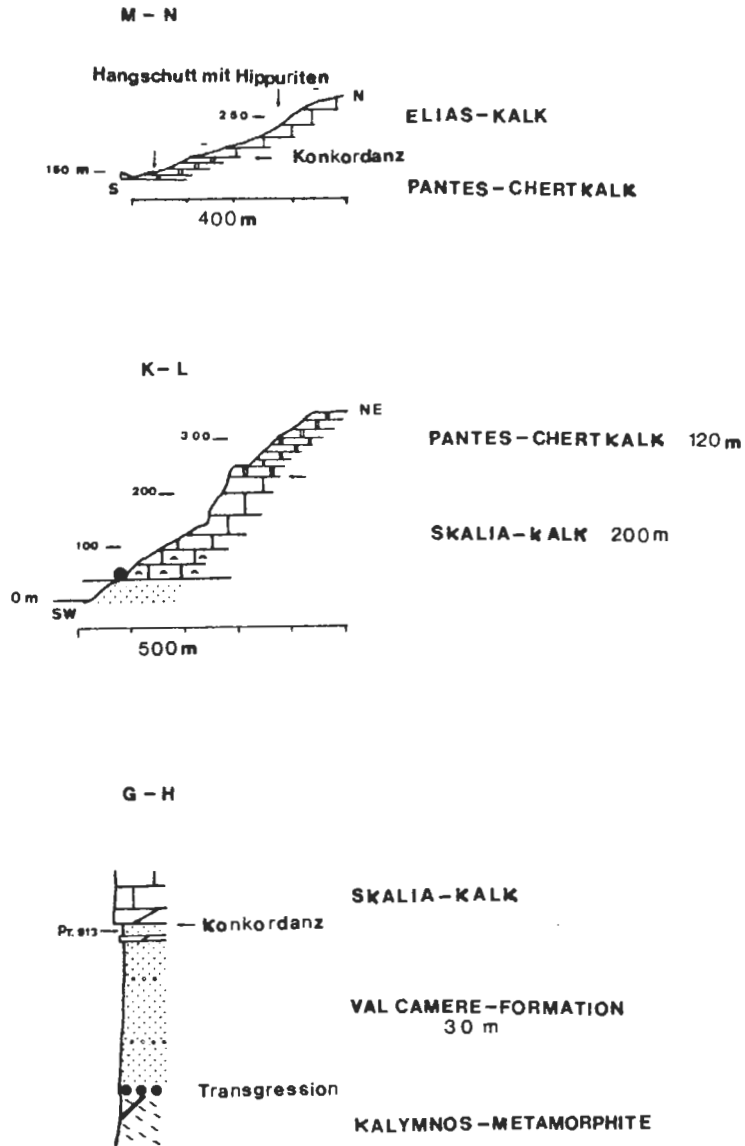


Abb. 17: Profile der posttransgressiven Sedimente (Obertrias-Kreide) der Insel Kalymnos. Entscheidend für ihre Korrelierbarkeit ist der Nachweis der Konkordanz des Profiles M-N. Die Positionen der Profile sind in Abb. 14 verzeichnet.

ist hier nur 20 m mächtig und wird mit Abscherungskontakt vom Elias-Kalk überlagert. Oberhalb des Abscherungshorizontes ist der Elias-Kalk über eine Mächtigkeit von rund 30 m deutlich marmorisiert. Diese Marmorbildung ist zweifellos nur durch Tektonik verursacht worden.

– Die lokalen Marmorvorkommen im basalen Bereich des kretischen Tripolitza-Kalkes, wie z. B. bei Gonies (s. Profilschnitt der Abb. 12: Steinbruch am Trapeza) und Marathos im zentralen und nördlichen Mittelkreta, sind vermutlich ebenso entstanden. –

Der Elias-Kalk enthält weiter hangaufwärts in 480 m Höhe Nerineen (Jura–Kreide), in 520 m Höhe auf dem E–W-Abschnitt des Fußpfades Acteonellen (Trias–Oberkreide), in 570 m Höhe fragliche Rudistenquerschnitte (Kreide) und am Gipfel Nerineen und Kalkooide. DESIO fand im Hangschutt zwischen Profil M–N und Kloster Ajos Pantas Hippuriten (Oberkreide). CHRISTODOULOU konnte einen Fossilfundpunkt aus dem basalen Elias-Kalk beim Hafen Kalmynos auf Oberjura bis unterste Unterkreide einengen, so daß der Elias-Kalk im Oberjura oder der untersten Unterkreide beginnt. Der um den Elias-Kalk erweiterte stratigraphische Verband der posttransgressiven Sedimente von Kalymnos läßt sich nicht mehr mit der Formationsabfolge der Köycegiz-Decke, die bekanntlich aus neritischen Dolomiten und Kalken der Trias und des Lias (Gereme Formation), Chertkalken des Jura und der Kreide (Cal Dag Limestone) und einem Flysch besteht, korrelieren, da eine dem Elias-Kalk entsprechende Formation dort nicht vorkommt.

– Die faziellen Übereinstimmungen zwischen der Val Camere-Formation und der Karaova-Formation, die der Köycegiz-Decke angehört und an der Basis der Gereme Formation in der angrenzenden Türkei zwischen Bodrum und Milas beim Ort Karaova auftritt, lassen sich dadurch erklären, daß sich beide Formationen in paläogeographisch unmittelbar benachbarten Sedimentationsräumen gebildet haben (s. Kap. 4 und 5). Diese Faziesübereinstimmungen beweisen nicht, daß die Val Camere-Formation und die auflagernden Karbonate von Kalymnos zur Köycegiz-Decke gehören. –

Wir können deshalb die Ansicht von DÜRR et al. (1978 a) nicht bestätigen. Die Köycegiz-Decke kommt nach unseren Ergebnissen auf Kalymnos nicht vor. Daran schließt sich die Frage an, mit welchen Gesteinen dann die posttransgressive Formationsabfolge von Kalymnos korrelierbar ist. Diese Frage wird in einem später folgenden Korrelationskapitel (3.1.5.) im Zusammenhang mit den Gesteinen von Pserimos, Kos und anderen Gebieten beantwortet.

3.1.3. Pserimos

Nur 6 km östlich von Kalymnos liegt die kleine Insel Pserimos. Wegen dieser geringen Entfernung und den Beschreibungen von DESIO (1931) und CHRISTODOULOU (1969) ergab sich der Verdacht, daß der Elias-Kalk von Kalymnos und sein stratigraphisch Hangendes auf Pserimos vorhanden sein könnte. Nach den Erstbearbeitern besteht Pserimos aus massigen, neritischen Kalken, die von der Oberkreide (Cenomanium) bis ins Obereozän reichen. Sie enthalten eine geringmächtige Chertkalk-Einschaltung, werden von einem Flysch überlagert und gehen zum Liegenden an der NW- und SE-Spitze der Insel in Mergel über. Im W-Teil der Insel sind die Pserimos-Kalke von E auf ihren Flysch überschoben worden, der dadurch vor der Erosion geschützt wurde und erhalten blieb.

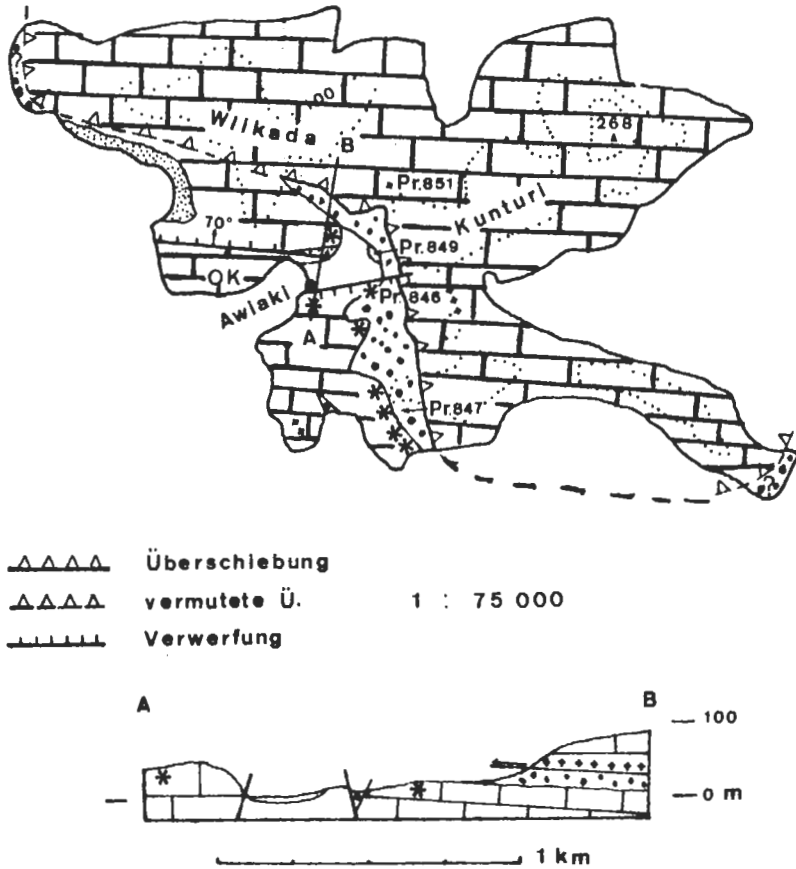


Abb. 18: Geologische Kartenskizze von Pserimos (Cappari) mit einem Profil. Weiß = Quartär, feine Punktsignatur = Tuff, grobe Punktsignatur = Flysch, Mauersignatur = massiger Kalk, Kreuze = Chertkalk-Einschaltung (Paläogen?), OK = Oberkreide, Stern = Nummulitenfundpunkt, Pr. = Proben (s. Tab. 16).

Pserimos-Kalk

Nach unseren Begehungen wird der Pserimos-Kalk schätzungsweise 150–200 m mächtig. Er besitzt im oberen Teil eine 10–20 m mächtige Chertkalk-Einschaltung (s. Kreuze in Abb. 18), in der kleine Foraminiferen der Unterordnung Rotaliina (Pr. 851) enthalten sind, von denen einige ein paläogenes Alter „suggerieren“ (det. D. DECROUEZ, Universität Genf). Wegen der geringen Mächtigkeit und des vermutlich alttertiären Alters lassen sich die Chertkalke nicht mit dem Pantès-Chertkalk von Kalymnos korrelieren. Der Pserimos-Kalk endet mit einem rund 20 m mächtigen, detritischen Nummulitenkalk. Er ist sehr fossilreich (s. Pr. 846–849 der Tab. 16). Seine Oberkante ist Mitteleozän oder jünger. Trotz der vielen Dünnschliffe und Mikrofossilien können wir das von CHRISTODOULOU nachgewiesene Obereozän nicht bestätigen.

Tab. 16: Fossilien des Pserimos-Kalkes, der nördlich von Kos und östlich von Kalymnos gelegenen kleinen Insel Pserimos (det D. DECROUEZ). Die Fundpunkte sind in der Kartenskizze der Abb. 18 verzeichnet.

Pr. 846 Detrituskalk (Nummulitenkalk).

Nummulites sp., *Assilina* sp.?, *Reussella* sp., *Eoannularia* sp., *Discocyclina* sp., *Asterigina* sp., *Rotalia* sp., doppelwandige Foraminifere der Unterordnung Rotaliina (M. Eozän—O. Eozän), einige kleine Formen der Unterordnung Rotaliina, Alveolinidae, Textulariidae und/oder Ataxophragmiidae, Bruchstücke von *Orbitolites* sp.?, von Foraminiferen, Echinodermen und Ostracoden; Alter: Eozän oder jünger.

Pr. 847 (direkt unterhalb des Pserimos-Flysches) Detrituskalk (Nummulitenkalk).

Sphaerogypsina globulus, *Gypsina* sp., *Rotalia* sp., *R.* cf. *viennoti*, *Heterolepa* sp., *Reussella* sp., *Nummulites* sp., *N.* cf. *millecaput* ?, *N.* cf. *anomalus* ? *Assilina* sp., *Discocyclina* sp., *Actinocyclina* sp., *Operculina* sp.?, *Lockhartia* sp. (cf. *L. conditi*), kleine Formen der Unterordnung Rotaliina, Alveolinidae, Corallinaceen, Echinodermen-, Ostracoden- und Bryozoenfragmente; Alter: Mitteleozän oder jünger.

Pr. 849 (direkt unterhalb des Pserimos-Flysches) Detrituskalk (Nummulitenkalk).

Asterigina sp., *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Operculina* sp., *Rotalia* sp., *R.* cf. *viennoti*, *Heterolepa* sp., *Reussella* sp., Alveolinen, einige kleine Rotaliina, wenige Milioliden, Echinodermen- und Molluskenfragmente; Alter: Mitteleozän oder jünger.

Pserimos-Flysch

Der detritische Nummulitenkalk wird mit scharfem, aber sedimentärem Kontakt von einem rund 50 m mächtigen Flysch überlagert. Er bildet eine Wechselfolge aus sandigen Mergeln, Tonen und dünnen Sandstein- und Detrituskalkbänken. Er endet mit einem mehrere Meter mächtigen Konglomerat mit bis zu faustgroßen Geröllen aus Sandsteinen, neritischen Kalken und Chertkalken. Die Mergelvorkommen an der NW- und SE-Ecke der Insel, die unterhalb des Pserimos-Kalkes liegen und von DESIO als sein stratigraphisch Liegendes angesehen wurden, gehören wahrscheinlich ebenfalls zum Flysch, der dort ebenfalls vom Pserimos-Kalk überschoben wurde (vergl. Abb. 18).

Nach Alter und Habitus ist es ziemlich wahrscheinlich, daß der Pserimos-Kalk und der Pserimos-Flysch das stratigraphisch Hangende des Elias-Kalkes von Kalymnos bilden. Wir stellen die Gesteine von Pserimos ebenfalls zur tiefsten Einheit des Kykladen-Fensters (Weiteres siehe Korrelationskapitel 3.1.5.).

Zu betonen ist, daß Pserimos und seine weitere Umgebung frühestens im Obereozän vom südwesttürkischen Deckenstapel bzw. seinen ägäischen Äquivalenten überfahren worden sein kann. Diese Überfahung, die bereits auf Mitteleozän—Mitteloligozän eingeengt werden konnte (s. Kap. 3.1.), läßt sich jetzt noch etwas weiter auf Obereozän—Mitteloligozän einengen. Außerdem läßt sich die alpidische Metamorphose des Menderes-Kristallins noch etwas weiter auf ebenfalls Obereozän—Mitteloligozän einengen, da sie nach der Deckenüberfahung erfolgte. Die Karaova-Schichten der Köycegiz-Decke (unterste Decke) wurden schwach aufgeheizt (s. Abschnitt Marmorhülle im Kap. 3.1.).

3.1.4. Kos

Die große Insel Kos liegt unmittelbar südlich von Kalymnos und Pserimos und nördlich der in die Ägäis hineinragenden türkischen Dacta-Halbinsel, die im übernächsten Kapitel behandelt wird. Die kosschen Gesteine wurden erstmals wiederum von DESIO (1931) umfassend bearbeitet und im Maßstab 1:120000 kartiert. Er unterschied

Paläozoikum, massige Kalke, Flysch und Neogen.

Das Neogen wurde zuletzt von BÖGER (1978) beschrieben. Es wird hier nicht behandelt. Das Paläozoikum tritt nur im Mittelteil der Insel im Dicheo-Gebirge (846 m) zutage (s. Abb. 19). Es wird am NW-Hang des Dicheo-Gebirges zwischen den Dörfern Pili und Zia von den massigen Kalken tektonisch überlagert, die außerdem noch am W-Ende der Insel vorkommen. Das Vorkommen zwischen Pili und Zia wurde von BLONDEAU et al. (1976) datiert und zusammen mit einem oberhalb von Zia auflagernden Flyschrest der Tripolitza-Zone zugeordnet. Nördlich des Kalkzuges folgt ein schmaler Flyschsaum, der von Pili aus am N-Rande des Dicheo-Gebirges entlang zieht, sich nach E verbreitert und bis zur SE-Spitze der Insel (Kap Foka) reicht. Er liegt östlich von Zia auf dem Paläozoikum und westlich von Zia neben den massigen Kalken. Er enthält auffallend große Exotika, die fast alle von DESIO auskartiert wurden. BERNOULLI et al. (1974) haben diesen Flysch als Wildflysch gedeutet und mit dem Wildflysch (Karabörtlen Formation) der Köycegiz-Gruppe (= Köycegiz-Serie) korreliert, die bekanntlich die unterste Decke des südwesttürkischen Deckenstapels bildet. Das bedeutet, daß auf Kos das Kykladen-Fenster endet und daß das kossche Paläozoikum und die massigen Kalke möglicherweise zur tiefsten Einheit des Kykladen-Menderes-Fensters gehört. Das wollen wir im folgenden prüfen. Zunächst zum Paläozoikum. Es könnte den leicht wiederzuerkennenden, rund 140 m mächtigen Fusulinen-Kalk aus dem nur 15 km entfernten Unterperm von Kalymnos enthalten.

Paläozoikum

Es nimmt eine Fläche von rund 20 qkm ein und erstreckt sich über eine E-W-Länge von 10 km und eine N-S-Breite von maximal 3 km. Seine Schichten streichen im W-Teil ungefähr senkrecht zum Gebirgskamm in nördlichen Richtungen und fallen mittelsteil nach W ein. Im Mittelteil des S-Hanges liegen sie flacher und weiter im E nahezu söhlig. Am S-Hang wäre bei ungestörter Lagerung zwischen der Küste und dem Gebirgskamm eine Mächtigkeit von mindestens 846 m zu erwarten. DESIO unterschied in einer Profilaufnahme vom westlichen S-Hang des Dicheo-Gebirges, das vom Gebirgskamm bis hinunter zur Küste reicht, vom Hangenden zum Liegenden folgende vier Formationen:

- 200 m Calcari cristallini bianchi (weiße kristalline Kalke)
- 100 m Calcari cristallini grigio-scuri (dunkelgraue kristalline Kalke)
- 200 m Scisti calcarei neri (kalkige Schiefer, Ordovizium-Silurium)
- 200 m Calcari scistosi e calcescisti grigi (schiefrige Kalke und graue Kalkschiefer).

In den Scisti calcarei neri fand DESIO die folgende Bryozoe und Brachiopode, die er ins Silur (= heutiges Silurium plus Ordovizium) einstuft:

Fenestella corniculum MENINGHINI

Orthis noctilis SHARPE.

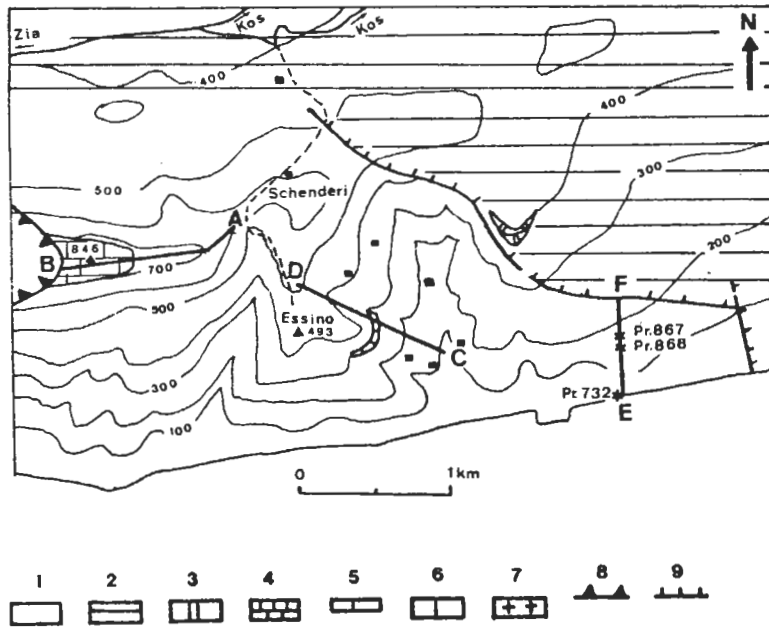
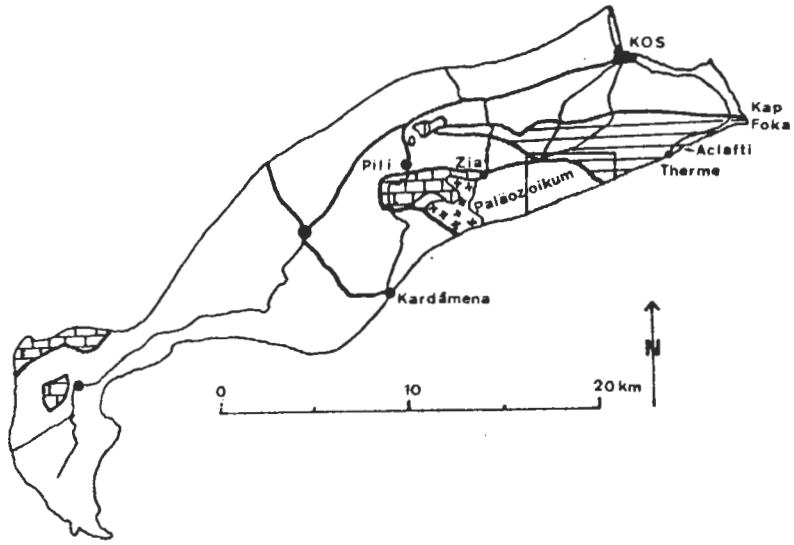


Abb. 19: Geologische Übersichtsskizze von Kos mit Detailskizze. Sie zeigt die Lage der neu aufgenommenen Säulenprofile A–B, C–D und E–F sowie die neuen Fossilfundstellen aus dem Paläozoikum. 1 = Neogen und Quartär (Übersicht), 2 = Wildflysch der Köycegiz-Zone, 3 = Olistholith aus Chertkalk, 4 = Zia-Kalk (Kreide–U./M. Eozän) der Tripolitza-Zone, 5 = Korallen-Kalk (vermutl. O. Karbon oder U. Perm), 6 = Dicheo-Marmor, 7 = Monzonit-Pluton (O. Miozän), 8 = Überschiebung, 9 = Verwerfung.

Danach dürfte das westliche Paläozoikum vorherrschend aus Altpaläozoikum bestehen. Dieses Altpaläozoikum wurde kürzlich von WACHENDORF & GRALLA (1983) in Frage gestellt. Sie vermuten, daß es sich um Jungpaläozoikum handelt. Wir können dazu jedoch keine Stellung beziehen, da wir dieses jetzt fragliche Altpaläozoikum, aus dem das DESIOsche Profil stammt, nicht bearbeitet haben.

Die von PLIENINGER (1905) irgendwo am S-Hang des Dicheo-Gebirges gefundene Koralle, die FRECH als *Hallia cylindrica* MILNE-EDWARDS & HAIME bestimmte und ins Karbon einstuftete, kommt in den Schriften dieser beiden Autoren nach freundl. briefl. Mitt. von Herrn Dr. BIRRENHEIDE, Frankfurt, der bekanntlich die Halliidae neu bearbeitet hat, nicht vor. Deshalb bleibt der Nachweis von Karbon fraglich. Außerdem läßt sich der genaue Fundpunkt der Korallen nicht rekonstruieren. Möglicherweise stammen die Korallen aus dem von uns entdeckten Korallen-Kalk vom östlichen S-Hang des Dicheo-Gebirges (s. unten).

Das DESIOsche Profil liegt knapp östlich eines kleinen Monzonit-Plutons, der im Obermiozän vor 10–12 Ma intrudierte und die oben genannten altpaläozoischen? Formationen kontaktmetamorphosierte (ALTHERR 1972, KOTT 1974, ALTHERR et al. 1976, s. auch DÜRR et al. 1978a). Seine Kontaktaureole reicht nicht bis in den Ostteil des kosschen Paläozoikums, aus dem die folgenden drei neu aufgenommenen Profile stammen (s. Abb. 20). Ihre genaue Lage ist aus der Kartenskizze der Abb. 19 ersichtlich. Es handelt sich lediglich um grobe Übersichtsaufnahmen, die nur dem Zieldienten, den unterpermischen Fusulinen-Kalk und die oberkarbonischen Emborio-Tonschiefer von der nördlichen Nachbarinsel Kalymnos auch auf Kos nachzuweisen. Wir unterscheiden sechs Formationen, wobei die Stellung der beiden untersten Formationen (Profil A–B) mangels datierbarer Fossilien unsicher ist:

220 m	Braune Tonschiefer (Unterperm, verm. Artinsk)	Profil E–F
150 m	Oberer Schieferton	
40 m	Korallen-Kalk (verm. O. Karbon oder U. Perm)	Profil C–D
150 m	Unterer Schieferton	
50 m	Dicheo-Marmor (= ? <i>Calcarei cristallini grigio-scuri</i>)	Profil A–B
170 m	Kalkschiefer (= ? <i>Scisti calcarei neri</i> , ? Ordovizium oder Silurium?)	

Der Kalkschiefer beginnt mit einer Crinoidenkalkbank oberhalb von Grauwacken im Sattel westlich des Berges Schenderi. Er bildet eine Wechselfolge von dünnen, sandigen Kalkbänken und Schieferlagen. In 700 m Höhe wird er von einer mehrere Meter mächtigen Crinoidenkalkbank ungefähr halbiert.

Der Dicheo-Marmor geht konkordant aus dem Kalkschiefer hervor und bildet eine markante, von weitem sichtbare Steilstufe aus massigem, grauem bis weißem Marmor am E-Abfall der Gipfelregion des Dicheo-Gebirges. Er enthält im oberen Teil eine rund 10 m mächtige Einschaltung aus feinstreifigem, gerieftem Marmor. Es handelt sich nicht um Stromatolithe, sondern vermutlich um geringfügige Materialunterschiede (schwacher Tonanteil? in den rillenbildenden Schichten). Der Dicheo-Marmor wird im W mit flach nach W einfallendem Überschiebungskontakt von Schieferen mit dünnen Crinoidenkalkbänken überlagert, die nach W in die *Scisti calcarei neri* des DESIOschen Profils hineinziehen. Wir haben den starken Verdacht, daß es sich bei diesen tektonisch auflagernden Schieferen um die etwas weiter im E konkordant unterhalb des Dicheo-Marmors lagernden Kalkschiefer handelt. Deshalb vermuten wir, daß unsere Kalkschiefer den *Scisti calcarei neri* (?Ordovizium–Silurium?) entsprechen und

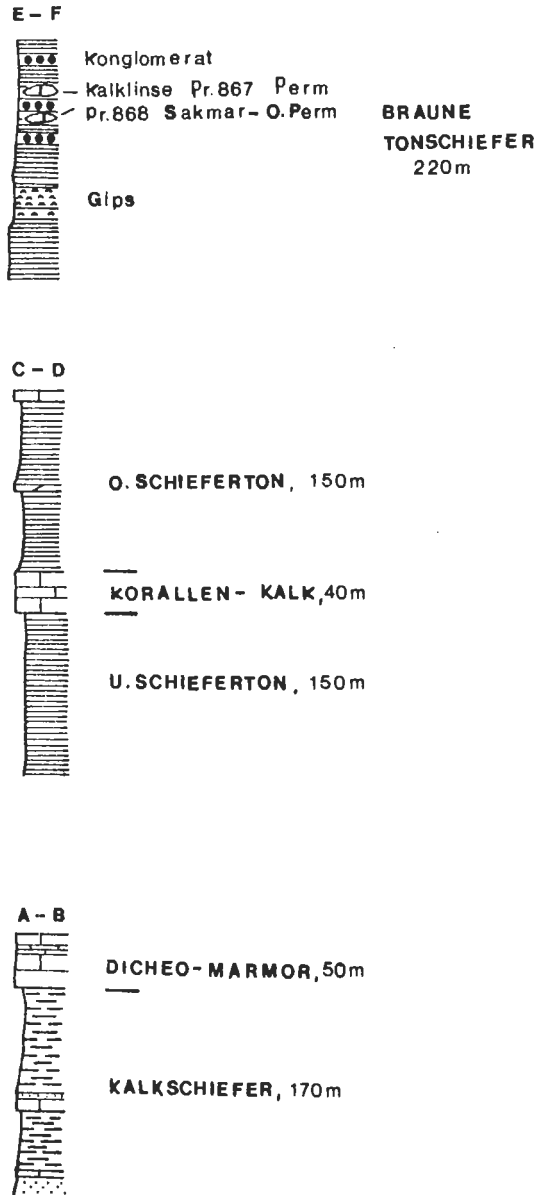


Abb. 20: Säulenprofile der neu ausgeschiedenen Formationen des kosschen Paläozoikums. Ihre Positionen sind in Abb. 19 verzeichnet.

der Dicheo-Marmor den *Calcarei cristallini grigio-scuri* äquivalent ist.

Der Untere Schieferton reicht vom Talboden bis zur halben Höhe des Essino-Osthanges und besteht aus bitumenreichen, blättrigen Tonen, in die sich einige Bänke aus Sandsteinen und Kalksandsteinen einschalten.

Der Korallen-Kalk folgt hangwärts konkordant und bildet eine deutliche Steilstufe im Essino-Osthang. Sein Ausbiß reicht nur über eine Länge von etwa 250 m und wird wahrscheinlich am N- und E-Ende von steilen Brüchen begrenzt. In ihm sind zwei Korallenhorizonte enthalten. Der untere Korallenhorizont liegt ungefähr in 300 m Höhe und 6 m oberhalb der Liegendgrenze. Er bildet einen flach linsenförmigen bis maximal 1.5 m mächtigen horizontal am Hang verlaufenden Ausbiß von grob 200 m N-S-Länge. Seine grauen, bitumenreichen Kalke sind mit fingergroßen, hellbraun herauswitternden Korallen gespickt. Die zylindrischen Korallen liegen schichtparallel und befinden sich nicht mehr in Lebensstellung. Nur an einer Stelle fand sich ein plattgedrückter, dendroider Korallenstock, dessen Korallite den isolierten Korallen sehr ähneln, so daß sie vermutlich von dendroiden Stöcken abgebrochen und anschließend zusammengeschwemmt wurden. Nach Bestimmung von Herrn Prof. H. FLÜGEL, Graz, ist

vermutlich die Gattung *Fomichevella* (Oberkarbon—Unterperm) vertreten. Das würde bedeuten, daß der Korallen-Kalk oberkarbonische oder unterpermische Anteile besitzt. Vier Meter höher kommt ein zweiter, jedoch nur 5 cm mächtiger Korallenhorizont vor, der sehr ähnliche, ebenfalls umgelagerte Korallen enthält.

Der Obere Schiefertone geht konkordant aus dem Korallen-Kalk hervor und endet am Bergrücken. Er ist ähnlich monoton ausgebildet wie der Untere Schiefertone.

Die Braunen Tonschiefer erstrecken sich östlich des Essino und bilden dort eine monotone, sählig liegende Abfolge, die Gipse, Konglomerathorizonte und zwei Linsen aus Algen-Fusulinen-Kalk enthält. Die Gipse kommen im unteren Teil etwa 80 m oberhalb des Strandes vor. Sie bilden schichtparallele Lagen, die sich auf einen Bereich von etwa 30 m Mächtigkeit verteilen und nach unserer Beurteilung synsedimentär sind. Etwa 1 km weiter westlich kommen in einem periodischen Trockenbach junge Sintergipse vor, die durch ihre Terrassenbildung eindeutig als solche identifizierbar sind. Oberhalb der Gipslagen enthalten die Braunen Tonschiefer grobe Konglomerate und im oberen Teil zwei aufeinanderfolgende Linsen aus Algen-Fusulinen-Kalk, die etwa 5 m mächtig und 20–30 m breit sind. Sie enthalten einige Fusulinen und zahlreiche Algen (det. E. FLÜGEL):

Algen-Fusulinen-Kalk (untere Linse, Pr. 868)

Pseudovermiporella sodalica ELLIOT (Sakmar—Oberperm)

Archaeolithoporella sp. (Perm)

Algen-Fusulinen-Kalk (obere Linse, Pr. 867)

Archaeolithoporella sp. (Perm)

Tubiphytes sp.

Die beiden Linsen sind nach mündl. Mitt. von Herrn Prof. E. FLÜGEL mikrofaziell mit den Mud-Mounds des Trogkofel-Kalkes (Sakmar) der Karnischen Alpen vergleichbar (vergl. E. FLÜGEL 1980).

In Fallinie der Linsen kommen am Strand bis zimmergroße Rollblöcke aus Algen-Fusulinen-Kalk vor, die mit Sicherheit aus den anstehenden Linsen herabgestürzt sind. Sie haben datierbare Fusulinen und Korallen geliefert (det. F. KAHLER und H. FLÜGEL):

Algen-Fusulinen-Kalk (Rollblöcke, Pr. 732)

Chalaroschwagerina cf. ampla SKINNER & WILDE 1966

Chalaroschwagerina cf. solita SKINNER & WILDE 1966

Alter: wahrscheinlich Artinsk

Heritschoides sp. (tieferes Perm)

Die Algen erlauben in Verbindung mit der Korallengattung eine Einstufung der Linsen auf den Zeitraum Sakmar bis höchstes Mittelperm. Damit harmoniert das Alter der Fusulinen, die für eine Einstufung ins Artinsk (oberste Stufe des Unterperms) sprechen (vergl. Tab. 15).

Das kossche Paläozoikum ist aufgrund unserer Profilaufnahmen im Ostteil mindestens 780 m mächtig und reicht vom Altpaläozoikum?? bis ins Perm. Nach WACHENDORF & GRALLA (1983) wird das kossche Paläozoikum insgesamt über 2000 m mächtig.

Ob das Paläozoikum von Kos mit der Menderes-Schieferhülle korrelierbar ist und eventuell von altkaledonischen oder assyntischen Äquivalenten des Kernkristallins unterlagert wird, bleibt fraglich. Es läßt sich nicht einmal eine Korrelation zum Jungpaläozoikum der nördlichen Nachbarinsel Kalymnos herstellen, da der markante Fusulinen-Kalk auf Kos nicht vorkommt. Der Fusulinen-Kalk (Sakmar–Artinsk) wird wahrscheinlich durch die Braunen Tonschiefer mit seinen Linsen aus Algen-Fusulinen-Kalk vertreten. Wir rechnen mit einem lateralen Fazieswechsel. Das Jungpaläozoikum dieser Tethysregion ist offensichtlich durch relativ rasche laterale Fazieswechsel charakterisiert, worauf schon bei der Behandlung der Schieferhülle von Milas hingewiesen wurde. Sie behindern notwendige Korrelationen, so daß eine Zugehörigkeit des kosschen Paläozoikums zur tiefsten Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters nicht belegt werden kann. Als Alternative käme nur eine Zuordnung zur Köycegiz-Gruppe in Betracht. Sie scheint uns jedoch wenig wahrscheinlich, da nirgendwo ein derartig mächtiges Paläozoikum von mindestens 2000 m von der Basis der Köycegiz-Gruppe bekannt ist. Die beiden übrigen Einheiten des kosschen Präneogens, die das Paläozoikum tektonisch überlagern, lassen sich besser korrelieren, wie die folgenden beiden Abschnitte zeigen.

Zia-Kalk

Auf dem westlichen Paläozoikum des Dicheo-Gebirges lagern mit obermiozänem oder jüngerem Überschiebungskontakt (s. ALTHERR et al. 1976) zwischen den Orten Pili und Zia die bereits erwähnten neritischen Massenkalke, für die wir den Formationsnamen Zia-Kalk verwenden. Er wird nach BLONDEAU et al. (1975) mindestens 150 m mächtig, reicht von der Kreide bis ins oberste Untereozän oder unterste Mitteleozän aufgrund zahlreicher Nummuliten und geht oberhalb von Zia südlich eines großen Steinbruchs in einen geringmächtigen Flyschrest über, der ebenfalls Mikrofossilien (Globorotalien, Globigerinen) aus dem Grenzbereich Unter-/Mitteleozän enthält. Südlich des oberen Steinbruchrandes fanden wir Hippuriten (Oberkreide). Sehr bemerkenswert ist, daß BLONDEAU et al. den Zia-Kalk und seinen Flyschrest wegen seines Habitus und des relativ späten Flyschbeginns der Tripolitza-Zone zugeordnet haben. Wir können diese Zuordnung nur bestätigen (s. nächstes Kapitel). Eine derartige Norderweiterung der Tripolitza-Zone über den südägäischen Inselbogen hinaus bis Kos ist von weitreichender Bedeutung und wird später eingehend erörtert.

Wildflysch der Köycegiz-Gruppe

Die dritte präneogene Einheit von Kos besteht aus einem Wildflysch, der bereits von BERNOULLI et al. (1974) dem Wildflysch (Karabörtlen-F.) der Köycegiz-Gruppe zugeordnet wurde. Er lagert neben dem Zia-Kalk und auf dem östlichen Paläozoikum des Dicheo-Gebirges. Wahrscheinlich wurde er zusammen mit dem Zia-Kalk überschoben. Da er zwischen dem Zia-Kalk und dem Paläozoikum nicht auftritt, nehmen wir an, daß er eine höhere tektonische Position einnimmt als der Zia-Kalk. Das würde bedeuten, daß er auf der Tripolitza-Zone lagert und deshalb die Köycegiz-Gruppe nördlich der Tripolitza-Karbonatplattform zu beheimaten sei. Dafür sprechen ebenfalls seine Exotika, die fast alle von DESIO im einzelnen auskartiert und beschrieben wurden. Sie ragen meist als steile morphologische Klippen aus dem Flysch hervor und bestehen nach DESIO aus massigen Kalken, Chertkalken und Chertkalken mit Radiolariten. Nach unserer Ansicht bilden sie Olisthostrome und Olistholithe. Die Olistholithe, die nicht von Flysch bedeckt sind, lassen sich auch als Deckenreste deuten.

Zu den Olisthostromen gehören fast alle Vorkommen, die DESIO als „Scoglio“ auskartiert hat. Sie bestehen aus neritischen Kalken in Form engverbackener Gerölle und Bruchstücke in ganz unterschiedlichen Größen. An der SE-Küste von Kos kommen längs der Straße zwischen Kap Foka drei Kalk-Olisthostrome vor (vergl. Abb. 19). Das mittlere Olisthostrom enthält z. B. Kalkgerölle mit der Alge *Triploporella* sp. (det. E. FLÜGEL) und andere Kalkgerölle mit *Orbitoides* sp. (Oberkreide, det. D. DECROUEZ, Genf). Die Olisthostrome erinnern an das bereits beschriebene Olisthostrom von Apessokari im externen Olonos–Pindos-Flysch des Asterussia-Gebirges im südlichen Mittelkreta. Das bedeutet zunächst noch wenig. Nicht zu übersehen ist jedoch, daß weitere Ähnlichkeiten auftreten (s. unten).

Zu den Olistholithen gehören nach unseren Begehungen

- der Jurablock von Aclafiti am Strand östlich Therme (SE-Küste), der aus massivem Kalk und Mergeln mit Belemniten besteht,
- der etwa 20 m mächtige Chertkalkblock, der in der beiliegenden Kartenskizze der Abb. 19 verzeichnet ist,
- und ein kleines Basaltvorkommen, das an der westlichen Straßenböschung auf halber Strecke zwischen Kap Foka (Dimitra Beach) und Therme aus dem Wildflysch herauschaut.

Das Basaltvorkommen ist schichtparallel eingebettet, etwa 30 m lang und 5 m mächtig. Der Basalt besteht hauptsächlich aus Plagioklas und Chlorit mit Erz und Titanitbeimengungen. Als Olistholithe oder Deckenreste lassen sich deuten

- der Chertkalk von Acqua Rossa,
- der Chertkalk im Verband mit massivem Kalk vom Vorina, vom S. Giorgio und vom Eremita
- sowie der Chertkalk mit unterlagernden Radiolariten vom Wigla und Vacufi (s. DESIO: Abb. 31–33, 47).

Weitgehend übereinstimmende Olistholithe enthält der Wildflysch der Köycegiz-Gruppe, die ebenfalls aus neritischen Kalken, Chertkalken und Basalten bestehen. Die

Basalt-Olistholithe stammen nach BERNOULLI et al. (1974) aus der in der SW-Türkei direkt überlagernden Diabas-Decke. Deshalb läßt sich der Basalt-Olistholith von Kos von ägäischen Äquivalenten der südwesttürkischen Diabas-Decke ableiten. Die Olistholithe aus Chertkalk mit Radiolariten lassen sich mit Vorbehalt der Olonos–Pindos-Zone zuordnen. Das würde bedeuten, daß sie nördlich der Köycegiz-Gruppe zu beheimaten wäre. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang, daß der alttertiäre Olonos–Pindos-Flysch des Asterussia-Gebirges im S von Mittelkreta nach Größe und Habitus sehr ähnliche Olistholithe enthält. Sie bestehen dort ebenfalls, wie ausführlich beschrieben wurde, aus Basalten, Chertkalken und neritischen Kalken. Diese Gemeinsamkeiten zwischen der externen Olonos–Pindos-Gruppe und der Köycegiz-Gruppe sind nicht zu übersehen und müssen bei ihrer paläogeographischen Einordnung berücksichtigt werden (s. Kapitel 4 und 6). Zunächst wollen wir die Ergebnisse aus den vier Gebieten Göktepe-Gipfel, Kalymnos, Pserimos und Kos hinsichtlich der Stratigraphie und Verbreitung der tiefsten Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters zusammenfassen.

3.1.5. Neue Korrelationen

Die Kalymnos-Metamorphite kommen nach DESIO und aufgrund eigener Begehungen ebenfalls auf der nördlichen Nachbarinsel Leros vor. Das Kristallin von Leros enthält nach den Profilen von DESIO ebenfalls Granat-Glimmerschiefer mit unterlagernden Amphiboliten. KATAGAS & SAPUNTIS haben in den Granat-Glimmerschiefern von Leros drei Mineralassoziationen unterschieden:

Quarz + Muskovit + Biotit + Granat + Staurolith + Plagioklas

Quarz + Muskovit + Biotit + Granat + Staurolith + Plagioklas + Disthen

Quarz + Muskovit + Biotit + Granat + Chlorit + Albit.

Disthen und Staurolith wurden auf Kalymnos bisher nicht nachgewiesen. Das liegt vermutlich daran, daß noch nicht genügend Proben untersucht wurden. Auf der nördlichen Nachbarinsel Lipsos, die etwa 40 km von Kalymnos entfernt ist und bereits auf der Höhe des südlichen Menderes-Kristallins liegt, kommen nach DESIO die gleichen Granat-Glimmerschiefer vor, wie auf Kalymnos und Leros. Darüber hinaus treten sehr ähnliche Gesteine mit Granat (Almandin), Staurolith und Disthen rund 150 km weiter nordöstlich im Menderes-Kristallin bei Ödemis auf, die wir im Kapitel 3.1. als Ödemis-Metamorphite (oberer Teil des Kernkristallins, oberhalb der Augengneise) zusammengefaßt haben. Sie fehlen weitgehend in den südwestlichen Teilen des Menderes-Kristallins, die näher bei Lipsos, Leros und Kalymnos liegen. Wir haben den starken Verdacht, daß die Kalymnos-Metamorphite und ihre Äquivalente von Leros und Lipsos mit den Ödemis-Metamorphiten korrelierbar sind und zum Menderes-Kernkristallin gehören.

Demzufolge müßte das auf den Kalymnos-Metamorphiten lagernde Jungpaläozoikum zur Menderes-Schieferhülle gehören. Dafür sprechen die guten Übereinstimmungen zwischen dem Fusulinen-Kalk von Kalymnos (ca. 140 m, Sakmar–Artinsk) und dem Fusulinen-Marmor vom Göktepe bei Mugla (ca. 130 m, Sakmar–Artinsk), der der oberen Schieferhülle angehört. Beide Formationen enthalten bezeichnenderweise die gleiche Fusulinenart *Cuniculinella tumida* (Misellina-Zone = oberes Artinsk).

Korrelationen mit dem Jungpaläozoikum von Kos sind nach unseren Recherchen nicht möglich. Der oberkarbonische Emborio-Tonschiefer und der unterpermische

Fusulinen-Kalk von Kalymnos kommen auf der nahegelegenen Insel Kos nicht vor. Es besteht wahrscheinlich ein lateraler Fazieswechsel. Die Zugehörigkeit des kosschen Paläozoikums zur Schieferhülle bleibt fraglich. Eine Zuordnung zur Köycegiz-Gruppe läßt sich nicht ganz ausschließen.

Bisher haben wir einen Gesteinsverband aus dem S von Leros nicht berücksichtigt, der von DÜRR (1975) und DÜRR et al. (1978a) als Temenia-Einheit bezeichnet wurde. Es handelt sich um paläozoische Schiefer mit dünnen Kalkbänken, mächtige Kalkmarmore und eine Quarzit-Formation, die von Kristallin (Granat-Glimmerschiefern) tektonisch überlagert werden. Die Temenia-Einheit wird mit einer Einheit des südwesttürkischen Deckenstapels, der Kara Dag-Einheit (de GRACIANSKY 1972), in Verbindung gebracht. Wir vermuten jedoch, daß sie der Schieferhülle des Menderes-Kristallins angehören könnte. Möglicherweise lassen sich auch Beziehungen zum kosschen Paläozoikum herstellen. Ihre tektonische Position unterhalb des Kristallins von Leros muß dem nicht im Wege stehen. Es wäre möglich, daß die Temenia-Einheit ebenfalls nur lokal von Kristallin überschoben wurde, wie die unmittelbar südlich benachbarten oberkarbonischen Emborio-Tonschiefer im N von Kalymnos. Eine Entscheidung über die Zugehörigkeit der Temenia-Einheit von Leros ist derzeit nicht möglich, da sie noch nicht hinreichend profilmäßig erfaßt und datiert ist.

Die mesozoischen Sedimente von Kalymnos lassen sich besser korrelieren als ihr Jungpaläozoikum und Kristallin. Das könnte daran liegen, daß erst nach dem Paläozoikum weiträumige faziell relativ einheitliche Sedimentationsräume entstanden sind. Die jüngeren Gesteine von Kalymnos kommen mit Sicherheit auf Leros, den Levitha Inseln und Amorgos vor (s. Säulenprofile der Abb. 21).

Die Val Camere-Formation von Kalymnos und Leros ist nach unserer Ansicht auf der 90 km westlich gelegenen Kykladeninsel Amorgos teilweise durch die Kapsala-Formation vertreten. Die Kapsala-Formation wird einige Zehnermeter mächtig und besteht aus Quarz- und Quarzitgeröllen, die wir mit dem Transgressionskonglomerat der Val Camere-Formation in Verbindung bringen. Die auflagernde Richti-Formation wird bis zu 30 m mächtig und bildet, wie die Val Camere-Formation, eine Wechselfolge aus Sandsteinen und Mergeln, die Kalkblöcke aus dem Oberkarnium-? Unternorium enthalten (s. DÜRR et al. 1978a). Hinderlich ist, daß sie nicht die bunten Farben der Val Camere-Formation besitzt. Die obige Zeitmarke ist sehr wichtig, da mit ihr die Transgression der Val Camere-Formation in die Obertrias (annähernd Oberkarnium) eingestuft werden kann.

Der basal Stromatolithe führende Skalia-Kalk von Kalymnos läßt sich mit der Kryoneri-Formation (mindestens 300 m, Obertrias und jünger) von Amorgos korrelieren, die die Richti-Formation überlagert. Zum Skalia-Kalk rechnen wir ebenfalls die Stromatolithe führenden Kalke und Dolomite, die im N von Leros auf der dortigen Val Camere-Formation lagern.

Der auf dem Skalia-Kalk folgende Pantès-Chertkalk von Kalymnos kommt ebenfalls auf Amorgos vor. Er entspricht den Chertkalcken der Chozoviotissa-Formation (?80–150 m), die die dortige Kryoneri-Formation überlagert. Zwischen diesen beiden Vorkommen vermitteln die oberjurassischen Chertkalke der Levitha-Inseln, die auf halber Strecke zwischen Kalymnos und Amorgos liegen. Das Levitha-Vorkommen ist sehr wichtig, da mit dem dortigen Fossilfund aus der untersten Unterkreide von der Hangendgrenze der Levitha-Chertkalke (DÜRR et al. 1978a) der Pantès-Chertkalk und die Chozoviotissa-Formation mit großer Wahrscheinlichkeit ebenfalls in den Oberjura eingestuft werden können.

Der konkordant aus dem Pantès-Chertkalk hervorgehende kretazische Elias-Kalk von Kalymnos ist wiederum mit den unteren Anteilen der neritischen Kammkalke von Amorgos korrelierbar. Die höheren Anteile der Kammkalke, die bis ins Eozän hinaufreichen (DÜRR et al. 1978a), waren vermutlich ursprünglich auch auf Kalymnos vorhanden. Diese Annahme wird dadurch gestützt, daß ähnliche kretazische bis eozäne Kalke in der unmittelbaren Nachbarschaft von Kalymnos auf der kleinen Trabanteninsel Pserimos und auf Kos noch vorhanden sind. Sie werden, wie die Kammkalke von Amorgos, von Eozänflysch überlagert.

Die Korrelation zwischen Kalymnos und Amorgos kann sich darauf stützen, daß drei Formationen der beiden Inseln nach Lithologie, Abfolge, Mächtigkeit und Alter hinreichend übereinstimmen. Außerdem scheint das Val Camere-Transgressionskonglomerat auch auf Amorgos vorzukommen. Die obige Korrelation ist nach unserer Beurteilung genügend abgesichert, obwohl weitere Zeitmarken wie z.B. aus den Chertkalken von Kalymnos und Amorgos wünschenswert wären.

Der Vergleich der Säulenprofile der Abb. 21 führt zu dem starken Verdacht, daß außerdem eine Korrelierbarkeit zwischen den Formationen von Amorgos, den Levitha-Inseln, Kalymnos, Leros, Pserimos und Kos einerseits und der Menderes- und Naxos-Marmorhülle andererseits besteht.

Die Marmorhülle reicht von der Obertrias (sehr wahrscheinlich) bis in die Oberkreide (Hippuriten) und darüber hinaus bis ins Eozän (Nummuliten). Zu diesen Altersübereinstimmungen mit den Kalken der genannten Inseln treten lithologische Gemeinsamkeiten. Die basalen Dolomite der Marmorhülle führen ebenfalls, wie der Skalia-Kalk von Kalymnos und Leros, Stromatolithe. Die Marmorhülle enthält ebenfalls Chertkalke. Nach der Beschreibung von DÜRR (1975:26) liegt die Chertkalk-Einschaltung von der SE-Ecke des Bafa Sees (Nähe Ägäisküste) stratigraphisch wahrscheinlich tiefer als die Metabauxite, so daß für sie ein oberjurassisches Alter und eine Korrelation mit dem Pantès-Chertkalk von Kalymnos nicht gänzlich abwegig sind. Die kretazischen Marmore mit ihren Meta-Bauxiten und den etwas höher liegenden Rudisten- und Hippuritenhorizonten kommen als Korrelate der Bauxit führenden Kammkalke von Amorgos in Betracht. Die jüngeren, bis ins Eozän reichenden Kizilagac-Marmore der Menderes-Marmorhülle, die teilweise buntgefärbt sind und Cherts enthalten, sind von Amorgos und Kos nicht bekannt. Möglicherweise besteht ein Zusammenhang mit der paläogenen? Chertkalk-Einschaltung von Pserimos, die jedoch wesentlich geringmächtiger und nicht buntgefärbt ist. Die Menderes-Marmorhülle wird nach GUTNIC et al. (1979) ebenfalls von Flysch bedeckt, der jedoch nur in Resten vorhanden ist. Bezeichnend ist außerdem, daß die Gesamtfolge von Kalymnos (Kristallin, jungpaläozoische Sedimente, mesozoische Kalke) eine ähnliche Dreigliederung aufweist wie das Menderes-Kristallin (Kernkristallin, Schieferhülle, Marmorhülle).

Ferner besteht der Verdacht, daß die von DÜRR (1975) auf Seite 18 erwähnten Meta-Konglomerate (helle Quarze, Quarzite, düsterrote feinkörnige Sandsteine, gelbliche Dolomite und Phyllitfetzen) aus den obersten Schichten der Menderes-Schieferhülle den Konglomeraten der Val Camere Formation entsprechen könnten. Der Verdacht stützt sich besonders auf das Vorkommen der düsterroten Sandsteingerölle.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß aufgrund der neuen Korrelationen die Gesteine von Amorgos, den Levitha Inseln, von Kalymnos, Pserimos, Leros und vermutlich auch Lipsos der gleichen Einheit angehören. Dazu gehören ebenfalls der überschobene Zia-Kalk von Kos und mit Vorbehalt das kossche Paläozoikum. Diese Einheit besitzt enge Beziehungen zum Menderes-Kristallin und gehört nach unserer Ansicht zur tiefsten Einheit des Kykladen-Menderes-Fensters.

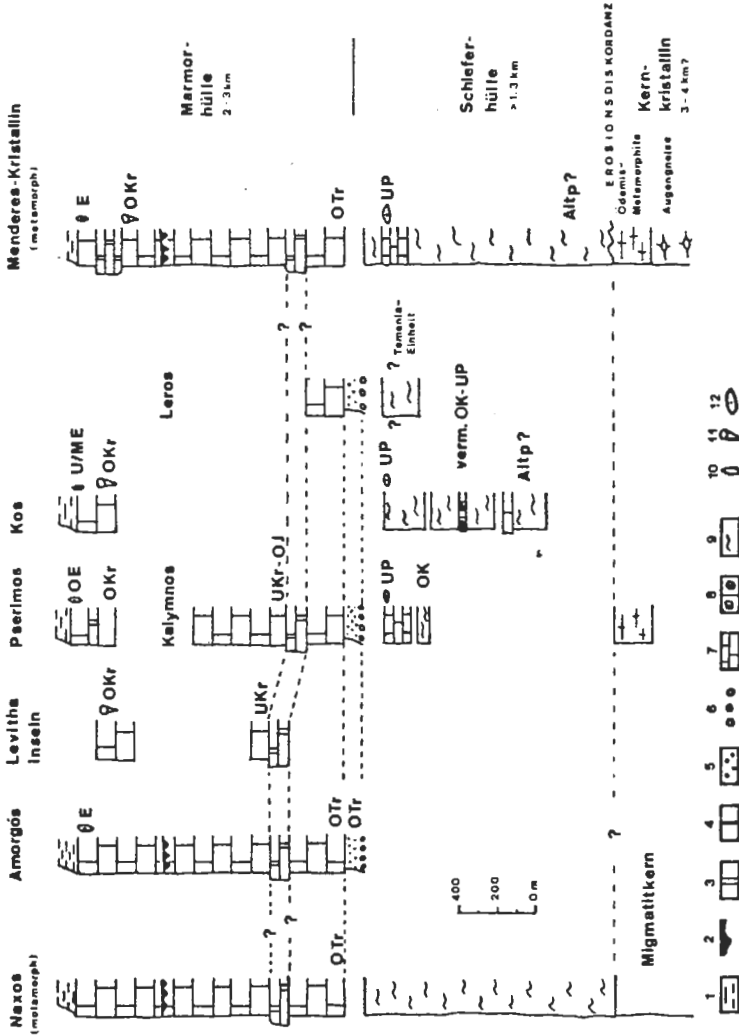


Abb. 21:
 Korrelation der tiefsten Einheit des Kykladen-Menderes-Fensters. Die Mächtigkeiten der Naxos-Gesteine, der Menderes Marmorhülle und des Menderes-Kristallins sind nicht maßstäblich dargestellt. Die genauen Positionen der Smirgel und Chertmar-more innerhalb der Menderes- und Naxos Marmorhülle sind nicht be-kannt.

- 1 - Flysch, 2 - Bauxite/Smirgel,
- 3 - Chertkalke, 4 - neritische Karbonate, 5 - Verrucano-ähnliche Sedimente, 6 - Val Camere-Transgression, 7 - Fusulinen-Kalk, 8 - Korallen-Kalk, 9 - Schiefer/Phyllite, 10 - Nummuliten, 11 - Hippuriten, 12 - Fusulinen, OE - Obereozän, U/ME - Grenze Unter-/Mittelozeän, E - Eozän, OKr - Oberkreide, UK - Unterkreide, OJ - Oberjura, OTr - Obertrias, UP - Unterperm, Altp. - Altpaläozoikum.

Sehr bemerkenswert ist ferner, daß in den basalen Schichten der Marmorhülle von Naxos inzwischen obertriassische Foraminiferen

Tetrataxis inflata KRISTAN und *Duotaxis metula* KRISTAN und außerdem etwa im mittleren Bereich eine Chertkalk-Einschaltung nachgewiesen wurden. Darüber folgen Smirgel führende Marmore, die von einem Marmorkonglomerat mit Meta-Basiten und von Metamorphitresten (Alttertiärflysch?) bedeckt werden (DÜRR & FLÜGEL 1979). Der Obertriasnachweis untermauert die bereits von DÜRR (1975) vertretene Korrelation zwischen der Naxos- und der Menderes-Marmorhülle. Außerdem vermuten wir eine Korrelierbarkeit zwischen Naxos und der Nachbarinsel Amorgos, die nur 30–40 km südöstlich von Naxos entfernt ist. Die Marmore der Kryoneri-Formation (Obertrias und jünger) könnten den Obertrias enthaltenden Marmoren von Naxos, die Chertkalke (Chozoviotissa-Formation, verm. Oberjura) der Chertkalk-Einschaltung der Naxos-Marmorhülle, die Bauxite führenden Kammkalke (? Kreide–Eozän), den Smirgel führenden und jüngeren Anteilen der Naxos-Marmorhülle und der Eozänflysch den mutmaßlichen Flyschresten von Naxos entsprechen. Daß die Gesteine von Naxos deutlich metamorph sind, muß kein Korrelationshindernis darstellen.

Die rund 45 km südöstlich von Amorgos und mit gleicher Distanz südwestlich von Kos gelegene Kykladeninsel Astypalia besteht aus neritischen Kalken (Turonium–Eozän), die von obereozänem Flysch überlagert werden (s. LEONTARIS 1974, MARNELLIS & BONNEAU 1979). Sie sind nach DÜRR (teste BERNOULLI et al. 1974) vergleichbar mit den Gesteinen von Amorgos und nach BLONDEAU et al. (1975) mit dem Zia-Kalk und Zia-Flysch von Kos. Die südöstlich von Astypalia gelegene kleine Inselgruppe Di Adelphi besteht aus Rudisten führenden Kalken, die in einen Flysch von unter- oder mitteleozänem Alter übergehen. Die Abfolge von Di Adelphi ist wiederum vergleichbar mit der von Astypalia (s. BERNOULLI et al. 1974).

Diese Zusammenhänge zeigen, daß auch Astypalia und Di Adelphi noch zur tiefsten Einheit des Kykladen–Menderes-Fenster gestellt werden können. Die Südgrenze des Kykladen-Fensters läßt sich deshalb unmittelbar südlich von Di Adelphi ziehen, da etwas weiter südlich auf der kleinen Insel Sirna bereits Deckenreste aus der Köycegiz-Gruppe auftreten.

Wir stellen fest, daß zwei große Korrelationsareale vorliegen. Das eine Areal wurde durch die Korrelationen von DÜRR (1975) abgegrenzt. Es umfaßt

Naxos, Ikaria, Samos, Agathonisi, die Phourni Inseln und das Menderes-Kristallin. Das andere Areal wurde durch die obigen Korrelationen ermittelt. Es umfaßt

Amorgos, Astypalia, Di Adelphi, die Levitha Inseln, Kalymnos, Pserimos, Kos, Leros und vermutlich Lipsos.

Die geschilderten Beziehungen zwischen Amorgos und Naxos sowie zwischen Kalymnos/Leros und dem Menderes-Kristallin weisen darauf hin, daß beide Areale zur gleichen Einheit gehören und als tiefste Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters aufgefaßt werden können.

Zu welcher der Helleniden-Zonen gehört diese Einheit? Nach unserer Meinung kommt nur eine Zuordnung zur Parnass–Kiona-Zone oder zur Tripolitza-Zone in Betracht. Das relativ späte Einsetzen der Flyschsedimentation im mittleren oder höheren Eozän (Amorgos, Astypalia, Di Adelphi, Kos, Pserimos, Menderes-Marmorhülle) spricht eher für eine Zuordnung zur Tripolitza-Zone (Flyschbeginne vorherrschend gegen Ende Mitteleozän) als zur Parnass–Kiona-Zone (Flyschbeginne vorwiegend Ende Oberkreide bis Paläozän).

Zur sicheren Unterscheidung sind weitere Argumente notwendig. Ein gutes Argument wäre, wenn man zeigen könnte, daß der Olonos–Pindos-Trog nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters lag. Denn dann würde die tiefste Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters südlich (extern) zum Olonos–Pindos-Trog gelegen haben und damit zur Tripolitza-Zone gehören. – Die Parnass–Kiona-Decke liegt bekanntlich auf Olonos–Pindos-Sedimenten und muß deshalb intern zum Olonos–Pindos-Trog gelegen haben. – Die ehemalige Position des Olonos–Pindos-Troges läßt sich mit Hilfe der Köycegiz-Decke ermitteln. Sie stammt bekanntlich nach Meinung vieler Autoren wegen ihrer Auflagerung auf dem südlichen Menderes-Kristallin nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters her (zuletzt GUTNIC et al. 1979, SENGÖR & YILMAZ 1980). Danach müßten Olonos–Pindos-Sedimente, falls sie als Decke auf der Köycegiz-Decke lagern, ebenfalls nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters herkommen. Um diesen Nachweis erbringen zu können, haben wir die Gebiete untersucht, von denen sowohl Köycegiz- als auch Olonos–Pindos-Sedimente beschrieben worden sind. Dazu gehören die Datca-Halbinsel (OROMBELLI et al. 1967) und die südlichen Nachbarinseln Simit (THORBECKE 1976) und Tilos (TSOFLIAS 1974, ROUSSOS 1978, ROUSSOS & BONNEAU 1979).

3.2. Die Deckenabfolge südlich des Kykladen–Menderes-Fensters beiderseits der griechisch-türkischen Grenze

Die Datca-Halbinsel und die kleinen Inseln Simi und Tilos liegen zwischen Kos und Rhodos im Bereich des Deckengebäudes, das sich südlich an das Kykladen–Menderes-Fenster anschließt. Sie sind eng benachbart. Von Simi sieht man im N die Berge und Dörfer der Datca-Halbinsel. Tilos liegt rund 40 km westlich von Simi außerhalb der Sichtweite. Im E von Simi erkennt man die Berge der türkischen Bozburun-Halbinsel, auf die wir im Kapitel über Simi (3.2.2.) verweisen werden. Wie erwähnt, interessiert uns die Deckenabfolge dieser Gebiete, um daraus auf die ehemalige Lage des Olonos–Pindos-Troges südlich oder nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters schließen zu können. Wir beginnen mit der Datca-Halbinsel.

3.2.1. Datca-Halbinsel

PHILIPPSON publizierte 1915 eine geologische Übersichtskarte der SW-Türkei, auf der die Datca-Halbinsel mitaufgeführt ist. Van der KAADEN & METZ haben 1954 anlässlich einer detaillierteren Aufnahme der SW-Türkei die Datca-Halbinsel erneut miterfaßt. Danach haben OROMBELLI et al. (1967) erstmals die Stratigraphie der Datca-Halbinsel gründlich bearbeitet. Ihre Publikation enthält jedoch weder eine geologische Karte noch Profilschnitte. Beides wird hier nachgeholt, so daß jetzt eine geologische Karte der westlichen Datca-Halbinsel im Maßstab 1 : 300 000 und eine Profierreihe vorliegen, die die neuerarbeitete Stratigraphie berücksichtigen (s. Beilg. 3). OROMBELLI et al. (1967) unterscheiden vom Hangenden zum Liegenden:

Neogen	(Pliozän)
Ophiolithe	(Decke)
260 m Olonos–Pindos-Sedimente?	(? O. Trias und jünger?, Decke)

230 m	Datca-Flysch	(O. Maastrichtium—mindestens Eozän)
480 m	Mandalya Cherty Limestone	(Tithonium—U. Maastrichtium)
70 m	Kuru Dag Marl	
40 m	Sariabat Radiolarite	
1700 m	Yelemlik Limestone	(Obertrias?, Lias)

— Wir haben die englischen Originalbezeichnungen für die Formationen übernommen und nicht eingedeutscht. In Zweifelsfällen (z. B. Sariabat Radiolarite: Singular im Englischen und Plural im Deutschen) macht der fehlende Bindestrich zwischen den Substantiven den englischen Formationsnamen kenntlich. —

Der Datca-Flysch wird von OROMBELLI et al. in drei Formationsglieder Topanca Member (ca. 130 m), Kargi Member (ca. 100 m) und Atolen Member (Eozän und jünger?) unterteilt. Das Atolen Member wird nur mit Vorbehalt zum Datca-Flysch gestellt, da sein Liegendkontakt nicht einsehbar ist. Die tiefste Einheit der Datca-Halbinsel wird von BERNOULLI et al. (1974) mit der Köycegiz-Gruppe (= Köycegiz-Serie) in Beziehung gebracht. Diese Beziehungen, die Zugehörigkeit des Atolen Members und die mutmaßlichen Olonos–Pindos-Sedimente wollen wir im folgenden behandeln.

Knidos-Gruppe

Der Begriff Knidos-Gruppe wird hier neu eingeführt als Oberbegriff für die Formationen vom Yelimlik Limestone bis zum Datca Flysch, da von OROMBELLI et al. (1967) kein Gruppenname festgelegt wurde.

Der Yelimlik Limestone besteht aus massigen Dolomiten und neritischen Kalken. In seinen obersten Karbonaten treten sporadisch Cherts auf, die den Übergang zur pelagischen Sedimentation ankündigen. Er enthält Stromatolithe und im oberen Teil die liassische Dasycladacee *Palaeodasycladus mediterraneus*. Aufgrund seiner großen Mächtigkeit vermuten OROMBELLI et al., daß er noch in die Obertrias hinabreicht. PHILIPPSON fand nördlich des Dorfes Yakaköy (s. beiliegende geol. Karte) im Hangschutt, der aus dem Yelimlik Limestone stammt, die Kalkalge *Diplopora herculea*, die heute als *Triplopora herculea* (STOPPANI) bezeichnet wird. Sie kommt nach HERAK et al. (1977) vom obersten Anisium bis Karnium vor und reicht vermutlich noch ins Norium. Dieser Triasnachweis im Yelimlik Limestone wird von OROMBELLI et al. angezweifelt. Sie vermuten, daß es sich bei dem PHILIPPSONschen Algenfund um *Palaeodasycladus mediterraneus* handelt. Wir fanden an der äußersten W-Spitze der Datca-Halbinsel bei der altgriechischen Ruinenstadt Knidos zu Füßen des Leuchtturms ein Massenvorkommen von gesteinsbildenden, stark rekristallisierten und nicht genau bestimmbareren Dasycladaceen, bei denen es sich wegen des relativ breiten Zentralraums vermutlich nicht um *Palaeodasycladaceen* handelt.

Der Sariabat Radiolarite besteht aus rotbraunen, dünnbankigen Radiolariten mit Einschaltungen aus grauen Kalkareniten, kalkigen Chertbrekzien und braungelben Mergellagen. Der überlagernde Kuru Dag Marl setzt sich aus Mergeln und mergeligen Kalken mit Einschaltungen aus Radiolarit und dunkelgrauen, dünnbankigen Kalkareniten zusammen. Diese beiden inkompetenten Formationen sind meist nicht mehr vorhanden oder stark reduziert. Sie wurden durch Scherbewegungen zwischen den beiden mächtigen kompetenten Gesteinspaketen im Hangenden und Liegenden stark ausgewalzt bis völlig unterdrückt, so daß der Mandalya Cherty Limestone an vielen

Stellen direkt auf dem Yelimlik Limestone liegt (s. geologische Karte der Beilg. 3).

Der Mandalya Cherty Limestone besteht aus grauen, gebankten Kalken mit sehr vielen Cherts in Form von Knollen, Linsen und durchhaltenden, einige Zentimeter mächtigen Lagen. In seinen obersten Schichten wurde Untermaastrichtium nachgewiesen. Da der Datca-Flysch konkordant folgt, beginnt er bereits im Maastrichtium.

Das unterste Formationsglied des Datca-Flysches, das Topanca Member, besteht aus mergeligen Kalken und Mergeln mit Kalkarenitbänken. Das folgende Kargi Member setzt sich aus olivgrauen, braun anwitternden Sandsteinen mit Einschaltungen aus kalkigen Chertbrekzien zusammen. Das eozäne Nummuliten führende Atolen Member läßt sich aufgrund der neuen Profilschnitte jetzt ohne Vorbehalt zum Datca-Flysch stellen. Er reicht deshalb vom Maastrichtium bis mindestens ins Eozän hinauf. Das Atolen Member besteht aus Sandsteinen und Mergeln. Es enthält auffällig große Olistholithe aus

Serpentinit, Radiolarit, Marmor und Diabas.

Die Diabase führen Plagioklas-Einsprenglinge, feine Plagioklas-Leisten, Chlorit, Chloritpseudomorphosen, Pyroxene in Zwickeln, Epidot, Kalzit, Erz und Leukoxen. Wegen der Olistholithe kann man das Atolen Member als Wildflysch bezeichnen. Es kommt isoliert an zwei Stellen an der NW-Küste der Datca-Halbinsel längs der Buchten von Murdala und Mersincik vor und wird dort von Yelimlik Limestone mit Überschiebungskontakt überlagert. Im Vorkommen von Mersincik haben wir am Ostrande der Bucht in einer dünnen Bank aus Detrituskalk einige Foraminiferen gefunden (Pr. 716, det. L. HOTTINGER):

Rotalien, Operculinen, *Kathina* sp. und *Miscellanea* sp. (Mittelpaläozän).

Die resedimentierten Foraminiferen zeigen, daß das Atolen Member jünger als Mittelpaläozän ist. Sie unterstützen die eozäne Einstufung von OROMBELLI et al. (1967). Wegen der Resedimentation muß man mit noch jüngeren Fossilien rechnen, so daß das Atolen Member bis ins Oligozän reichen könnte.

Ein drittes Vorkommen tritt weiter östlich zwischen dem steil aufragenden Berg Yarik und dem Dorf Karaköy auf. Es ist im S vom Mandaly Cherty Limestone überschoben worden (Yarik-Überschiebung) und grenzt im N mit einer steil nach S einfallenden Abschiebung gegen den Yelimlik Limestone. Auch hier ist das Unterlager des Atolen Member nicht einsehbar. Deshalb wurde das Atolen Member nur mit Vorbehalt von OROMBELLI et al. (1967) zum Datca-Flysch gestellt und als stratigraphisch Hangendes des Kargi Members betrachtet. Die neue Profilvereihe durch die westliche Datca-Halbinsel zeigt, daß dieser Vorbehalt nicht mehr notwendig ist (siehe Beilg. 3). Aus dem Vergleich der vier Profilschnitte C-C', D-D', E-E' und F-F' ergibt sich, daß der Mandalya Cherty Limestone, wie am Profilschnitt E-E' abzulesen ist, unterhalb des Atolen Members zwischen Yarik und Karaköy vorkommen muß, so daß die Zuordnung des eozänen Atolen Members zum Flysch der Knidos-Gruppe als erwiesen gelten kann. Der Datca-Flysch reicht also mindestens bis ins Eozän hinauf.

Die Knidos-Gruppe stimmt bis auf einige Abweichungen gut mit der Köycegiz-Gruppe überein. Der Yelimlik Limestone gleicht der Gereme Formation (Trias-Lias), während der Sariabat Radiolarite und der Kuru Dag Mari in der Köycegiz-Gruppe nicht vorkommen und dort durch die untersten Chertkalke des Cal Dag Limestone vertreten werden. Das bedeutet, daß zwischen der Knidos- und Köycegiz-Gruppe für den Dogger und tieferen Malm ein Faziesunterschied vorliegt. Der Mandalya Cherty Limestone gleicht wiederum den oberjurassischen bis oberkretazischen Chertkalken (Cal Dag Limestone) der Köycegiz-Gruppe. Inwieweit die Flysche der Knidos- und

Köycegiz-Gruppe übereinstimmen, können wir nicht beurteilen. Dafür sind detaillierte Profilaufnahmen notwendig, die uns nicht vorliegen. Wir müssen uns auf die Aussage beschränken, daß beide Flysche mit einem Wildflysch enden, der vergleichbare Olistholithe enthält.

Zu betonen ist, daß der Mandalya Cherty Limestone der Knidos-Gruppe bis ins Untermaastrichtium hinaufreicht und konkordant in Flysch übergeht, während die Chertkalke der Köycegiz-Gruppe (Cal Dag Limestone) bekanntlich bereits in der tieferen Oberkreide (Cenomanium) enden. Sie werden von einer groben Brekzie (Sirna-Brekzie) überlagert, deren Bruchstücke aus aufgearbeitetem Cal Dag Limestone bestehen. Darüber folgt dann der Flysch (Canova-Formation, Karabörtlen Formation). Die Canova Formation enthält turone Mikrofossilien, deren Resedimentation nicht ausgeschlossen werden kann (BERNOULLI et al. 1974). Wir vermuten deshalb, daß die Chertkalke der Köycegiz-Gruppe (Cal Dag Limestone) ursprünglich ebenfalls bis ins Maastrichtium hinaufreichten und vor dem Einsetzen des Flysches bis ins Cenomanium hinab erodiert wurden. Aus dem Vergleich zwischen Knidos- und Köycegiz-Gruppe ergibt sich ferner, daß der Wildflysch (Karabörtlen Formation) der Köycegiz-Gruppe, der bisher nur grob als Oberkreide bis Alttertiär? datiert werden konnte, sehr wahrscheinlich ebenfalls, wie der Wildflysch (Atolen Member) der Knidos-Gruppe, ein eozänes Alter besitzt.

Wegen der Übereinstimmungen zwischen der Knidos- und Köycegiz-Gruppe meinen wir, daß die Knidos-Gruppe der Datca-Halbinsel als Sonderfazies innerhalb der Köycegiz-Vorkommen von Bodrum, der SW-Türkei und der SE-Ägäis aufgefaßt werden kann. Beide Gruppen gehören zu einer neuen Zone, die wir Köycegiz-Zone nennen (s. Kapitel 4.). Die Knidos-Gruppe ist nach unserer Auffassung ein Teil der Köycegiz-Decke und stellt deshalb nicht das Autochthon der Datca-Halbinsel dar. Wir vermuten im tieferen Untergrund der Datca-Halbinsel die Gesteine von Kos, Pserimos und Kalymnos.

Olonos—Pindos-Sedimente ?

Im äußersten SW der Datca-Halbinsel wird der Flysch der Knidos-Gruppe von einem Deckenrest überlagert, der nach OROMBELLI et al. (1967) vom Hangenden zum Liegenden aus vier Einheiten besteht:

100 m Chertkalk

40 m Radiolarit

100 m Chertkalk

20 m Wechselfolge aus Mudstone und Kalkbänken mit pelagischen Muscheln (Filamentkalk), O. Trias?

Diese Abfolge korrelieren sie mit den Olonos—Pindos-Sedimenten von Rhodos, wobei besonders die 20 m mächtige Wechselfolge an das dortige Halobien führende Karanium erinnert (vergl. OROMBELLI et al. 1967, MUTTI et al. 1970). Leider haben unsere Proben keine neuen Zeitmarken geliefert, so daß die Zuordnung der obigen Deckenreste zur Olonos—Pindos-Zone nicht sicherer gemacht werden konnte.

Ophiolithe

Sie bilden zwei kleine Deckenreste beim Dorf Mesudiye und bei den Dörfern Kiz-

lan und Emecik, die beide direkt auf dem Flysch der Knidos-Gruppe lagern. Das Vorkommen bei Emecik wurde von der Knidos-Gruppe rücküberschoben (s. unten). Die Ophiolithe bestehen vorherrschend aus Serpentiniten und gehören zusammen mit den großen Ophiolith-Vorkommen von der östlichen Datca-Halbinsel und von Marmaris zur südwesttürkischen Peridotit-Decke.

Leider haben wir das erhoffte Ziel nicht erreicht. Wir konnten nicht beweisen, daß die Deckenreste, die im äußersten SW der Datca-Halbinsel auf der Köycegiz-Decke lagern, tatsächlich Olonos–Pindos-Sedimente darstellen. Der Nachweis, daß sie wie die Köycegiz-Decke ebenfalls nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters herkommen, läßt sich derzeit auf der Datca-Halbinsel nicht erbringen. Die Inseln Simi und Tilos sind dafür besser geeignet, wie die beiden nächsten Kapitel zeigen werden.

Tektonik

Bevor wir diese Inseln behandeln, wollen wir noch einige Beobachtungen zur Tektonik der westlichen Datca-Halbinsel anfügen und besonders auf die erwähnten Rücküberschiebungen eingehen. Sie könnten auch weiter östlich und nördlich der Datca-Halbinsel vorhanden sein und zum teils chaotischen Baustil des südwesttürkischen Deckengebäudes zwischen Göcek und Mugla beigetragen sowie die Verdoppelung der Köycegiz-Gruppe zwischen Bodrum und Milas bei Karaova verursacht haben.

Die Gesteine der westlichen Datca-Halbinsel wurden, wie die beiliegenden Profile der Beilg. 3 zeigen, nach dem Eozän gefaltet und überschoben, da der Wildflysch (Atolem Member), der mindestens eozänes Alter besitzt, miterfaßt wurde. Es lassen sich drei Antiklinalen, eine Boz Dag-Antiklinale am W-Ende der Halbinsel bei Knidos, eine große Buz Dag-Antiklinale im gesamten N-Bereich und eine südlich dazu gelegene Yarik-Antiklinale unterscheiden. Die Achse der Yarik-Antiklinale kulminiert südlich des Berges Yarik und taucht nach E unter die Bucht von Datca-Iskele flacher ab als nach W. Die Achsen der beiden anderen Antiklinalen tauchen nach W ab, wie das umlaufende Streichen zwischen Cumali und Murdala sowie bei Knidos zeigt (s. beiliegende geol. Karte der westlichen Datca-Halbinsel). Die Faltenachsen streichen grob E–W und zeigen damit, daß die Faltung der Datca-Halbinsel ungefähr durch N–S-Einengung erfolgte.

Die Überschiebungen zeigen vorherrschend die gleiche Einengungsrichtung an. Die den mittleren Bereich der westlichen Datca-Halbinsel zerschneidende Überschiebung, die wir als Yarik-Überschiebung bezeichnen, läßt sich über eine E–W-Distanz von rund 20 km vom Dorf Yazıköy in W über Döseme bis östlich des Berges Yarik verfolgen. Sie fällt flach bis mittelsteil nach S ein. Die zweite an der N-Küste verlaufende Überschiebung, die wir Mersincik-Überschiebung nennen, tritt bei Murdala und Mersincik zutage. Sie fällt im S-Teil flach nach S ein und biegt im N-Teil etwa längs der Küste allmählich nach N um. Vermutlich verbindet sie sich im E mit der Überschiebung bei Emecik. Dazu müßte sie unterhalb des Buz und im Untergrund der Absenkung beim Dorf Datca verlaufen, was die Profilvergleiche nahelegen. Das S-Einfallen der beiden Überschiebungen spricht für eine von S nach N gerichtete Überschiebungsbewegung. Am W-Ende der Halbinsel kommen bei Knidos mehrere kleine NW–SE streichende Überschiebungen vor, die flach bis mittelsteil nach SW einfallen. Sie sind so eng gestaffelt, daß man hier von einer Verschuppung sprechen kann. Da die Deckenbewegungen von N nach S (ungefähre Richtung) gerichtet wa-

ren, werden die Überschiebungen, die in entgegengesetzter Richtung erfolgten, als Rücküberschiebungen angesehen.

Wir vermuten, daß sie von der Datca-Halbinsel weiter nach E ziehen und dort zum teilweise chaotischen Baustil des südwesttürkischen Deckengebäudes beigetragen haben (de GRACIANSKY 1972, BERNOULLI et al. 1974). Die nördlich der Datca-Halbinsel bei Karaova auftretende Verdopplung der Köycegiz-Gruppe könnte ebenfalls durch diese posteoazänen Rücküberschiebungen verursacht worden sein (s. DÜRR 1975: Beilg. 1). Außerdem vermuten wir, daß die Reliefüberschiebung von Massenkalk auf die südlich der Datca-Halbinsel gelegene Insel Simi und auf die südöstlich gelegene Bozburum-Halbinsel mit den posteoazänen Rücküberschiebungen zusammenhängen (s. nächstes Kapitel). Schließlich ist daran zu denken, daß die nur ungenau auf posteoazän datierbaren Rücküberschiebungen der Datca-Halbinsel gleichzeitig mit der obermiozänen Überschiebung auf der nur 12 km nördlich gelegenen Insel Kos passiert sein könnten.

3.2.2. Simi

Die kleine Insel Simi wurde von DESIO (1931) erstmals kartiert. Er unterschied zwischen Chertkalken, neritischen Kreidekalken, Mergeln und Neogenresten. Später haben OROMBELLI & POZZI (1967) und CHRISTODOULOU (1969 a) neue Zeitmarken durch Mikrofossilbestimmungen ermittelt. Die Chertkalke wurden von KUSS & THORBECKE (1974) zur adriatisch-ionischen Zone und die auflagernden Kreidekalke zur Tripolitza-Zone gestellt, während beide zusammen von BERNOULLI et al. (1974) zur Köycegiz-Gruppe (= Köycegiz-Serie) gerechnet wurden, die sie wegen ihres frühen Flyschbeginnes in der Oberkreide nicht der adriatisch-ionischen Zone zuordneten (s. Kap. 4.). Daraufhin wurden die Chertkalke von THORBECKE (1976) ebenfalls zur Köycegiz-Gruppe gestellt und die Kreidekalke in der Tripolitza-Zone belassen. Außerdem wurde ein kleiner Teil der Chertkalke zusammen mit Flyschresten abgetrennt und der Olonos–Pindos-Zone zugeordnet. Zur Klärung haben wir neue Untersuchungen durchgeführt. Dabei interessierte uns in erster Linie, wie gut die Ansprache der Köycegiz- und Olonos–Pindos-Sedimente begründet ist und ob die Olonos–Pindos-Sedimente als Decke auf der Köycegiz-Gruppe lagern (zur Übersicht s. beiliegendes Profil Rhodos–Leros, Abschnitt Simi).

Köycegiz-Gruppe

Sie bildet das Tiefste der Insel Simi und ist nur bis zum Cal Dag Limestone hinab aufgeschlossen, der bekanntlich vom Dogger bis ins Cenomanium reicht. Die ältere Gereme Formation tritt nicht zutage. Die neritischen Massenkalke, die von BERNOULLI et al. (1974) als Gereme Formation angesehen wurden, liegen tektonisch auf dem Cal Dag Limestone und an drei Stellen aufgrund von Abschiebungen neben ihm. Ihre tektonische Position und ihre Kreideanteile sprechen gegen eine Zugehörigkeit zur Gereme Formation (Trias–Lias). Wir vermuten eine Zugehörigkeit zur Tripolitza-Zone (s. unten).

Der Cal Dag Limestone ist nur über eine Mächtigkeit von ca. 300 m aufgeschlossen. An drei verschiedenen Stellen wurde Aptium–Albium nachgewiesen (CHRISTODOU-

LOU 1969). Wir haben eine vierte Stelle mit Aptfossilien gefunden (Pr. 712, det. L. HOTTINGER):

Palaeodictyoconus sp.

Buccinella irregularis (Aptium).

Der Fundpunkt liegt in den obersten Schichten des Cal Dag Limestones nördlich oberhalb der Straße, die vom oberen Teil des Ortes Simi zum Küstenort Pedi hinabführt, ungefähr auf halber Strecke. Oberhalb der Aptfossilien folgen mit tektonischem Kontakt graue Massenkalken, in denen CHRISTODOULOU etwas weiter östlich bei Pedi Lias nachgewiesen hat. Der Cal Dag Limestone reicht hier wahrscheinlich nicht bis in die Oberkreide. Weiter nördlich auf der Halbinsel Kolchinochroma enthalten die obersten Schichten des Cal Dag Limestone Lenticulinen, pelagische Muscheln, Ostracoden und *Saccocoma* sp., die auf ein oberjurassisches oder jüngerer Alter hinweisen (Pr. 877, s. Profilschnitt der Abb. 23; det. L. HOTTINGER). Nur im NW der Insel wird der Cal Dag Limestone von Flysch überlagert.

Der Flysch bildet den S-Hang des St. Michaelis und wird von oberkretazischen Chertkalken (s. unten) tektonisch überlagert. Er besteht aus der Camova-Formation und Karabörtlen-Formation (Wildflysch). Die sonst noch zwischen dem Cal Dag Limestone und der Camova-Formation auftretende Sirna-Brekzie fehlt auf Simi. Beide Flyschformationen werden zusammen aufgrund einer detaillierten Profilaufnahme maximal 138 m mächtig (s. Abb. 22 und zur Lage Abb. 23).

Das Profil beginnt an einem von weitem erkennbaren Mauergarten und reicht bis zur Bergkuppe des St. Michaelis. Auf halber Höhe liegt eine Hausruine, die auf einer Terraintstufe aus Kalkmergeln steht. Die Camova-Formation beginnt auf dem Cal Dag Limestone ohne Übergangsschichten mit scharfem Kontakt und besteht aus Kalksandsteinen, groben Konglomeratbänken und Kalkmergeln. Gerade wegen dieser Kalkmergel haben wir uns für eine Zuordnung zur Camova-Formation entschieden. Sie sind für die Karabörtlen-Formation nicht typisch. Die Grenze zur Karabörtlen-Formation haben wir an die Basis der Mergel gelegt, da sie Olistholithe enthalten, die bekanntlich diese Formation charakterisieren.

Die Karabörtlen-Formation von Simi wird lediglich aus diesen Olistholithe führenden Mergeln, die nur rund 29 m mächtig werden, gebildet. Die Olistholithe erreichen bis zu 6 m Durchmesser und bestehen aus Chertkalken, die wahrscheinlich aus den überlagernden oberkretazischen Olonos–Pindos-Chertkalken herkommen. Außerdem kommen etwa 1 km östlich oberhalb der Kapelle Aj. Merkurios bis metergroße Olistholithe aus Mandelstein vor (Pr. 654 a Pyroxen- und Plagioklas-Einsprenglinge in dichter Grundmasse, Mandeln mit Kalzitfüllung). Die im Bereich der Profilaufnahme gesammelten Proben sind in der Tab. 17 verzeichnet. Ihre genauen Fundpunkte ersieht man aus der Abb. 22. Sie geben Aufschluß über die Art der Komponenten und den Fossilinhalt. Die jüngsten der resedimentierten Fossilien der Camova-Formation stammen aus dem Campanium, so daß die Camova-Formation von Simi ein campanes oder jüngerer Alter besitzt.

Olonos–Pindos-Sedimente

Die Köycegiz-Gruppe wird im N der Insel Simi im Bereich des St. Michaelis, auf der Halbinsel Kolchinochroma und vermutlich auch auf der östlich vorgelagerten kleinen Insel Nimo von einem Deckenrest überlagert, der vom Hangenden zum Liegenden

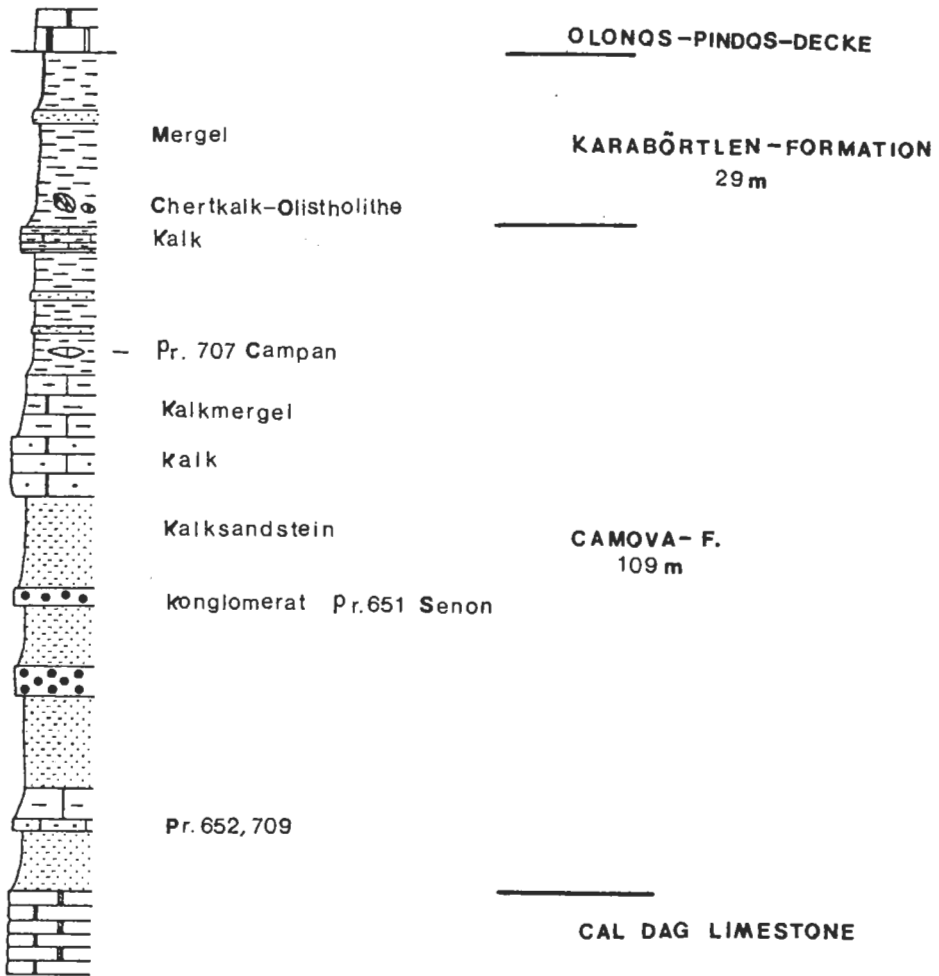


Abb. 22: Profil (G-H) vom Flysch der Köycegiz-Gruppe der Insel Simi. Zur Lage siehe Abb. 23.

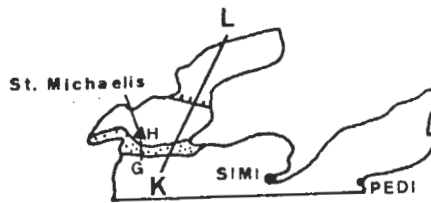
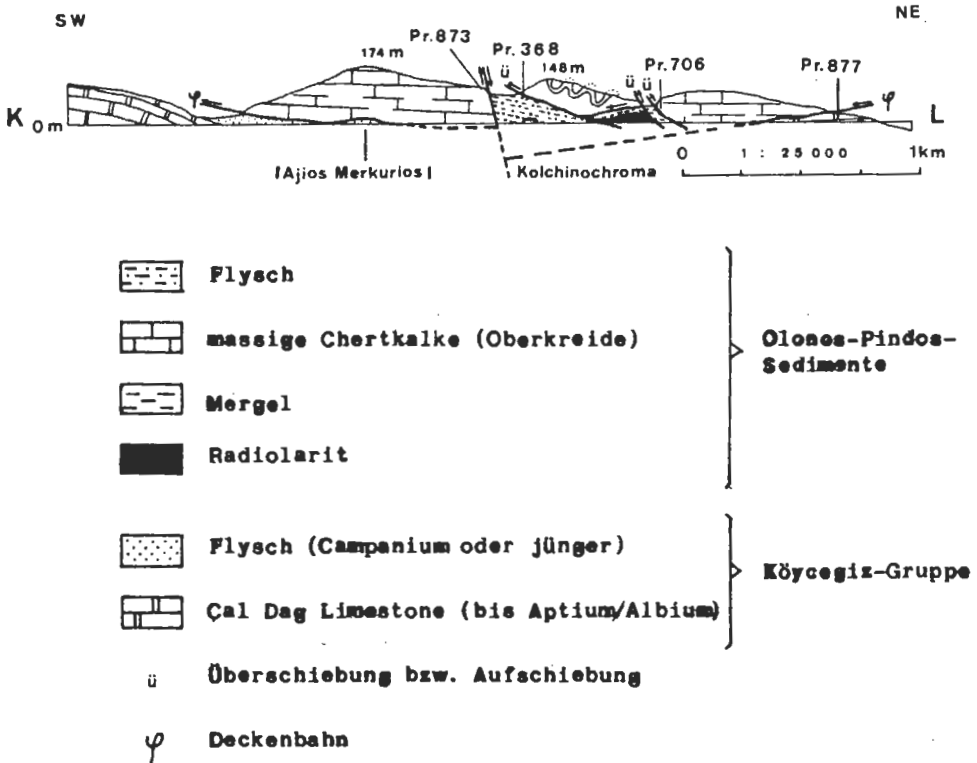


Abb. 23: Profilschnitt aus dem N der Insel Simi. Die Köycegiz-Gruppe wird von einem Olonos-Pindos-Deckenrest überlagert (Pr. siehe Text).

Tab. 17: Gesteinsproben aus der Camova-Formation (Köycegiz-Gruppe) der Insel Simi (Fossilien det. L. HOTTINGER). Die Fundpunkte sind im Säulenprofil der Abb. 22 verzeichnet.

Pr. 707 Kalkarenit.

Quarzit, Epidot-Quarzit, Kalksandstein, Plagioklas, Schwammnadeln, Rudisten- und Inoceramenfragmente, Globotruncanenkalk, inkrustierende Foraminiferen, *Orbitoides* sp., *Pseudosiderolites* sp. (Campanium); Alter: Campanium oder jünger.

Pr. 651 Kalksandstein (Matrix eines Konglomerates).

Eckige, häufig 0.1 mm große Komponenten aus Kalk, Quarz, Serpentin, Plagioklas, benthonische Kleinforaminiferen und zweikielige Globotruncanen (Senon); Alter: Senon oder jünger.

Pr. 652 und 709 Kalksandstein.

Eckige, häufig 0.2 mm große Komponenten aus verschiedenen Schalenfragmenten, Quarz, Chlorit, Myrmekit, Diabas mit Plagioklas-Leisten, Sandstein, Kalke mit Radiolarien und Globotruncanen.

Pr. 653 Kalksandstein (unterhalb Pr. 652).

Eckige Quarze, Bruchstücke von Kleinforaminiferen und Kalkschwämmen, viele Microcodien (bereits ab Oberkreide nach briefl. Mitt. von Herrn Dr. E. OTT, TU München).

aus folgender Abfolge besteht:

- | | |
|-------------------|---------------|
| 100 m Flysch | (Alttertiär?) |
| 170 m Chertkalke | (Oberkreide) |
| 5 m grüne Mergel | |
| 15 m Radiolarite. | |

Die Verbandsverhältnisse zwischen den vier Gesteinseinheiten sind tektonisch zerstört. Im Hangenden und Liegenden der grünen Mergel sind vermutlich beträchtliche Schichtanteile tektonisch unterdrückt worden (vergl. Profilschnitt der Abb. 23).

Die braunroten Radiolarite und grünen Mergel, die teils rotbraun anwittern, kommen nur im Mittelteil der Halbinsel Kolchinochroma vor. Sie bilden ein kleines durch Zerschering zerstückeltes Vorkommen, das zusammen mit den überlagernden oberkretazischen Chertkalken auf den Flysch von N nach S überschoben wurde (s. Abb. 23).

Am weitesten verbreitet sind die Chertkalke. Es handelt sich um graue, vorwiegend massige, meist dichte Kalke mit nur wenigen dünnen, krustigen Chertschnüren, die partienweise völlig fehlen. Vereinzelt treten rosafarbene Kalkbänke auf, die teilweise plattig ausgebildet sind. Daneben kommen Bänke aus Detrituskalk vor. Eine Verwechslung mit dem Cal Dag Limestone der Köycegiz-Gruppe besteht nicht, da er keine rosafarbenen Kalkbänke enthält, vorherrschend plattig ausgebildet ist und mächtigere, weit durchhaltende Chertlagen besitzt. An drei verschiedenen Stellen, die im Profilschnitt der Abb. 23 verzeichnet sind, wurde Oberkreide nachgewiesen (det. L. HOTTINGER):

- Pr. 878 Biomikrit aus einer tektonisch brekziierten rosafarbenen Kalkbank. Radiolarien und Globotruncanen. Alter: Oberkreide.
- Pr. 368 Detrituskalk aus einer ca. 10 m mächtigen, rosafarbenen, dünnplattigen Kalkabfolge. Plagioklas-Bruchstücke (0.3 mm), Chlorit, Kleinforaminiferen, Orbitolinide, viele Globotruncanen (Campanium oder Maastrichtium). Alter: Campanium oder jünger.
- Pr. 706 Biomikrit aus tektonisch brekziierten grauen Chertkalken. Radiolarien und Globotruncanen. Alter: Oberkreide.

Der Flysch kommt nur im Mittelteil der Halbinsel Kolchinochroma vor. Er besteht aus grauen Mergeln und hellbraunen Sandsteinen. Im S grenzt er mit einer E–W streichenden, steil nach N einfallenden Abschiebung an die oberkretazischen Chertkalke. Etwas weiter nördlich der Störung längs der W-Küste schauen an seiner Basis, wie neue Begehungen ergeben haben, massive Chertkalke hervor, die mit den oberkretazischen Chertkalken völlig übereinstimmen. Deshalb gehen wir heute davon aus, daß er nicht ins stratigraphisch Liegende (s. THORBECKE 1976), sondern ins Hangende der oberkretazischen Chertkalke gestellt werden muß und vermutlich ein alttertiäres Alter besitzt.

Besonders die relativ mächtigen oberkretazischen Chertkalke sprechen neben dem Flysch und den Radiolariten für eine Zuordnung zur Olonos–Pindos-Zone. Sie erinnern an die oberkretazisch-alttertiären Olonos–Pindos-Chertkalke von Kreta (s. Kap. 2.1.6.). In der Umgebung von Simi sind vergleichbare oberkretazische Chertkalke wie auf Tilos nicht mehr vorhanden oder wie auf der Datca-Halbinsel noch nicht datiert. Auf Rhodos sind oberkretazische Olonos–Pindos-Sedimente nur noch in geringmächtigen Relikten vorhanden. Sie bestehen aus dickbankigen, grauen, mächtigen Globotruncanen führenden Kalkareniten mit auflagernden rosafarbenen, mergeligen Kalken und Mergeln (MUTTI et al. 1970: 117 oben). Ob die Radiolarite und grünen Mergel von Simi mit den 40 m mächtigen Radiolariten und auflagernden grünen Mergeln (Malona-Formation) aus dem mittleren und höheren Jura der Olonos–Pindos-Zone von Rhodos korrelierbar sind, bleibt mangels Zeitmarken derzeit fraglich.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß auf Simi die Köycegiz-Gruppe vorhanden ist und daß der im N von Simi auflagernde Deckenrest mit großer Wahrscheinlichkeit zur Olonos–Pindos-Zone gehört. Diese Deckenabfolge würde dafür sprechen, daß die Olonos–Pindos-Sedimente nördlich der Köycegiz-Gruppe zu beheimaten sind und damit nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters herkommen. Noch überzeugender sind die Verhältnisse auf der Insel Tilos. Bevor wir diese Insel behandeln, wollen wir noch einen Abriß über den Massenkalk von Simi anfügen.

Massenkalk (Tripolitza-Zone?)

Südlich des oben beschriebenen Deckenrestes wird der Cal Dag Limestone der Köycegiz-Gruppe an mehreren Stellen von einer ganz anderen Einheit tektonisch überlagert (s. beiliegendes Übersichtsprofil Rhodos–Leros). Sie besteht aus grauem, neritischem Massenkalk, in dem

Kreide	(Requienien, DESIO)
Barremium	(Foraminiferen, OROMBELLI & POZZI)
Lias	(Algen, OROMBELLI & POZZI, CHRISTODOULOU)
Rhätolias	(Algen, Foraminiferen, OROMBELLI & POZZI)

nachgewiesen wurden. Der Massenkalk enthält nördlich des Hafenerortes Simi am Ostfuß der Kirche Analipsis Kleingastropoden, Valvuliniden, Textularien und Algen der Gattung *Selliporella*, bei denen es sich vermutlich um *S. donzellii* (häufig im Dogger) handelt (Pr. 646, det. L. HOTTINGER). Er bildet auf dem Cal Dag Limestone der Köycegiz-Gruppe nur eine dünne Restbedeckung, die lediglich an der S-Spitze der Insel noch ca. 250 m mächtig wird. Nirgendwo konnten zwischen dem Massenkalk und dem Cal Dag Limestone Köycegiz-Flysch oder die im N vorkommenden Olonos–Pindos-Sedimente gefunden werden. Sie wurden vor der Überschiebung des Massenkalkes (Rhätolias-Kreide) auf den Cal Dag Limestone (bis Aptium/Albium) erodiert, so daß eine Reliefüberschiebung vorliegt.

Bozburun-Halbinsel

Der Massenkalk zieht von Simi nach E auf die nur einige km entfernte türkische Bozburun-Halbinsel hinüber, wie Vergleichsbegehungen ergeben haben. Er bedeckt den Mittelteil der Halbinsel zwischen den Orten Bozburun (W-Küste) und Turunc (E-Küste). Im N reicht er bis Bayir und im S mindestens bis Söyut. An der Straße von Bayir nach Söyut enthält er am Steilhang unmittelbar südlich von Bayir im Bereich der Serpentin triassische Korallen (van der KAADEN & METZ 1954) und nördlich vor dem Abstieg nach Söyut Rudisten (PHILIPPSON 1918). Er wird östlich oberhalb Bayir bei der dortigen Burgruine von Flyschresten überlagert, aus denen die von PHILIPPSON (1918) erwähnten Nummuliten stammen. Der Massenkalk lagert tektonisch auf Chertkalken, die an der Straße zwischen Hisarönu (NW-Küste) und Turgut unmittelbar nach dem Aufstieg von Hisarönü am Paß Oberkreide (Globo truncanen, det. L. HOTTINGER) enthalten und weiter in Richtung Turgut von mächtigen Radiolariten unterlagert werden. Wir haben den Verdacht, daß es sich bei den Chertkalken um den Mandalya Cherty Limestone der Knidos-Gruppe von der Datca-Halbinsel handelt. Da die Knidos-Gruppe ein Teilstück der Köycegiz-Decke bildet, würde der Massenkalk ebenfalls, wie auf Simi, auf der Köycegiz-Decke lagern. Im N zwischen Hisarönü und Göleniye (W-Küste bei Marmaris) werden die Chertkalke der Bozburun-Halbinsel direkt von der südwesttürkischen Peridotit-Decke überlagert. Hier fehlt der Massenkalk. Wir nehmen deshalb an, daß er keine neue Deckeneinheit zwischen der Köycegiz- und Peridotit-Decke darstellt, sondern zusammen mit dem Massenkalk von Simi von S nach N rücküberschoben wurde, möglicherweise in Verbindung mit den Rücküberschiebungen auf der benachbarten Datca-Halbinsel.

Der Massenkalk (Trias-Kreide, Alttertiär?) von Simi und der Bozburun-Halbinsel läßt sich zusammen mit seinem Flyschrest (Eozän) nach Alter und Habitus vorläufig am besten der Tripolitza-Zone zuordnen.

Zum Abschluß müssen wir noch auf die erst kürzlich erschienene Arbeit von WACHENDORF & GRALLA (1983) eingehen, weil darin gravierende Unterschiede zu unserer Vorstellung von Simi vertreten werden. Sie meinen, daß auf Simi lediglich die Köycegiz-Gruppe vorkomme. Die von uns abgetrennten Olonos–Pindos-Sedimente und den Massenkalk stellen sie zur Köycegiz-Gruppe.

Der Massenkalk wird der Gereme-Formation (Trias–Lias) zugeordnet. Dem steht entgegen, daß er nach DESIO und OROMBELLI & POZZI Kreideanteile besitzt. Außerdem läßt sich auf Simi einwandfrei erkennen, daß er nicht nur tektonisch neben, sondern an vielen Stellen zweifellos tektonisch auf dem Cal Dag Limestone der Köy-

cegiz-Gruppe lagert (vergl. Beilg. 4: Profil Rhodos–Leros, Abschnitt Simi). Hinzu kommt, daß der auf der östlich benachbarten Bozburun-Halbinsel ebenfalls die oberste tektonisch Position einnimmt.

Die massigen Olonos–Pindos-Chertkalke im N von Simi werden von WACHENDORF & GRALLA ebenfalls zur Gereme-Formation (Trias–Lias) gestellt. Dem steht entgegen, daß sie Globotruncanen (Oberkreide) enthalten (s. Pr. 878 und für ihren Fundpunkt Abb. 23).

Den Olonos–Pindos-Flysch und die auflagernden Radiolarite, Mergel und Chertkalke im Mittelteil der Halbinsel Kolchinochroma (s. Abb. 23) deuten sie als Köycegiz-Flysch, wobei die Radiolarite, Mergel und Chertkalke als exotische Blöcke angesehen werden. Sie haben offensichtlich übersehen, daß dieser Flysch an der W-Küste von den massigen Olonos–Pindos-Chertkalken (Oberkreide) unterlagert wird. Diese Unterlagerung spricht gegen eine Zuordnung zum Köycegiz-Flysch. Außerdem enthält er nicht die auffälligen Konglomerat- und Kalkmergelbänke sowie die markanten, 10 m mächtigen sandigen Kalke, die nur 2 km weiter südwestlich im Typusprofil des Köycegiz-Flysches anstehen (vergl. Abb. 22: Säulenprofil).

Aufgrund der obigen Einwände können wir die von WACHENDORF & GRALLA vorgenommenen Zuordnungen nicht unterstützen.

3.2.3. Tilos

Die ca. 40 km südwestlich von Simi gelegene Insel Tilos wurde von DESIO (1931) kartiert und später von CHRISTODOULOU & TATARIS (1972) sowie TSOFLIAS (1974) bearbeitet, der erstmals Olonos–Pindos-Sedimente (obertriassische Chertkalke, mächtige Radiolarite) nachweisen konnte. Anschließend wurde Tilos umfassend und detailliert von ROUSSOS (1978) erforscht. Die wichtigsten Ergebnisse seiner Dissertation haben ROUSSOS & BONNEAU (1979) publiziert. Sie werden im folgenden zusammengefaßt und diskutiert. Wie bereits erwähnt, interessiert uns in erster Linie, ob die dortigen Olonos–Pindos-Sedimente als Decke auf der Köycegiz-Decke lagern. Das ist offensichtlich der Fall.

ROUSSOS & BONNEAU unterscheiden auf Tilos vom Hangenden zum Liegenden folgende zwei Einheiten:

Unite de Kreati (= Kreati-Gruppe)

Unite de Koutsumbas (= Koutsumbas-Gruppe).

Daneben haben sie eine dritte Einheit abgegrenzt, die Unite de Kamara (= Kamara-Gruppe), die nur ein kleines isoliertes Vorkommen bildet. Ihre tektonische Position ist nicht eindeutig klärbar. Sie kann unterhalb oder oberhalb der Kreati-Gruppe plaziert werden.

Koutsumbas-Gruppe

Sie tritt unterhalb der Kreati-Gruppe nur an der NW-Spitze und der SE-Spitze (Berg Koutsumbas) zutage und besteht vom Hangenden zum Liegenden aus folgenden Formationen:

40 m Flysch (Maastrichtium oder jünger)

90 m Chertkalke (Dogger?, Oxfordium, Albium, Turonium, Campanium)

300 m Algenkalke (Lias).

Der Flysch enthält Olistholithe aus neritischem Kalk (Norium) unbekannter Herkunft sowie Gerölle und Blöcke aus der als Decke direkt überlagernden Kreati-Gruppe. Außerdem führt er Exotika aus Parametamorphiten (CHRISTODOULOU & TATARIS 1972).

Nach ROUSSOS (1978) stimmt die Koutsumbas-Gruppe weitgehend mit der Köycegiz-Gruppe überein. Er vergleicht die liassischen Algenkalke mit der Gereme-Formation (Trias–Lias) und die Chertkalke mit dem Cal Dag Limestone (Dogger–Cenomanium) der Köycegiz-Gruppe. Eine perfekte Übereinstimmung zwischen beiden Gruppen würde dadurch behindert, daß der Cal Dag Limestone schon im Cenomanium endet und der überlagernde Köycegiz-Flysch bereits im Turonium beginnt.

ROUSSOS & BONNEAU korrelieren ein Jahr später vorsichtiger und meinen, daß lediglich die liassischen Algenkalke und die Gereme Formation miteinander korrelierbar sind und Korrelate zu den beiden übrigen Formationen der Koutsumbas-Gruppe nicht bekannt sind. Wir meinen jedoch, daß diese Korrelate auf der ca. 25 km entfernten Datca-Halbinsel weitgehend vorhanden sind.

Aus unserer Sicht läßt sich die Koutsumbas-Gruppe von Tilos bis auf den mittleren und höheren Jura sehr gut mit der Knidos-Gruppe korrelieren. Die Algenkalke, Chertkalke und der Flysch der Koutsumbas-Gruppe entsprechen dem neritischen Yelimlik Limestone (Lias), pro parte dem Mandalya Cherty Limestone (Tithonium–Untermaastrichtium) und dem Datca-Flysch (Maastrichtium–Eozän) der Knidos-Gruppe. Lediglich der Dogger und untere Malm der Knidos-Gruppe sind anders ausgebildet als in der Koutsumbas-Gruppe, da sie nicht aus Chertkalken, sondern aus Radiolariten (Sariabat Radiolarite, ca. 40 m) und Mergeln (Kuru Dag Marl, ca. 70 m) bestehen.

Noch besser würde die Koutsumbas-Gruppe mit der Köycegiz-Gruppe übereinstimmen, wenn deren Chertkalke nicht im Cenomanium, sondern erst im Untermaastrichtium enden würden, worauf bereits ROUSSOS hinwies (s. oben). Man darf jedoch damit rechnen, daß die Chertkalke der Köycegiz-Gruppe ursprünglich bis ins Maastrichtium reichten und ihre oberkretazischen Anteile vor dem Einsetzen des Flysches erodiert wurden. Diesen Verdacht haben wir schon im Kapitel über die Datca-Halbinsel beim Vergleich zwischen Köycegiz- und Knidos-Gruppe geäußert. Er stützt sich darauf, daß die Sirna-Brekzie Erosionsprodukte des unterlagernden Cal Dag Limestones enthält, die turonen Mikrofossilien des Köycegiz-Flysches möglicherweise resedimentiert wurden und deshalb die Chertkalke der Köycegiz-Gruppe wie in der faziell verwandten Knidos-Gruppe ebenfalls bis ins Untermaastrichtium hinaufgereicht haben könnten.

Wir befürworten die ursprünglich von ROUSSOS vorgeschlagene Korrelation zwischen Koutsumbas- und Köycegiz-Gruppe und haben keinen Zweifel daran, daß die Koutsumbas-Gruppe zusammen mit der Köycegiz- und Knidos-Gruppe der Köycegiz-Zone angehört (s. Kap. 4.).

Kreati-Gruppe

Sie lagert als Decke auf der Koutsumbas-Gruppe und bedeckt fast die gesamte Insel. Sie besteht aus folgender Abfolge, die wir aus den Arbeiten von ROUSSOS & BONNEAU zusammengestellt haben:

22 m	Flysch	(Oberkreide)
12 m	rote und grüne Radiolarite im Wechsel mit Peliten	
12 m	rote mergelige Chertkalke	(bis Albium)
10 m	rote Radiolarite	(Oberjura–Unterkreide, verm. Tithonium)
60 m	graue und rosa Kalke	(Jura?)
300 m	Chertkalke	(Obenorium und wahrsch. Jura)
80 m	flyschoider Wechselfolge mit spilitischen Laven	(Karnium–Unternorium?)
? 5 m	Tuffe, Spilite, Radiolarite und Ammonitico-Rosso	(Anisium–Unterladinium)

Der Oberkreideflysch wird bereichsweise auf Tilos durch grüne Pelite (ca. 35 m, Oberalbium–Senon) und rote Radiolarite (ca. 33 m, Albium–Cenomanium) vertreten.

Nach ROUSSOS und ROUSSOS & BONNEAU besitzt die Kreati-Gruppe von Tilos Olonos–Pindos-Charakter. Wir schließen uns dieser Meinung an. Zur Abrundung dieser Zuordnung zur Olonos–Pindos-Zone wäre nach Meinung von ROUSSOS wünschenswert, daß der Kreideflysch der Kreati-Gruppe von oberkretazisch-alttertiären Chertkalken überlagert würde. Sie fehlen auf Tilos. Wie wir gezeigt haben, sind gerade diese Chertkalke (ca. 170 m, Oberkreideanteile) auf der Nachbarinsel Simi vorhanden, und zwar in der gleichen tektonischen Position wie die Kreati-Gruppe. Beide liegen als Decke auf der Köycegiz-Gruppe oder allgemeiner ausgedrückt auf Gesteinen der Köycegiz-Zone.

Kamara-Gruppe

Die dritte Einheit von Tilos bildet nur ein kleines, isoliertes Vorkommen, dessen tektonische Position zu den beiden übrigen Einheiten unklar ist. Sie besteht nach ROUSSOS aus

50 m	Flysch	
20 m	Chertkalk	Cenomanium
15 m	Flysch	Oberalbium–Cenomanium
150 m	Chertkalk	O. Jura/Berriasium (Calpionellen)–Aptium.

Die Kamara-Gruppe wird von ROUSSOS (1976) zur gleichen Domäne gestellt wie die Kreati-Gruppe und damit ebenfalls in die Olonos–Pindos-Zone eingeordnet. Dagegen erwägen ROUSSOS & BONNEAU (1977) eine Zuordnung zur Köycegiz-Gruppe, da dort der Flysch etwa zur gleichen Zeit in der tieferen Oberkreide beginne. Wie wir gezeigt haben, gibt es mehrere Hinweise dafür, daß der Flysch der Köycegiz-Gruppe erst im Maastrichtium (wie in der Knidos-Gruppe) begann. Deshalb neigen wir eher zu der Ansicht, daß die Kamara-Gruppe zur Olonos–Pindos-Zone gehört.

In einer kürzlich erschienenen Publikation haben WACHENDORF & GRALLA (1983) die Ansicht vertreten, daß auf Tilos lediglich die Köycegiz-Gruppe vertreten sei. Sie glauben nicht, daß Olonos–Pindos-Sedimente vorkommen und als Decke auf der Köycegiz-Gruppe lagern. Als Begründung führen sie an, daß die Einstufung der

rund 300 m mächtigen Chertkalke der Kreati-Gruppe in die Obertrias nicht belegt sei.

Dieser Eindruck hätte leicht vermieden werden können, wenn sie die Arbeit von TSOFLIAS (1974) und die Dissertation von ROUSSOS (1978) berücksichtigt hätten. Beide Autoren haben in den mächtigen Chertkalcken der Kreati-Gruppe Obertrias bzw. Oberrorium mittels Halobien und Conodonten nachgewiesen. Daran gibt es nicht den geringsten Zweifel.

Außerdem haben auch unsere Begehungen auf Tilos ergeben, daß diese obertriassischen Chertkalke im NW-Teil von Tilos auf dem dortigen Köycegiz-Flysch lagern. Sie lassen sich nicht der Köycegiz-Gruppe zuordnen, da diese in der Obertrias aus mächtigen neritischen Karbonaten (Gereme-Formation, Trias–Lias) besteht. Man muß folglich davon ausgehen, daß auf Tilos zwei verschiedene Einheiten aufeinander lagern. ROUSSOS und BONNEAU & ROUSSOS haben nach unserer Ansicht überzeugend darlegen können, daß die obere tektonische Einheit von Tilos Olonos–Pindos-Charakter besitzt (s. oben).

Die übrigen Kritikpunkte von WACHENDORF & GRALLA, die sich auf die Verhältnisse der Koutsumbas-Halbinsel im SE von Tilos und die Existenz eines obertriassischen Vulkanismus beziehen, haben uns ebenfalls nicht überzeugt. Wir folgen der Deutung der französischen Autoren, die sich sehr gründlich mit Tilos befaßt haben. Da sie für unsere Fragestellung nicht relevant sind, wollen wir nicht näher darauf eingehen.

Das wichtigste und folgenreichste Ergebnis von Tilos ist, daß dort

Olonos–Pindos-Sedimente als Decke

auf der

Köycegiz-Zone (Koutsumbas-Gruppe) lagern.

Wenn man daran aufgrund der Verhältnisse auf der Datca-Halbinsel und auf Simi zu Recht noch gewisse Zweifel haben konnte, dann sind sie durch die Verhältnisse auf Tilos beseitigt worden. Die obige Deckenabfolge ist ein bedeutendes Indiz dafür, daß der Olonos–Pindos-Trog intern, also nördlich der Köycegiz-Zone paläogeographisch einzuordnen ist. Die sich daraus ergebenden Konsequenzen für die Lage des Olonos–Pindos-Troges nördlich oder südlich des Kykladen–Menderes-Fensters und für die Zonenzugehörigkeit der tiefsten Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters zur Tripolitza- oder zur Parnass–Kiona-Zone werden in den beiden folgenden Kapiteln erörtert.

4. PALÄO GEOGRAPHISCHE POSITION DER KÖYCEGIZ- UND OLONOS–PINDOS-ZONE

Beide Zonen waren einander aus faziellen und tektonischen Gründen paläogeographisch benachbart. Wir behandeln zunächst die Köycegiz-Zone, da ihre ehemalige Lage zum Kykladen–Menderes-Fenster leichter zu bestimmen ist.

4.1. Köycegiz-Zone

Die Köycegiz-Zone wird als neue Zone der ägäischen Helleniden und westlichen Tauriden angesehen, da ihre Gesteine nach unserer Auffassung in keine der vorhande-

nen Zonen eingeordnet werden können. Wir geben zunächst zur Definition einen kurzen Überblick ihrer Stratigraphie und Verbreitung. Anschließend befassen wir uns ausführlich mit ihrer paläogeographischen Einordnung. Sie besteht hauptsächlich aus der Köycegiz-Serie im Sinne von BERNOULLI et al. (1974), die wir lediglich aus nomenklatorischen Gründen in Köycegiz-Gruppe umbenannt haben (s. HEDBERG 1976), und untergeordnet aus der Knidos-Gruppe (Datca-Halbinsel) sowie der Koutsumbas-Gruppe (Insel Tilos). Die Stratigraphie dieser beiden nur lokal auftretenden Gruppen, die fazielle Abweichungen gegenüber der Köycegiz-Gruppe aufweisen, ist aus den Kapiteln 3.2.1. und 3.2.3. ersichtlich. Deshalb wird nur das Typusprofil der Köycegiz-Gruppe zur Charakterisierung der Köycegiz-Zone aufgeführt (n. BERNOULLI et al. 1974: Säulenprofil der Abb. 6):

175 m Karabörtlen-Formation	(Wildflysch, Maastrichtium oder jünger)
140 m Camova-Formation	(Flysch, Turonium oder jünger)
10 m Sirna-Brekzie	
850 m Cal Dag Limestone	(Chertkalke, Dogger, Malm, Berriasium, Aptium, Albium, Cenomanium)
400 m Gereme-Formation	(Algen führende Kalke und Dolomite, Anisium–Lias)
50 m Rote Arkosen	
120 m Neoschwagerinenkalk	(Oberperm)

Zur weiteren Charakterisierung verweisen wir auf das stratigraphisch gut erfaßte Vorkommen bei Bodrum (BERNOULLI et al. 1974: Säulenprofil der Abb. 7). Außerdem ist hinzuzufügen, daß bei Karaova zwischen Bodrum und Milas die Gereme-Formation von einer Karaova-Formation unterlagert wird (DÜRR 1975, DÜRR et al. 1978 a). Sie besteht aus Verrucano-ähnlichen Sedimenten, die vermutlich die roten Arkosen (Skythium?) und basale Anteile? der Gereme-Formation faziell vertreten.

Die Köycegiz-Zone enthält, wie die Knidos-Gruppe zeigt, lokal mitteljurassische Radiolarite und oberjurassische Mergel an Stelle von Chertkalken. Hierin liegt eine fazielle Parallelität zu den gleichalten Radiolariten und Mergeln der Olonos–Pindos-Zone von Rhodos (vergl. MUTTI et al. 1970: Malona-Formation). Die Chertkalke der Köycegiz-Zone reichen vorherrschend bis ins Cenomanium, jedoch auf Simi wahrscheinlich nur bis ins Aptium/Albium, auf Tilos bis mindestens ins Campanium (Koutsumbas-Gruppe) und auf der Datca-Halbinsel (Knidos-Gruppe) bis ins Untermaastrichtium. Hinzu kommt, daß die Sirna-Brekzie aufgearbeiteten Cal Dag Limestone enthält. Beide Phänomene weisen darauf hin, daß die Sirna-Brekzie eine weitverbreitete oberkretazische Erosionsphase anzeigt und die Chertkalke der Köycegiz-Gruppe ursprünglich bis ins Maastrichtium reichten. Weiterhin ist dem obigen Typusprofil hinzuzufügen, daß der Flysch der Köycegiz-Zone nicht nur auf der Datca-Halbinsel (Knidos-Gruppe), sondern wahrscheinlich insgesamt vom Maastrichtium bis ins Eozän reicht. Die turonen Mikrofossilien der Camova-Formation wurden wahrscheinlich resedimentiert, so daß eine Einstufung ins Turonium nicht als gesichert gelten kann.

Die Köycegiz-Zone besitzt eine große Verbreitung und kommt günstigerweise nicht nur in der SW-Türkei, sondern ebenfalls in den ägäischen Helleniden vor. Sie bildet einen Leithorizont für vergleichende Betrachtungen zwischen dem ägäischen und südwesttürkischen Deckengebäude. Sie lagert in der SW-Türkei im N auf der Menderes-Marmorhülle und im S auf dem Bey Daglari-Autochthon. Sie wird dort von der Diabas-Decke und in der SE-Ägäis von Olonos–Pindos-Deckenresten (Tilos, Simi und verm. Datca-Halbinsel) überlagert. Die Köycegiz-Zone reicht in der SW-Türkei von der

Linie Bafa See (Ägäis-Küste)—Milas—Mugla—Denizli im N bis in die Umgebung von Fethiye im S. Sie erstreckt sich nach W bis fast auf die Länge von Ostkreta (s. BERNOULLI et al. 1974: Karte). Sie kommt im einzelnen vor auf

Stakida, Unia Nisi, Avgo, Karavi, Sirna, Tria Nisi (kleine Inseln im E des Kretischen Meeres), Tilos, Simi, Kos sowie der Datca- und Bozburun-Halbinsel.

Auf Kalymnos und Leros kommt die Köycegiz-Zone nach unseren Untersuchungen dagegen nicht vor (s. Kap. 3.1.2. und 3.1.5.).

Einige Autoren haben vermutet, daß die Köycegiz-Sedimente zur pelagonischen Zone i. w. S. gehören könnten und an die pelagonische Plattform nach S anzuschließen seien (BERNOULLI et al. 1974, Zonenkarten von DÜRR 1975, KAUFFMANN 1976, DÜRR et al. 1978 a, JACOBSHAGEN et al. 1978 a). Mit dieser Zuordnung könnte man einverstanden sein, wenn die Köycegiz-Decke auf der Olonos—Pindos-Zone lagern würde. Jedoch ist die umgekehrte Lagerungsabfolge verwirklicht, wie die Deckenabfolge von Tilos und Simi zeigt.

Im Gegensatz zur obigen Zuordnung nahmen KUSS & THORBECKE (1974), THORBECKE (1976 b) und BRUNN et al. (1976) an, daß die Köycegiz-Sedimente zur adriatisch-ionischen Zone gehören könnten. Es gibt gute Übereinstimmungen mit der adriatisch-ionischen Fazies, jedoch auch gravierende Abweichungen (vergl. Kap. 2.1.1). Die Köycegiz-Gruppe enthält mit ihrer Gereme-Formation (Anisium—Lias) ebenfalls, wie die adriatisch-ionische Abfolge, mächtige neritische Karbonate, die z. B. auf Kreta aus den Sisses-Schichten (Skythiumanteile) und dem Talea Ori-Stromatolith-Dolomit (Obertrias—Lias?) bestehen. Die auf die Gereme-Formation folgenden Chertkalke (Cal Dag Limestone, Dogger bis Cenomanium) stimmen wiederum weitgehend mit den Chertkalken von Kreta (Lias—Alttertiär/wahrscheinlich Unteroligozän) und Rhodos (ab Malm aufgeschlossen — Mitteloligozän, vergl. MUTTI et al. 1970) überein. Hinzu kommt, daß die Köycegiz-Chertkalke im mittleren und südlichen Simi von Massenkalk überlagert werden, der sich als Tripolitza-Kalk deuten läßt. Die adriatisch-ionischen Chertkalke (Talea Ori-Plattenkalk) werden bekanntlich auf Kreta ebenfalls über weite Areale direkt von Tripolitza-Kalk tektonisch überlagert.

Gegen diese Zuordnung der Köycegiz-Gruppe zur adriatisch-ionischen Zone sprechen jedoch einige deutliche Faziesabweichungen. Die Nor/Rhät-Transgression, welche die Sisses-Schichten vom Talea Ori-Stromatolith-Dolomit trennt, kommt innerhalb der Gereme-Formation der Köycegiz-Gruppe nicht vor. Die oberkretatische Sirna-Brekzie an der Basis des Köycegiz-Flysches fehlt ebenfalls in der adriatisch-ionischen Zone. Außerdem reichen die adriatisch-ionischen Chertkalke z. B. auf Rhodos bis ins Mitteleozän, während sie in der Köycegiz-Gruppe im Cenomanium (ursprünglich vermutlich im Maastrichtium wie in der verwandten Knidos-Gruppe) enden. Der Flysch der Köycegiz-Zone begann spätestens im höheren Maastrichtium, während er in der adriatisch-ionischen Zone erst im Obereozän (Rhodos) und Unteroligozän (Peloponnes und wahrscheinlich Kreta) einsetzte. Das ist ein ganz wichtiger Unterschied. Außerdem enthält er auffallend große Olistholithe aus Basalten, Radiolariten, Kalken und Serpentiniten, die im adriatisch-ionischen Flysch von Kreta und Rhodos nicht vorkommen.

Seitens der Tektonik läßt sich anführen, daß die Köycegiz-Decke in der SW-Türkei weit auf der Menderes-Marmorhülle lagert und deshalb nördlich des Kykladen—Menderes-Fensters beheimatet werden muß. Eine derartig interne Herkunft paßt nicht zur adriatisch-ionischen Zone, die bekanntlich als tiefste Einheit des südägäischen Inselbogens eine sehr externe Position innerhalb der Helleniden einnimmt. Außerdem wird

die Köycegiz-Zone direkt im N von Simi und auf Tilos von Olonos–Pindos-Sedimenten als Decke überlagert (s. Kap. 3.2.2. und 3.2.3.), während die adriatisch-ionische Zone von Gesteinen der Tripolitza-Zone überlagert wird. Die irreführende Auflagerung von Massenkalk (Tripolitza-Kalk) im mittleren und südlichen Simi sowie auf der mittleren und südlichen Bozburun-Halbinsel stellt nicht, wie unsere neuen Begehungen gezeigt haben, die ursprüngliche Deckenabfolge dar. Sie läßt sich durch lokale tektonische Ereignisse, wahrscheinlich durch Rücküberschiebungen, die nach der Deckenbildung stattfanden, erklären.

Die Köycegiz-Gruppe gehört nach unserer Ansicht weder zur adriatisch-ionischen Zone noch zur pelagonischen Zone i. w. S. Sie läßt sich keiner der vorhandenen Zonen zuordnen und bildet deshalb zusammen mit der Knidos- und Koutsumbas-Gruppe eine neue, eigenständige Zone innerhalb der ägäischen Helleniden und westlichen Tauriden. Wo läßt sich diese Zone, deren Gesteine sich zunächst bis zum Lias auf einer Karbonatplattform und anschließend bis zum Eozän in einem Trog sedimentiert haben, paläogeographisch ansiedeln? Diese Frage kann jetzt ganz klar beantwortet werden. Wir meinen, daß sich die Gesteine der Köycegiz-Zone zwischen dem Olonos–Pindos-Trog im N und der Tripolitza-Karbonatplattform im S, und zwar nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters sedimentiert haben. Dafür lassen sich folgende Argumente anführen:

1. Die Köycegiz-Zone muß nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters beheimatet werden, da sie als Decke in der SW-Türkei weit auf der südlichen Menderes-Marmorhülle lagert.
2. Die Köycegiz-Zone wird auf Tilos und Simi sowie vermutlich auf der Datca-Halbinsel von der Olonos–Pindos-Zone als Decke überlagert. Sie ist deshalb südlich, also extern der Olonos–Pindos-Zone zu beheimaten. Da sich an der Externseite des Olonos–Pindos-Troges bekanntlich die Tripolitza-Karbonatplattform erstreckte, muß die Köycegiz-Zone zwischen beiden gelegen haben.
3. Die Sedimente der Köycegiz-Zone passen zu dieser Einordnung zwischen einer Karbonatplattform und einem Trog. Sie bestehen bis zum Lias aus neritischen Karbonaten, die sie mit der Karbonatplattform verbinden und vom Dogger bis zum Eozän aus Chertkalken (mit lokal auftretenden Radiolariten, Knidos-Gruppe) und Flysch, die sie mit den Olonos–Pindos-Trogsedimenten verknüpfen. Außerdem enthält der Flysch der Köycegiz-Zone die gleichen markanten Olistholithe aus Basalten/Diabasen, Chertkalken und neritischen Kalken wie der Flysch der externen Olonos–Pindos-Zone von Kreta (Asterussia-Gebirge, s. Kap. 2.1.6.). Andererseits enthalten die Chertkalke der Köycegiz-Zone (Köycegiz- und Koutsumbas-Gruppe) im Gegensatz zur Olonos–Pindos-Zone von Kreta und Tilos (Kreati-Gruppe) keinen Kreideflysch (Premier-Flysch). Es wäre jedoch bei einer interneren Position, wie z. B. am Internrande des Olonos–Pindos-Troges, innerhalb der Köycegiz-Zone zu erwarten (vergl. Abb. 24: Säulenprofilardarstellung).

Zu betonen ist, daß die paläogeographische Einordnung der Köycegiz-Zone nicht nur auf der Abwicklung der Deckenabfolge (Tilos, Simi) beruht, sondern ebenfalls durch fazielle Beziehungen gestützt wird.

Jetzt lassen sich auch die erstaunlich guten faziellen Übereinstimmungen zwischen der adriatisch-ionischen Zone und der Köycegiz-Zone, aber ebenso deren Unterschiede, verstehen. Beide bildeten sich im Übergangsbereich zwischen einer Karbonatplattform und einem Trog: die adriatisch-ionischen Sedimente am Innenrande des präapu-

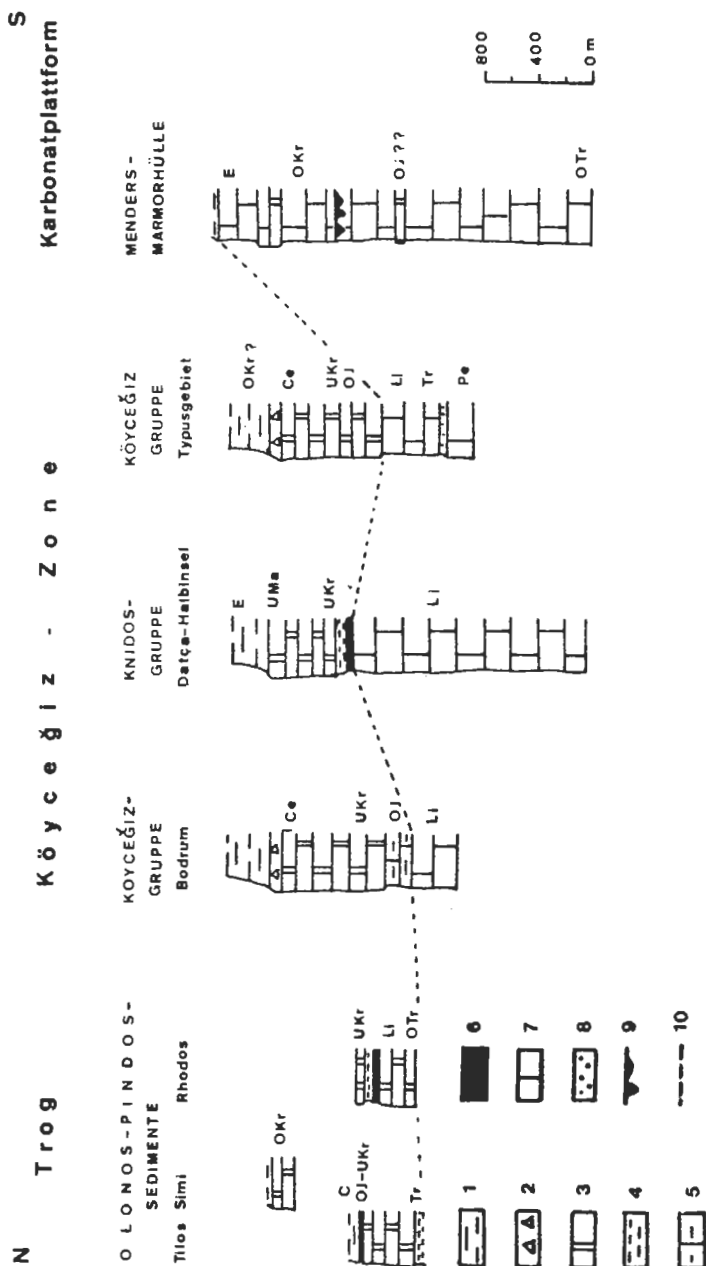


Abb. 24: Die Sedimente der Köyceğiz-Zone lassen sich aufgrund ihrer Fazies zwischen einem Trog (Olonos-Pindos-Trog) und einer Karbonatplattform (Menderes-Marmorhülle) einordnen. Ihre neritischen Karbonate verbinden sie mit der Marmorhülle, während ihre Radiolarite und Chertkalke zu den Olonos-Pindos-Sedimenten überleiten.
 1 - Flysch, 2 - Sirna Brekzie, 3 - Chertkalke, 4 - Mergel, 5 - mergelige Kalke, 6 - Radiolarite, 7 - neritische Karbonate, 8 - Arkosen, 9 - Smirgel, 10 - Grenze Trog/Plattform, E - Eozän, UMa - Untermaastricht, OKr - Oberkreide, Ce - Cenoman, UKr - Unterkreide, OJ - Oberjura, Li - Lias, OTr - Obertrias, Tr - Trias, Pe - Perm.

lischen Sedimentationsraumes und die Köycegiz-Sedimente am Innenrande des Tripolitza-Sedimentationsraumes. Die wesentlich internere Lage des Tripolitza-Innenrandes erklärt, weshalb der Flysch in der Köycegiz-Zone deutlich früher (spätestens im Maastrichtium) einsetzte als in der adriatisch-ionischen Zone (Obereozän/Unterligozän).

ALTHERR & SEIDEL (1979) haben in Erwägung gezogen, ob zwischen der ägäischen Olonos–Pindos- und Tripolitza-Zone ein ozeanischer Bereich gelegen haben könne. Diese Möglichkeit ist nach unseren Ergebnissen wenig wahrscheinlich, da diese beiden Zonen durch die Sedimente der Köycegiz-Zone verbunden waren (vergl. Abb. 24). Unsere Befunde würden jedoch nicht dagegen sprechen, wenn man diesen ozeanischen Bereich in den internsten Abschnitt der Olonos-Zone, also nördlicher, plazieren würde. Er ließe sich z.B. etwas nördlicher als die südwesttürkische Diabas-Decke paläogeographisch einordnen (vergl. Beilg. 5).

4.2. Olonos–Pindos-Zone

Die ägäische Olonos–Pindos-Zone ist durch die Vorkommen von Kreta (Kapitel 2.1.6. und 2.1.7.), Karpathos (DAVIDSON-MONETT 1974, AUBOUIN et al. 1976), Rhodos (MUTTI et al. 1970), Tilos und Simi (Kap. 3.2.2. und 3.2.3.) charakterisiert. Sie besteht grob zusammengefaßt aus Trogsedimenten, die von der tieferen Trias (Anisium) bis ins Unterligozän reichen und vorherrschend aus Chertkalken bestehen. Außerdem kommen

- basaltische Laven (Trias und später),
- Radiolarite (teils im Jura, teils in der Kreide),
- Kalkoolithe (mittlerer oder oberer Jura),
- ein Kreideflysch (Premier-Flysch) und
- ein Alttertiärflysch vor.

Da wir die kretische Arvi-Gruppe und die südwesttürkische Diabas-Decke zur internen Olonos–Pindos-Zone stellen (s. Kap. 2.1.7. und 6.), ist dieser Bereich durch große Massen an Basalten (Pillowlaven) und Diabasen, die zur Zeit der Kreide und vermutlich des Juras eindringen, gekennzeichnet. Diese Zuordnung bedeutet ferner, daß die Olonos–Pindos-Zone partiell (Diabas-Decke) auch in der SW-Türkei vorhanden ist.

Nach unserer Ansicht lag der Olonos–Pindos-Trog nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters. Dafür sprechen folgende Überlegungen:

1. Da die Köycegiz-Decke in der SW-Türkei auf der südlichen Menderes-Marmorhülle lagert, wird sie nach Meinung fast aller Autoren nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters beheimatet (zuletzt GUTNIC et al. 1979, DUMONT et al. 1980 und SENGÖR & YILMAZ 1980). Weil die Olonos–Pindos-Zone, wie die Verhältnisse auf Simi und besonders auf Tilos zeigen, als Decke auf der Köycegiz-Decke ruht, muß sie ebenfalls nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters angesiedelt werden.
2. Geht man davon aus, daß der Chromitdetritus der kretischen Olonos–Pindos-Zone, der besonders häufig im dortigen Kreideflysch (Premier-Flysch) auftritt, aus der eohellenischen Ophiolith-Decke, die bekanntlich ab Oberjura über die pelagonische Plattform in Richtung Olonos–Pindos-Trog vorrückte, her stammt, dann muß der Olonos–Pindos-Trog nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters gelegen haben. Bei einer südlichen Lage hätte der Chromitdetritus wegen der dazwischen liegenden Kykladen–Menderes-Barriere (triassische bis eozäne Plattformkarbonate, s. Kap. 3.1.) den Olonos–Pindos-Trog nicht erreichen können.

3. Die faziellen Beziehungen zwischen der Olonos–Pindos- und Köycegiz-Zone, besonders die übereinstimmenden Olistholithe ihrer Alttertiärflyschs sprechen dafür, daß beide Zonen paläogeographisch benachbart waren und nicht voneinander getrennt werden dürfen.

Nimmt man trotzdem an, daß der Olonos–Pindos-Trog südlich des Kykladen–Menderes-Fensters lag, dann ergeben sich erhebliche Schwierigkeiten. Man müßte dann folgern, daß auch die Köycegiz-Decke südlich des Kykladen–Menderes-Fensters her stammt. Sie wäre dann von S nach N auf die Menderes-Marmorhülle überschoben worden. Das würde bedeuten, daß eine Deckenbildung entgegen der allgemeinen Richtung von extern nach intern stattgefunden habe. Das wäre ein Sonderfall, da nach bisherigem Wissen die Helleniden-Decken von intern nach extern vorrückten. Folgende Ereigniskette müßte man z.B. für den Bereich der SW-Türkei annehmen. Die Köycegiz-Sedimente wurden südlich des Menderes-Fensters von der Diabas- und Peridotit-Decke von N nach S überfahren. Anschließend wurde die Peridotit-Decke, die erwiesenermaßen zusammen mit den kretischen Ophiolithen und dem Asterussia-Kristallin nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters her stammt (s. Kap. 2.1.9.), erodiert, so daß die Marmorhülle bloß lag und dann durch die Bildung der Köycegiz-Decke von S nach N direkt überlagert werden konnte. Für diese drei Ereignisse

- Deckenbildung auf den Köycegiz-Sedimenten von N nach S,
- Erosion der Peridotit-Decke im Bereich der südlichen Menderes-Marmorhülle und
- Deckenbildung auf der südlichen Menderes-Marmorhülle in umgekehrter Richtung von S nach N

steht nur der Zeitraum Unter- und Mitteloligozän zur Verfügung. Im Bereich der tiefsten Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters hielt nämlich die Flyschsedimentation bis mindestens ins Obereozän (Pserimos, Astypalia) durch. Außerdem war die Deckenbildung auf der südlichen Menderes-Marmorhülle im Oberoligozän abgeschlossen, da die Innenmolasse im Becken von Kale-Tavas mindestens bis ins Oberoligozän, möglicherweise sogar bis ins Mitteloligozän hinabreicht und den Kontakt zwischen der Menderes-Marmorhülle und dem südwesttürkischen Deckenstapel versiegelt (vergl. Kap. 3.1.). Das alles wäre sehr kompliziert und angesichts der knappen Zeit ziemlich unwahrscheinlich. Wir bleiben bei der Ansicht, daß der Olonos–Pindos-Trog nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters lag.

5. DAS NEUE BILD DER TRIPOLITZA-ZONE DER ÄGÄIS UND DER SW-TÜRKEI

Aus der paläogeographischen Position des Olonos–Pindos-Troges nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters folgt, daß die tiefste Einheit dieses großen Fensters nicht zur Parnass–Kiona-Zone, sondern zur Tripolitza-Zone gehört. Bekanntlich werden die Karbonate der Parnass–Kiona-Zone an der Internseite des Olonos–Pindos-Troges beheimatet, da sie im festländischen Griechenland (Golf von Korinth, Delphi) auf der Olonos–Pindos-Zone lagern. Die Tripolitza-Gesteine werden dagegen an der Externseite des Olonos–Pindos-Troges eingeordnet, da sie in W-Griechenland, auf dem Peloponnes und auf Kreta unter der Olonos–Pindos-Zone liegen. Da die tiefste Einheit des

Kykladen–Menderes-Fensters extern zum Olonos–Pindos-Trog lag, muß man sie zur Tripolitza-Zone stellen.

Das bedeutet eine enorme Norderweiterung der Tripolitza-Zone, die in der Literatur bereits schrittweise vollzogen wurde. Zunächst beschränkte sich die Tripolitza-Zone der Ägäis auf den südägäischen Inselbogen. Dann vermuteten BERNOULLI et al. (1974), daß die neritischen Karbonate und der auflagernde Eozänflysch der kleinen Inseln Chamili, Safora und Di Adelphi im östlichen Kretischen Meer der Tripolitza-Zone angehören könnten. Danach haben BLONDEAU et al. (1975) den Zia-Kalk und Zia-Flysch von Kos zur Tripolitza-Zone gestellt. Schließlich wurde sie nochmals nach N erweitert, indem GUTNIC et al. (1979) und DUMONT et al. (1980) die tiefste Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters insgesamt zur Tripolitza-Zone stellten. Sie stützten sich dabei auf Ergebnisse, die sie am SE-Rande der westlichen Tauriden zwischen Isparta, Denizli und Korkuteli erzielt hatten. Wir können ihre Meinung über die Verbreitung der Tripolitza-Zone in den ägäischen Helleniden und westlichen Tauriden aufgrund unserer Untersuchungen in dem weiter westlich gelegenen Gebiet zwischen Kreta und der SW-Türkei voll und ganz unterstützen.

Da die Tripolitza-Zone der Ägäis sehr breit ist, untergliedern wir sie in drei Subzonen, und zwar in eine interne, mittlere und externe Tripolitza-Zone.

Zur internen Tripolitza-Zone rechnen wir die tiefste Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters. Sie umfaßt im einzelnen, wie im Kapitel 3.1. beschrieben wurde, das Menderes-Kristallin, die tiefste Einheit von Samos, Ikaria, die Phourni Inseln, Agathonisi, Lipsos?, Naxos, Leros, Kalymnos, Pserimos, Kos (pro parte), die Levitha Inseln, Amorgos, Astypalia, Di Adelphi und vermutlich Ios, Sikinos und Santorin?.

Zeitlich reicht sie vom Präkambrium oder Kambrium (Menderes-Kernkristallin) bis ins Obereozän (Flysch von Astypalia und Pserimos). Ihr Paläozoikum ist, wie die Schieferhülle zeigt, vorwiegend neritisch entwickelt. Sie enthält eine beträchtliche Schichtlücke in der Trias und eine obertriassische Transgression, die Val Camere-Transgression, die auf Kalymnos, Leros und Amorgos vorkommt und wahrscheinlich noch wesentlich weiter verbreitet ist. Wir denken an die Konglomerate und die Diskordanzerscheinungen aus der Obertrias der peloponnesischen Tripolitza-Zone, die von RICHTER (1974), THIEBAULT (1974) und DERCOURT et al. (1976) beschrieben wurden.

Außerdem besteht wahrscheinlich ein Zusammenhang mit der obertriassischen Transgression in der externen adriatisch-ionischen Zone von Kreta. Die Val Camere-Formation zeigt hinsichtlich ihrer bunten Farben, ihrer Violettschiefer und Sandsteine Anklänge an die Rabdoucha-Schichten der kretischen Tripolitza-Gruppe, welche wir zur mittleren Tripolitza-Zone stellen. Die interne Tripolitza-Zone ist weiterhin durch mächtige neritische Karbonate gekennzeichnet. Sie reichen von der Obertrias bis ins Mitteleozän oder gar Obereozän wie auf Pserimos und gehen in Flysch über.

Die interne Tripolitza-Zone unterscheidet sich von den beiden übrigen Subzonen durch eine oberjurassische Chertkalk-Einschaltung (z. B. Pantès-Chertkalk von Kalymnos, Chozoviotissa-Formation von Amorgos, Chertkalke der Levitha Inseln) und kretazische Bauxite/Smirgel (s. Kap. 3.1.).

Die mittlere Tripolitza umfaßt die Vorkommen des südägäischen Inselbogens und der kleinen Inseln Chamili und Safora im Kretischen Meer sowie die mutmaßlichen Tripolitza-Vorkommen (Massenkalk) von Simi und der angrenzenden Bozburun-Halbinsel. Das kleine Vorkommen der „Nappe du flysch Eocene“ (de GRACIANSKY

1972) in der SW-Türkei, das an der Basis der dortigen Köycegiz-Decke vorkommt, könnte ebenfalls der mittleren Tripolitza-Zone angehören. Es kommt jedoch auch eine Zugehörigkeit zur internen Tripolitza-Zone in Betracht. Dafür müßte man jedoch annehmen, daß die „nappe du flysch Eocene“ durch die Köycegiz-Decke von der Menderes-Marmorhülle abgeschürft wurde. Wir vermuten, daß ein großer Teil der mittleren Tripolitza-Zone unter dem südwesttürkischen Deckenstapel verborgen ist und unter das südliche Menderes-Kristallin geschoben wurde. Es ist ganz unwahrscheinlich, daß die mittlere Tripolitza-Zone abrupt im griechisch-türkischen Grenzbereich endet. Besonders auch deshalb, weil die interne Tripolitza-Zone mit dem Menderes-Kristallin in den westlichen Tauriden weitverbreitet ist.

Zur externen Tripolitza-Zone rechnen wir den kretischen Trypali-Marmor, da er eine tiefere tektonische Position einnimmt als die kretische Tripolitza-Gruppe (mittlere Tripolitza-Zone). Dazu stellen wir ebenfalls die kretische Phyllit-Formation (Perm–Mitteltrias), da wir sie als Substratum des Trypali-Marmors (Obertrias, wahrscheinlich Lias und jünger) deuten. Man muß jedoch einräumen, daß für die Phyllit-Formation auch eine andere Position innerhalb der Tripolitza-Zone als Repräsentant einer neuen Subzone derzeit noch vertretbar ist.

Es bleibt zu betonen, daß die externe und mittlere Tripolitza-Zone in der SW-Türkei nicht zutage treten, abgesehen von dem mutmaßlichen Vorkommen auf der Bozburun-Halbinsel (Massenkalk und Eozänflysch) und dem kleinen Rest der „nappe du flysch Eocene“.

Im Vergleich mit den festländischen Helleniden ergibt sich, daß das Kykladen–Menderes-Fenster eine ähnliche Position einnimmt wie das Olymp-Fenster, aus dem nach mehreren Autoren (z. B. FLEURY & GODFRIAUX 1974) ebenfalls Tripolitza-Gesteine herauschauen. Nachdem die Zonenzugehörigkeit der tiefsten Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters, die Lage des Olonos–Pindos-Troges und die paläogeographische Position der Köycegiz-Zone, wie wir meinen, geklärt ist, ist es möglich, eine Rekonstruktion der Tethys für den Bereich Kreta–SW-Türkei zu versuchen.

6. REKONSTRUKTION DER TERTIÄREN DECKENBILDUNGEN DER SÜDLICHEN TETHYS IM LÄNGENBEREICH KRETA – SW-TÜRKEI

Der Rekonstruktionsversuch eines Teils der südlichen Tethys dient zwei Zielen. Zunächst soll gezeigt werden, daß die Gesteine der ägäischen Helleniden und westlichen Tauriden einander zugeordnet werden können und wie sie paläogeographisch zueinander lagen. Daraus ergibt sich eine übersichtliche Vorstellung über die Fortsetzung der ägäischen Helleniden in die westlichen Tauriden und über die Anwendbarkeit der Zonengliederung der Helleniden auf die westlichen Tauriden. Als zweites soll ein einigermaßen realistischer Wert ermittelt werden, der angibt, um welchen Mindestbetrag sich Afrika und Europa im Tertiär im Längensbereich Kreta – SW-Türkei angenähert haben und die Tethys eingeeengt wurde. Ein derartiger Richtwert läßt sich dann für paläogeographische Übersichtskarten der westlichen Tethys, wie sie z. B. von BIJU-DUVAL et al. (1978) entworfen wurden, benutzen. In den Karten dieser Autoren liegt der hier zu rekonstruierende Abschnitt im Mittelteil der apulisch–ägäisch–anatolischen Mikroplatte (s. Abb. 4: Karten 5 und 6).

In den ägäischen Helleniden ist die pelagonische Zone s. str. (Karbonatplattform,

bis Ende Jura) unseres Wissens überhaupt nicht und die pelagonische Zone s. l. (kretische Ophiolith-Decke, südwesttürkische Peridotit-Decke, Asterussia-Kristallin (70 Millionen-Jahre-Kristallin), kretische Vatos-Einheit, Kalypso-Einheit von Gavdos) nur fragmentarisch vertreten, abgesehen von der großen Peridotit-Decke der SW-Türkei. Deshalb lassen sich die endjurassisch-kretazischen Deckenbildungen, die sich im Bereich der pelagonischen Karbonatplattform und in interner gelegenen Arealen (Vardar-Zone) ereigneten und zur Bildung eines pelagonischen Deckengebirges führten, hier nicht rekonstruieren. Das pelagonische Deckengebirge, das in der Kreide bereits vollendet und transgrediert wurde und später nochmals in tertiäre Deckenbildungen miteinbezogen wurde, läßt sich besser im Bereich zwischen Attika/Euböa und Thessalien/Olymp erforschen.

In unserer Rekonstruktion werden lediglich die tertiären Deckenbildungen berücksichtigt. Als ältestes Datum wurden die radiometrischen Alter von rund 70 Ma aus dem Asterussia-Kristallin verwendet. Es liegt bekanntlich direkt unter der kretischen Ophiolith-Decke. Da diese von der hochgradigen Metamorphose des Asterussia-Kristallins nicht erfaßt wurde, muß sie zur Zeit der Metamorphose vor rund 70 Ma im Maastrichtium noch nördlich des Asterussia-Kristallins gelegen haben. Die Überfahung des Asterussia-Kristallins durch die Ophiolith-Decke gegen Ende Maastrichtium oder später ist die älteste Deckenbildung, die in der paläogeographischen Rekonstruktion der Beilg. 5 noch berücksichtigt wurde. Der jüngste noch erfaßte Zusammenschub ist die Überfahung des Bey Daglari-Autochthons der SW-Türkei im Miozän nach dem Burdigalium. Es werden folglich nur die Deckenbildungen rekonstruiert, die sich nach dem Maastrichtium bis zum Miozän ereigneten. Das ist maximal ein Zeitraum von rund 60 Ma.

6.1. Methodik

Das paläogeographische Schema der Beilg. 5 ist nach der üblichen Abwicklungs-methode von Deckenstapeln erstellt worden (s. z. B. BÖGEL & SCHMIDT 1976). Dabei werden bekanntlich die einzelnen Decken eines Deckenstapels nach der den Deckenstirnen abgewandten Seite, also nach intern in Richtung zu den Deckenwurzeln zurückgezogen und aneinandergereiht. Die oberste Decke wird z. B. am weitesten abgewickelt, da sie den weitesten Weg zurückgelegt hat.

Eine Neuerung besteht darin, daß die dargestellten Vorkommen mit Hilfe der drei beiliegenden Übersichtsprofile (Mittelkreta, Rhodos—Leros, Fethiye—Mugla) und weiterer Profile und Karten aus der Literatur vermessen und maßstäblich in das Rekonstruktionsschema eingetragen wurden. Die einzelnen Werte und Orte der Vermessungen sind aus der Tab. 18 ersichtlich. Es wurde senkrecht zum Zonenstreichen gemessen. Die Decken zwischen Kreta und der SW-Türkei wurden in vier Bereichen (Traversen) Kreta, Kaprathos, Rhodos und SW-Türkei nach N abgewickelt und entsprechend ihrer Zonenzugehörigkeit parallelisiert. Dabei wurden ihre heutige Lage und das Zonenstreichen mitberücksichtigt. Die Breiten der einzelnen Vorkommen wurden für die Bereiche Kreta und Kaprathos in N—S-Richtung und für die Bereiche Rhodos und SW-Türkei in SE—NW-Richtung, also jeweils senkrecht zum Zonenstreichen, gemessen. Die gemessenen Distanzen wurden dann maßstabgerecht (flache Rechtecke) in das Rekonstruktionsschema eingetragen. Nicht aufgeschlossene Abschnitte sind durch eine Strichlinie gekennzeichnet.

Tab. 18: Meßwerte und Meßorte der in der paläogeographischen Rekonstruktion der Beilg. 5 maßstäblich eingetragenen Vorkommen (flache Rechtecke).

Bereich SW-Türkei		
Bey Daglari-Autochthon:	90 km SE–NW	Kas-Göcek (BERNOULLI et al.: Taf. 1)
Menderes-Marmorhülle:	125 km "	Sekköy-Selcuk (DÜRR 1975: Abb. 2)
Köycegiz-Gruppe:	116 km "	(beiliegendes Profil SW-Türkei)
Diabas-Decke:	100 km "	"
Metamorphic slices:	30 km "	"
Peridotit-Decke:	103 km "	"
Bereich Rhodos		
Ataviros Group:	27 km SE–NW	(MUTTI et al. 1970: Profil C–C
Tripolitza-Gruppe:	58 km "	Rhodos-Simi (beil. Profil Rhodos-Leros)
Tripolitza-Gruppe:	53 km "	Kos-Leros "
Köycegiz-/Knidos-Gr.:	42 km "	Simi – Datca-H. "
Olonos–Pindos-Gr.:	80 km "	Tilos-Rhodos (BERNOULLI et al.: Taf. 1)
Bereich Karpathos		
Serie d'Adra-Anginara:	52 km S–N	(AUBOUIN et al. 1976: Fig. 11)
Serie de Kalilimni:	26 km "	"
Serie de Xinthio:	15 km "	"
Köycegiz-Gruppe:	52 km "	Stakida-Sirna (BERNOULLI et al.: Taf. 1)
Tripolitza-Kalk:	80 km "	Chamili-Astypalia (BERNOULLI et al.: Taf. 1)
Bereich Kreta		
Talea Ori-Gruppe:	40 km S–N	Choria Skafion – Halbinsel Akrotiri (CREUTZBERG et al. 1977: geol. Karte)
Trypali-Marmor:	22 km "	Lefka Ori/Westkreta (wie oben)
Tripolitza-Gruppe	86 km "	Asterussia-Geb. – Halbinsel Rhodopos (wie oben)
Amorgos-Kalk und Naxos-Marmor:	50 km "	(BERNOULLI et al. 1974: Karte Taf. 1)
Mangassa-Gruppe:	5 km "	(CREUTZBURG et al. 1977: geol. Karte)
Olonos–Pindos-Gr.:	54 km "	Gavdos–Anoja/Gonies (wie oben)
Arvi-Gruppe:	45 km "	Asterussia-G.–Anoja/Gonies (beiliegen- des Profil durch Mittelkreta)
Ophiolith-Decke	240 km "	Asterussia-Geb. – Donoussa östl. Naxos (BERNOULLI et al. 1974: Karte Taf. 1).

Die Parallelisierung oder anders ausgedrückt die richtige Gegenüberstellung der einzelnen Vorkommen innerhalb einer Zone oder Subzone zwischen den vier Bereichen birgt die größte Fehlerquelle. Es wurde jedoch jeweils so knapp parallelisiert, daß sich für die Gesamtbreite in N–S-Richtung sehr wahrscheinlich ein zu geringer Betrag ergibt. Diese Fehlerquelle wird insofern weitgehend ausgeschaltet, da wir lediglich Mindestbeträge ermitteln und keine Aussage über die wahre Breite der südlichen Tethys und ihre Einengung machen. Wir sehen in diesem Rekonstruktionsverfahren den einzigen Weg, um allmählich zu realistischen Mindestbeträgen für die Gesamtbreite der Tethys und ihre Einengung zu kommen. Dafür sind weitere Vermessungen z. B. längs der Traverse Thessaloniki–Korfu notwendig.

6.2. Rekonstruktionsschritte und ihre Begründung

Die einzelnen Abwicklungen, d. h. Rekonstruktionsschritte, erfolgten in der Reihenfolge der Ziffern 1–24. Sie wurden in das Rekonstruktionsschema der Beilg. 5 miteingetragen, um seine Entstehung zu verdeutlichen.

Als erstes wurde das Bey Daglari-Autochthon der SW-Türkei eingetragen. Es wird der präapulischen Zone (= Paxos-Zone) zugeordnet. Diese Zuordnung läßt sich durch seine Fazies und externe Position in den westlichen Tauriden begründen. Die Paxos-Zone wurde von RENZ (1940/55) abgegrenzt und später von AUBOUIN (1959) als präapulische Zone bezeichnet. Sie tritt bekanntlich auf den ionischen Inseln Paxi, Kephallinia und Zakynthos zutage. Sie besteht aus grauen, massigen Hippuritenkalken, plattigen Kalken mit einigen Cherts (Paläozän?) und grobbankigen mitteleozänen Nummulitenkalken (s. RENZ). Sie werden von molasseähnlichen Sedimenten (Konglomerate, Brekzien, Sande, Mergel, Gipse) bedeckt, die vom Aquitanium bis ins Oberpliozän reichen (n. briefl. Mitt. von Herrn Dr. BRAUNE, TU München).

Das Bey Daglari-Autochthon der SW-Türkei besteht ebenfalls aus Rudisten führenden Kalken (Cenomanium–Campanium), dünnbankigen pelagischen Kalken (Campanium–Paläozän) und Nummulitenkalk (Mitteloazän). Darüber folgt ein Emersionshorizont mit Lateriten und Microcodien. Er wird von untermiozänen Miogypsinenkalken überlagert, die in Mergel und sandige Kalke übergehen und mindestens bis ins obere Burdigalium hinaufreichen. Bemerkenswert ist, daß in beiden Gebieten die Sedimentation im Obereozän und Oligozän aussetzte und kein Flysch vorkommt. Die Übereinstimmungen mit der präapulischen Fazies werden dadurch ergänzt, daß das Bey Daglari-Autochthon die externste Einheit der westlichen Tauriden bildet und erst sehr spät nach dem Burdigalium im N vom südwesttürkischen Deckenstapel überfahren wurde. Außerdem kann man aufgrund des Zonenstreichens (hier SW–NE) davon ausgehen, daß sich das Bey Daglari-Autochthon in Richtung W südlich von Rhodos und Kreta erstreckt, so daß es wie die Gesteine der präapulischen Zone ebenfalls extern zur adriatisch-ionischen Zone liegen würde. Gerade wegen der Existenz präapulischer Sedimente im S der SW-Türkei halten wir es für sehr wahrscheinlich, daß das Libysche Meer in der Nähe des südägäischen Inselbogens von präapulischen Sedimenten unterlagert wird.

Die kretische Talea Ori-Gruppe stellen wir zur externen adriatisch-ionischen Zone (s. Kap. 2.1.1.). Sie wird in der paläogeographischen Rekonstruktion externer angeordnet als die adriatisch-ionische Ataviros Group von Rhodos, da ihr Flysch bereits früher einsetzte. Wegen dieses früheren Flyschbeginnes im Obereozän anstatt im Un-

teroligozän und seiner großen Mächtigkeit stimmt die Ataviros Group mit der weit entfernten internen adriatisch-ionischen Abfolge nördlich des Peloponnes besser überein als mit der sehr viel näher gelegenen externen adriatisch-ionischen Abfolge von Kreta (Talea Ori-Gruppe, s. Kap. 2.1.1.: Unterteilung der adriatisch-ionischen Zone in zwei Subzonen). Wir haben uns deshalb entschlossen, die Ataviros-Group von Rhodos zur internen adriatisch-ionischen Zone zu stellen (Rekonstruktionsschritte 2 und 3).

Als nächste Einheit wurde der kretische Trypali-Marmor als Repräsentant der externen Tripolitza-Zone in das Rekonstruktionsschema eingetragen. Die kretische Phyllit-Formation erscheint nicht in dem Schema, da sie als Substratum des Trypali-Marmors gedeutet wird. Falls man sie als Vertreter einer neuen Subzone der Tripolitza-Zone ansieht, würde sich die Tripolitza-Zone um mindestens 50 km (N–S-Verbreitung der Phyllit-Formation auf Kreta) verbreitern (Rekonstruktionsschritt 4).

Die kretische Tripolitza-Gruppe wird aufgrund ihrer höheren tektonischen Position unmittelbar nördlich des Trypali-Marmors beheimatet (Rekonstruktionsschritt 5).

Daran schließt sich das kleine Vorkommen der Mangassa-Gruppe von Ostkreta an, weil es als Decke direkt auf der dortigen Tripolitza-Gruppe lagert. Da die Mangassa-Gruppe nach BONNEAU & ZAMBETAKIS (1975) mit der tiefsten Einheit der Insel Karpathos (Serie d'Adra–Anginara) korrelierbar ist, wird diese auf der gleichen Höhe angesiedelt. Nach N schließt sich die Serie de Kalilimni (DAVIDSON-MONETT 1974) an. Sie lagert als Decke direkt auf der Serie d'Adra–Anginara und besteht aus neritischen Kalken der Tripolitza-Fazies (vergl. Kap. 2.1.5.; Rekonstruktionsschritte 6, 7 und 8).

Als nächstes wurden die Kalkvorkommen zwischen der kleinen Insel Chamili und der Kykladeninsel Astypalia eingetragen. Wir nehmen dabei trotz der vorherrschenden Bedeckung durch das Kretische Meer an, daß ein zusammenhängendes Kalkvorkommen vorliegt oder vorhanden war. Für diese Annahme sprechen die zwischen diesen beiden Inseln gelegenen Tripolitza-Vorkommen der kleinen Inseln Safora und Di Adelphi (Rekonstruktionsschritt 9).

Die Tripolitza-Vorkommen von Rhodos und das mutmaßliche Tripolitza-Vorkommen von Simi werden aufgrund ihrer heutigen Position ebenfalls der mittleren Tripolitza-Zone zugeordnet (s. Kap. 6.). Eine gesicherte Platzierung innerhalb der mittleren Tripolitza-Zone des Rekonstruktionsschemas ist nicht möglich. Eine andere Position würde jedoch nur zu einer Verbreiterung, keinesfalls aber zu einer Verschmälerung der mittleren Tripolitza-Zone führen (Rekonstruktionsschritt 10).

Amorgos liegt einige km nördlicher als Astypalia. Dementsprechend wurde der Abschnitt Amorgos–Naxos angeschlossen (Rekonstruktionsschritt 11).

Der Abschnitt Kos–Leros wurde so eingetragen, daß das Tripolitza-Vorkommen von Kos entsprechend dem hier ungefähr E–W verlaufenden Zonenstreichen auf der gleichen Höhe liegt wie das Tripolitza-Vorkommen der Insel Amorgos (Rekonstruktionsschritt 12).

Naxos, Leros und der Südrand der Menderes-Marmorhülle liegen ungefähr auf gleicher Höhe. Deshalb und wegen des Zonenstreichens (ca. E–W) wurde der Südrand der Menderes-Marmorhülle auf gleicher Höhe mit diesen beiden Inseln plaziert (Rekonstruktionsschritt 13).

Für die Breite der Köycegiz-Zone ist die Verbreitung der Köycegiz-Gruppe in der SW-Türkei maßgebend. Ihre weiter westlich gelegenen Vorkommen von der Datca-Halbinsel, den Inseln Simi, Tilos und den kleinen Inseln Sirna und Stakida im Kretischen Meer wurden entsprechend ihrer heutigen geographischen Position unter Be-

rücksichtigung des Zonenstreichens plaziert. Ihre paläogeographische Position ist nur grob bestimmbar. Ohne Rücksicht auf das Zonenstreichen müßten diese Vorkommen südlicher angeordnet werden, wodurch die Köycegiz-Zone deutlich breiter würde (Rekonstruktionsschritte 14, 15 und 16).

Die kretische Olonos–Pindos-Gruppe, zu der die Ethia-Gruppe als Sonderfazies gehört, muß wegen ihrer relativ späten Flyschbeginne (Cenomanium bzw. Paläozän/Eozän) zur externen Olonos–Pindos-Zone gestellt werden. Die gleiche Zuordnung vermuten wir für die Olonos–Pindos-Vorkommen von Rhodos, Simi und Tilos. Deshalb wurde das Vorkommen von Rhodos auf der gleichen Höhe plaziert wie das von Kreta. Eine etwas internere Lage innerhalb der externen Olonos–Pindos-Zone wäre ebenfalls vertretbar. Sie würde zu einer Verbreiterung dieser Subzone führen. Hieran zeigt sich wiederum, daß wir innerhalb der Zonen und Subzonen sehr eng parallelisiert haben (Rekonstruktionsschritte 17 und 18).

Die kretische Arvi-Gruppe läßt sich aus faziellen Gründen ebenfalls zur Olonos–Pindos-Zone stellen. Sie gehört nach BONNEAU (1976) zur internen Olonos–Pindos-Zone. Diese Einordnung läßt sich damit begründen, daß die Arvi-Gruppe tektonisch auf der externen Olonos–Pindos-Zone lagert (Rekonstruktionsschritt 19).

Die Fazies und die tektonische Position der südwesttürkischen Diabas-Decke sprechen für eine Einordnung in die Olonos–Pindos-Zone. Sie lagert bekanntlich unmittelbar auf der Köycegiz-Decke und muß deshalb nördlich dazu plaziert werden. Ihre Radiolarite, pelagischen Unterkreidekalke (Barremium) und oberkretazischen Globotruncanenkalke passen zur Olonos–Pindos-Fazies. Besonders ihre oberkretazischen Rotkalke lassen an eine Korrelation mit der kretischen Arvi-Gruppe denken, da sie speziell wegen ihrer rotbraunen Kalkmergel der höheren Oberkreide sehr ähnliche Sedimente enthält. Außerdem enthalten beide beträchtliche Basaltmassen, die beide einer alkalibasaltischen Schmelze entstammen. Schließlich werden beide Einheiten von Asterussia-Kristallin tektonisch überlagert. Aufgrund dieser Zusammenhänge wird die südwesttürkische Diabas-Decke ebenfalls wie die Arvi-Gruppe zur internen Olonos–Pindos-Zone gestellt (Rekonstruktionsschritt 20).

Diese Zuordnung bedeutet, daß in den internen Olonos–Pindos-Trog enorme Basaltmassen eindringen. Sie erfolgten nachweislich in der Oberkreide (Arvi-Gruppe) und früher (vergl. WACHENDORF et al. 1980). Durch diesen enormen submarinen Vulkanismus wurde wahrscheinlich eine beträchtliche Menge Kieselsäure freigesetzt, die zu einer Blüte von Organismen mit Kieselsäureskeletten (vorwiegend Radiolarien) führte. Deshalb ist der submarine Vulkanismus wahrscheinlich für den großen Reichtum an Cherts und Radiolariten in der Olonos–Pindos-Zone letztlich verantwortlich. Die Hauptmasse der Radiolarite tritt vom Mitteljura bis zur Unterkreide auf, so daß die Hauptaktivität des submarinen Vulkanismus ebenfalls in diese Zeit fallen müßte. Diese Zusammenhänge bilden ebenfalls einen gewissen Hinweis für die Einordnung der Diabas-Decke in die Olonos–Pindos-Zone.

Die südwesttürkischen Metamorphit-Schüfflinge (metamorphic slices, BERNOULLI et al. 1974) lagern zwischen der Peridotit- und Diabas-Decke und werden deshalb zwischen diesen beiden Einheiten paläogeographisch beheimatet, also nördlich der internen Olonos–Pindos-Zone. Das sehr wahrscheinlich äquivalente Asterussia-Kristallin besitzt im kretischen Deckenstapel eine entsprechende Position. Es lagert zwischen der Ophiolith-Formation und der Arvi-Gruppe und wurde deshalb auf gleicher Höhe ins Rekonstruktionsschema eingetragen (Rekonstruktionsschritte 21 und 22).

Äquivalente des Asterussia-Kristallins kommen nach DÜRR et al. (1978 b) auf

den Kykladeninseln Nikouria (bei Amorgos) und Dounoussa (östlich Naxos) vor. Das könnte bedeuten, daß das Asterussia-Kristallin eine weitaus größere N–S-Breite besaß als im Rekonstruktionsschema angegeben wurde, das lediglich die N–S-Breite der kretischen Vorkommen enthält. Die heutige sehr große N–S-Verbreitung des Asterussia-Kristallins ist jedoch kein sicheres Maß für die Breite seines Ursprungsgebietes, da es dort vermutlich von der Ophiolith-Decke „abgehobelt“ und in Form von großen Schürflingen nach S mitgeschleift und großräumig verbreitet wurde. Der große Wert der Vorkommen von Donoussa und Nikouria liegt darin, daß die kretische Ophiolith-Decke nördlich der Kykladen zu beheimaten ist. Das bedeutet für unsere Rekonstruktion, daß die kretische Ophiolith-Decke mindestens die N–S-Breite von Donoussa bis S-Kreta besessen haben muß. Dieser enorme Betrag wird durch die Breite der Peridotit-Decke in der SW-Türkei von noch heute rund 100 km gestützt. Die kretische Ophiolith-Decke und die südwesttürkische Peridotit-Decke bilden jeweils die höchste Decke in den ägäischen Helleniden und westlichen Tauriden. Deshalb und wegen der geschilderten lithologischen Übereinstimmungen lassen sie sich korrelieren (s. Kap. 2.1.10). Dementsprechend wurden sie auf gleicher Höhe im Schema der Abb. 26 angeordnet (Rekonstruktionsschritte 23 und 24).

Die kretische Vatos-Einheit und die Kalypso-Einheit der südlich Kreta gelegenen Insel Gavdos wurden nicht berücksichtigt, da sie nur kleine Vorkommen bilden und ihre präzise paläogeographische Position nördlich des Olonos–Pindos-Troges im Bereich der pelagonischen Zone i. w. S. derzeit nicht bestimmbar ist. Erst wenn die pelagonische Zone i. w. S., die, wie im Einleitungskapitel dieser Arbeit erwähnt wurde, verschiedene Einheiten umfaßt, entwirrt ist, wird man präzisere Aussagen über die paläogeographischen Positionen dieser beiden Einheiten machen können.

Außerdem wurde die Serie de Xindothio von der Insel Karpathos nicht dargestellt, da sie nur ein kleines Vorkommen bildet und ihre genaue Stellung innerhalb der Olonos–Pindos-Zone derzeit nicht bestimmbar ist.

6.3. Ergebnisse

Läßt man an Hand der paläogeographischen Rekonstruktion der Beilg. 5 die einzelnen Deckenbildungen der südlichen Tethys nochmals ablaufen, dann ergibt sich folgende Ereigniskette. Es wurden überfahren

- das Asterussia-Kristallin nach seiner Regionalmetamorphose vor rund 70 Ma (Maastriktium),
- die externe Olonos–Pindos-Zone frühestens gegen Ende Unteroligozän (s. unteroligozäner Flysch im Asterussia-Gebirge/Kreta),
- die Köycegiz-Zone frühestens gegen Ende Eozän (s. eozänes oder jüngerer Atolen Member der Knidos-Gruppe/Datca-Halbinsel),
- die interne Tripolitza-Zone frühestens im Obereozän (s. obereozäner Flysch von Pserimos und Astypalia),
- die mittlere Tripolitza-Zone frühestens gegen Ende Unteroligozän (s. unteroligozäner Tripolitza-Flysch im Asterussia-Gebirge/Kreta),
- die interne adriatisch-ionische Zone im Mitteloligozän (Rhodos, MUTTI et al. 1970) und
- die präapulische Zone nach dem Burdigalium im Miozän (Bey Daglari-Autochthon/SW-Türkei, BERNOULLI et al. 1974).

Daraus läßt sich die Tendenz ablesen, daß die Deckenbildungen von intern nach extern in Richtung Afrika insgesamt jünger werden. Diese Tendenz läßt sich deutlicher für das Jüngerwerden der Flysche in den verschiedenen Zonen belegen. Eine geringfügige Ausnahme bildet lediglich der Flyschbeginn in der Köycegiz-Zone. Der Flysch beginnt

- im Paläozän in der externen Olonos–Pindos-Zone (Kreta),
- im Obermaastrichtium in der Köycegiz-Zone (Knidos-Gruppe),
- Anfang Mitteleozän in der internen Tripolitza-Zone (Kos),
- Ende Mitteleozän in der mittleren Tripolitza-Zone (Kreta),
- im Obereozän in der internen adriatisch-ionischen Zone (Rhodos, MUTTI et al. 1970) und
- im Unteroligozän (wahrscheinlich) in der externen adriatisch-ionischen Zone (Kreta).

Die vier Regionalmetamorphosen werden insgesamt ebenfalls von intern nach extern jünger. Die ältere Metamorphose (Asterussia-Kristallin) ereignete sich nördlich des Olonos–Pindos-Troges vor rund 70 Ma, während die drei jüngeren Metamorphosen südlich des Olonos–Pindos-Troges stattfanden. Sie sind jedoch noch nicht so präzise datiert, daß sich auch bei ihnen ein Jüngerwerden von intern nach extern belegen ließe. Sie lassen sich eingrenzen in der

- internen Tripolitza-Zone auf Obereozän–Mitteloligozän (Menderes-Kristallin, s. Kap. 3.1. und 3.1.3.),
- in der externen Tripolitza-Zone auf Oligozän? bis Untermiozän (Phyllit-Formation) und
- in der externen adriatisch-ionischen Zone auf Ende Unteroligozän–Untermiozän (Talea Ori-Gruppe).

Die paläogeographische Rekonstruktion der Beilg. 5 zeigt, daß fast alle Helleniden-Zonen in den westlichen Tauriden vertreten sind, so daß die Zonengliederung auf die westlichen Tauriden übertragbar ist. Hinsichtlich der Einordnung der tiefsten Einheit des Kykladen–Menderes-Fensters in die Tripolitza-Zone kommen wir zu dem gleichen Ergebnis wie GUTNIC et al. (1979) und DUMONT et al. (1980), obwohl sie ihre Untersuchungen in einem ganz anderen, weiter im E gelegenen Gebiet durchgeführt haben. Damit besitzt das große Kykladen-Fenster eine ähnliche Position wie das Olymp-Fenster, dessen tiefste Einheit, wie bereits erwähnt wurde, ebenfalls zur Tripolitza-Zone gestellt wird (vergl. Kap. 5.).

Lediglich die adriatisch-ionische Zone tritt in der SW-Türkei nicht zutage. Wir vermuten, daß sie wie die mittlere und externe Tripolitza-Zone unterhalb des südwest-türkischen Deckenstapels verborgen ist und teilweise unter das südliche Menderes–Kristallin geschoben wurde. Für diese Annahme läßt sich anführen, daß die präapulische Zone (Bey Daglari-Autochthon) im Bereich der SW-Türkei wesentlich näher am Südrande des Kykladen–Menderes-Fensters liegt als im Bereich des südägäischen Inselbogens. In der SW-Türkei reicht sie im N mindestens bis zum Kleinfenster von Göcek nördlich Fethiye, während sie in der Ägäis südlich Rhodos und Kreta liegt. Das bedeutet, daß in der SW-Türkei zwischen der präapulischen Zone und dem Menderes-Kristallin (interne Tripolitza-Zone) stärker eingeeengt wurde, so daß die dazwischenliegenden Zonen wie die mittlere und externe Tripolitza-Zone sowie die adriatisch-ionische Zone weitgehend unter das Menderes-Kristallin geschoben wurden bzw. unter

dem südwesttürkischen Deckenstapel verborgen liegen und deshalb dort nicht mehr zutage treten.

Die Gesamtbreite der südlichen Tethys betrug aufgrund der Rekonstruktion der Beilg. 5 im Längsbereich Kreta–SW-Türkei zwischen der präapulischen Zone im S und den Ophiolithen/Peridotiten des pelagonischen Deckengebirges im N gegen Ende Oberkreide

mindestens 1150 km.

Die Gesamteinengung durch die tertiären Deckenbildungen nach dem Maastrichtium bis einschließlich Miozän betrug

mindestens 820 km.

Das ist die Strecke, um die die kretische Ophiolith-Decke nach N abgewickelt werden muß. Der Transportweg der südwesttürkischen Peridotit-Decke war noch etwas größer, da sie sogar bis auf die präapulische Zone (Bey Daglari-Autochthon) vorgezogen ist. Um diesen Betrag von 820 km haben sich Afrika und Europa allein im Tertiär mindestens angenähert.

Für die einzelnen Zonen ergeben sich folgende Mindestbreiten, die direkt mit Hilfe des Maßstabes aus dem Rekonstruktionsschema abgelesen werden können:

- 90 km präapulische Zone
- 72 km adriatisch-ionische Zone
- 408 km Tripolitza-Zone
- 116 km Köycegiz-Zone
- 180 km Olonos–Pindos-Zone
- 284 km pelagonische Zone i. w. S.,

Es ist zu betonen, daß die obigen Beträge unabhängig davon sind, ob der Olonos–Pindos-Trog nördlich oder südlich des Kykladen–Menderes-Fensters plaziert wird und ob die Köycegiz-Zone interner, etwa am Innenrand des Olonos–Pindos-Troges beheimatet wird. Würde man die Diabas-Decke einer anderen neuen Zone zuordnen, würden sich die beiden Gesamtbeträge eher vergrößern. Maßgebend ist die Herkunft der kretischen Ophiolith-Decke bzw. südwesttürkischen Peridotit-Decke nördlich des Kykladen–Menderes-Fensters. Die Beträge würden sich nur verändern, wenn man die Gegenüberstellungen der einzelnen Vorkommen aus den vier Bereichen Kreta, Karpathos, Rhodos und SW-Türkei gegeneinander in N–S-Richtung verschieben würde. Dadurch würden sich jedoch eher größere als kleinere Werte ergeben, da die Gegenüberstellungen mit Absicht sehr eng durchgeführt wurden, um gesicherte Mindestbeträge zu erzielen. Wir sind ziemlich sicher, daß die hier benutzte Methode auch längs anderer Traversen anwendbar ist und die paläogeographische Rekonstruktion der westlichen Tethys voranbringen wird.

Nachtrag

Die Entdeckung von Coesit und des neuen Hochdruckminerals Ellenbergit in Parametamorphiten der Westalpen, westlich Turin im Dora–Maira-Massiv, die auf eine Entstehungstiefe von über 90 km im oberen Mantel hinweisen, verlangt nach einem neuen Transportmechanismus, der große Pakete von Hochdruckmetamorphiten aus derartigen Tiefen an die Erdoberfläche befördern kann (s. SCHREYER 1985).

Das geht wohl nur durch Aufpressen und Quetschen längs einer Schiefen Ebene an der Oberseite einer abtauchenden Lithosphärenplatte, die bekanntlich durch Erdbebenherde markiert ist und folglich mit starken Scherkräften beladen sein muß.

Solch ein „Quetschtransport“ würde für die kretische Phyllit-Formation, die aus Glaukophan und Lawsonit führenden, bis zu rund 2000 m mächtigen Hochdruckmetamorphiten besteht und eine Decke bildet, bedeuten, daß sie längs einer nördlich Kreta gelegenen nach N abtauchenden Schiefen Ebene über eine Breite von mindestens 250 km (Länge von Kreta) wie „Schmierseife“ zutage gequetscht worden sei.

Tab. 19: Alphabetische Liste der im Text oder in den Tabellen angeführten Fossilien.

<i>Actinocyclus</i> sp.	Tab. 4, 16
Actinocyclusen	Tab. 2, 4
<i>Agathammina austroalpina</i>	Tab. 1
Agathamminen	S. 80
Algen	Tab. 2, 3, 7; S. 76, 80, 120
<i>Alveolina</i> sp.	Tab. 7
<i>A. avellana aurignacensis</i>	Tab. 2
<i>A. cucumiformis tumida</i>	Tab. 2
<i>A. ellipsoidalis</i>	Tab. 2
<i>A. fusiformis</i>	Tab. 2
<i>A. (Glomalveolina) lepidola</i>	Tab. 2
Alveolinen	Tab. 2, 7, 16
Alveolinidae	Tab. 16
Ammonit aus Lias	S. 20
<i>Ammonites</i> sp.	S. 30
Amphisteginen	Tab. 2, 7
<i>Anoplaphora</i> sp.	Tab. 1
<i>Arca</i> sp.	Tab. 1
<i>Archaeolithoporella</i> sp.	S. 102
<i>Assilina</i> sp.	Tab. 16
<i>Astartopsis</i> sp.	Tab. 1
<i>Asterigina</i> sp.	Tab. 16
<i>Asterocyclus</i> sp.	Tab. 4
Asterocyclusen	Tab. 2, 3, 4, 7
Ataxophragmiidae	Tab. 16
<i>Aulacoceras</i> sp.	S. 39
Austernbruchstücke	Tab. 4
<i>Austrotrillina paucialveolata</i>	Tab. 4
<i>Avicula</i> sp.	S. 30
<i>Baculogypsinoides tetraedra</i>	Tab. 2
Bolivinen	Tab. 2
<i>Borelis inflata</i>	Tab. 4
B. der Gruppe <i>B. inflata</i>	Tab. 3
<i>Boultonia</i> sp.	S. 89
Brachiopoden	Tab. 1, 3, 5; S. 20

Bryozoen	Tab. 4, 7, 16
<i>Buccinella irregularis</i>	S. 116
<i>Bullalveolina bulloides</i>	Tab. 4
<i>Calamiella parva</i>	Tab. 3
<i>Calamophylliopsis</i>	Tab. 3
<i>C. flabellum</i>	Tab. 3
Calpionellen	Tab. 7
<i>Cardinia</i> sp.	S. 30
<i>Cardita</i> aff. <i>crenata</i>	Tab. 1
<i>Cassianella</i> sp.	Tab. 1; S. 30
<i>Cayeuxia</i> sp.	Tab. 6; S. 92
<i>Chalaroschwagerina</i> cf. <i>ampla</i>	S. 103
<i>C.</i> cf. <i>solita</i>	S. 103
<i>Chapmanina gassinensis</i>	Tab. 4
<i>Cladocoropsis mirabilis</i>	S. 47
„ <i>Conicospirulina</i> “ <i>basiliensis</i>	S. 45, 46
Corallinaceen	Tab. 16
Conodonten	S. 20
<i>Coskinolina</i> sp., agglutinierende	Tab. 4
<i>C. alavensis</i>	Tab. 4
<i>Costatoria inaequicostata</i>	Tab. 1
Crinoiden	Tab. 1; S. 20, 76
<i>C. stielglieder</i>	Tab. 3; S. 86
<i>Cultriosis (Angustella)</i> sp.	Tab. 1
<i>Cuneolina</i> sp.	Tab. 7
Cuneolinen	Tab. 7
Cuneoliniden	Tab. 7
<i>Cuniculinella tumida</i>	S. 81, 90, 105
<i>Cyclammia</i> sp.	Tab. 4
aff. <i>Cyrtopleuritis heroditi</i>	S. 35
Dasycladaceen	Tab. 3; S. 80, 111
<i>Daviesina</i> sp.	Tab. 4
<i>Dendritina</i> sp.	Tab. 2, 3, 4
<i>Dictyonema</i> sp.	S. 76
<i>Diplopora herculea</i>	S. 111
<i>Discocyclus</i> sp.	Tab. 4, 16
Discocyclusen	Tab. 2, 3, 4, 7
<i>Dissocladella cretica</i>	S. 24
<i>Duotaxis metula</i>	S. 109
<i>Encrinus</i> sp.	S. 30
Echinodermenfragmente	Tab. 4, 5, 16
<i>Endothyra</i> sp.	S. 31
<i>Entolium</i> sp.	Tab. 1
<i>Eoannularia</i> sp.	Tab. 16
<i>Eorupertia</i> sp.	Tab. 4
<i>Equisetites</i> sp.	Tab. 1, S. 34
<i>Everticyclammia</i> sp.	Tab. 6
<i>Fabiania</i> sp.	Tab. 2

<i>Fenestella corniculum</i>	S. 98
<i>Fomichevella</i>	S. 102
Foraminiferen	Tab. 16; S. 20, 80, 86, 112, 120
F., inkrustierende	Tab. 17
F., doppelwandige, U. O. Rotaliina	Tab. 16
Fusulinen	S. 20, 31, 76, 80, 86 ff., 102, 103
Gastropoden	Tab. 3; S. 30, 121
<i>Gervillia</i> sp.	Tab. 1
<i>G. angusta</i>	Tab. 1
Globigerinen	Tab. 2, 4, 7; S. 20, 21, 103
Globorotalien	Tab. 2; S. 103
Globotruncanen	Tab. 5, 6, 7, 17; S. 40, 50, 120, 121
Globotruncanen, zweikielige	Tab. 5, 6, 17
<i>Glomospirella friedli</i>	S. 26
Goniatiten	S. 20
Gymnocodien	S. 80
<i>Gypsina</i> sp.	Tab. 16
Gypsinen mit flachen Gehäusen	Tab. 4, 7
<i>Halkyardia minima</i>	Tab. 2, 7
<i>Hallia cylindrica</i>	S. 100
<i>Halobia</i> cf. <i>cassiana</i>	S. 39
<i>Haplophragmoides</i> sp.	S. 46
<i>Harpoceras falciferum</i>	S. 13
<i>Hedbergella washitensis</i>	Tab. 2
<i>Hemigordiopsis</i> sp.	Tab. 3
<i>Hemigordius</i> sp.	Tab. 3
<i>Heritschoides</i> sp.	S. 103
Heteroheliciden	Tab. 7
<i>Heterolepa</i> sp.	Tab. 16
<i>Heterostegina</i> sp.	Tab. 4
<i>H. reticulata</i>	Tab. 2
Heterosteginen	Tab. 3, 4, 7
<i>Hildoceras bifrons</i>	S. 13
Hippuritenfragmente	S. 74, 76, 107
Homotrematiden	Tab. 4
Hydrozoen	Tab. 3
Inoceramenfragmente	Tab. 6, 17
Involutinen der Gruppe um <i>I. sinuosa</i>	Tab. 1
Kalkschwämme	Tab. 17
<i>Kathina</i> sp.	Tab. 4; S. 112
Kleinforaminiferen	Tab. 2, 4, 7, 17
Kl., agglutinierende	Tab. 2, 5
Kl., benthonische	Tab. 5, 6, 17
Kl., imperforierte	Tab. 3
Korallen	Tab. 3; S. 20, 76, 80, 81, 100, 102, 103
Korallenfragmente	Tab. 4, 7
<i>Laffiteidea</i> sp.	Tab. 3

Lageniden	Tab. 4, 5
<i>Leda</i> sp.	Tab. 1
<i>Leioceras opalinum</i>	S. 13
<i>Lepidocyclina</i> sp.	Tab. 7
<i>Linderina</i> sp.	Tab. 4
<i>Lithothamnium</i> sp.	Tab. 4
<i>Lituonella</i> sp.	Tab. 7
<i>L.</i> cf. <i>L. roberti</i>	Tab. 2
<i>Lockhartia</i> cf. <i>L. conditi</i>	Tab. 4, 16
<i>Lytoceras jurense</i>	S. 13
<i>Meandrospira pusilla</i>	S. 31
Microcodien	Tab. 4, 7, 17
<i>Microcodium</i> sp.	Tab. 4
Milioliden	Tab. 2, 3, 4, 5, 7, 16
<i>Miscellanea</i> sp.	Tab. 4, S. 112
<i>M. miscella</i>	Tab. 4
<i>Mizzia velebitana</i>	S. 31
Mizzien	S. 20
Molluskenfragmente	Tab. 3, 16
Montlivaltien	S. 47
<i>Murciella</i> sp.?	Tab. 6
<i>Myoconcha</i> sp.	Tab. 1
<i>Myophoria</i> sp.	Tab. 1, S. 30
<i>M. whateleyae</i>	Tab. 1
<i>Myophoricardium</i> sp.	Tab. 1
<i>Myophoriopsis</i> sp.	Tab. 1; S. 30
<i>Mysidioptera</i> sp.	Tab. 1
<i>Mytilus</i> sp.	S. 30
<i>Nankinella chaputi</i>	S. 81
<i>Nautiloculina</i> sp.	S. 46
<i>Nezzazarta</i> sp.	Tab. 7
<i>Nucula</i> sp.	Tab. 1; S. 30
Nummulit der Gruppe <i>N. fabianii</i> ,	
reticulierter	Tab. 7
Nummulit, glatter, gestreifter	Tab. 4
Nummulit, granulierter	Tab. 2
Nummulit, reticulierter	Tab. 4
Nummulit mit riesiger Zentralkammer	Tab. 7
Nummuliten	Tab. 4, 7; S. 74, 77, 107, 121
Nummuliten, kleine	Tab. 2, 3
Nummuliten, weitspiralige	Tab. 7
<i>N.</i> aus der Gruppe <i>N. perforatus</i>	Tab. 2
<i>Nummulites</i> sp.	Tab. 16
<i>N. boulliei</i> ?	Tab. 7
<i>N. intermedius</i>	Tab. 4
<i>N.</i> cf. <i>millecaput</i> ?	Tab. 16
<i>N. perforatus</i>	Tab. 2
<i>N. praefabianii</i>	Tab. 2

<i>Occidentoschwagerina fusulinoides</i>	S. 90
<i>Omphalocyclus</i> sp.	Tab. 7
<i>Operculina</i> sp.	Tab. 16
Operculinen der Gruppe <i>O. alpina</i>	Tab. 2
Operculinen	Tab. 3; S. 112
Operculinen der Gruppe <i>O. parva</i>	Tab. 2
Ophtalmididen, spirulinaartige	Tab. 2
<i>Orbitoides</i> sp.	Tab. 2, 7, 17; S. 104
<i>O. media</i>	Tab. 7
Orbitoiden	Tab. 7
<i>Orbitoides</i> der Gruppe <i>O. minimus</i>	Tab. 2
Orbitolinen	Tab. 5
<i>Orbitolites</i> sp.	Tab. 16
<i>Orthis noctilis</i>	S. 98
Ostracoden	Tab. 16; S. 116
<i>Ostrea</i> sp.	S. 30
<i>Palaeodasycladus mediterraneus</i>	S. 25, 111
<i>Paleodictyoconus</i> sp.	S. 116
<i>P. arabicus</i>	S. 46
<i>Paraceratites</i> sp.	S. 35
<i>Pararotalia viennoti</i>	Tab. 7
<i>Parastomatopora</i> cf. <i>compacta</i>	Tab. 3
<i>Pecten</i> sp.	Tab. 3
Pectinide	Tab. 1
<i>Pellatispira</i> sp.	Tab. 4
<i>P.</i> , vermutl. neue Art	Tab. 7
<i>P.</i> , neue Gattung	Tab. 2
<i>P. maderaszi</i>	Tab. 2
Peneroplide, involute	Tab. 2
Peneropliden	Tab. 2
<i>Peneroplis farsensis</i>	Tab. 4
<i>P. glynjonesi</i>	Tab. 4
<i>P. cf. laevigatus</i>	Tab. 4
<i>Planorbulinella</i> sp.	Tab. 4
<i>Pleuromya</i> sp.?	Tab. 1
<i>Praerhapydionina</i> sp.	Tab. 4
<i>P. delicata</i>	Tab. 4
<i>Praekumubia cretica</i>	S. 35
<i>Protomichelina laosensis</i>	S. 89
Protopeneropliden	Tab. 3
<i>Protopeneroplis</i> cf. <i>striata</i>	S. 46
<i>Pseudochrysalidina</i> sp.	Tab. 2, 4
<i>P. alva</i>	Tab. 4
<i>Pseudocyclammia</i> sp.	Tab. 3
<i>Pseudofusulina ferganensis</i>	S. 89
<i>P. modesta</i>	S. 89
<i>Pseudofusulinoides pseudosimplex</i>	S. 89
<i>Pseudolituonella</i> sp.	Tab. 6

<i>Pseudosiderolites</i> sp.	Tab. 17
<i>Pseudovermiporella sodalica</i>	S. 102
<i>Pteria</i> sp.	Tab. 1
<i>Quasifusulina</i> sp. (cf. <i>nimia</i>)	S. 90
Radiolarien	S. 20, 120
<i>Reussella</i> sp.	Tab. 16
<i>Robustoschwagerina tumida</i>	S. 89
Rotalgen	Tab. 3, 4, 7
<i>Rotalia</i> sp.	Tab. 16
<i>Rotalia viennoti</i>	Tab. 4
Rotalie, große (neue Rotaliengattung)	Tab. 2
Rotalien, kleine	Tab. 2, 3; S. 112
Rotalien	Tab. 3, 4
R. der Gruppe <i>R. trochidiformis</i>	Tab. 2
R. der Gruppe <i>R. viennoti</i>	Tab. 4
Rotaloide Formen	Tab. 2
Rotaliina, kleine	Tab. 16
Rudistenfragmente	Tab. 4, 5, 6, 7, 17; S. 20
Rugoglobigerinen	Tab. 6, 7
<i>Rugosofusulina</i> sp.	S. 90
<i>Saccocoma</i> sp.	S. 116
Schalenfragmente	Tab. 3, 17
<i>Schlosserina</i> sp.	Tab. 7
Schwammnadeln	Tab. 17
Seeigel	Tab. 5; S. 20
Seepocken	Tab. 4
<i>Selliporella</i> sp.	S. 121
<i>S. donzellii</i>	S. 121
<i>Shuqraia</i> sp.	Tab. 3
<i>Siderolites</i> sp.	Tab. 7
<i>Simeonella</i> ex gr. <i>brotzenorum</i>	S. 25, 27
Soritide	Tab. 4
<i>Sphaerogypsina globulus</i>	Tab. 2, 16
<i>Spira</i> sp., biplane	Tab. 2
<i>Spiriferina</i> sp.	S. 30
<i>Spiroclypeus</i> sp.	Tab. 3, 4
Spirulinaartige Ophthalmididen	Tab. 2
Spirulinen	Tab. 2
<i>Steinekella</i> sp.	Tab. 7
<i>Stomatorbina</i> sp.	Tab. 7
<i>Stylodophyllum volzi</i>	S. 80
<i>Tetrataxis inflata</i>	S. 109
<i>Teutloporella</i> sp.	S. 91
<i>T. elongatus</i>	S. 25
Textularie	S. 121
Textulariidae	Tab. 16
Thamnastreen	S. 47
<i>Thaumatoporella</i> sp.	Tab. 5

<i>T. parvovesiculifera</i>	S. 91
<i>Thecosmilia</i> aff. <i>badiotica</i>	S. 31
<i>Triasina hantkeni</i>	S. 76
Trilobiten	S. 20
<i>Triploporella</i> sp.	S. 104
<i>T. herculea</i>	S. 111
<i>Tubiphytes</i> sp.	S. 102
Valvulinen vom Typ „ <i>Siphovalvulina</i> “	Tab. 5
Valvuliniden	Tab. 2, 4; S. 121
<i>Velebitella triplicata</i>	S. 80
<i>Waagenophyllum indicum</i>	S. 80, 81
Worthenien	S. 20
Zweischaler	Tab. 3, 7

7. LITERATURVERZEICHNIS

- ALThERR, R.: Die Kontaktmetamorphose des Dicheo-Intrusivkörpers auf der Insel Kos/Griechenland: metapelitische und metabasische Paragenesen. — Diplomarbeit, 85 S., 46 Abb., 11 Tab., 4 Kart., Freiburg i. Br. (Min. Institut), 1972.
- Zur Petrologie der miozänen Granitoide der Zentralägäis (Griechenland). — Habilitationsschrift, 218 S., Braunschweig (Min. Institut), 1981.
- , KELLER, J., HARRE, W., HÖHNDORF, A., KREUZER, H., LENZ, H., RASCHKA, H., WENDT, I. & WAGNER, G.: Miocene Metamorphism and Related Plutonism within the Attic Cycladic Crystalline Complex. — [In:] KALLERGIS (Hrsg.): Proceedings of the 6. Coll. on the Geol. of the Aegean Region, Athens 1977, 1, 345 S., Athens (I.G.M.R.), 1979.
- , KELLER, J. & KOTT, K.: Der jungtertiäre Monzonit von Kos und sein Kontakthof (Ägäis, Griechenland). — Bull. Soc. geol. France, (7), 18(2):403–412, 2 Abb., 3 Tab., Paris, 1976.
- & SEIDEL, E.: Speculations on the Geodynamic Evolution of the Attic-Cycladic Complex during Alpidic times. — [In:] KALLERGIS (Hrsg.): Proceedings of the 6. Coll. on the Geol. of the Aegean Region, Athens, 1977, 1:347–352, 2 Abb., Athens (I.G.S.R.), 1979.
- , SEIDEL, E., OKRUSCH, M., SCHLIESTEDT, M., REINECKE, T., KREUZER, H., KLEIN, H. & DÜRR, S.: Metamorphic rocks associated with ophiolites in Greece: Petrology and geochronology. — [In:] Geological Survey Department (Hrsg.): International Ophiolite Symposium, 9–10, Nicosia/Cyprus, 1979.
- ANDRIESSEN, P., BOELRIJK, N., HEBEDA, E., PRIEM, H., VERDURMEN, E. & VERSCHURE, R.: Preliminary results on the geochronological investigations on the island of Naxos (Cyclades, Greece). — 4. Europ. Coll. Geochronol., Cosmochronol. Isotope Geol. (Ecog 4), 6 S., Amsterdam, 1976.
- ARGYRIADES, I.: Mesogee permienne, chaîne hercynienne et cassure tethysienne. — Bull. Soc. geol. France, (7), 17:52–56, Paris, 1975.
- AUBOUIN, J.: Essai de correlations stratigraphiques en Grece occidentale. — Bull. Soc. geol. France, (6), 7:281–304, 7 Abb., Paris, 1965.
- Contribution a l'etude geologique de la Grece septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie. — Ann. geol. Pays hell., 10:1–403, Athen, 1959.
- Breve presentation de la geologie de la Grece. [In:] DERCOURT et al.: Reunion extraordinaire de la Soc. geol. de France en Grece. — Bull. Soc. geol. France, (7), 19(1):6–10, 3 Abb., Paris, 1977.
- , BONNEAU, M. & DAVIDSON, J.: Contribution a la geologie de l'arc egeen: l'ile de Karpathos. — Bull. Soc. geol. France, (7), 28(2):385–401, 11 Abb., Paris, 1976.
- & DERCOURT, J.: Sur la geologie de l'Egee: regard sur la Crete (Grece). — Bull. Soc. geol. France, (7), 7:787–821, Paris, 1965.
- AUBOUIN, J., DESPRAIRIES, A. & TERRY, J.: Le synclinal d'Epire–Akarnanie, la nappe du Pinde–Olonos et la nappe ophiolithique. [In:] DERCOURT et al.: Reunion extraordinaire de la Soc. geol. de France en Grece. — Bull. Soc. geol. France, (7), 19(1):20–27, 11 Abb., Paris, 1977.
- B. P. CO.: The geological results of petroleum exploration in Western Greece. — Inst. Geol. Substruf. Res., 10:1–73, Athens, 1971.

- BARANYI, I., LIPPOLT, H. & TODT, W.: Kalium-Argon-Datierungen an zwei Magmatiten von Kalo Chorio, Nord-Ost-Kreta. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975(5): 257–262, 1 Tab., Stuttgart, 1975.
- BARTON, C.: The tectonic vector and emplacement age of an allochthonous basement slice in the Olympos area, NE Greece. – Bull. Soc. geol. France, 28(2):253–258, 4 Abb., Paris, 1976.
- BATES, R. C. & JACKSON, J. A.: Glossary of geology. 2. Ausgabe. – Virginia (Amer. Geol. Inst.), 1980.
- BAUMANN, A., BEST, G. & WACHENDORF, H.: Die alpidischen Stockwerke der südlichen Ägäis. – Geol. Rdsch., 66:492–522, Stuttgart, 1977.
- BAUMGARTNER, P. O. & BERNOULLI, D.: Stratigraphy and Radiolarian Fauna in Late Jurassic – Early Cretaceous Section near Achladi (Evvoia, Eastern Greece). – Eclogae Geol. Helv., 69(3):601–626, 12 Abb., Basel, 1976.
- BECKER-PLATEN, J. D.: Lithostratigraphische Untersuchungen im Känozoikum Südwest-Anatoliens (Türkei). (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei). – Beih. geol. Jb., 97:244 S., 12 Abb., 22 Tab., 11 Taf., Hannover (BGR), 1970.
- BERNOULLI, D., GRACIANSKY, Ch. de & MONOD, O.: The Extension of the Lycian Nappes (SW Turkey) into the Southern Aegean Islands. – Eclogae geol. Helv., 67(1):39–90, 31 Abb., 1 Taf., Basel, 1974.
- BERNOULLI, D. & JENKINS, A. C.: Alpine, Mediterranean and Central Atlantic mesozoic fazies in relation to early evolution of the Tethys. [In:] DOTT & SHAUER (Hrsg.): Modern and Ancient Geosyn. Sed. Soc. Econ. Pal. & Min. – Soc. econ. Pal. and Min., spec. Publ., 19:129–160, 8 Abb., Tulsa/USA, 1974.
- BERNOULLI, D. & LAUBSCHER, H.: The Palinspastic Problem of the Hellenides. – Eclogae geol. Helv., 65:107–118, Basel, 1972.
- BIJU-DUVAL, B., LAPIERRE, H. & LETOUTZEY, J.: Is the Troodos Massif (Cyprus) allochthonous? – Bull. Soc. geol. France, (7), 18:1347–1356, Paris, 1976.
- BIJU-DUVAL, B., LETOUZEY, J. & MONTADERT, L.: Structure and evolution of the Mediterranean basins. [In:] HSÜ et al. (Hrsg.): Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 42(1):951–984, 15 Abb., Washington (US Government Printing Office), 1978.
- BIJU-DUVAL, B. & MONTADERT, L.: Editors' comments. – [In:] BIJU-DUVAL & MONTADERT (Hrsg.): International symposium on the structural history of the Mediterranean basins. – Split (Yugoslavia) 25.–29. October 1976, 13–18, Paris, 1977.
- BIZON, G., BONNEAU, M., LÉBOULENGER, P., MATESSCO, S. & THIEBAULT, F.: Sur la signification et l'extension des „massifs cristallins externes“ en Peloponnese meridional et dans l'Arc egeen. – Bull. Soc. geol. France, (7), 18(2):337–345, Paris, 1976.
- BIZON, G. & THIEBAULT, F.: Donnees nouvelles sur l'age des marbes et quartzites du Taygete (Peloponnese meridional, Grece). – C. R. Acad. Sc. Paris, (D) 278: 9–12, 2 Abb., Paris, 1974.
- BLONDEAU, A., FLEURY, J.-J. & GUERNET, C.: Sur l'existence dans l'île de Kos (Dodecanese, Grece) d'une serie neritique surmontee d'un flysch d'age Cusien superieur ou Lutetien inferieur a sa base. – C. R. Acad. Sc. Paris, 280:817–819, Paris 1975.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K.: Kleine Geologie der Ostalpen. – 231 S., 101 Abb., Thun (Ott), 1976.

- [In:] CAMPBELL, A. (Hrsg.): *Geology and History of Turkey*. – 225–255, 3 Taf., Tripoli (Petroleum Expl. Soc. of Libya), 1971.
- BUGGISCH, W. & FLÜGEL, E.: *Die Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. Verbreitung, geologische Situation und Geländebefund*. – *Carinthia II*, Sdh. 36:13–50, 14 Abb., 2 Tab., Klagenfurt, 1980.
- , FLÜGEL, E., LEITZ, F. & TIETZ, G.-F.: *Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten*. – *Geol. Rdsch.*, 65(2):649–690, 19 Abb., 4 Tab., Stuttgart (Enke), 1976.
- CAYEUX, L.: *Sur la composition et l'age des terrains metamorphiques de la Crete*. – *C. R. Acad. Sc.*, 134:1116–1119, Paris, 1902.
- CELET, P.: *Contribution a l'etude geologique du Parnasse–Kiona et d'une partie de regions meridionales de la Grece continentale (These)*. – *Ann. geol. Pays hellen.*, 13:1–446, 130 Abb., 37 Taf., 1 Karte, Athen, 1962.
- & CELMENT, B.: *Sur la presence d'une nouvelle unite paleogeographique et structurale en Grece continentale du sud: l'unite du flysch beotien*. – *C. R. Soc. geol. France*, 17: 43 S., Paris, 1971.
- , CLEMENT, B. & FERRIERE, J.: *La zone beotienne en Grece: Implication paleogeographiques et structurales*. – *Eclogae geol. Helv.*, 9(33):577–599, Basel, 1976.
- CHRISTODOULOU, G.: *Einige Bemerkungen über den geologischen Bau der Insel Simi (Dodekanes) und das Alter ihrer Kalke*. – *Prakt. Akad. Athen*, 43:104–128, Athen, 1969 a.
- *Some remarks on the Geology of Kalymnos Island (Dodecanesus) and the age of its Formations*. – *Ann. geol. Hell.*, (1) 21:307–319, 2 Abb., 5 Taf., Athen, 1969 b.
- *Über den geologischen Bau der kleinen Insel Pserimos (Dodekanes) und das Alter ihrer Gesteine*. – *Ann. geol. Hell.*, (1) 21:320–333, 4 Abb., 7 Taf., Athen, 1969 c.
- & TATARIS, A.: *On the Geological Structure of the Telos Island (Dodecanesus)*. – *Bull. geol. Soc. Greece*, 9:28–80, Athen, 1972.
- CREUTZBURG, N.: *Kreta, Leben und Landschaft*. – *Z. Ges. Erdkunde*, 16–38, Berlin, 1928.
- *General geological map of Greece. Crete island (Maßstab 1:200000)*. – Athen (I.G.M.R.), 1977.
- , KLÖCKER, P. & KUSS, S. E.: *Die erste triadische Ammonoiden-Fauna der Insel Kreta*. – *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, 56:183–207, Freiburg i. Br., 1966.
- & PAPASTAMATIOU, J.: *Die Ethia-Serie des südlichen Mittelkreta und ihre Ophiolithvorkommen*. – *Ber. Heidelberger Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 1. Abh.:1–63, 39 Abb., 1 Kart., Berlin, Heidelberg, New York (Springer) 1969.
- & SEIDEL, E.: *Zum Stand der Geologie des Präneogens auf Kreta*. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 149(3):363–383, 2 Abb., Stuttgart, 1975.
- DALLWIG, R.: *Geologie des Wrisseas-Massives (Südlich von Rethimnon)*. – *Diplomarbeit*, 66 S., 44 Abb., 2 Tab., 4 Kart., Freiburg i. Br. (Geol. Inst.), 1982.
- & KUSS, S. E.: *Was ist die „Tripali-Einheit“ der Insel Kreta/GR stratigraphisch?* – *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, 71/72:5–15, 3 Abb., Freiburg i. Br., 1982.
- DAVIDSON-MONETT, J.: *Contribution a l'etude geologique de l'Arc Egeen: L'île de Karpathos/Dodecanese meridionale, Grece*. – *These 3. cycle*, 151 S., 59 Abb., Univ. de Paris VI (Depart. Geol. Struct.), 1974.
- DAVIES, E.: *Über das Vorkommen granitischer Gesteine innerhalb des Präneogens*

- BÖGER, H.: Sedimentary History and Tectonic Movements during the Late Neogene. — [In:] CLOSS, ROEDER & SCHMIDT (Hrsg.): Alps Apennines Hellenides. — 510–512, 1 Abb., Stuttgart (Schweizerbart), 1978.
- BONNEAU, M.: Les lambeaux allochtones du revers septentrional du massif des Psiloriti (Crete moyenne, Grece). — Bull. Soc. geol. de France, (7), 12(6):1124–1129, 3 Abb., Paris, 1970.
- La nappe metamorphique de l'Asteroussia, lambeau d'affinites pelagoniennes charrie jusque sur la zone de Tripolitza de la Crete moyenne (Grece). — C. R. Acad. Sc. Paris, (D) 275:2303–2306, 1 Abb., Paris, 1972.
 - Sur les affinites ioniennes des „calcaires en plaquettes“ epimetamorphiques de la Crete, le charriage de la serie de Gavrovo–Tripolitza et la structure de l'arc egeen. — C. R. Acad. Sc. Paris, 277:2453–2456, 2 Abb., Paris, 1973.
 - Esquisse structural de la Crete alpine. — Bull. Soc. geol. France, (7) 19(2):351–353, 1 Abb., Paris, 1977.
 - , ANGELIER, J. & EPTING, M.: Reunion extraordinaire de la Soc. geol. de France en Crete. — Bull. Soc. geol. France, (7), 19(1):87–102, 22 Abb., Paris, 1977.
 - , BEAUVAIS, L. & MIDDLEMISS, F. A.: L' unite de Miamu (Crete – Grece) et sa macrofauna d'age Jurassique superieur (Brachiopodes, Madreporaires). — Ann. Soc. Geol. Nord., 94(2):81–85, 4 Abb., 2 Taf., Lille, 1974.
 - & FLEURY, J.-J.: Precisions sur la serie d'Ethia (Crete, Grece): Existence d'un premier flysch mesocretace. — C. R. Acad. Sc. Paris, (D) 272:1840–1842, Paris, 1971.
 - & KARAKITSIOS, V.: Les niveaux inferieurs (Trias superieur) de la nappe de Tripolitsa en Crete moyenne (Grece) et leurs relations avec la nappe des phyllades. Problemes stratigraphiques, tectoniques et de metamorphisme. — C. R. Acad. Sc., (D) 288:15–18, Paris, 1979.
 - & LYS, M.: Sur la presence de Permien fossilifere dans l' unite de Vatos (Grece): sa nature interne et l' ampleur des charriages dans l' arc egeen. — C. R. Acad. Sc. Paris, (D) 287:423–426, 1 Abb., Paris, 1978.
 - & ZAMBETAKIS, A.: La serie de Mangassa de la Crete orientale (Grece): une klippe d' origine pindique externe. — C. R. Acad. Sc. Paris, (D) 281:17–19, Paris, 1975.
- BORTOLLI, V., DAL PIAZ, G. V. & PASSERINI, P.: Ricerche sulle ofioliti delle catene Alpine. — Nuove osservazioni sul Massiccio del Vourinos (Grecia). — Boll. Soc. geol. it., 88:35–45, Rom, 1969.
- BRINKMANN, R.: Die Südflanke des Menderes-Massivs bei Milas, Bodrum und Ören. — Sci. Rep. Fac. Sc., 43:1–12, 2 Abb., Izmir (Ege University Bornova), 1967.
- Das kristalline Grundgebirge von Anatolien. — Geol. Rdsch., 60:886–899, 3 Abb., Stuttgart (Enke), 1971.
 - Geology of Turkey. — 158 S., 68 Abb., Stuttgart (Enke), 1976.
- BRUNN, J. H.: Contribution a l' etude geologique du Pinde septentrional et d' une partie de la Macedonie occidentale. — Ann. geol. Pays hellen., 7:1–358, Athene, 1956.
- , ARGYRIADIS, I., RICOU, L. E., POISSON, A., MARCOUX, J. & GRACIANSKY, P. de: Elements majeurs de liaison entre Taurides et Hellenides. — Bull. Soc. geol. France, (7), 18:481–498, Paris, 1976.
 - , DUMONT, J., GRACIANSKY, P. de, GUTNIC, M., JUTEAU, Th., MARCOUX, J., MONOD, O. & POISSON, A.: Outline of the geology of the Western Taurides. —

- des metamorphen Systems des Asterousia-Gebietes der Insel Kreta. – Prakt. Akad. Athen, 42:253–270, Athen, 1967.
- DAVIES, H. L.: Peridotit-gabbro-basalt complex in Eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust. – B. M. R. Bull., 128:1–48, Canberra, 1971.
- DERCOURT, J.: Contribution a l'etude geologique d'un secteur du Peloponnes septentrional. – Ann. geol. Pays Hellen., 15:1–418, Athen, 1964.
- , WEVER, P. de & FLEURY, J.-J.: Donnees sur le style tectonique de la nappe de Tripolitza en Peloponnes septentrional (Grece). – Bull. Soc. geol. France, (7),18: 317–326, 8 Abb., Paris, 1976.
- DERYCKE, F. & GODFRIAUX, I.: A cross section in the Olympus area, Thessaly, Greece. – [In:] KALLERGIS (Hrsg.): Proceedings of the 6. Coll. on the Geol. of the Aegean Region, Athens 1977, 1:353–354, Athens (I.G.M.R.), 1979.
- & GODFRIAUX, J.: Metamorphismes „schistes bleus et schistes vertes“ dans l'Ossa et le Bas-Olymp (Thessalie, Grece). – Bull. Soc. geol. France, (7)18(2): 252 S., Paris, 1976.
- DESIO, A.: Le isole italiane dell'Egeo. – Mem. descrittive carta geol. d'Italia, 24: 533 S., Roma, 1931.
- DOUNAS, A., KAKAVAS, N. & TASSIOS, N.: Hydrogeological investigation on Kalymnos island (Dodecanese). – 135 S., 29 Abb., 33 Tab., 1 Taf., 2 Kart., Athens (I.G.S.R.), 1972.
- DROOGER, C. W. & MEULENKAMP, J. E.: Stratigraphic contributions to geodynamics in the Mediterranean area: Crete as a case to geodynamics in the Mediterranean area: Crete as a case history. – Bull. geol. Soc. Greece, 10:193–200, 2 Abb., Athens, 1973.
- DÜRR, St.: Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins/SW-Anatolien und seine Äquivalente in der mittleren Ägäis. – Habilitationsschrift, 106 S., 13 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Marburg, 1975.
- , ALTHERR, R., KELLER, J., OKRUSCH, M. & SEIDEL, E.: The Median Aegean Crystalline Belt: Stratigraphy, Structure, Metamorphism, Magmatism. [In:] CLOSS, ROEDER, SCHMIDT (Hrsg.): Alps Apennines Hellenides. – 455–477, 4 Abb., Stuttgart (Schweizerbart), 1978 a.
- & FLÜGEL, E.: Contribution a la stratigraphie du cristallin des Cyclades: mise en evidence de Trias superieur dans le marbres de Naxos (Grece). – Rapp. Comm. int. Mer Medit., 25/26:31–32, Monaco (C.I.E.S.M.), 1979.
- , SEIDEL, E., KREUZER, H. & HARRE, W.: Temoins d'un metamorphisme d'age cretace superieur dans l'Egeide: datations radiometriques de mineraux provenant de l'ile de Nikouria (Cyclades, Grece). – Bull. Soc. geol. France, (7) 20(2):209–213, 1 Abb., 2 Tab., Paris, 1978 b.
- Über das Menderes-Kristallin und seine Äquivalente in Griechenland. – Bull. Soc. geol. France, (7) 18(2): 233 S., Paris, 1976.
- DUMONT, J.-F., UYSAL, S. & MONOD, O.: La serie de Zindan: un element de liaison entre plate-forme et bassin a l'Est d'Isparta (Taurides occidental, turquie). – Bull. Soc. geol. France, (7) 22(2):225–232, 5 Abb., Paris, 1980.
- DUNHAM, R. J.: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1:108–121, 7 Taf., Tulsa, 1962.
- DURAND, G. L. A.: Determination de l'age d'une pechblende Turque, Dikmen (prov. de Mugla). – MTA-Bull., 58:145–146, Ankara, 1962.
- EPTING, M.: Geologie der östlichen Talea Ori/Kreta. – Diplomarbeit, 108 S., 58 Abb., 1 Tab., 1 Kart., Freiburg, 1969.

- , KUDRASS, H., LEPPIG, K. & SCHÄFER, A.: Geologie der Talea Ori/Kreta. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141(3):259–285, Stuttgart, 1972.
- ESKOLA, P.: Around Pikäranta. – Ann. Acad. Scient. Fennicae, (A) 27:6–89, Helsinki, 1951.
- The problem of Mantled Gneiss Domes. Abstract of the 4. William Smith Lecture of the Geol. Soc. at Burlington House, 1948.
- FINSTERWALDER, R. & SOWA, A.: Stratigraphie und Tektonik des Agorani–Abliani-Deckengrabens im zentralen Parnass (Mittel-Griechenland). – Z. dt. geol. Ges., 132:513–526, 3 Abb., 1 Tab., Hannover, 1981.
- FLEURY, J.-J. & GODFRIAUX, I.: Arguments pour l'attribution de la serie de la fenetre de l'Olymp (Grece) a la zone de Gavrovo–Tripolitza: presence de fossiles du Maastrichtien et de l'Eocene inferieur (et moyen?). – Ann. Soc. Geol. Nord, 44(4):149–156, 2 Abb., Lille, 1974.
- FLÜGEL, E.: Fossil Algae. – 375 S., 119 Abb., 32 Taf., Berlin, Heidelberg, New York (Springer), 1977.
- Die Mikrofazies der Kalke in den Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sdh. 36:51–99, 2 Abb., 1 Tab., 14 Taf., Klagenfurt, 1980.
- FLÜGEL, H.: Zur Paläontologie des anatolischen Paläozoikums. IV. Permische Korallen aus dem südanatolischen Taurus. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 101(3): 293–318, 3 Taf., Stuttgart (Schweizerbart), 1955.
- Die paläozoische Tethys: Fakten, Fiktionen, Fragen. – Mitt. österr. geol. Ges., 74/75:83–100, 2 Abb., 3 Tab., Wien, 1981.
- FOLK, R. L.: Spectral subdivision of limestone types. – Amer. Ass. Petrol., Geol. Memoir, 1:62–84, 7 Abb., 1 Taf., Tulsa, 1962.
- FYTROLAKIS, N.: Die Einwirkung gewisser orogener Bewegungen und die Gipsbildung in Ostkreta (Prov. Sitia). – Bull. geol. Soc. Greece, 9:81–100, Athen, 1972.
- GANSSEER, A.: The Ophiolitic Melange, a World-wide Problem on Tethyan Examples. – Eclogae geol. Helv., 67(3):479–507, 14 Abb., Basel, 1974.
- GODFRIAUX, J.: L'Olymp: une fenetre tectonique dans le Hellenides internes. – C. R. Acad. Sc. Paris, 255:1761–1763, 1 Abb., Paris, 1962.
- Etude geologique de la region de l'Olymp (Grece). (These Lille 1965). – Ann. Geol. Pays Hellen., (1)19:1–281, 78 Abb., 27 Taf., 1 Kart., Athen, 1970.
- GRACIANSKY, P. de: Le massif du Menderes (Taurus occidental, Asie Mineure). Un exemple possible du vieux socle granitique remobilise. – Rev. Geogr. phys. Geol. dyn., (2)8(4):289–306, Paris, 1966.
- Recherches geologiques dans le Taurus Lycien occidental. – These, Universite de Paris-Sud, Centre d'Orsay, 762 S., 146 Abb., 20 Taf., Paris, 1972.
- GUTNIC, M., MONOD, O., POISSON, A. & DUMONT, J.-F.: Geologie des Taurides occidentales (Turquie). – Mem. Soc. geol. France, 58(137):1–112, 81 Abb., 4 Kart., Paris, 1979.
- HALL, R.: Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, southeastern Turkey. – Amer. Bull. geol. Soc., 87:1078–1088, 1976.
- HEDBERG, H. D. (Hrsg.): International stratigraphic guide. – 200 S., 14 Abb., 3 Taf., New York, London, Sydney, Toronto (J. Wiley & Sons), 1976.
- HERAK, M., KOCHANSKY-DEVIDE, V. & GUSIC, I.: The Development of the Dasyclad Algae through the Ages. – [In:] FLÜGEL, E. (Hrsg.): Fossil Algae, 143–153, 2 Abb., Berlin, Heidelberg, New York (Springer), 1977.

- HSÜ, K. J. & BERNOULLI, D.: Genesis of the Tethys and the Mediterranean. [In:] HSÜ, K. J., MONTADERT, L. et al. (Hrsg.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. — 42(1):943–949, 4 Abb., Washington (US Government Printing Office), 1978.
- HYNES, A. J., NISBET, E. G., SMITH, A. G., WELLAND, M. J. P. & REX, D. C.: Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othris region (eastern central Greece). — Z. dt. geol. Ges., 123:455–468, Hannover, 1972.
- I.F.P./I.G.S.R.: Etude geologique de l'Epire (Grece nord-occidentale). — 306 S., Paris, 1966.
- IZDAR, E.: Introduction to Geology and Metamorphism of the Menderes Massif of Western Turkey. — [In:] CABELL, A. S. (Hrsg.): Geology and History of Turkey, 495–500, 2 Abb., 2 Tab., Tripoli (Petrol. Explor. Soc. Libya), 1971.
- JACOBSHAGEN, V., RICHTER, D. & MAKRIS, J., with Contributions of BACHMANN, G. H., GIESE, P. & RISCH, H.: Alpidic Development and Structure of the Peloponnesus. — [In:] CLOSS, ROEDER & SCHMIDT (Hrsg.): Alps Apennines Hellenides, 415–423, 2 Abb., Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung), 1978 b.
- , RISCH, H. & ROEDER, D.: Die eohellenische Phase, Definition und Interpretation. — Z. dt. geol. Ges., 127:133–145, 2 Abb., Hannover, 1976.
- , DÜRR, St., KOCKEL, F., KOPP, K. & KOWALZYK, C.: Structure and Geodynamic Evolution of the Aegean Region. — [In:] CLOSS, ROEDER, SCHMIDT (Hrsg.): Alps Apennines Hellenides, 537–564, 8 Abb., Stuttgart (Schweizerbart), 1978 a.
- , MAKRIS, J., RICHTER, D., BACHMANN, G., DOERT, U., GIESE, R. & RISCH, H.: Alpidischer Gebirgsbau und Krustenstruktur des Peloponnes. — Z. dt. geol. Ges., 127:337–363, 7 Abb., Hannover, 1976.
- KAADEN, G. van der & METZ, K.: Beiträge zur Geologie des Raumes zwischen Datca–Mugla–Dalaman (SW Anatolien). — Bull. geol. Soc. Turkey, 5(1–2):77–170, 10 Abb., Ankara, 1954.
- KAHLER, F.: Fusuliniden aus T'ien-schan und Tibet. Mit Gedanken zur Geschichte der Fusuliniden-Meere im Perm. — Rep. sci. Exped. to the North Western provinces of China under the leadership of Dr. Sven Hedin. — Invertebrate paleont., 4 (10): 139 S., 2 Taf., Stockholm, 1974.
- & G.: Fossilium Catalogus I: Animalia, Fusulinida (Foraminiferida), Ptes. — 111–113:1–870, 's-Gravenhage (Dr. W. Junk), 1966.
- & G.: Fossilium Catalogus I: Animalia, Fusulinida (Foraminiferida). — 114:871–974, 's-Gravenhage (Dr. W. Junk), 1967.
- Fusuliniden (Foraminiferida) aus dem Karbon und Perm von Westanatolien und dem Iran. — Mitt. österr. geol. Ges., 70:187–269, 6 Abb., 1 Tab., 10 Taf., Klagenfurt, 1979.
- KARAKITSIOS, V.: Contribution a l'etude geologique des Hellenides. Etude de la region de Sellia (Crete moyenne-occidentale, Grece). — These de 3. cycle, 157 S., 42 Abb., 10 Taf., Paris, 1979.
- KARFUNKEL, J.: Geologie des nördlichen Psiloriti-Massives/Kreta (Blatt Garason). — Diplomarbeit, 80 S., Freiburg, 1970.
- KATAGOS, C. & SAPOUNTIS, E.: Petrochemistry of metasedimentary rocks from Leros island (Greece) and its effects on the appearance of chloritoid, staurolite and kyanite. — N. Jb. Miner. Abh., 129:100–112, 5 Abb., 2 Tab., Stuttgart, 1977.

- KATSIKATSOS, G.: La structure tectonique d'attique et de l'île d'Eubée. — [In:] KALLERGIS (Hrsg.): Proceedings of the 6. Coll. on the Geol. of the Aegean Region, Athens 1977, 1:211–228, Athens, 1979.
- , MERCIER, J. L. & VERGELY, P.: La fenêtre d'Attique–Cyclades et les fenêtres métamorphiques des Hellenides internes (Grèce). — C. R. Acad. Sc., (D), 283: 1613–1616, Paris, 1976.
- KAUFFMANN, G.: Perm und Trias im östlichen Mittelgriechenland und auf einigen ägäischen Inseln. — Z. dt. geol. Ges., 127:387–398, 4 Abb., Hannover, 1976.
- The Central Aegean Part of the Palagonian Realm during Permian and Triassic Time. — [In:] CLOSS, ROEDER & SCHMIDT (Hrsg.): Alps Apennines Hellenides, 482–484, 1 Abb., Stuttgart (E. Schweizerbart), 1978.
- , KOCKEL, F. & MOLLAT, H.: Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the Innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece). — Bull. Soc. geol. France, (7) 18(2):225–230, 2 Abb., Paris, 1976.
- KETIN, I.: Tectonic units of Anatolia. — Bull. Min. Res. Expl. Inst. Turkey, 66:23–34, 1966.
- KLEIN, H.: Geochemie und Petrographie der granitischen Gesteine und ihres Gesteinsrahmens der Insel Anaphi/Kykladen. — Diplomarbeit, 81 S., 38 Abb., 8 Tab., Freiburg, 1978.
- KOBER, L.: Die Großgliederung der Dinariden. — Zentralbl. Min. Geol., 10:426–437, 1929.
- KÖNIG, H.: Unterpermische Seeigel aus Kreta (Griechenland). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1982(3):167–175, 1 Abb., Stuttgart, 1982.
- & KUSS, S. E.: Neue Daten zur Biostratigraphie des permotriadischen Autochthons der Insel Kreta (Griechenland). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1980(9):525–540, 6 Abb., Stuttgart, 1980.
- KOPP, K.-O.: Geological Cross Sections through Western Crete. — [In:] CLOSS, H., ROEDER, D., SCHMIDT, K. (Hrsg.): Alps Apennines Hellenides, 442–444, 1 Abb., Stuttgart (E. Schweizerbart), 1978.
- & OTT, E.: Spezialkartierungen im Umkreis neuer Fossilfunde in Trypali- und Tripolitzakalken Westkretas. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977(4):217–238, Stuttgart, 1977.
- & RICHTER, D.: Synorogenetische Schuttbildungen und die Eigenständigkeit der Phyllit-Gruppe auf Kreta. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 165(2):228–253, Stuttgart (E. Schweizerbart), 1983.
- KOTT, K.-J.: Die Kontaktmetamorphose des Dicheo–Intrusiv-Körpers auf der Insel Kos, Griechenland: metacarbonatische und daraus abgeleitete Paragenesen. — Diplomarbeit, 73 S., 41 Abb., 7 Tab., Freiburg i. Br. (Min. Inst.), 1974.
- KRAHL, J., EBERLE, J. E., EICKHOFF, J., FÖRSTER, O. & KOZUR, H.: Biostratigraphical Investigations in the Phyllite–Quartzite Group on Crete, Greece. — Intern. Symposium on the Hellenic Arc and Trench, Athens 1981, 18 S., 3 Abb., 1 Tab., Athen, 1981.
- KUDRASS, H.: Geologie der mittleren Talea Ori/Kreta (Ostteil). — Diplomarbeit, 85 S., 1 Kart., Freiburg, 1966.
- KUSS, S.: Ein erster Fund von Pliohyrax aus dem Vallesian von Kreta (Griechenland). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976(3):157–162, Stuttgart, 1976.
- & MILLER, W.: Obertriadische Mollusken (Ammonoidea, Lamellibranchiata) von Kreta (Griechenland) und ihre Bedeutung für die stratigraphische Gliederung der

- Tripolitza-Gruppe. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1978(2):99–116, 6 Abb., Stuttgart, 1978.
- & THORBECKE, G.: Die präneogenen Gesteine der Insel Kreta und ihre Korrelierbarkeit im ägäischen Raum. – Ber. Naturf. Ges. Freiburg, 64:39–75, 6 Abb., 1 Tab., 1 Karte, Freiburg, 1974.
- Ein erster Ammonitenfund aus der Plattenkalk-Formation der Insel Kreta/Griechenland. – Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 71/72:35–38, 1 Abb., Freiburg i. Br., 1982.
- LANG, H. D., RABIEN, A., STRUVE, W. & WIEGEL, E.: Richtlinien für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. – 34 S., Stuttgart (E. Schweizerbart), 1976.
- LAPIERRE, H. & ROCCI, G.: Le volcanisme du Sud-Ouest de Chypre et le problème de l'ouverture des régions tethysiennes au Trias. – Bull. Soc. geol. France, (7) 18(2): 232 S., Paris, 1976.
- LAUBSCHER, H. & BERNOULLI, D.: Mediterranean and Tethys. [In:] BIJU-DUVAL & MONTADERT (Hrsg.): Int. Symp. on the structural history of the Mediterranean basins. – 25–29, 4 Abb., Paris (Technip), 1977.
- LEONTARIS, S.: Forschungen über die Geomorphologie und Geologie der Insel Astypaläa (Dodekanes). – Ann. geol. hell., 25:33–104, 20 Abb., 10 Taf., 1 Kart., Athen, 1974.
- LEPPIG, U.: Die Mikrofauna der Tripolitza-Kalke im nördlichen Mittelkreta. – Dissertation, 142 S., 8 Abb., 13 Taf., Freiburg, 1974.
- Die Foraminiferen *Prækurnubia cretica* n. sp. und *Coxites zubairensis* SMOUT aus den Tripolitza-Kalken Mittelkretas – eine strukturanalytische Untersuchung. – Eclogae geol. Helv., 69:809–814, 2 Abb., 4 Taf., Basel, 1976.
- Microfauna in the Tripolitza Limestone in Northern Middle Crete. [In:] CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K.: Alps Apennines Hellenides, 452–454, 1 Abb., Stuttgart (E. Schweizerbart), 1978.
- LIPPOLT, H. J. & BARANYI, I.: Oberkretazische Biotit- und Gesteinsalter aus Kreta. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976(2):405–414, 1 Tab., Stuttgart, 1976.
- MAAR, P. van der & JANSEN, B.: The geology of the polymetamorphic complex of Ios, Cyclades, Greece and its significance for the Cycladic Massif. – Geol. Rdsch., 72(1):283–299, 4 Abb., 3 Tab., Stuttgart, 1983.
- MACDONALD, G. A. & KATSURA, I.: Chemical composition of Hawaiian Lavas. – J. Petrol., 5:82–133, 1964.
- MANSUY, H.: Contribution à la Paléontologie du Laos. – Mem. Serv. geol. Indochine, 3:27–34, 3 Taf., Hanoi, 1914.
- MARNELIS, P. & BONNEAU, M.: Stratigraphie and structure de l'île d'Astypalea (Dodecanese, Grèce). – [In:] KALLERGIS (Hrsg.): Proceedings of the 6. Coll. on the Geol. of the Aegean Region, Athens, 1977, 1:323–332, 6 Abb., Athens (I.G. M.R.), 1979.
- MARTINI, H.: Sheet Platianias (1:50000). – Athens (Inst. Geol. Subs. Research), 1956.
- MERCIER, J.: Etude géologique des zones internes des Hellenides en Macédoine centrale (Grèce). Contribution à l'étude du métamorphisme et de l'évolution magmatique des zones internes des Hellenides (Thèse 1966). – Ann. Pays hellén., (1)20: 1–792, 164 Abb., 12 Taf., 1 Kart., Athen, 1973.
- , VERGELY, R. & BEBIEN, J.: Les ophiolites helléniques „obductées“ au Jurassi-

- que superieur sont-elles les vestiges d'un Ocean tethysien ou d'une mer marginale perieuropeene? — C. R. somm. S. G. F., Paris, 1975.
- MEULENKAMP, J. E.: Stratigraphy of Neogene deposits in the Rethimnon province, Crete, with special reference to the phylogeny of uniserial *Uvigerina* from the Mediterranean region. — *Utrecht Micropal. Bull.*, 2:1–168, Utrecht, 1969.
- MONOD, O.: Towards a tectonic connection between Hellenides and Taurides. — 7. Coll. Geol. Aegean Regions, Izmir, 1978.
- MUTTI, E., OROMBELLI, G. & POZZI, R.: Geological studies on the Dodecanese Islands (Aegean Sea). Geological map of the island of Rhodes (Greece). Explanatory notes. — *Ann. geol. hell.*, (1)22:79–226, 22 Abb., 15 Taf., 1 Kart., Athen, 1970.
- NER, G., KELLER, J., HARRE, W. & HÖHNDORF, A.: A Late Oligocene/Early Miocene High Temperature Belt in the Attic–Cycladic Crystalline Complex (SE Pelagonian, Greece). — *Geol. Jb.*, (E) 23:97–164, 16 Abb., 7 Tab., Hannover, 1982.
- ÖNAY, T. S.: Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens. — *Schweiz. min. petrogr. Mitt.*, 29:357–491, 34 Abb., 11 Tab., Zürich, 1949.
- OROMBELLI, G., LOZEJ, G. P. & ROSSI, L. A.: Preliminary notes on the geology of the Datca peninsula (SW Turkey). — *Acad. Lincei Cl. Sc. fis. mat. nat.*, (8), 42 (6):830–841, 2 Abb., Roma (G. Bardi), 1967.
- & POZZI, R.: Il Mesozoico nell'isola di Rodi (Grecia). — *Riv. ital. Paleont. Strat.*, 73:409–536, 1967.
- OTT, E.: *Dissocladella cretica*, eine neue Kalkalge (Dasycladacea) aus dem Mesozoikum der griechischen Inselwelt und ihre phylogenetischen Beziehungen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1965:683–693, Stuttgart, 1965.
- PAPASTAMATIOU, I., PAPAKI, N. & CHRISTODOULOU, G.: Über das Vorkommen von Granit in „Kalo Chorio“ (Provinz Merambellon, Kreta). — *Bull. geol. Soc. Greece*, 2:123–131, Athen, 1955.
- & REICHEL, M.: Sur l'age des phyllades de l'île de Crete. — *Eclogae Geologicae Helveticae*, 49:147–149, Basel, 1956.
- , VETOULIS, D., TATARIS, A., BORNOVAS, G., CHRISTODOULOU, G. & KATSIKATSOS, G.: Geological map of Greece 1 : 50 000, Irapetra Sheet. — (I. G. S. R.), Athen, 1959.
- PARROT, J. F. & GUERNET, C.: Le cortege ophiolitiques de l'Eubee moyenne (Grece): etude petrographique des formations volcaniques et des roches metamorphiques associees dans les Mont Kandilis aux radiolarites. — *Cah. ORSTOM.*, ser. geol., 4:153–161, Paris, 1972.
- PERROT, Ch. & SIGAL, J.: Notes micropaleontologiques nordafricaines. — Sur un Foraminifere du Sequanien et sur la position systematique probable de *Conicospirulina basiliensis* MOHLER. — *Compt. Rendu somm. des Seances Soc. geol. France*, 165–167, 1 Abb., Paris, 1957.
- PHILIPPSON, A.: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. Karien südlich des Mäander und das westliche Lykien. — *Peterm. Mitt.*, Erg. H., 183:1–135, 2 Kart., Gotha, 1915.
- Kleinasien. — *Handbuch der regionalen Geologie*, 5(22): 183 S., 4 Abb., 3 Taf., Heidelberg (Winter), 1918.
- PLIENINGER, F.: Vorläufiger Bericht über die geologischen Verhältnisse der Insel Kos und ihrer Nachbarinsel. — *Z. dt. geol. Ges.*, 57:350–357, Berlin, 1905.
- POISSON, A.: Essai d'interpretation d'une transversale Korkuteli–Denizli (Taurus ouest-Anatolien–Turquie). — *Bull. Soc. geol. France*, (7) 18(2):499–509, 4 Abb., Paris, 1976.

- Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie). – These Etat, Univ. Paris-Sud, Orsay, 1977.
- REINECKE, Th.: Petrographie und Tektonik des Präneogens im östlichen Teil der Insel Anaphi/Kykladen/Griechenland. – Diplomarbeit, 105 S., 33 Abb., 1 Kart, Kiel, 1978.
- RENZ, C.: Geologische Voruntersuchungen auf Kreta. – Praktika Akad. Athen, 5: 271–280, 1930.
- Die Tektonik der griechischen Gebirge. – Abh. Akad. Athen, 8:1–171, Athen, 1940.
- Eine zusammenfassende Übersicht über die Maastrichtienfauna der Insel Kreta. – Eclogae geol. Helv., 40:379–384, Basel, 1947.
- Die vorneogene Stratigraphie der normaledimentären Formationen Griechenlands. – 627 S., 15 Abb., 6 Kart., Athen (I.G.S.R.), 1955.
- RENZ, O.: Zur Geologie von Sitia, der Osthalbinsel Kretas. – Prakt. Akad. Athens, 7: 105–109, Athen, 1932.
- RICHTER, D.: Die paläogeographische und geotektonische Bedeutung der Gavrovo-Tripolis-Zone auf dem Peloponnes (Griechenland). – Jb. Geol. Paläont. Abh., 145 (1):96–128, 13 Abb., Stuttgart (E. Schweizerbart), 1974.
- & KOPP, K.-O.: Zur Tektonik der untersten geologischen Stockwerke auf Kreta. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1983(1):24–46, Stuttgart (E. Schweizerbart), 1983.
- ROUSSOS, N. D.: Contribution a l'étude géologique de l'Arc Egeen: L'île de Tilos (Dodecanese, Grece). – These de 3. cycle, 110 S., 32 Abb., 4 Taf., Paris (Univ. M. & P. Curie), 1978.
- & BONNEAU, M.: Stratigraphie et structure de l'île de Tilos (Dodecanese, Grece). – [In:] KALLERGIS (Hrsg.): Proceedings of the 6. Coll. on the Geol. of the Aegean Region, Athens 1977, 1:333–343, 6 Abb., Athens (I.G.M.R.), 1979.
- SANNEMANN, W. & SEIDEL, E.: Die Trias-Schichten von Rawducha/NW-Kreta. Ihre Stellung im kretischen Deckenbau. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976(4):221–228, 2 Tab., Stuttgart, 1976.
- SAVOYAT, E.: La zone ionienne. [In:] DERCOURT et al.: Reunion extraordinaire de la Societe géologique de France en Grece. – Bull. Soc. géol. France, (7)19(1): 10–20, 12 Abb., Paris, 1977.
- SCHÄFER, A.: Geologie der mittleren Talea Ori/Kreta (Westteil). – Diplomarbeit, 70 S., 1 Kart., Freiburg, 1966.
- SCHUCH, R.: Geologie des nordwestlichen Psiloriti Massives/Kreta. – Diplomarbeit, 55 S., Freiburg, 1970.
- SCHLIESTEDT, M.: Das Metamorphikum der Insel Gavdos, Griechenland. – Diplomarbeit, Braunschweig (Geol. Inst.), 1976.
- SCHREYER, W.: Metamorphism of crustal rocks at mantle depths: High-pressure minerals and mineral assemblages in metapelites. – Fortschr. Miner., 63(2):227–261, 21 Figs., Stuttgart 1985.
- SCHUILING, R. D.: On petrology, age and structure of the Menderes migmatite complex. – M. T. A. Enst. Bull., 58:71–84, Ankara, 1962.
- SEIDEL, E.: Die Tripolitza- und Pindosserie im Raum von Paleochora (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.

- Zur Petrologie der Phyllit-Quarzit-Serie Kretas. – Habilitationsschrift, 145 S., 49 Abb., 24 Tab., Braunschweig, 1978.
- & OKRUSCH, M.: Regional distribution of critical metamorphic minerals in Crete. – [In:] CLOSS, ROEDER & SCHMIDT (Hrsg.): Alps Apennines Hellenides, 449–452, Stuttgart (E. Schweizerbart), 1978.
- , SCHLIESTEDT, M., KREUZER, H. & HARRE, W.: Metamorphic Rocks of Late Jurassic Age as Components of the Ophiolitic Melange on Gavados and Crete (Greece). – Geol. Jb., (B)28:3–21, 7 Abb., 5 Tab., Hannover, 1977.
- , OKRUSCH, M., KREUZER, H., RASCHKA, H. & HARRE, H.: Eo-Alpine Metamorphism in the Uppermost Unit of the Cretean Nappe System – Petrology and Geochronology. Part 1. The Lendas Area (Asterousia Mountains). – Contr. Mineral. Petrol., 57:259–275, 3 Abb., 3 Tab., 1976.
- SENGÖR, A. M. C. & YILMAZ, Y.: Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. – Tectonophysics, 75:181–241, 14 Abb., Amsterdam, New York (Elsevier), 1981.
- , YILMAZ, Y. & KETIN, I.: Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys. – Bull. Geol. Soc. Am., 91 (1):499–609, 1980.
- SISSINGH, W.: Late Cenozoic Ostracoda of the south Aegean island arc. – Utrecht micropaleont. Bull., 6: 187 S., 44 Abb., 12 Taf., Utrecht (Schotanus), 1972.
- STRECKEISEN, A.: To each plutonic rock its proper name. – Earth-Science Reviews, 12:1–33, 12 Abb., 5 Tab., Amsterdam (Elsevier), 1976.
- TATARIS, A.: The Olonos–Pindos-Zone in the Symi–Viannos Area (Eastern Crete) and the age of spilites of this zone. – Prakt. Acad. Athens, 39:298–314, Athens, 1964.
- & CHRISTODOULOU, G.: The geological structure of Leuca Mountains (Western Crete). – Bull. geol. Soc. Greece, 6:319–349, Athens, 1965.
- & CHRISTODOULOU, G.: Sheet Alikianou (1 : 50000). – Athens (Inst. Geol. Subs. Research), 1969.
- THIEBAULT, F.: Etude géologique du Taygete septentrional (Peloponnesse meridional, Grece). – An. Soc. geol. Nord, 93(1):55–74, 21 Abb., Lille, 1973.
- Sur l'importance des déplacements tangentiels en Peloponnesse meridional, Grece. – C. R. Acad. Sc. Paris, (D) 278:2877–2880, 2 Abb., Paris, 1974.
- Etablissement du caractere ionien de la serie des calcschistes et marbre („plattenkalk“) en fenetre dans le Massif du Taygete (Peloponnesse – Grece). – C. R. somm. Soc. geol. Fr., 1977(3):159–161, 2 Abb., Paris, 1977.
- Donnees nouvelles sur l'attribution a la zone ionienne des „Plattenkalk“ du Taygete (Peloponnesse, Grece). – C. R. Acad. Sc. Paris, (D), 287(4):211–214, Paris, 1978.
- Stratigraphie de la serie des calcschistes et marbre („Plattenkalk“) en fenetre dans les massifs du Taygete et du Parnon (Peloponnesse). – [In:] KALLERGIS (Hrsg.): Proc. 6. Coll. Geol. Aegean Region, Athens 1977, 2:691–701, 9 Abb., Athens (Inst. Geol. Min. Research), 1979.
- THORBECKE, G.: Geologie des nördlichen Psiloriti-Massives/Kreta. – Diplomarbeit, 101 S., 83 Abb., 1 Kart., Freiburg, 1969.
- Petrographie der Ophiolite und Parametamorphite der Klippe von Anoja (Mittelkreta). – Diss., 139 S., 42 Abb., 8 Tab., 1 Karte, Freiburg, 1972.
- Die Gesteine der Ophiolith-Decke von Anoja/Mittelkreta. – Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 63:81–92, 1 Abb., 2 Tab., 1 Karte, Freiburg, 1973.

- Zur Deckennatur des permotriadischen Phyllits von Kreta. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974(4):246–256, 6 Abb., Stuttgart, 1974.
- Nachweis von Tripolitza-Flysch auf der Insel Kasos. — Z. dt. geol. Ges., 127:125–131, 3 Abb., Hannover, 1976 a.
- Zur Geologie der Insel Simi/Griechenland. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976(1):31–40, 1 Abb., Stuttgart, 1976 b.
- Die neogenen Deltaschotter von Ajia Galini/Kreta. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 67:347–357, 5 Abb., Freiburg, 1977.
- TSOFLIAS, P.: Donnees nouvelles sur la stratigraphie Trias superieur de l'ile de Tilos (Dodecanese). — Ann. geol. hell., 22(1):467–473, Athenes, 1974.
- VICENTE, J.: Etude geologique de l'ile de Gavdos (Grece), la plus meridionale de l'Europe. — Bull. Soc. geol. France, (7)12(3):481–495, Paris, 1972.
- WACHENDORF, H., BAUMANN, A., GWOSDZ, W. & SCHNEIDER, W.: Die „Phyllitserie“ Ostkretas — eine Melange. — Z. dt. geol. Ges., 125:237–251, Hannover, 1974.
- Geodynamische Interpretation Ostkretas. — Geol. Rdsch., 64:728–750, Stuttgart, 1975.
- & GRALLA, P.: Korrelation der präneogenen Serien im NE-Dodekanes (Griechenland). — Z. dt. geol. Ges., 134:95–117, 6 Abb., 2 Taf., Hannover, 1983.
- , GRALLA, P., KOLL, J. & SCHULZE, I.: Geodynamik des mittelkretischen Deckenstapels (nördliches Dikti-Gebirge). — Geotekt. Forsch., 59:1–72, 37 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Stuttgart, 1980.
- WALCHER, U.: Geologie der westlichen Talea Ori/Kreta. — Diplomarbeit, 70 S., 1 Karte, Freiburg, 1969.
- WINKLER, H. F. G.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. — 320 S., Berlin, Heidelberg, New York (Springer), 1974.
- WIPPERN, J.: Die Stellung des Menderes-Massivs in der alpidischen Gebirgsbildung. — Bull. Min. Res. Expl. Inst. Turkey, 62:74–82, 1 Abb., Ankara, 1964.
- WURM, A.: Zur Kenntnis des Metamorphikums der Insel Kreta. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1950(3):106–239, 1 Abb., Stuttgart, 1950.
- Geologische Beobachtungen im Asterussia-Gebirge auf der Insel Kreta. — Bull. Geol. Soc. Greece, 2:1–8, Athen, 1955.
- XAVIER, J.-P.: Contribution a l'etude geologique de l'arc egeen: La Crete occidentale, secteurs d'Omalos et de Kastelli. — These 3. cycle, 101 S., Univ. Paris, 1976.
- ZACHARIASSE, W. J.: Planktonic foraminiferal biostratigraphy from the late Neogene of Crete (Greece). — Utrecht Micropal. Bull., 11:1–171, 23 Abb., 16 Taf., Utrecht (Meppel), 1975.
- ZAGER, B.: Geologie des nordöstlichen Psiloritmassives/Kreta. — Diplomarbeit, 131 S., 110 Abb., 6 Tab., 1 Kart., Freiburg, 1969.
- Sedimentologie der Tripolitza-Karbonate im nördlichen Mittel-Kreta (Griechenland). — Diss., 131 S., Freiburg, 1972.