

Lithostratigraphische Gliederung und erster Nachweis von Relikten lithistider Demospongiae aus der Plattenkalk-Gruppe des Taygetos-Gebirges, Peloponnes/Griechenland

EMMANUIL MANUTSOGLU, JOACHIM REITNER, DIMITRIOS MARIOLAKOS, SPYRIDON M. BELLAS & ILIAS MARIOLAKOS*

MANUTSOGLU, E., REITNER, J., MARIOLAKOS, D., BELLAS, S.M. & MARIOLAKOS, I. (1998): Lithostratigraphische Gliederung und erster Nachweis von Relikten lithistider Demospongiae aus der Plattenkalk-Gruppe des Taygetos-Gebirges, Peloponnes/Griechenland. [Lithostratigraphical subdivision and first evidence of relics of lithistid demosponges in the Plattenkalk Group from Taygetos Mountains, Peloponnesus/Greece.] – Z. dt. geol. Ges., **149**: 91–103; Stuttgart.

Kurzfassung: Gestützt auf vorangegangene lithostratigraphische Beobachtungen und Fossilfunde wird eine durchgehende Neugliederung der Plattenkalk-Gruppe des Taygetos-Gebirges des Peloponnes vorgeschlagen. Weiterhin wird in dieser Arbeit der erste Nachweis von Relikten lithistider Demospongiae aus den tertiären Abfolgen dieser Gruppe im westlichen Taygetos-Gebirge vorgestellt. Dieser Fund wird mit den schon bekannten bio- und lithostratigraphischen Daten der Abfolge im Taygetos kompiliert und daraus auf ein eozänes Alter für die Kieselschwämme geschlossen. Neben dem Hinweis auf die Paläobathymetrie und auf Anhaltspunkte für die Beteiligung dieser Organismen an der Entstehung der weit verbreiteten Hornstein-Vorkommen dieser Gruppe lassen sich die Schwämme zudem als brauchbare Fazies (Milieu)-Indikatoren einsetzen und können

zur Lösung tektonostratigraphischer Probleme beitragen. Die mehrfache Wiederholung der Schwammrasen-Fazies, die in dem 20–30 m mächtigen Übergangsbereich zwischen den Lagada- und Tseria-Formationen gut dokumentiert worden ist, wird auf Schwankungen des Meeresspiegels zurückgeführt. Somit bestätigen die hier vorgestellten Poriferen-Reste, mehr als 300 km entfernt von den Fundstellen auf Kreta, trotz ihres schlechten Erhaltungszustandes eher eine Sedimentation der eozänen Plattenkalk-Anteile am Rand einer ausgedehnten, stabilen Karbonat-Plattform.

Abstract: Based on preliminary observations and fossil records a new subdivision of the Plattenkalk Group of the Taygetos Mountains of the Peloponnesus is proposed. Furthermore in this work we present the first record of relics of lithistid demosponges from tertiary successions of the Plattenkalk Group, located on the western Taygetos Mountains. This evidence in combination with the already known bio- and lithostratigraphic data from the successions of Taygetos assures the Eocene age of the siliceous sponges. Such fossil organism have been successfully used as paleobathymetric indicators, and they proved useful as they mostly participate in the building of the cherty strata of the Plattenkalk Group. Moreover, the sponges in addition to their use as facies (environment) indicators, seem to provide solutions for tectonostratigraphic problems as well. The rhythmic alternation of the sponge-facies which were documented in the 20 to 30 m thick transitional zone between Lagada- and Tseria-Formations may consequently be well tied in sea-level changes. Thereby, the here presented Porifera rests of the Eocene Plattenkalk sequences – some 300 km away from the already described locations of Crete island – and despite their poor preservation, indicate rather a sedimentation along the margin of an expand, stable carbonate platform.

* Anschriften der Autoren: Dr. E. MANUTSOGLU, Dr. S.M. BELLAS, Institut für Geologie, Geophysik und Geoinformatik der Freien Universität Berlin, Malteserstr. 74–100, D-12249 Berlin; Prof. Dr. J. REITNER, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie, Goldschmidtstr. 3, D-37073 Göttingen; Dipl.-Geol. D. MARIOLAKOS, Prof. Dr. I. MARIOLAKOS, Department of Geology, National and Kapodistrian University of Athens, Panepistimiopolis, Zografou, 15785, Athens, Greece.

Keywords: Geological sections, Eocene (Plattenkalk Group), lithostratigraphical subdivision, carbonate platform, paleobathymetry, Demospongiae, biostratigraphy, sea-level changes.

Peloponnesus (Taygetos Mountains), Greece.

Einleitung

Seit den Arbeiten von PHILIPPSON (1892) und RENZ (1940) werden die Helleniden in isopische Zonen eingeteilt, die in etwa mit den tektonischen Deckeneinheiten übereinstimmen. Die Zonen werden durch Faziesunterschiede definiert und als ein System aus Trögen und Schwellen interpretiert. Faziesanalysen haben gezeigt, daß sich auf den Schwellen, die sich auf Fragmenten von prä-mesozoischer kontinentaler Kruste entwickelt haben, Karbonatplattformen etablierten. Dagegen wird unter den Trögen entweder ozeanische oder ausgedünnte kontinentale Kruste angenommen. Die Unsicherheiten liegen in der Anzahl der postulierten Mikroplatten bzw. Schollen, wie die Ägäische, Anatolische, Kretische, Mazedonische etc.

DEWEY et al. (1973) nahmen nur einige wenige Mikroplatten an, die sich in permotriassischer Zeit von Afrika abspalteten. Es wird allgemein angenommen, daß sich die Helleniden zwischen Adria-Platte und Rhodopia (Moesia) entwickelt haben. Die Adria-Platte, als das Vorland der Helleniden, tritt zutage als undeformierte Plattform nur in einigen wenigen Gebieten (Apulien, Istrien). Innerhalb der Helleniden waren die externen Zonen wahrscheinlich Randgebiete der Adria-Platte, die durch Seitenverschiebungen (DORNSIEPEN & MANUTSOGLU 1994) und anschließende extensionelle Großstörungen, möglicherweise im späten Perm oder wahrscheinlich während des Mesozoikums, in sich vertiefende Becken (Ionischer und Pindos-Trog) und Schwellen/Karbonatplattformen (Präapulischer und Gavrovo-Tripolitza) unterteilt wurden (JACOBSHAGEN 1994). In diesem allgemein akzeptierten Schema wird die palinspastische Stellung der tektonisch tiefsten Baueinheit des metamorphen Gürtels der Externen Helleniden, der sich von der Peloponnes über Kythira bis nach Kreta erstreckt, kontrovers diskutiert. Der karbonatische, Hornstein-führende Anteil dieser siliziklastisch/kar-

bonatischen Abfolge ist durch den Terminus „Plattenkalk-Serie“ in der Literatur geprägt. Diese Metamorphite wurden meist (u.a. KUSS & THORBECKE 1974; THIEBAULT 1977, 1982; BASSIAS 1984; VIDAKIS et al. 1993) als metamorphes Äquivalent der Schichtenfolge des Ionischen Troges angesehen. Diese Ansicht wurde von einigen Autoren (u.a. JACOBSHAGEN et al. 1976, 1978; JACOBSHAGEN 1986; MANUTSOGLU 1990; JACOBSHAGEN 1994) in Frage gestellt, da Schichtglieder der „Plattenkalk-Serie“ lithologisch auch sehr gut mit solchen der Präapulischen Zone korrelierbar sind.

MANUTSOGLU et al. (1995a,b) erbrachten durch den erstmaligen Fund lithistider Demospongiae in den oberen Teilen (Eozän?) der Hornstein-führenden „Plattenkalke“ des Ida-Gebirges Kretas sowohl einen Hinweis auf die Paläobathymetrie des eozänen Anteils der Gruppe als auch einen Anhaltspunkt für die Beteiligung dieser Organismen an der Entstehung der weit verbreiteten Hornstein-Vorkommen in dieser Einheit. Eine zweite Fundstelle lithistider Demospongiae in stratigraphisch vergleichbarer

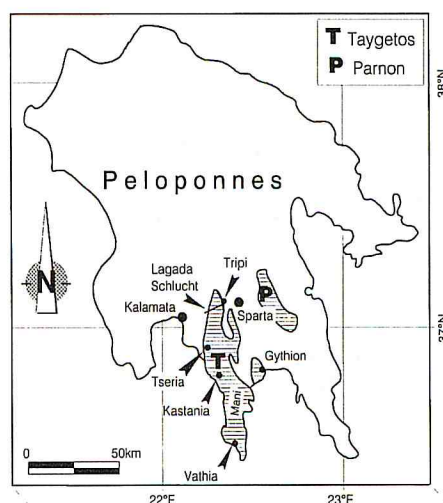


Abb. 1: Umrißkarte des Peloponnes mit der Spongi-Lokalität. Schraffiert, Vorkommen der Plattenkalk-Gruppe.

Fig. 1: Contour map of the Peloponnesus including the locality of the sponges. Hatched, occurrence of the Plattenkalk Group.

Position der Trypali Ori Kretas (SOIJON et al. 1995) warf die bisher nicht beantwortete Frage nach der Verbreitung der Porifera innerhalb des gesamten Erstreckungsbereiches dieser Abfolgen im Ägäis-Raum auf.

Ziel dieser Arbeit ist es, den ersten Beweis von Relikten lithistider Demospongiae aus den tertiären Abfolgen der „Plattenkalke-Serie“ in der Umgebung des Dorfes Tseria im Taygetos-Gebirge/Peloponnes vorzustellen (Abb. 1), diese mit den schon bekannten bio- und lithostratigraphischen Daten dieser Abfolge im Taygetos zu verknüpfen und die daraus resultierenden Folgerungen zu ziehen.

Geologischer Überblick

KISKYRAS (1964) hat als erster an drei Stellen des Peloponnes Hornstein-führende Plattenkalke lokalisiert und diese mit den Gesteinen der Talea-Ori-Plattenkalke Kretas korreliert. KUSS & THORBECKE (1974) rechneten die schon von PHILLIPSON (1898) beschriebenen „krystallini-

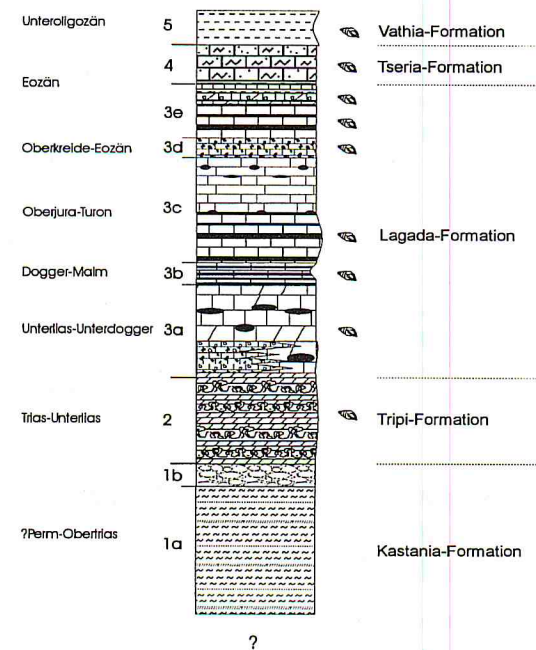
schen Kalke“ der Halbinsel Mani ebenfalls zu den Plattenkalken, die sie zur Ionischen Zone zählten. Diese Auffassung wurde durch andere Autoren (u.a. THIEBAULT 1977, 1982; BASSIAS 1984) bestärkt. Auf dem Peloponnes baut die „Plattenkalk-Serie“ den Kern des Parnon- und Taygetos-Gebirges sowie seiner Fortsetzung auf der Mani-Halbinsel auf. Darüber sind die Westhellenischen Decken (JACOBSSHAGEN et al. 1976) überschoben worden, deren tiefere Einheiten aus Schieferabfolgen mit Einschaltungen verschiedener Meta-Sedimente und -Vulkanite (Phyllit Decke nach DORNSIEPEN & MANUTSOGLU 1994) bestehen. Die gesamte „Serie“ ist durch eine mehrphasige Einengungstektonik geprägt und synkinematisch metamorphisiert worden.

Eine prograde, zum Teil druckbetonte Metamorphose (THEYE 1988) hat im Laufe des Versenkungsprozesses während der neohellenischen Orogenese den Grenzbereich very-low-grade/low-grade nicht überschritten (MANUTSOGLU 1990).

Abb. 2: Lithostratigraphisches Säulenprofil der Plattenkalk-Gruppe im Taygetos-Gebirge/Peloponnes (unmaßstäblich), kompiliert nach THIEBAULT (1982), PSONIS (1981), MANUTSOGLU (1990), DITTMAR & KOWALCZYK (1991), BLUMÖR et al. (im Druck), ergänzt durch eigene Angaben. (Für Erläuterungen vgl. Text.) 1a = Phyllite, Schiefer, Quarzite; 1b = Meta-Konglomerate; 2 = Stromatolithische Dolomite, Calcit- u. Dolomitmarmore; 3a = Bituminöse Dolomite, Marmore, Dolomitmarmore mit Hornstein-Knollen und Lagen, Brekzien; 3b = Quarzitschiefer; 3c = Calcit- u. Dolomitmarmore mit Hornstein-Knollen und Lagen, Serizitmarmore; 3d = Marmor-Brekzien, Marmore; 3e = Brekziierte Marmore, Marmore mit Hornsteinlagen und -Knollen, Marmore (Porifera-führend) 4 = Bunte Marmore; 5 = Kalkschiefer, Meta-Pelite/Psammite.

Fig. 2: Lithostratigraphical column of the Plattenkalk Group of the Taygetos mountains/Peloponnesus (not scaled), compiled after THIEBAULT (1982), PSONIS (1981), MANUTSOGLU (1990), DITTMAR & KOWALCZYK (1991), BLUMÖR et al. (in press), completed by own details.

1 = Phyllites, schists, quartzites; 1b = Konglomerates/metakonglomerates; 2 = Stromatolitic dolomites, calcitic and dolomitic marbles; 3a = Bituminous dolomites, marbles, dolomitic marbles with chert-nodules and layers, breccia; 3b = quartzitic schists; 3c = Calcitic and dolomitic marbles with layers and nodules of chert, sericitic marbles; 3d = Marble breccia, marbles; 3e = Brecciated marbles, marbles with chert-layers and -nodules, marbles (Porifera-bearing); 4 = Multicoloured marbles; 5 = Limeschists, meta-pelites/psammites.



Für die stratigraphische Gliederung des vom Mesozoikum bis in das Alttertiär reichenden Gesteinsverbandes auf dem Peloponnes und auf Kreta soll auf die Bezeichnung „Plattenkalk-Serie“ verzichtet werden: EPTING et al. (1972) faßten in den Talea Ori Kretas die Schichtenfolgen des Liegenden und die Plattenkalke zu der „Talea Ori-Serie“ zusammen. CREUTZBURG & SEIDEL (1975) bezeichneten diese „Serie“ nach dem am meisten verbreiteten Gesteinsverband als Plattenkalk-Serie. Sie betonten, daß es dabei zwischen dem lithologischen Begriff der „Plattenkalke“, der zuerst auf Kreta von CHALIKIOPOULOS (1903) angewandt wurde und nur für die höheren Partien der „Serie“ gilt, und dem stratigraphischen, auch die tieferen, permotriadischen Anteile umfassenden Begriff „Plattenkalk-Serie“ unterschieden werden muß.

Wir möchten zur Vereinheitlichung der Nomenklatur der tiefsten Baueinheit der Externen Helleniden einen Vorschlag (Abb. 2) unterbreiten und zur Diskussion stellen. Die tektonische Stapelung und die metamorphe Überprägung würden auch eine Gliederung dieser Einheit in Lithodeme und Komplexe zulassen (OWEN 1987). Wir bevorzugen aber eine formale lithostratigraphische Unterteilung, da in den Metamorphiten immer wieder parallelisierbare Abfolgen, durch Fossilfunde auch biostratigraphisch eingestuft, zu erkennen sind. Entsprechend der Talea Ori-Gruppe Kretas (vgl. MANUTSOGLU et al. 1995b) besteht die Plattenkalk-Gruppe des Taygetos aus verschiedenen Formationen: Kastania-, Tripi-, Lagada-, Tseria- und Vathia-Formation. Diese Gliederung erlaubt sowohl eine Einordnung der schon in der Literatur erwähnten Glieder als auch Ergänzungen, die bei der Lösung offener Probleme der Metamorphite in der Plattenkalk-Gruppe anfallen.

Lithostratigraphische Neugliederung der Plattenkalk-Gruppe im Taygetos-Gebirge

Ein lithostratigraphisches Säulenprofil, unterstützt durch Fossil-Funde, wurde bereits von THIEBAULT (1982) in seiner Monographie, die zusammenfassende Ergebnisse aller vorhergehender Publikationen über die Geologie des Taygetos enthält, für die karbonatischen Teile

der Gruppe sowie für die finalen Klastika veröffentlicht. Da er der Ansicht war, daß lithofazielle und z.T. biofazielle Ähnlichkeiten mit den Abfolgen der Ionischen Zone bestünden, übertrug er die für sie gebräuchliche Nomenklatur auf die entsprechenden Schichtglieder der Plattenkalk-Gruppe.

Im Liegenden der karbonatischen Abfolgen erwähnte PSONIS (1981) eine klastische Gesteinsabfolge. Er bezeichnete sie als „Liegendes der karbonatischen Abfolge der Plattenkalk-Serie“, ohne sie speziell zu benennen. Wie DITTMAR & KOWALCZYK (1991) bemerkten, wurden in der Folgezeit PSONIS' Angaben nicht allgemein akzeptiert (u.a. THIEBAULT & TRIBOULET 1984 rechnen diese Metaklastite der überlagerten Phyllit-Decke zu). DITTMAR et al. (1989) sowie DITTMAR & KOWALCZYK (1991) bewiesen die Ansicht von PSONIS und bezeichneten diese Klastika nach der Ortschaft Kastania (NW Gythion) als „Kastania-Phyllite“. MANUTSOGLU (1990) bezeichnete sie als „Kastania-Schichten“. In dieser Arbeit wird diese Sequenz als Kastania-Formation geführt. Gestützt auf lithostratigraphische Beobachtungen und Fossilfunde von THIEBAULT (1982), PSONIS (1981), MANUTSOGLU (1990), DITTMAR & KOWALCZYK (1991), BLUMÖR et al. (im Druck) und neuere eigene Befunde wird eine durchgehende Neugliederung der Plattenkalk-Gruppe des Taygetos vorgestellt (Abb. 2/1–5).

Kastania-Formation

Gesteine dieser Formation sind im gesamten Taygetos weit verbreitet, fehlen jedoch auf der Mani-Halbinsel. In den ältesten Sedimenten der klastischen Kastania-Formation wurden bislang keine Fossilien gefunden. Ihr Alter wurde von PSONIS (1981) aufgrund ihrer stratigraphischen Position auf den Zeitabschnitt Perm bis Ober-Trias geschätzt. Sie sind von ihm vom Liegenden zum Hangenden im zentralen Taygetos wie folgt gegliedert:

- a) Phyllite und tonige Psammite, die mit zunehmendem Quarz-Anteil in Quarzite übergehen können (Abb. 2/1a).
- b) Konglomerate und Metakonglomerate, die konkordant auf den Phylliten und Psammiten aufliegen und aus quarzitischer Geröll sowie einer psammitischen oder tonhaltigen Matrix bestehen (Abb. 2/1b).

Tripi-Formation

Meist mit tektonischem Kontakt über der klastischen Abfolge der Kastania-Formation beschreibt PSONIS (1981) mächtige Dolomite und dolomitische Kalke (Abb. 2/2). Westlich des Dorfes Tripi im nördlichen Taygetos sind die Schichtglieder dieser Formation in typischer Ausbildung aufgeschlossen. Weitere Vorkommen sind im zentralen Taygetos an mehreren Stellen verbreitet (vgl. PSONIS 1990; PSONIS & LATSOUZAS 1983). Die Basis dieser Dolomite, die z.T. zentimetermächtige Tonschieferzwischenlagen enthalten, sind mit Hilfe von Fossilien (*Involutina* sp., *Glomospirella* sp., Earlandiidae sowie Dasycladaceen, z.B. *Diplopore* sp.) auf Mittel- bis Ober-Trias datiert worden (THIEBAULT 1982). Die mächtigen stromatolithischen Dolomite und dolomitischen Marmore mit *Gyroporella* sp. sind die markanten Gesteinsarten der Tripi-Formation. THIEBAULT (1982) sah in ihr ein Äquivalent des Pantokrator-Kalks der Ionischen Zone.

Lagada-Formation

Die Lithologie der hangenden Formation (Abb. 2/3) ist einerseits durch das ausgeprägte Vorkommen von Hornsteinen, in verschiedenen Formen, andererseits durch das Auftreten von Fossilien faziell differenziert. Alle Schichtglieder dieser Formation sind in der Lagada-Schlucht entlang der Straße Sparta-Kalamata im nördlichen Taygetos vertreten. Daher schlagen wir den Namen Lagada-Formation für die entsprechenden Gesteine vor. PSONIS (1981) beschrieb eine 70 m mächtige Einheit bituminöser Dolomite, die z.T. schwarze Hornsteinlagen enthalten (Abb. 2/3a). In diesem Bereich wurden liassische Fossilien der Gattungen *Gyroporella* sp. und *Megalodon* sp. sowie große Filamente gefunden. THIEBAULT (1982) beschrieb andererseits 30–50 m dicke Kalkmarmore mit Filamenten, die mit Quarzit-Bändern wechsellagern (Profil Tseria, Profitis Ilias). Er verglich sie mit den Filament-Kalken der ionischen Schichtenfolge und schätzte ihr Alter auf Ober-Lias bis Unter-Dogger. Hingegen erwähnten BLUMÖR et al. (im Druck) aus dem gleichen Bereich 10–15 m Marmore mit phyllitischen Einschaltungen, die frei von Hornsteinen sind. Das darin gefundene *Megastomoceras megastoma* (WÄHNER) weist auf Unterlias (Het-

tangium) hin. Darüber folgen bis zu 10 m mächtige, quarzitisches Schiefer (Abb. 2/3b). Ihre Farbe variiert von weiß-gelblich bis rötlich-braun. Sie sind porös und enthalten Karbonat-Einschaltungen, entweder als feine Lamellen oder als 20–30 cm dicke, zwischengeschaltete Bänke. Die gleichen Schichten beschrieb auch THIEBAULT (1982) und verglich sie mit den Posidonien-führenden Schiefern der Ionischen Zone. In dem Übergangsbereich zu diesem sehr charakteristischen Horizont quarzitischer Schiefer, der im Taygetos weit verbreitet ist, beschrieb MANUTSOGLU (1990) einen 15–17 m mächtigen Brekzien-Horizont mit Hornstein-Fragmenten in karbonatischer Matrix. In die Brekzien ist eine 2–3 cm dicke Lage roter Tonschiefer eingeschaltet, die ihrerseits millimetergroße Bruchstücke von Dolomiten und Hornsteinen enthält. Es folgen 5 m weiße Dolomite mit einer charakteristischen Lamination, die sich zu etwa 20 m mächtigen, massigen, weißen Dolomiten entwickeln. In diese Dolomite ist ein weiterer geringmächtiger (etwa 2 m) Brekzien-Horizont eingeschaltet, der den gleichen Materialbestand aufweist wie der Brekzien-Horizont im Liegenden der laminierten Dolomite. Kontinuierlich folgt darüber die 20 m mächtige Abfolge der quarzitisches Schiefer. Solche Brekzien-Horizonte wurden in der gleichen stratigraphischen Position nicht nur an weiteren Stellen im Taygetos beobachtet, sondern sowohl aus Parnon als auch von Kreta beschrieben (BASSIAS 1989; HALL & AUDLEY-CHARLES 1983). Sie markieren nach allgemeiner Auffassung die Basis der eigentlichen Hornstein-führenden Plattenkalke und werden mit einer beginnenden Subsidenz der auf kontinentaler Kruste gelegenen Karbonatplattform im Unterjura in Verbindung gebracht (HALL & AUDLEY-CHARLES 1983). Daher lassen wir die Plattenkalk-Formation mit dem Vorkommen der Brekzien-Horizonte beginnen. Im Hangenden der charakteristischen quarzitisches Schiefer sind mächtige, plattige, weiße Marmore mit Hornstein-Lagen und -Knollen im gesamten Taygetos weit verbreitet (Abb. 2/3c). An einigen Stellen wird eine kontinuierliche Zunahme des kieseligen Anteils beobachtet. THIEBAULT (1982) datierte aufgrund spärlicher Fossilfunde (*Trocholina* sp., *Salpingoporella* sp., *Globotruncana* sp.) diese Schichteinheit in den Ober-Jura bis mindestens ins Turon und korre-

lierte sie mit den ionischen pelagischen Sedimenten der Viglaes-Schichten. Innerhalb dieser Marmorabfolge, die lokal einzelne phyllitische Zwischenlagen enthalten, fanden DITTMAR & KOWALCZYK (1991) erstmalig Aptychen der Formengruppe *Lamellaptychus* sp., die auf oberjurassisches Alter schließen lassen. Als darauf folgendes Schichtglied beschrieb PSONIS (1981) über 250 m mächtige, graue, massige, brekzienhaltige und brekziierte grobkörnige Marmore, die in dünnbankige, z.T. Hornstein-führende, weiße, feinkörnige Marmore übergehen (Abb. 2/3d und 3e). Das Alter dieser Brekzien-Horizonte ist unbekannt. THIEBAULT (1982) beschrieb die grauen, brekziierten Marmore (Abb. 2/3d) als eigenständige Einheit und korrelierte dieses Niveau anhand von Globotruncanen-Funden mit den Globotruncanen- und Rudisten-Trümmerkalken der Ionischen Zone. Er datierte die Schichten dementsprechend in den Abschnitt Ober-Kreide bis Eozän. Die weißen Marmore (z.T. Hornstein-führend) verglich er mit den eozänen Hornstein-Plattenkalken der Ionischen Zone. Dieses von beiden Autoren beschriebene Niveau (Abb. 2/3e) kann aufgrund der Ausbildung der Hornstein-Lagen mit älteren Schichtgliedern der Formationen verwechselt werden. Innerhalb dieser Marmore wurden von uns, im Profil südwestlich von Tseria, Relikte von Demospongien-Kolonien gefunden. THIEBAULT (1982) verknüpfte die weißen, Hornstein-führenden Marmore (Abb. 2/3e) mit der nächsthöheren Einheit, den „Bunten Marmoren“ (MANUTSOGLU 1990). Da dieser Bereich (Abb. 2/4) eine gleichfalls charakteristische und einwandfrei kartierbare Einheit darstellt, bezeichnen wir sie nach dem Namen des Dorfes Tseria im westlichen Taygetos, wo mit dem Beginn der Sedimente dieser Formation Poriferen-Kolonien nicht mehr auftreten, als Tseria-Formation.

Tseria-Formation

Sie besteht aus einer Wechselfolge weißer, grüner und roter Marmore. Durch Foraminiferen-funde (u.a. *Grzybowskia* sp., *Orthophragminen*, *Globigerina ampliapertura* BOLLI) datierte THIEBAULT (1982) sie ins Eozän bzw. Ober-Eozän und verglich sie mit den Hornstein-Plattenkalken der ionischen Schichtfolge.

Vathia-Formation

Derselbe Autor bezeichnete 1977 die finalen Klastika (Abb. 2/5) über der Tseria-Formation als „Flysch ioniens“, 1982 unterschied er zwischen „flyschoid pelito-carbonate“ bzw. „flysch calcarie“ im westlichen Taygetos und „flysch typique grés-pelitique“ im östlichen Taygetos. Diese Differenzierung konnte von MANUTSOGLU (1990) nicht nachvollzogen werden. Er bezeichnete diese klastische Abfolge, die in der Umgebung des Dorfes Vathia (südliche Mani-Halbinsel) besonders gut aufgeschlossen ist, deshalb als „Vathia-Schichten“ (Vathia-Formation). Lithostratigraphisch vergleichbar sind Gesteine gleicher Position im Zentral-Taygetos und im westlichen Taygetos. Sie bilden dort jeweils den Kern von Großmulden. In diesen Vorkommen gehen die bunten Marmore der Tseria-Formation durch Zunahme des Ton-Anteiles kontinuierlich in die überlagernden rötlichen Kalkschiefer über. In ihnen fand THIEBAULT (1977) eine reiche Foraminiferenfauna des Unter-Oligozäns. Die Kalkschiefer wechsellagern mit braunen Tonschiefern, in die Kalk-Bänder eingeschaltet sind. Es folgen grünliche Tonschiefer, die zum Hangenden in siltige und darüber in siltig-sandige Tonschiefer übergehen. Wie aus den petrographischen Untersuchungen (MANUTSOGLU 1990) hervorgeht, fehlen für diese Abfolge typische Charakteristika einer Flysch-Sedimentation. Es gibt keine Wechsellagerung von fein- und grobklastischem Material, keine Einschaltungen turbiditischer Sandsteine und Konglomerate sowie auch keine Anzeichen von Olisthostromen. Dagegen ist eine kontinuierliche Zunahme der Korngröße der Klastika vom Liegenden zum Hangenden innerhalb der Vathia-Formation zu beobachten. Nur aus zwei Lokalitäten wurden lokal Flysch-Indikatoren beschrieben: östlich des Dorfes Trachila kommen slumping-ähnliche Strukturen vor (MANUTSOGLU 1990), und in der Halbinsel nördlich des Dorfes Trachila wurde eine Ichnofauna mit u.a. *Helminthoida*, *Chondrites*, *Zoophycus* und *Phycosiphon* (KOWALCZYK & ZÜGEL im Druck) beschrieben. Da die Sedimentfolgen der Vathia-Formation grundverschieden von dem einige Kilometer mächtigen Westhellenischen Flysch ist, verzichteten auch MANUTSOGLU (1990) und MANUTSOGLU & JACOBESHAGEN (1995) auf die Bezeichnung „Plattenkalk-Flysch“.

Die Mächtigkeitsangaben sowohl für die gesamte Gruppe als auch für die einzelnen Formationen variieren in der Literatur sehr stark. So gab THIEBAULT (1982), ohne die Kastania-Formation mitzurechnen, etwa 1700 m an. PSONIS (1981) nannte für die gesamte Gruppe höchstens 850 m, DITTMAR & KOWALCZYK (1991) hingegen mindestens 1400 m. MANUTSOGLU (1990) wies darauf hin, daß es durch eine intensive tektonische Beanspruchung zu Falten- und Schuppenbau mit Schichtwiederholungen kam.

Die Vorkommen

An Kieselschwämme erinnernde Strukturen wurden an mehreren Stellen des Taygetos beobachtet: Entlang des Profils Sparta-Kalamata im Norden, in dem Profil Sparta-Gythion im südlichen Taygetos sowie an mehreren Stellen der Mani-Halbinsel. In allen diesen Fällen sind die Individuen so stark rekristallisiert, daß weder eine genauere äußere Form, noch eine innere Struktur bzw. Skleren-Reste zu erkennen sind. Da auch in der jeweiligen Umgebung kein charakteristischer Bezugshorizont zur Abschätzung des relativen Alters existiert, konzentrieren wir uns auf den westlichen Taygetos, wo stellenweise sowohl der Grad der metamorphen Prägung niedriger ist als auch mehr über das Alter der Schichtglieder bekannt ist. In der Umgebung des Dorfes Tseria sind die Schichtglieder der Lagada-, Tseria- und Vathia-Formation sehr deutlich zu verfolgen. In diesem Bereich wurden auch die meisten bekannten Fossilien gefunden. Darüberhinaus liegt eine genaue nachvollziehbare lithostratigraphische Beschreibung der Einheiten (Abb. 3), basierend auf zwei Profilen, vor (THIEBAULT 1982). Ein weiteres Profil NW von Tseria wurde von uns aufgenommen, es entspricht dem kompilierten Säulenprofil von THIEBAULT. Man kann entlang der NW/SE-verlaufenden Hauptstraße, beginnend unmittelbar E des ersten Bauernhofes des Dorfes (vgl. geol. Karte PSONIS & LATSODAS 1983), folgendes beobachten: Direkt nach dem Eingang des Bauernhofes sind über 20 m mächtige weiße dolomitische Marmore in Wechselagerung mit Hornsteinlagen aufgeschlossen (Abb. 3/1 und 2). Sie streichen generell NNW/SSE und sind sehr stark tektonisch beansprucht. Zum Hangenden wird die Dicke und die Zahl der Hornsteinlagen successive reduziert. Feine

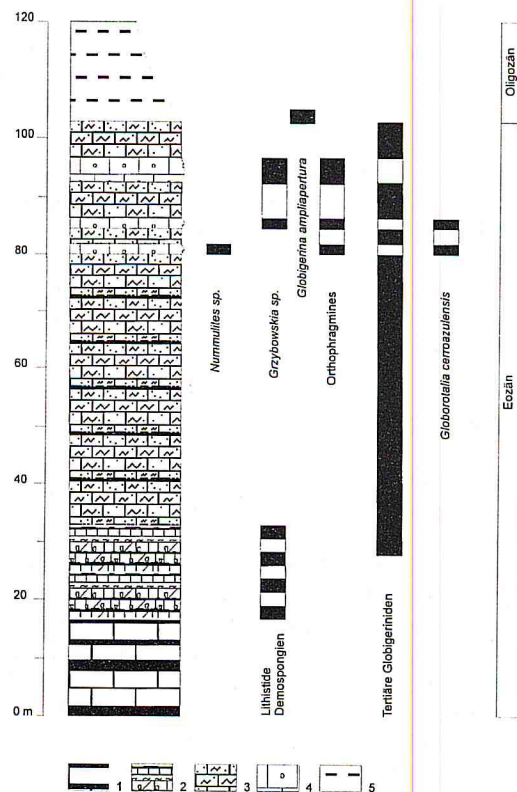


Abb. 3: Stratigraphisches Säulenprofil der Plattenkalk-Gruppe in der Umgebung des Dorfes Tseria, kompiliert nach THIEBAULT (1982) und ergänzt durch eigene Angaben: 1 und 2 = Lagada-, 3 und 4 = Tseria-, 5 = Vathia-Formation.

Fig. 3: Stratigraphical column of the Plattenkalk Group in the surroundings of Tseria village, compiled after THIEBAULT (1982) and completed by own detail: 1 and 2 = Lagada-, 3 and 4 = Tseria-, 5 = Vathia-formation.

rötliche klastische Einschaltungen kommen in den nächsten 5 m immer häufiger vor. 2–3 m höher nehmen die klastischen Einschaltungen drastisch zu. In den folgenden 40–45 m sind die typischen bunten Marmore der Tseria-Formation aufgeschlossen (Abb. 3/3). Innerhalb der Biokalkarenite, die am Top der Sequenz zu beobachten sind (Abb. 3/4), fand und beschrieb THIEBAULT (1982) die Fauna, mit deren Hilfe er die Tseria-Formation ins Obere Eozän datierte. Die Reste der Poriferen sind in dem Bereich bis zu den ersten klastischen Wechsellagerungen zu

finden. Sie finden sich entweder als isolierte Individuen innerhalb der Marmore oder in flächigen Kolonien von mehreren dm² Ausdehnung entlang der Schichtung. Einzel-Individuen und koloniale Kluster sind durch die Verwitterung aus dem umgebenden Marmor herauspräpariert worden. Durch eine duktile und eine spätere, spröde Deformation haben die Poriferen-Reste, wie auch das umgebende Gestein, plastisch und kataklastisch reagiert. Lateral lassen sich die brekzierten Kolonien-Reste in mehreren Zwischenlagen auf mehr als 20 m verfolgen.

Porifera-Reste

Die Porifera-Reste sind an Hornsteinknollen und -lagen gebunden. Der äußere Habitus der Spongien ist noch erkennbar. Es handelt sich um kelchförmige Körper von einigen Zentimetern Höhe und einem Durchmesser von 1–2 cm. Die Körper weisen eine zentrale Öffnung (Spongocoel) auf, die charakteristisch ist für viele lithistide Spongien (Taf. 1, Abb. 1). Oft sind mehrere Öffnungen in einer Knolle zu beobachten, ebenfalls ein typisches Bild für viele kolonienbildende Porifera (Taf. 1, Abb. 3–4). Das Spongocoel wittert deutlich heraus und bildet leichte Depressionen. Ebenso verhält sich der äußere Rand der Spongien, der deutlich durch eine Depression vom Umgebungs-Chert abgegrenzt ist. Das stark rekristallisierte spikuläre Skelett bleibt als positives Relief erhalten (Taf. 1, Abb. 1–2). Reste der Skleren sind nur noch ganz selten als Schatten in Dickschliffen (1 mm) in diesem Bereich erkennbar. Diese Geisterstrukturen lassen sich als Desmen interpretieren, so daß eine Zuordnung zu den lithistiden Demospongiae gesichert ist. Eine weitergehende Bestimmung der Spongien-Reste ist leider nicht möglich. Eine Diversitätsabschätzung

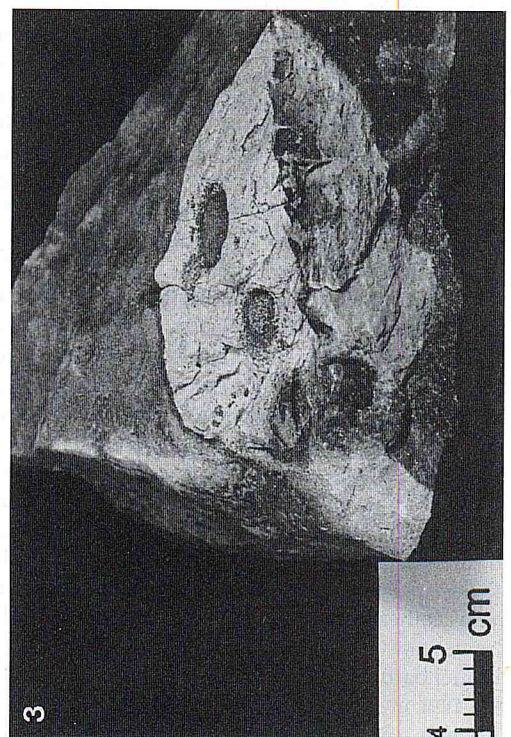
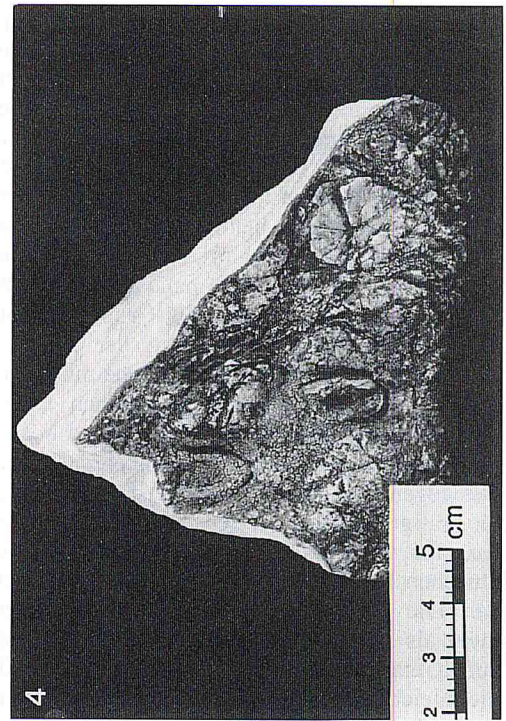
kann somit nicht erfolgen. Jedoch zeigen die Reste eine weitgehend übereinstimmende äußere Morphologie, so daß wir eine monospezifische Gemeinschaft vermuten. Die Häufigkeit der Porifera zeigt an, daß das Bodenwasser gut durchlüftet war und oligotrophe Verhältnisse vorlagen (KEUPP et al. 1990).

Diskussion und Schlußfolgerungen

Insgesamt hat die Ägäis-Region in den vergangenen Jahrzehnten wegen ihrer hohen geodynamischen Aktivität in den Geowissenschaften auch international eine besondere Aufmerksamkeit gewonnen. Viele Forschungsprogramme wurden durchgeführt und eine Vielzahl von Modellen entwickelt (vgl. JACKSON 1994). Gleichwohl gibt es immer noch sehr viele offene Fragen. In diesem Schema wird die paläogeographische Stellung der Plattenkalk-Gruppe und ihre geotektonische Entwicklung kontrovers diskutiert: Wurde die Plattenkalk-Gruppe auf der Afrikanischen (= Unter-)Platte, ihr kontinentales Fragment (Adria-Platte), oder auf der Europäischen (= Ober-)Platte abgelagert? Nach dem bisherigen Kenntnisstand wäre die Beantwortung dieser fundamentalen Frage rein spekulativ. Aufgrund ihrer lithologischen Ausbildung und Ähnlichkeiten im lithostratigraphischen Bau wird sie von den meisten Autoren als metamorphes Äquivalent der Schichtglieder der Ionischen Zone des griechischen Festlandes angesehen und somit ihr zugeordnet (z.B. KUSS & THORBECKE 1974; THIEBAULT 1982; BRUHN et al. 1993). JACOBSSHAGEN et al. (1976) wiesen jedoch darauf hin, daß in der Fazies-Entwicklung der Plattenkalk-Gruppe vom Oberjura bis Alttertiär auch weitgehende Übereinstimmungen zur Präapulischen Zone bestehen. Daher ist

Tafel 1. Fig. 1: Einzelindividuum eines lithistiden Schwammes. Deutlich erkennbar ist der kelchförmige Habitus des Schwammes mit zentralem Spongocoel. – Fig. 2: Tangentialer Schnitt durch einen Schwamm. Der vermutlich choanosomale Sklerenbereich ist dünn. Das Spongocoel ist deutlich erkennbar. – Fig. 3: Chert-Knolle mit mehreren Spongocoelen. Es handelt sich vermutlich um ein Individuum mit mehreren Knospen. – Fig. 4: Kolonie von vermutlich verschiedenen Spongien-Typen.

Plate 1. Fig. 1: Single individuum of a lithistid sponge. The sponge is vase-shaped and possesses a large spongocoel. – Fig. 2: Tangential section of a sponge with central spongocoel. The choanosomal spiculitic portion of the sponge is thin. – Fig. 3: Chert nodule with abundant spongocoels. It is probably a single individuum with several central openings. – Fig. 4: Colony with probably various sponge types.



eine statische Zuordnung der Plattenkalk-Gruppe zu einer der isopischen Zonen der Helleniden nicht ohne weiteres möglich. Vielmehr erscheint es sinnvoller, ihre Entwicklung mit benachbarten Formationen der Präapulischen und Ionischen Zone unter moderneren Aspekten (z.B. tektonostratigraphische) zu vergleichen. Unter diesem Aspekt benötigt die folgende Frage eine dringende Antwort: Inwieweit hat das mesozoische Rifting die paläogeographische Konfiguration der Plattenkalk-Gruppe erfaßt? Eine differenzierte Darstellung der faziellen Entwicklung der Plattenkalk-Gruppe müßte auf einer detaillierten biostratigraphischen Datierung der Abfolge aufbauen. Leider sind Fossilfunde sehr selten und z.T. schlecht erhalten. Deswegen stellen die Poriferen-Reste bei der biostratigraphischen Daten-Armut einen Ausweg für die Rekonstruktion des paläogeographischen Raums der Ablagerungen der Gruppe dar. Die neuen Funde im Taygetos-Gebirge, mehr als 300 km entfernt von den Fundstellen auf Kreta, werfen eine Problematik auf, die nicht leicht zu beantworten ist: Welche Neigung hatte der Schelf dieser Karbonat-Plattform? Sind die Poriferen-Kolonien nur auf das Alttertiär beschränkt oder sind sie in älteren Schichtgliedern zu finden? Die „Lithistida“ stellen eine polyphyletische Gruppe von Kieselschwämmen dar, die durch ein rigides Desmenskelett charakterisiert werden. Die sehr langsam wachsenden Spongien, die in der Regel eine signifikante Menge endosymbiotischer Bakterien in ihrem Mesohyl anlagern (30–50 % der gesamten Spongiobiomasse: REITNER 1992), bauen ihr Skelett aus Opal. Biogener Opal ist in karbonatischem Milieu leicht löslich. Die fossile Erhaltung morphologischer Strukturen der Kieselschwämme wird daher hauptsächlich von frühdiagenetischen Prozessen gesteuert, wie etwa (bakteriell induzierte) frühe Zementierung, die maßgeblich von der Sedimentationsrate kontrolliert wird (KEUPP et al. 1993; LEINFELDER et al. 1994). Berücksichtigt man zusätzlich die für Verbreitung von Kieselschwämmen bzw. einer durch sie dominierten Spongiolithfazies in Randmeeren essentiellen Faktoren wie Substratbeschaffenheit, Bathymetrie/Durchlichtung, usw., lassen sich die Schwämme als brauchbare Fazies (Milieu)-Indikatoren (LEINFELDER et al. 1993) einsetzen und können zur Lösung tektonostratigraphischer Probleme bei-

tragen. Das gilt insbesondere in Metamorphiten, wo sedimentäre Strukturen mehr oder weniger stark überprägt sind. Ohne nun an dieser Stelle näher auf die Interpretationsmöglichkeiten eingehen zu wollen, sollen hier lediglich Perspektiven für das Verständnis des paläogeographischen Raums der externen Helleniden skizziert werden: Generelle Kenntnisse über steuernde Faktoren des Schwammfazies-Gürtels, der im Oberjura entlang des passiven, nördlichen Schelfbereiches der Tethys ausgedehnt war (vgl. LEINFELDER 1993), können teilweise für die Lösung offener Probleme in unserem, geologisch komplizierten Bereich eingesetzt werden:

- 1) Grundvoraussetzung für das Vorkommen und die Verbreitung von Schwämmen ist eine niedrige Sedimentationsrate.
- 2) Das Gros der bekannten Kieselschwammfazies etablierte sich in einem Milieu mit niedriger Wasserenergie.
- 3) Lithistide Spongien treten in heutigen Ozeanen der mittleren und niedrigen Breiten auf. In höheren borealen und polaren Bereichen sind sie nicht bekannt (LEVI 1991; LEVI & LEVI 1988; GRUBER 1993). Während sie jedoch heute in Tiefen zwischen 100–500 m zu finden sind, waren sie im Jura auch in den flachen Schelfmeeren verbreitet.
- 4) Lithistide Schwämme bevorzugen ein festes, oft kalkiges Substrat und/oder Hartgründe.
- 5) Lithistide Demospongiae sind als „Bakteriospongien“ an oligotrophe Situationen angepaßt.

Wenn wir diese Aspekte in das kleine Tseria-Profil übertragen, ergibt sich die Frage, was die rhythmische Wiederholung der Poriferen-Horizonte innerhalb der Schichtfolge steuert. Nachdem eine tektonische Wiederholung ausgeschlossen werden kann, bleiben als Interpretationsmöglichkeiten Meeresspiegelschwankungen oder bathymetrische Schwankungen durch tektonisches Uplift bzw. ungleichmäßige Subsidenz übrig. Eine Reihe von Autoren hat betont, daß es schwierig ist, anhand der Sedimentabfolge Meeresspiegel- und tektonische Fluktuationen zu unterscheiden. WHITE & MCKENZIE (1988) haben aber gezeigt, daß im Gegensatz zu einer stratigraphischen Sequenz, die durch Meeresspiegelschwankungen verursacht ist und einen Umfang von bis zu 150 m Mächtigkeit haben kann, das stratigraphische Onlap in einer

Postrift-Phase jedoch die fünffache Größenordnung erreichen kann. Weil einerseits die Dimension des Randbeckens, die sie für ihre Modell-Rechnungen benutzt haben, nicht die Dimension der Randbecken in dem Raum der Externen Helleniden übersteigt, und andererseits die Synrift-Phase zeitgleich ist (Jura, KARAKITSIOS 1995), können wir annehmen, daß die weit verbreiteten faziellen Rhythmen in der eoänen Schichtfolge der Postrift-Phase zuzuordnen sind. Diese rhythmischen Änderungen treten in dem gesamten Verbreitungsraum vor allem in dem 20–30 m mächtigen Übergangsbereich zwischen Lagada- und Tseria-Formationen auf. Sie können somit auf Schwankungen des Meeresspiegels zurückgeführt werden. Meeresspiegelfluktuationsen sind damit sowohl in dem engen Raum um Tseria als auch auf Kreta (vgl. MANUTSOGLU et al. 1995a) durch die mehrfache Wiederholung der Schwammrasen-Fazies gut dokumentiert.

In den meisten geologischen Karten sind im Bereich der Externen Helleniden die Schichtglieder der Plattenkalk-Gruppe den Tiefwasserablagerungen der Ionischen Zone zugeordnet. Die hier vorgestellten Poriferen-Reste bestätigen jedoch trotz ihres schlechten Erhaltungszustandes eher eine Sedimentation der eoänen Plattenkalk-Anteile am Rand einer ausgedehnten, stabilen Karbonat-Plattform. Eine Ansicht, die bereits vor 20 Jahren zur Diskussion gestellt wurde, aber keine generelle Anerkennung gefunden hat: „... scheint es angebracht, die Plattenkalk-Serie distal an die Präapulischen Zonen anzuschließen, zumal ...“ (JACOBSSHAGEN et al. 1976).

Danksagung

Für die kritische Durchsicht der Arbeit danken wir Prof. Dr. H. KEUPP und Priv. Doz. Dr. U.F. DORNSIEPEN (beide Berlin). Herr Prof. Dr. G. KOWALCZYK (Frankfurt a.M.) als Rezensent machte hilfreiche Anmerkungen. Dipl.-Geol. A. SOUJON (Berlin) möchten wir unseren Dank für die Hilfe bei der graphischen Darstellung mittels EDV aussprechen. Nicht zuletzt gebührt unser Dank unserem Kollegen K. PSONIS (Athen) für die vielen hilfreichen Informationen.

Schriftenverzeichnis

- BASSIAS, I. (1984): Etude géologique du domaine paronien (feuille d'Astros au 1/50.000, Péloponnèse orientale, Grèce). – Mém. Sci. Terre Univ. Curie, **84/14**: 261 S.; Paris.
- (1989): Paléogéographie jurassique des „Plattenkalk“ ioniens dans le Péloponnèse oriental (Paron), Grèce. – C.R. Acad. Sci. Paris, (II), **309**: 275–281; Paris.
- BLUMÖR, T., DOLLINGER, J., KNOBEL, M., MUTTER, A., ZARDA, S. & KOWALCZYK, G.: Plattenkalk Series and Kastania Phyllites of the Taygetos Mts.: New results on structure and succession. – Bull. géol. Soc. Greece. – [In press].
- BRUHN, F.; RICHTER, D.K. & WIEGAND, R. (1993): Hochdiagenetische Chertreifung im Plattenkalk der externen Helleniden: Erste Ergebnisse. – Geologica et Palaeontologica, **27**: 237–238; Marburg.
- CHALIKIOPOULOS, P. (1903): Sitia, die Osthalbinsel Kretas. – Veröff. Inst. Meereskde. Berlin, **4**: 138 S.; Berlin.
- CREUTZBURG, N. & SEIDEL, E. (1975): Zum Stand der Geologie des Präneogens auf Kreta. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **149**: 363–383; Stuttgart.
- DEWEY, J.F., PITMAN, W.C., RYAN, W.B. & BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. – Geol. Surv. Amer. Bull., **84**: 3137–3180; Washington, DC.
- DITTMAR, V., JOOS, C. & KOWALCZYK, G. (1989): Das Liegende der Plattenkalk-Karbonate im Taygetos (Süd-Peloponnes). – Nachr. dt. geol. Ges., **41**: 88–89; Hannover.
- & KOWALCZYK, G. (1991): Die Metaklastite im Liegenden der Plattenkalk-Karbonate des südlichen Peloponnes. – Z. dt. geol. Ges., **142**: 209–227; Hannover.
- DORNSIEPEN, U.F. & MANUTSOGLU, E. (1994): Zur Gliederung der Phyllit-Decke Kretas und des Peloponnes. – Z. dt. geol. Ges., **145**: 286–304; Hannover.
- EPTING, M., KUDRASS, H.-R., LEPPIG, U. & SCHÄFER, A. (1972): Geologie der Talea Ori/Kreta. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141**: 259–285; Stuttgart.
- GRUBER, G. (1993): Mesozoische und rezente desmentragende Demospongiae (Porifera, „Lithistidae“) (Paläobiologie, Phylogenie und Taxonomie). – Berliner Geowiss. Abh. E, **10**: 73 S.; Berlin.
- HALL, R. & AUDLEY-CHARLES, M.G. (1983): The structure and regional significance of the Talea Ori, Crete. – J. Struct. Geol., **5**: 167–179; Oxford.
- JACKSON, J. (1994): Active tectonics of the Aegean region. – Ann. Rev. Earth Planet. Sci., **22**: 239–271; Palo Alto, Ca.