

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <http://www.researchgate.net/publication/258306203>

Zur Gliederung der Phyllit-Decke Kretas und des Peloponnes

ARTICLE *in* ZEITSCHRIFT DER DEUTSCHEN GESELLSCHAFT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN · JANUARY 1994

Impact Factor: 0.57

CITATIONS

10

READS

12

2 AUTHORS, INCLUDING:



[Emmanouil Manoutsoglou](#)

Technical University of Crete

94 PUBLICATIONS 171 CITATIONS

SEE PROFILE

Z. dt. geol. Ges.	145	286—304 7 Abb.	Hannover 1994
-------------------	-----	-------------------	---------------

Zur Gliederung der Phyllit-Decke Kretas und des Peloponnes

ULRICH FRIEDRICH DORNSIEPEN & EMMANUIL MANUTSOGLU*)

Hellenides, phyllite nappe, Neohellenic orogeny, high pressure / low temperature metamorphism, lithostratigraphy, metamorphic rocks, Upper Carboniferous, Permian, Triassic, stratigraphic gaps, inversion tectonics, paleogeography
Crete, Peloponnesus, Kythira

Kurzfassung: Die Phyllit-Decke Kretas und des Peloponnes ist eine tektonische Einheit der Externen Helleniden, die zwischen Plattenkalk-Serie im Liegenden und Tripolitza-Serie im Hangenden eingeschaltet ist und zu beiden Seiten bruchhaft ausgebildete tektonische Kontakte besitzt. Die Decke ist während der neohellenischen Orogenese an der Grenze Alt-/Jungtertiär geformt und durch eine Hochdruck/Tieftemperatur-Metamorphose geprägt worden.

Die Phyllit-Decke wird in vier tektonische Einheiten untergliedert:

- 1) Tyros-Schichten
- 2) Varistikum
- 3) Phyllit-Quarzit-Serie
- 4) Gips-Rauhacken-Formation.

Die Tyros-Schichten bestehen aus einer Abfolge von Kalken/Marmoren, Dolomiten, Schiefern/Phylliten, (Meta)Sandsteinen, (Meta)Konglomeraten und andesitischen (Meta)Vulkaniten, die von Oberperm bis Obertrias reicht.

Das Varistikum wird zum größten Teil aus Glimmerschiefern mit Granat und Staurolith sowie Amphiboliten aufgebaut. Die K/Ar-Daten an Glimmern und Amphibolen geben ein oberkarbonates Abkühlungsalter. Diese Gesteine bilden den kristallinen Untergrund der Tyros-Schichten und beide zusammen das Liegende der Tripolitza-Serie.

Die Phyllit-Quarzit-Serie enthält, wie der Name sagt, zum größten Teil Phyllite und Quarzite. Daneben kommen aber auch Metakonglomerate, Marmore, Kalkphyllite und Metabasalte vor. Die Serie ist charakterisiert durch eine hochmarine Conodontenfauna, die eine stratigraphische Reichweite von Oberkarbon bis Untertrias belegt.

Die tiefste Einheit, die Gips-Rauhacken-Formation, besteht aus Dolomiten, Gipsen, massigen Marmoren und einer Wechsellagerung von Kalkphylliten und dünnbankigen Kalken mit einer Ostracoden-Foraminiferen-Mollus-

ken-Fauna der Obertrias, und wird als das stratigraphische Hangende der Phyllit-Quarzit-Serie interpretiert.

Alle vier Einheiten haben bruchhaft ausgebildete tektonische Kontakte zueinander. Sie weisen eine ähnliche tektonometamorphe Entwicklung auf, stammen aber aus zwei ursprünglich unterschiedlichen paläogeographischen Positionen. Somit setzt sich die Phyllit-Decke aus zwei Teildecken, einer unteren aus Phyllit-Quarzit-Serie und Gips-Rauhacken-Formation und einer oberen aus Varistikum und Tyros-Schichten bestehend, zusammen.

[On the Subdivision of the Phyllite-Nappe of Crete and Peloponnesus]

Abstract: The Phyllite-Nappe of Crete and Peloponnesus is a structural unit of the External Hellenides lying in between the Plattenkalk-Series underneath and the Tripolitza-Series above with brittle tectonic contacts of both units. The nappe has been formed and has undergone a high pressure/low temperature-metamorphism during the Neohellenic orogenic cycle at the boundary from Early to Late Tertiary.

The Phyllite-Nappe is divided into four structural sub-units:

- 1) Tyros Beds
- 2) Variscan
- 3) Phyllite-Quartzite-Series
- 4) Gypsum-Rauhacke-Formation.

The Tyros Beds consist of limestones/marbles, dolomites, shales/phyllites, (meta)sandstones, (meta)conglomerates and andesitic (meta)volcanics from Upper Permian to Upper Triassic.

The Variscan is build up mainly by micaschists with garnet and staurolite and by amphibolites. K/Ar-data on mica and amphiboles give an Upper Carboniferous cooling age. These rocks are forming the crystalline basement of the Tyros Beds and both are the substratum of the Tripolitza-Series.

The Phyllite-Quartzite-Series contains mainly phyllites and quartzites. Metaconglomerates, marbles, calcareous

*) Anschrift der Verfasser: Priv.-Doz. Dr. U. F. DORNSIEPEN, Dr. E. MANUTSOGLU; Institut für Geologie, Geophysik und Geoinformatik der Freien Universität Berlin, Malteserstr. 74—100, 12249 Berlin.

phyllites and metabasalts also occur. The Series is characterized by a deep marine Conodont fauna indicating Upper Carboniferous to Lower Triassic age.

The lowermost unit of the Phyllite-Nappe, the Gypsum-Rauhwaacke-Formation consists of dolomites, gypsum, massive limestones and calcareous phyllites with thin limestone layers with an Upper Triassic fauna of Ostracoda, Foraminifera and Mollusca and are considered to be the stratigraphic continuation of the Phyllite-Quarzite-Series.

All of these subunits have brittle tectonic contacts to each other. They show a similar tectono-metamorphic development and come from two originally different, paleogeographic positions. Thus the Phyllite-Nappe is composed of two sub-nappes, a lower one: Phyllite-Quarzite-Series and Gypsum-Rauhwaacke-Formation and a higher one: Variscan and Tyros-Beds.

Einleitung

Die Phyllit-Decke Kretas und des Peloponnes ist ein besonderes Strukturelement der Externen Helleniden. Sie entspricht der Unteren Westhellenischen Decke im Sinne von JACOBSSHAGEN et al. (1978a). Dieser Teil der Helleniden ist im neohellenischen Orogenzyklus im Miozän geformt worden (JACOBSSHAGEN 1986). In Albanien und auf dem griechischen Festland sind die Externen Helleniden, wie für Externiden üblich, durch das Vorkommen von nicht metamorphen Gesteinen gekennzeichnet. Diese Regel wird auf dem Peloponnes und auf der südägäischen Inselbrücke unterbrochen durch das Auftreten des Gürtels von hochdruckmetamorphen Gesteinen der Plattenkalk-Serie und der Phyllit-Decke (SEIDEL 1978; THEYE 1988), die sich in den Deckenstapel einschaltet (Abb. 1).

Die Phyllit-Decke ist eine tektonische Einheit, die die metamorphen Gesteine zwischen Plattenkalk-Serie im Liegenden und Tripolitza-Serie im Hangenden umfaßt. Da es sich um eine tektonische Einheit handelt, sollten Bezeichnungen wie Phyllit-Gruppe oder Phyllit-Quarzite-Serie, die eigentlich eine stratigraphische Bedeutung haben, nicht als Synonym für die Phyllit-Decke benutzt werden.

Erste Beschreibungen dieser metamorphen Gesteine wurden von PHILIPPSON (1892) für den Peloponnes und von RAULIN (1861), SPRATT (1865), BONARELLI (1901) und CAYEUX (1902) für Kreta gegeben. Letzterer stellte in West-Kreta folgende Gliederung der Metamorphite zwischen Plattenkalk-Serie und Tripolitza-Serie auf:

- schwarze Tonschiefer
- obere Quarzite und Phyllite
- Cipoline und Konglomerate

- untere Quarzite und Phyllite
- phyllitische Kalke
- Dolomite, Rauhwaacken und Gipse.

WURM (1950) konnte diese Gliederung bei seinen Arbeiten auf Kreta nicht mehr eindeutig nachvollziehen und unterteilte den metamorphen Komplex in eine Gips-Rauhwaacken-Formation und eine Quarzit-Phyllit-Serie. SANNEMANN & SEIDEL (1976) trennten dann die Tonschiefer im oberen Teil der Quarzit-Phyllit-Tonschiefer-Serie ab und nannten diese Ravducha-Schichten. Diese Ravducha-Schichten sollen das primäre Liegende der Tripolitza-Kalke sein (vgl. auch KOPP & OTT 1977). CREUTZBURG & SEIDEL (1975) benutzten den Ausdruck Phyllit-Quarzite-Serie für den gesamten metamorphen Komplex zwischen Plattenkalk-Serie und Tripolitza-Serie auf Kreta und führten den Ausdruck Trypali-Einheit für massige Kalke und Dolomite im Liegenden der Phyllit-Quarzite-Serie ein. SEIDEL (1978) nannte dann die phyllitischen Kalke von CAYEUX, eine lawsonitführende Wechsellagerung aus schwarzen Phylliten und dünnbankigen Kalken, Kalamos-Folge; sie kommt im unteren Teil des metamorphen Komplexes in West-Kreta vor.

Auf dem Peloponnes wurden die Äquivalente der kretischen Metamorphite erstmals von PHILIPPSON (1892) beschrieben. Eine wichtige Unterteilung dieser Gesteine nahm KTENAS (1924) vor, der sie in eine untere, höher metamorphe (Cristallophyllien) und eine obere, schwächer metamorphe Einheit, die er Tyros-Schichten nannte, gliederte. Die tiefere Einheit galt als der präpermische Kristallin-Sockel, während die obere, die Tyros-Schichten, als die primäre sedimentäre Basis der Tripolitza-Kalke angesehen wurde. Diese Auffassung hielt sich bis in die siebziger Jahre (u. a. DERCOURT & THIEBAULT 1979; PANAGOS et al. 1979; RICHTER 1975), während andere (z. B. JACOBSSHAGEN et al. 1978b) die höher metamorphen Gesteine wegen der darin vorkommenden Hochdruckmetamorphite (ausführliche Beschreibung siehe SEIDEL 1978; THEYE 1988) für eine eigenständige Decke hielten. LEKKAS & PAPANIKOLAOU (1978) belebten die Diskussion durch die Idee, daß die Phyllit-Serie metamorpher Flysch der Plattenkalk-Serie sei, was SPRATT schon 1865 für die "Terrains Primitifs" von RAULIN (1861) vermutet hatte. THIEBAULT (1982) griff diese Idee auf und meinte, daß die untere seiner drei Teildecken der Phyllit-Decke eine tektonische Vermengung von oligozänem Plattenkalkflysch und permo-triassischen Schichten darstelle.

In der bisher erschienenen Literatur sind die einzelnen Glieder der Phyllit-Decke mit Lokalnamen versehen worden. In dieser Arbeit werden wir eine einheitliche Bezeichnung für die einzelnen Glieder

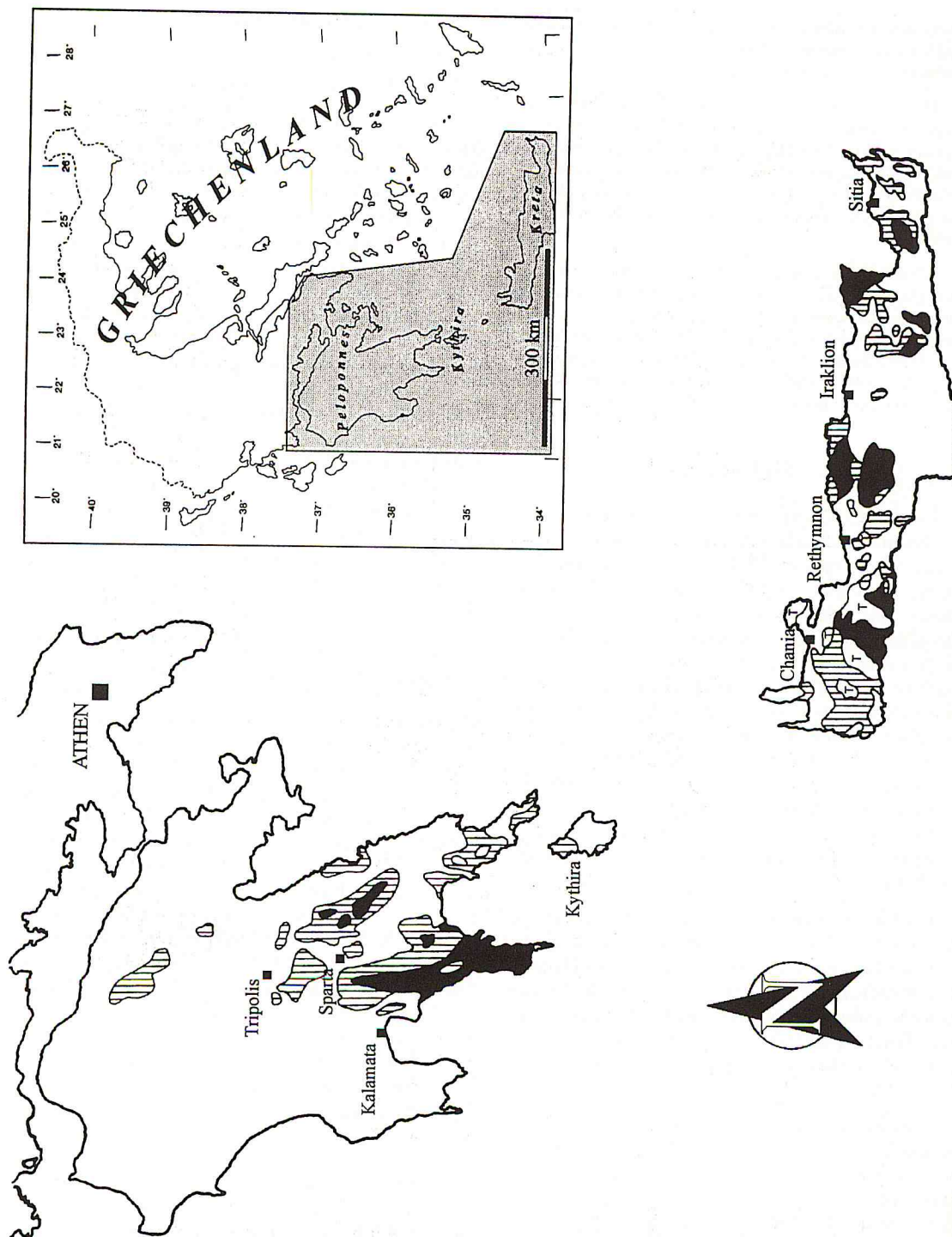


Abb. 1: Vorkommen der Phyllit-Decke (schraffiert) und der Plattenkalk-Serie (schwarz) auf dem Peloponnes und auf Kreta. T = „Trypali-Einheit”.

Fig. 1: Occurrence of the Phyllite Nappe (hatched) and Plattenkalk-Series (black) on the Peloponnesus and on Crete. T = “Trypali-Unit”.

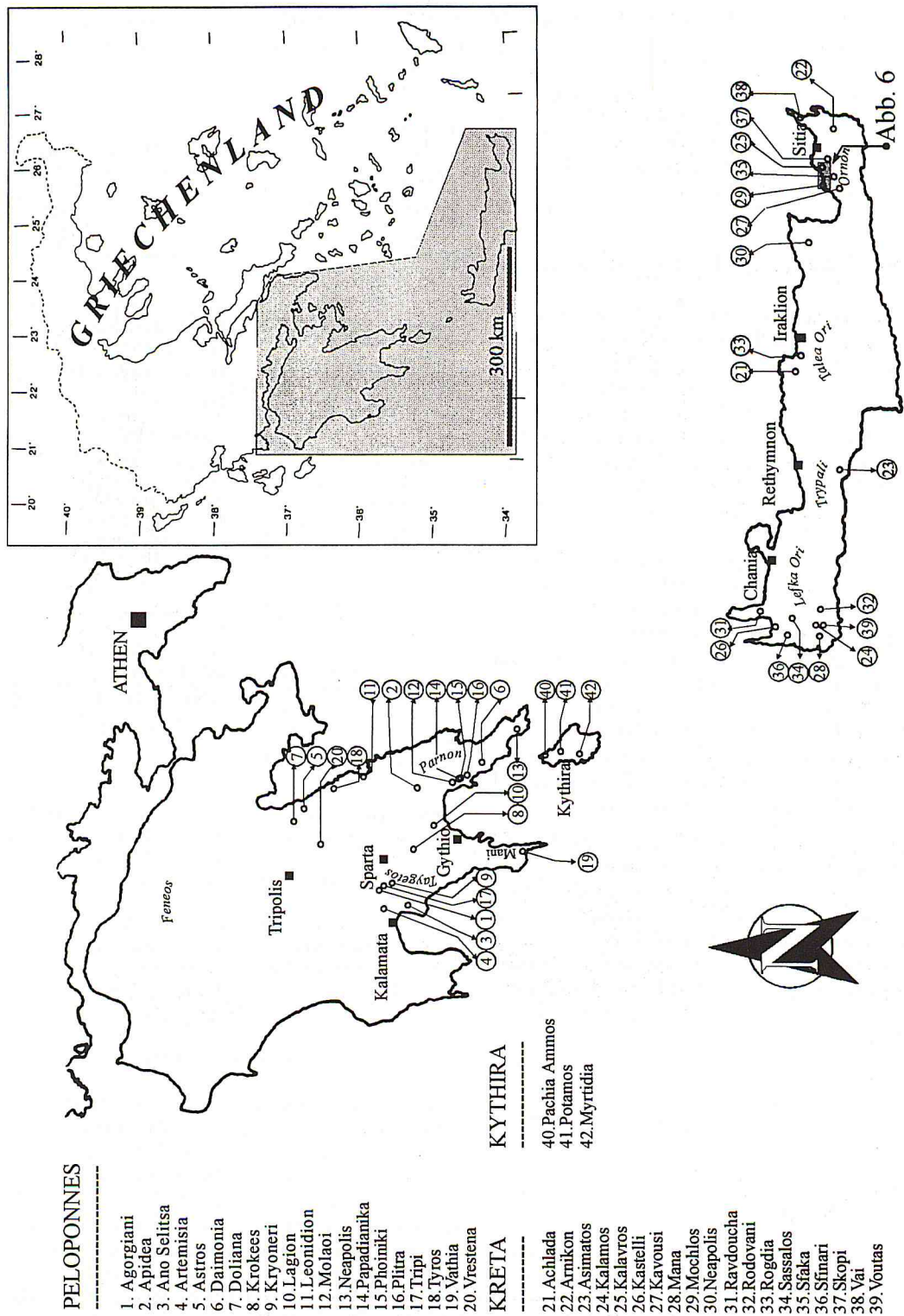


Fig. 2: Geographical position of mentioned localities.

der Phyllit-Decke sowohl für den Peloponnes als auch für Kythira und Kreta vorschlagen. Darüber hinaus werden wir uns mit dem Problem der Zuordnung der einzelnen Glieder der Phyllit-Decke untereinander und zur überlagernden Tripolitza-Serie sowie mit ihrer paläogeographischen Position zur Perm/Trias Zeit und damit verbundener geodynamischer Problematik beschäftigen.

Die Gliederung der Phyllit-Decke

In den Gesteinen der Phyllit-Decke auf Kreta wurde seit CAYEUX (1902) immer wieder von Fossilfunden berichtet. Besonders häufig wurde in den Dolomiten und Kalken der Gips-Rauhacken-Formation, in den Ravducha-Schichten und in der Kalamos-Folge eine triassische Molluskenfauna gefunden (CAYEUX 1902; WURM 1950; SANNEMANN & SEIDEL 1976; KOPP & OTT 1977). Vorkommen von permischen Kalkalgen wurden erstmals von PAPA-STAMATIOU & REICHEL (1956) aus Ost-Kreta erwähnt. Somit war ein permo-triassisches Alter der Ausgangsgesteine der Metamorphite seit langem bekannt. Eine detaillierte Biostratigraphie ist aber erst durch KRAHL et al. (1983, 1986, 1988) für den gesamten metamorphen Komplex in Ost-, Mittel- und West-Kreta und von BRAUER et al. (1980), THIEBAULT (1982) und DOERT et al. (1985) für die Tyros-Schichten und andere Teile der Phyllit-Decke des Peloponnes gegeben worden. Aus den höher metamorphen Anteilen der Phyllit-Decke des Peloponnes sind bisher keine Fossilfunde beschrieben worden.

Basierend auf eigenen Kartierarbeiten in Ost- und West-Kreta, auf Kythira und im Nord- und Süd-Peloponnes, sowie unter Berücksichtigung der oben erwähnten Literatur wird in dieser Arbeit die Phyllit-Decke Kretas und des Peloponnes in vier Teileinheiten untergliedert. Sie unterscheiden sich durch Fazies, Stratigraphie und Lithologie (Abb. 3 u. 4) und stammen aus verschiedenen paläogeographischen Gebieten. Es sind dies

- die Tyros-Schichten (KTENAS 1924)
- das Varistikum (SEIDEL 1978)
- die Phyllit-Quarzit-Serie (CREUTZBURG & SEIDEL 1975)
- die Gips-Rauhacken-Formation (CAYEUX 1902; WURM 1950)

Seit CAYEUX (1902) und KTENAS (1924) ist der Gesteinsstapel zwischen Plattenkalk-Serie und Tripolitza-Serie von vielen Forschern untersucht worden, die häufig die einzelnen Glieder mit Lokalnamen versehen haben. Alle diese Namen sollten nicht gebraucht werden, da den oben genannten Bezeich-

nungen Priorität zukommt, auch wenn diese nach heutigen nomenklatorischen Gesichtspunkten nicht korrekt sind.

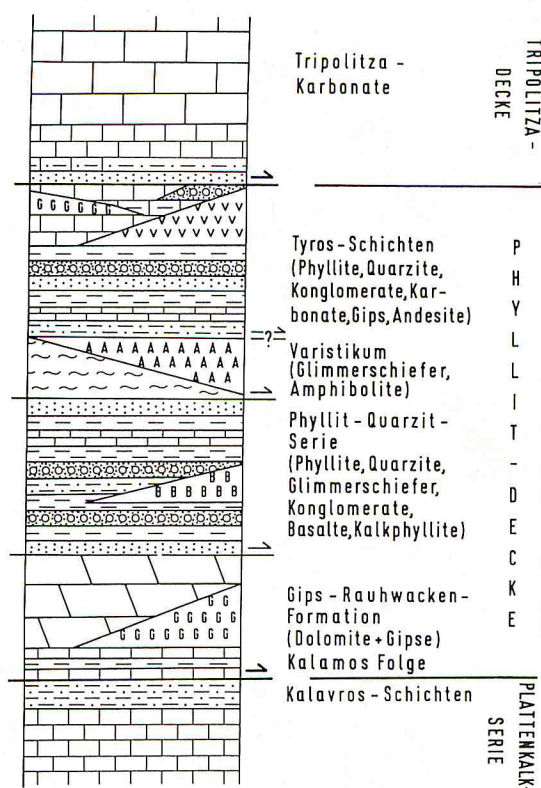


Abb. 3: Die lithologische Gliederung der Phyllit-Decke in tektonische Einheiten und ihre geotektonische Position zwischen Plattenkalk-Serie im Liegenden und Tripolitza-Serie im Hangenden (Legende vgl. Abb. 4).

Fig. 3: Lithological subdivision of the Phyllite-Nappe in structural subunits and its geotectonic position between Plattenkalk-Serie (below) and Tripolitza-Serie (above), (legend comp. Fig. 4).

Tyros-Schichten

Dieser Begriff wurde von KTENAS (1924) für den Peloponnes geprägt. Er definiert damit eine Schichtenfolge zwischen Tripolitza-Kalken und Phyllit-Quarzit-Serie (Cristallophyllien). Die Typlokalität bei Tyros befindet sich an der Südküste des Argolischen Golfs zwischen Astros und Leonidion. Die Schichten sind charakterisiert durch einen vulkanosedimentären Komplex, bestehend aus andesitischen Ergüssen (dazu gehört der berühmte Krokeit oder Porfido verde antico), Tuffen, Tuffiten und zwischen-geschalteten Schiefern, Sandsteinen und Karbonaten. Diese Tyros-Schichten galten als das lithostratigra-

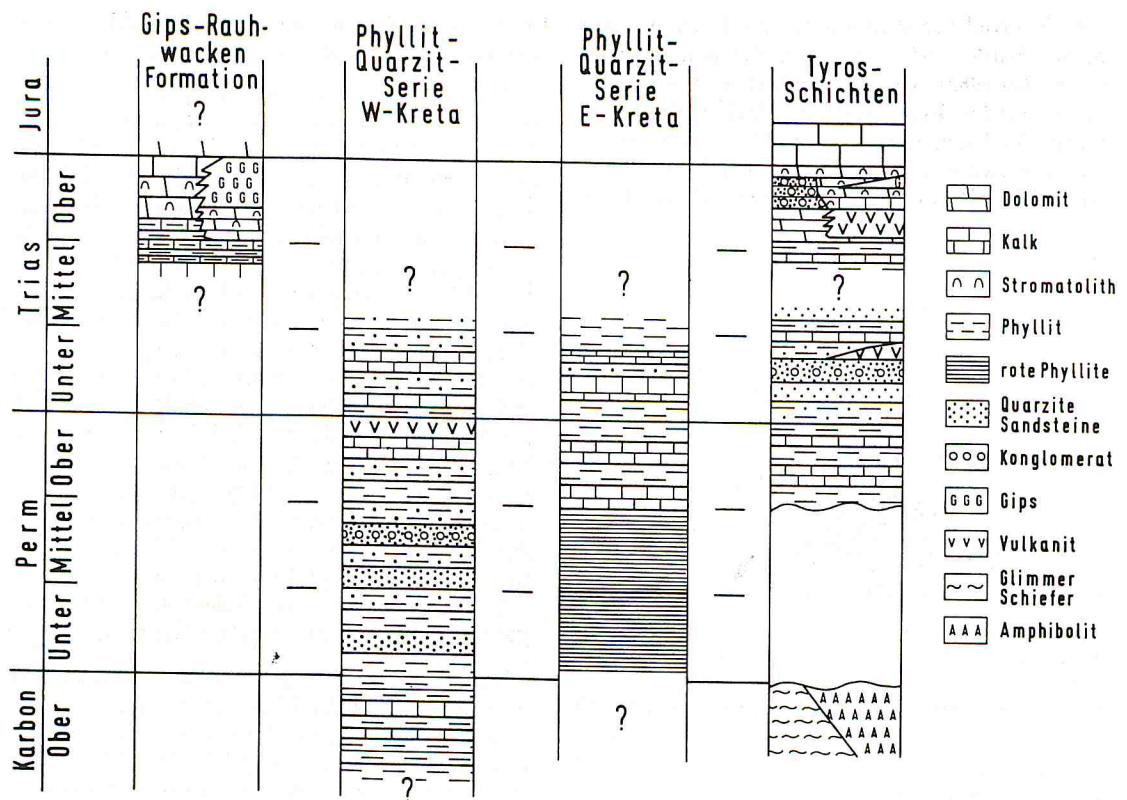


Abb. 4: Korrelation der stratigraphischen Säulenprofile von den Einheiten der Phyllit-Decke.

Fig. 4: Correlation of the stratigraphic columns of the units from the Phyllite Nappe.

phisch Liegende der Tripolitza-Kalke und wurden von KTENAS (1926) an vielen Stellen auf dem Peloponnes entdeckt. Als Äquivalente der peloponnesischen Tyros-Schichten wurden auf Kreta bisher die Ravducha-Schichten (Typlokalität in West-Kreta bei Kastelli) angenommen (SANNEMANN & SEIDEL 1976). Ein weiteres Vorkommen wurde von WACHENDORF et al. (1980) im östlichen Mittel-Kreta bei Neapolis beschrieben. Ebenso nahmen BONNEAU & KARAKITSIOS (1979) an, daß die Schichten unterhalb der Tripolitza-Kalke im Profil bei Asimatos (südliches Mittel-Kreta) das lithostratigraphisch Liegende der Tripolitza-Kalke und somit auch Ravducha-Schichten sind. Weitere Vorkommen von Tyros-Schichten sind bisher auf Kreta nicht beschrieben worden. Es gibt auf Kreta zwar weit verbreitet Schichten mit Meta-Andesiten, die auf dem Peloponnes typisch für die Tyros-Schichten sind, aber diese Schichten haben tektonische Kontakte zu den Tripolitza-Kalken und eine Metamorphose vom Hochdruck/Niedrigtemperatur-Typ (SEIDEL 1978; THEYE 1988). Deshalb wurden sie bisher auf Kreta als Teile der Phyllit-Quarzit-Serie und nicht als eigen-

ständige Teildecke betrachtet. Wenn aber die Phyllit-Decke des Peloponnes und Kreta eine zusammengehörende Einheit darstellt, dann treten auch auf Kreta die Tyros-Schichten in vergleichbarer Position und Ausbildung auf. Die Metavulkanite innerhalb der Phyllit-Quarzit-Serie Kretas wurden von SEIDEL (1978) beschrieben und untersucht. Er unterschied drei Typen: Alkalibasalte, Tholeiite und andesitische Gesteine. Die ersten beiden gehören nach der hier gegebenen Definition in die Phyllit-Quarzit-Serie s.str. und treten auch in der Phyllit-Quarzit-Serie des Peloponnes auf. Die Andesite sind, wie gesagt, typisch für die Tyros-Schichten des Peloponnes. Bei den kretischen Vorkommen handelt es sich nach SEIDEL (1978) um feinkörnige, porphyrische Vulkanite mit Plagioklas- und Klinopyroxen-Einsprenglingen.

Mikrochemische Untersuchungen der Reliktpyroxene erbrachten, daß es sich um eisenhaltige Diopside handelt. Ähnliche salitische Diopside treten als Einsprenglinge auch in den Tyros-Schichten des Nord-Peloponnes und im Zentral-Peloponnes bei Krokee auf. Ebenso ist die geochemische Zusammensetzung

der Meta-Andesite identisch. Die Analysenwerte von Kreta (SEIDEL 1978) und vom Peloponnes (z. B. SKARPELIS 1982) liegen im AFM-Diagramm und im $\text{TiO}_2\text{-FeO/MgO}$ -Diagramm im gleichen Feld (Abb. 5a, b). Die Fauna, Lithologie und Fazies der Begleitschichten ist ebenfalls sehr ähnlich. Die Tyros-Schichten auf dem Peloponnes bei Krokee sind durch eine

reiche Foraminiferen- und Conodontenfauna charakterisiert (DOERT et al. 1985).

Die gleichen Faunenelemente sind auch typisch für die mit Meta-Andesiten verknüpften Gesteine in West-, Mittel- und Ostkreta (KRAHL et al. 1983, 1986, 1988). Vom Peloponnes werden neben kalkhaltigen Tonschiefern gut gebankte und massige Kalke sowie grobe Klastika als Begleitschichten der Meta-Andesite beschrieben (z. B. BRAUER 1983; DORNSIEPEN et al. 1986). Diese Gesteine treten auch auf Kreta in Verbindung mit den Meta-Andesiten auf. Die Metamorphosebedingungen sind ebenfalls nicht sehr unterschiedlich. Untersuchungen von BALTATZIS & KATAGAS (1984) und DORNSIEPEN et al. (1986) zeigen durch den Nachweis von Lawsonit, Klinozoisit und Naltigem Aktinolith, daß die Metamorphose der Tyros-Schichten auf dem Peloponnes vergleichbar ist mit dem Hochdruck/Niedrigtemperatur-Metamorphosetyp in den Meta-Andesiten auf Kreta. Auch die Kontakte der Tyros-Schichten zu den Tripolitza-Kalken sind meistens tektonischer Natur (DORNSIEPEN 1988; vgl. auch MANUTSOGLU et al. 1993).

Somit steht nichts im Wege, die Schichten mit Meta-Andesiten in der Phyllit-Decke Kretas als Tyros-Schichten anzusehen. Es sind dies die Vorkommen in Mittel- und Ost-Kreta (SEIDEL 1978), die in Ost-Kreta von KRAHL et al. (1986) Skopi-Einheit, in Mittel-Kreta von KRAHL et al. (1988) Rogdia-Schichten genannt wurden. Auch die von KOPP & WERNADO (1983) eingeführte Mana-Formation in West-Kreta ist den Tyros-Schichten zuzurechnen, denn die Mana-Formation enthält geringmächtige Einschaltungen von Meta-Andesiten, und die für sie typischen Dolomite und Konglomerate gibt es auch in den Tyros-Schichten bei Molaoi (BRAUER 1983) und im Fenster von Feneos (Nord-Peloponnes) in vergleichbarer lithostratigraphischer Position (DORNSIEPEN et al. 1986).

Oberperm

Zum ersten Mal berichtete KTENAS (1926) von Funden jungpaläozoischer Großforaminiferen in den Tyros-Schichten, die aber bisher nicht bestätigt werden konnten. Als nächster konnte FYTROLAKIS (1971) in Schiefern mit eingeschalteten Kalkbänken bei Ano Sellitsa südöstlich Kalamata eine permische Mikrofauna nachweisen. Diese Schichten wurden nochmals von THIEBAULT (1982) und DOERT & KOWALCZYK (1985) bearbeitet, die alle die Ergebnisse von FYTROLAKIS bestätigten und das Alter genauer auf Oberperm festlegen konnten. Weitere Vorkommen in vergleichbarer Ausbildung und entsprechendem Alter wurden von THIEBAULT (1982) bei Karveli

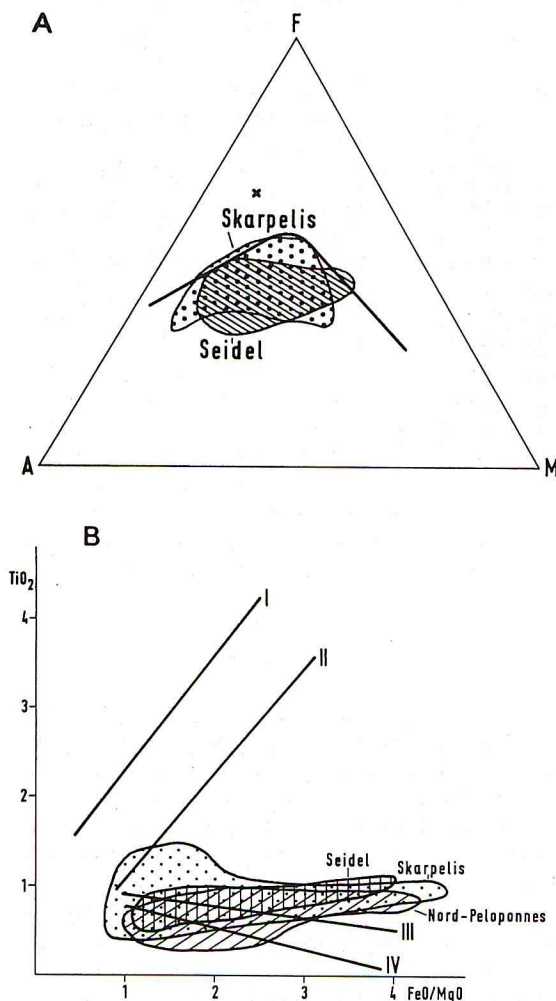


Abb. 5: Die Vulkanite der Tyros-Schichten von Kreta (SEIDEL 1978) und dem Peloponnes (SKARPELIS 1982) im AFM-Diagramm (A) und $\text{TiO}_2\text{-FeO/MgO}$ -Diagramm (B). Ausgeplottete Werte vom Nord-Peloponnes aus DORNSIEPEN et al. (in Vorb.).

Fig. 5: The volcanics of the Tyros-Beds from Crete (SEIDEL 1978) and Peloponnesus (SKARPELIS 1982) in the AFM-diagram (A) and $\text{TiO}_2\text{-FeO/MgO}$ -diagram (B). Plotted values from northern Peloponnesus after DORNSIEPEN et al. (in prep).

im Zentral-Taygetos und bei Agoriani im Nord-Taygetos angegeben. Weiterhin berichtete er von permischen Anteilen der Tyros-Schichten in einem Profil entlang der Straße nach Vresthena nördlich Sparta nahe dem Abzweig von der Straße Sparta-Tripolis. Die meisten dieser Vorkommen treten isoliert auf und gehen nach oben nicht in die für die Tyros-Schichten typische vulkano-sedimentäre Serie über. Aber ihre Deformationsstrukturen sowie ihre tektonische Stellung erlauben im allgemeinen eine Zuordnung zu den Tyros-Schichten.

Skyth-Anis

THIEBAULT (1982) beschrieb am Osthang des zentralen Taygetos zwischen Tripi im N und Kryoneri im S eine Schichtfolge (Formation de Lakkomata), in der Konglomerate und Sandsteine Phyllite überlagern, zum Hangenden immer kalkreicher werden und schließlich in Kalke und Dolomite übergehen. Nach seinen Datierungen liegt hier eine permotriassische Abfolge vor. Die Konglomerate sollen nach dieser Gliederung ein Unter- bis Mitteltrias-Alter haben. Nach THIEBAULT (1982) handelt es sich um Teile der Phyllit-Decke. PSONIS (1981) zeigte, daß im Taygetos permotriassische Anteile der Basis der Plattenkalk-Serie mit ähnlicher Lithologie vorkommen. Diese Ergebnisse wurden durch ausführliche Untersuchungen von MANUTSOGLU (1990) und KOWALCZYK & DITTMAR (1991) bestätigt. Die „Formation de Lakkomata“ gehört zumindest teilweise zu diesen Basis-Schichten. Wegen dieser Unsicherheit sollen diese Ergebnisse von THIEBAULT (1982) hier nicht für die Stratigraphie der Tyros-Schichten in Betracht gezogen werden.

Eine ähnliche Abfolge, nämlich Konglomerate und Sandsteine in Phylliten und Karbonaten, kommt aber in den Tyros-Schichten bei Krokee (PARASKEVOPOULOS 1964; PANAGOS et al. 1979), bei Molaoi (BRAUER et al. 1980) und bei Monemvassia (PARASKEVOPOULOS 1950) vor. In diesen Konglomeraten und Sandsteinen treten Kohleschmitzen und -linsen auf, weshalb PARASKEVOPOULOS (1950, 1964) für sie ein Oberkarbonat annahm. DOERT et al. (1985) konnten mit Hilfe von Conodonten und Foraminiferen ein Skyth- bis Anis-Alter für diese groben Klastika sicherstellen. Vergleichbare Fossilfunde machte LALLEMANT (1984) in ähnlichen Konglomeraten bei Lagion.

In der Gegend von Molaoi werden Konglomerate und Sandsteine von karnischen Kalken überlagert (BRAUER et al. 1980). Hier kommen auch geringmächtige Linsen von Vulkaniten in den Klastika vor. Somit ist unwahrscheinlich, daß diese Konglomerate,

wie PARASKEVOPOULOS (1950) annahm, ein oberkarbonisches Alter haben, und man kann als gesichert ansehen, daß die Untertrias der Tyros-Schichten auf dem Peloponnes durch z. T. grobe Klastika gekennzeichnet ist.

Auf Kreta sind bisher noch keine untertriassischen Anteile der Tyros-Schichten beschrieben worden. Wir haben in dem vorangegangenen Abschnitt dargestellt, daß die oberen Teile der Phyllit-Decke Kretas wegen der Ähnlichkeit der Fauna, des lithologischen Aufbaus und der gleichen Meta-Vulkanite als Äquivalente der Tyros-Schichten des Peloponnes zu betrachten sind. Akzeptiert man diese These, dann gibt es in Ost-Kreta skythische Anteile der Tyros-Schichten. In den Straßen- und Küstenprofilen westlich Sitia zwischen Mochlos und Skopi sowie an der Ostküste bei Vai werden Meta-Andesite von massigen bis gut gebankten Kalken, bunten Sandsteinen, Phylliten und Konglomeraten überlagert, die nach Untersuchungen von KRAHL et al. (1986) Conodonten des Oberskyth und Unteranis geliefert haben. Diese Abfolge wird von ihnen Skopi-Einheit genannt. Auch in Mittel-Kreta am Nordost-Hang der Talea Ori in der Umgebung der Orte Achlada und Rogdia treten Gesteine auf, die lithologisch den Tyros-Schichten zuzuordnen sind. Im unteren Teil dieser Abfolge, von KRAHL et al. (1988) Rogdia-Schichten genannt, konnten sie mit Conodonten ebenfalls Skyth nachweisen.

Karn-Nor

Der erste Nachweis von Karn in vermuteten Tyros-Schichten des Peloponnes gelang THIEBAULT & KOZUR (1979) mit Hilfe von Ostracoden in einem Profil in der Nähe des Klosters Sotiros zwischen Molaoi und Apidea. Hier soll eine Folge von Dolomiten und Kalken mit zwischengeschalteten Phylliten Vulkanite der Tyros-Schichten überlagern. Die Dolomite enthalten eine reiche, in ihrer Gesamtheit ein Karn-Alter anzeigende Ostracodenfauna, welche sehr untypisch für die durch eine reichhaltige Foraminiferen- und Conodontenfauna charakterisierten Tyros-Schichten ist. Sie zeigt dagegen sehr große Gemeinsamkeiten mit der Ostracodenfauna der Gips-Rauhacken-Formation. Deshalb kann man diese Befunde nur mit großem Vorbehalt für die Stratigraphie der Tyros-Schichten heranziehen (siehe dazu das nachfolgende Kapitel über die Gips-Rauhacken-Formation).

Karn wurde von BRAUER et al. (1980) in dünnen Kalklagen im Hangenden ihrer „Unteren Klastischen Einheit“ bei Molaoi mit Hilfe von Foraminiferen gefunden. In einer ähnlichen Position, nämlich im Hangenden einer grobklastischen Einheit, befinden sich

bei Krokee Karbonatlagen, aus denen DOERT et al. (1985) eine Foraminiferen- und Ostracoden-Fauna des Unterkarn gewinnen konnten. (Es wurde nur eine Art der Ostracoden-Gattung *Longospinosa* gefunden. Diese Gattung wurde bisher in der Gips-Rauh-wacken-Formation Kretas nicht entdeckt (KRAHL et al. 1983, 1986).

Ein weiteres Vorkommen von karnischen Tyros-Schichten wies DANAMOS (1991) auf der Insel Kythira bei der Ortschaft Myrtidia mit Hilfe von Conodonten nach.

In dem Gebiet am Südrand von Molaoi zwischen Plitra und Phoiniki sind die typischen Vulkanite der Tyros-Schichten weit verbreitet. Sie verzahnen sich hier mit einer „Folge von geschichteten Karbonaten“ (BRAUER et al. 1980). Unterhalb des Chavalas zwischen Papadianika und Daimonia konnten diese Autoren aus den Karbonaten Foraminiferen des Nor isolieren. Diese geschichteten Karbonate herrschen auch noch über den Vulkaniten vor und sind mit stromatolithischen Dolomiten und Gipsen vergesellschaftet.

Auf Kreta ist ein mittel- bis obertriassisches Alter der Ravducha-Schichten als den Äquivalenten der Tyros-Schichten seit WURM (1950) bekannt. Diese Einstufung wurde deshalb durch die Arbeiten von SANNEMANN & SEIDEL (1976) und KOPP & OTT (1977) auf Obertrias beschränkt.

Auch die Obertrias-Schichten von Arnikon in Ost-Kreta (FYTROLAKIS 1967) sind mit den Tyros-Schichten zu parallelisieren. In der ebenfalls zu den Tyros-Schichten gezählten Mana-Formation West-Kretas (KOPP & WERNADO 1983) konnten KRAHL et al. (1983) nördlich Sfinari an der Basis dieser Schichten mit Hilfe von Conodonten Unter- bis Mittelkarn nachweisen.

In der Obertrias der Tyros-Schichten auf dem Peloponnes in Südost-Lakonien treten zwei Faziesbereiche auf (BRAUER 1983):

- eine rein karbonatische Abfolge vom Karn bis an die Trias/Jura-Grenze, die sich lediglich im Nor mit Meta-Andesiten verzahnt. Diese Abfolge ist bisher nur in Südost-Lakonien südöstlich der Ortschaft Pappadhianika beschrieben worden.

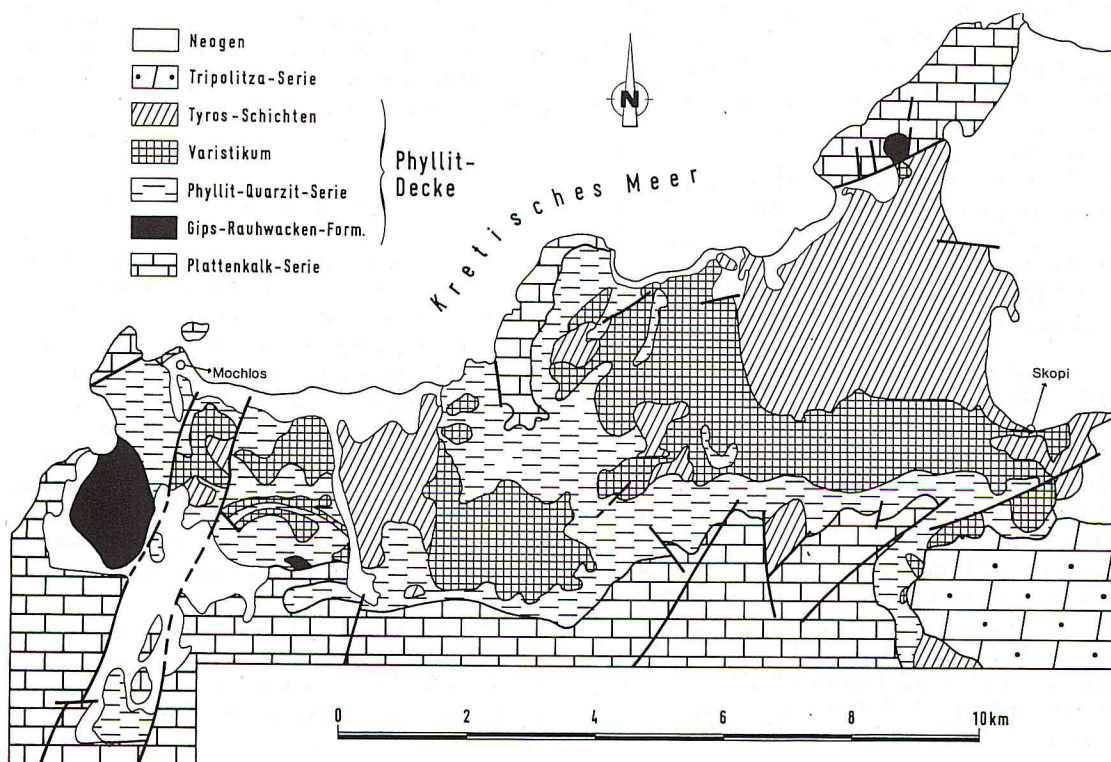


Abb. 6: Verbreitung der Einheiten der Phyllit-Decke am Nordhang des Ornon Oros, zwischen den Dörfern Mochlos und Skopi in Ostkreta (geographische Lage siehe Abb. 2).

Fig. 6: Distribution of the units of the Phyllite Nappe on the northern slope of Ornon Oros, between Mochlos and Skopi villages in eastern Crete (geographical position see Figs. 2).

- eine klastisch-karbonatische Abfolge. Diese besteht aus kalkigen Schiefern, Kalksandsteinen, Kalcken und Konglomeraten mit zwischengeschalteten Vulkaniten, die wahrscheinlich stratigraphisch zwischen Karn und höherem Nor liegen. Diese Ausbildung der Tyros-Schichten ist in allen übrigen Vorkommen des Peloponnes und Kretas zu finden.

Varistikum

Höher metamorphe, granatführende Gesteine wurden von THORBECKE (1974) in Ost-Kreta erkannt; er hielt sie für Teile der Phyllit-Decke (Tripolitza-Phyllit). Nach seiner Meinung lagern sie mit tektonischem Kontakt auf Kalkphylliten, die er als Talea-Ori-Kalkphyllit, also zur Plattenkalk-Serie zugehörig deutete. WACHENDORF et al. (1975) zeigen Profile, in denen die hochgradigen Metamorphite als tektonische Schuppen in dem mittleren Teil der Phyllit-Decke vorkommen.

Eingehende Untersuchungen dieser Metamorphite stammen von SEIDEL (1978) und FRANZ (1992). Die vorherrschenden Gesteine sind Glimmerschiefer und Amphibolite. Die Gesteine haben zwei Metamorphosen erlitten. In den Glimmerschiefern sind während der ersten Metamorphose neben Quarz, Muskovit und Biotit, Granat und untergeordnet Staurolith und Kyanit gewachsen. Die primäre Mineralasoziation in den Amphiboliten besteht aus grüner Hornblende und Plagioklas. Die Minerale zeigen eine Amphibolith-Fazies-Metamorphose vom „Barrow-Typ“ mit 580–630 °C und 6,5–8 kbar an (SEIDEL 1978; FRANZ 1992). Daneben existiert noch eine weitere Mineralparagenese, die 500–550 °C und 5,5–6,5 kbar angibt. Diese tritt in der Umgebung der Ortschaft Chamezi auf (FRANZ 1992).

Die Einordnung dieser Gesteine ins Varistikum erfolgte aufgrund von radiometrischen Altersbestimmungen mit der K/Ar-Methode an Glimmern und Amphibolen. Die ermittelten Alterswerte schwanken zwischen 204 und 312 Ma (SEIDEL 1978). Die meisten Werte liegen zwischen 312 und 291 Ma, während fünf Werte einen breiten Streubereich zwischen 204 und 276 Ma aufweisen. Die ersten Werte wurden von SEIDEL (1978) als Beweis für die Entstehung der Metamorphite in der varistischen Orogenese genommen. Die jüngeren wurden als nicht interpretierbare Daten angesehen, die durch Ar-Verlust während der zweiten metamorphen und tektonischen Überprägung entstanden sind (SEIDEL 1978). Während dieser zweiten Metamorphose sind Mg-Riebeckit, Aktinolith, Epidot, Pumpellyit und Chlorit gewachsen. FRANZ (1992) gab etwa 250–310 °C und 4,5–6 kbar als Be-

dingungen für die zweite Metamorphose an. Dies entspricht etwa den Metamorphosebedingungen in den überlagernden Tyros-Schichten (SEIDEL 1978). Neben den vorherrschenden Glimmerschiefern und Amphiboliten treten noch untergeordnet Zoisitfelse, Granatquarzite und Marmore auf (MÖLLER 1985). Das Hauptverbreitungsgebiet der Metamorphite liegt in Ost-Kreta an der Nordküste zwischen Kavousi und Sitia (Abb. 2, 6). Weitere kleinere Vorkommen gibt es östlich Sitia und an der Ostküste bei Vai. Die varistischen Gesteine lagern mit tektonischem Kontakt auf der Phyllit-Quarzit-Serie. Die Kontakte zu den überlagernden Tyros-Schichten sind ebenfalls tektonischer Natur, soweit dies in dem Gebiet um Sitia zu beobachten ist (DORNSIEPEN 1988). Diese Kontakte sind während der tertiären Tektogenese der Externen Helleniden entstanden, da sie nicht von der Hochdruck/Niedrigtemperaturmetamorphose der Phyllit-Decke überprägt wurden. Die prätertiären, besonders die permotriassischen Verbandsverhältnisse sind verwischt und schwierig zu rekonstruieren.

In den übrigen Verbreitungsgebieten der Phyllit-Decke ist das Varistikum bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen worden. Weitere mögliche Vorkommen gibt es in West-Kreta in der Nähe der Ortschaft Sassalos. WYES (1981) beschrieb Granatglimmerschiefer aus dieser Gegend. Die Aufschlußverhältnisse sind dort aber derartig schlecht, daß die genaue Verbreitung der Glimmerschiefer sowie ihre Verbandsverhältnisse nicht eindeutig auszumachen sind.

DOERT et al. (1985) berichteten von Granatglimmerschiefern und Granatamphiboliten im Süd-Peloponnes in der Nähe der Ortschaft Lagion nördlich Githion, die sie als mögliche Äquivalente der kretischen, varistischen Metamorphite ansahen. Dünnschliffuntersuchungen erbrachten, daß die Gesteine keine Ähnlichkeiten mit dem Varistikum Ost-Kretas besitzen, sondern daß sie vergleichbar sind mit den höher metamorphen Granat-Glaukophan-Schiefern der Phyllit-Decke, wie man sie auf Kythira (zwischen Potamos und Pachia Ammos) und im Süd-Peloponnes (Mani-Halbinsel bei Vathia, Südost-Lakonien bei Neapolis) findet.

Phyllit-Quarzit-Serie

Der Begriff Phyllit-Quarzit-Serie wurde von CREUTZBURG & SEIDEL (1975) eingeführt und umfaßte den gesamten metamorphen Gesteinsstapel, der zwischen Plattenkalk-Serie und Tripolitza-Serie liegt. Zu Beginn der vorliegenden Arbeit wurde hierfür die Bezeichnung Phyllit-Decke vorgeschlagen, da es sich, wie gesagt, um eine tektonische Einheit handelt. Die Phyllit-Quarzit-Serie im Sinne dieser Arbeit ist nur

eine der vier Teileinheiten der Phyllit-Decke, die im wesentlichen aus permoskythischen Phylliten und Quarziten besteht und dem mittleren Teil der Gliederung von CAYEUX (1902) entspricht.

Den ersten Nachweis von nicht triassischen Anteilen in dieser Phyllit-Quarzit-Serie Kretas erbrachten PAPASTAMATIOU & REICHEL (1956), die in Ost-Kreta bei der Ortschaft Sfaka Kalke mit *Mizzia velebitana* SCHUBERT, einer Kalkalge, die für das höhere Mittelperm und Oberperm der Tethys typisch ist, beschrieben haben.

Erst durch die systematische Arbeit von KRAHL et al. (1983) in West-Kreta und KRAHL et al. (1986) in Ost-Kreta ist die Phyllit-Quarzit-Serie biostratigraphisch gegliedert worden. Dabei zeigte sich, daß die Serien Ost- und West-Kretas zwar stratigraphisch und faunistisch ähnlich, aber lithologisch verschieden aufgebaut sind. Die nachfolgende, stratigraphische und lithologische Beschreibung der Phyllit-Quarzit-Serie basiert auf den beiden oben zitierten Arbeiten und eigenen Untersuchungen.

Oberkarbon

Die bisher nachgewiesenen, ältesten Schichten der Phyllit-Quarzit-Serie sind in West-Kreta bei Sfinari gefunden worden. Nördlich dieses Ortes treten chloritoidführende Schiefer mit dünnen Marmorlagen auf, die eine Conodontenfauna des Oberkarbon enthalten. Es konnte der Grenzbereich Namur/Westfal sowie das mittlere Stephan nachgewiesen werden.

Unterperm

Über diesen Oberkarbon-Schiefern folgt nördlich Sfinari eine Wechselfolge aus Quarziten und Phylliten, in die ebenfalls dünne, dunkle Marmorlagen mit Gondolellen eingeschaltet sind, die eine Einstufung in das höhere Unterperm zulassen. Eine ähnliche Conodontenfauna wurde in Ost-Kreta in ebenfalls geringmächtigen Marmorlagen im Hangenden von roten und grünen Phylliten gefunden. Diese Phyllite sind sehr quarzreich und enthalten Radiolarien.

Mittelperm

Das mittlere Perm konnte in West-Kreta nicht nachgewiesen werden. Zwischen fossilbelegtem Unter- und Oberperm liegt eine Schichtfolge aus Quarziten und feinkörnigen Konglomeraten, die bisher keine Fauna geliefert hat, aber aufgrund ihrer Verbandsverhältnisse ins Mittelperm gehören könnte.

In Ost-Kreta dagegen ließ sich das Mittelperm in den roten Schiefern nachweisen.

Oberperm

In einer Wechselfolge aus grauschwarzen Kalkphylliten und dünnbankigen Kalken über den roten Schiefern kommen in Ost-Kreta permische Conodonten vor, die eine genauere Einstufung nicht zulassen. Wahrscheinlich gehören die unteren Teile dieser Kalkphyllite ins Oberperm. Oberpermische Conodonten findet man in West-Kreta in der Nähe der Ortschaft Voutas in einer Wechselfolge aus quarzit- und marmorhaltigen Phylliten.

Untertrias

In Ost-Kreta setzte sich die Sedimentation der kalkigen Phyllite bis in die Untertrias fort. In West-Kreta konnten untertriassische Conodonten in einer Folge aus bunten Phylliten mit Marmorkonglomeraten gefunden werden. In den oberpermischen-untertriassischen Phylliten West-Kretas finden sich auch basaltische Gesteine, die nach radiometrischen Daten ein oberpermisches Alter haben sollen (SEIDEL et al. 1982), nach KRAHL et al. (1983) aber in einer untertriassischen Abfolge auftreten.

Gips-Rauhacken-Formation

Diese Bezeichnung wurde von WURM (1950) in Anlehnung an CAYEUX (1902) eingeführt. Die Formation besteht überwiegend aus massigen Zellendolomiten und Gipsen. CAYEUX (1902) beschrieb in diesen Schichten eine triassische Muschelfauna. Die Dolomite gehen zum Hangenden in eine Wechselfolge aus dunklen Phylliten und dünnbankigen Kalken über, in der SEIDEL (1968) eine mittel- bis obertriassische Muschelfauna entdeckte. Da die Schichtfolge in West-Kreta teilweise überkippt ist (KRAHL et al. 1983), dürfte es sich bei diesen Schichten, die von SEIDEL (1978) Kalamos-Folge genannt wurden, um das stratigraphisch Liegende der Dolomite und Gipse handeln. Die Kalamos-Folge wird hier deshalb mit zu der Gips-Rauhacken-Formation gezählt. Die Zuordnung der Gips-Rauhacken-Formation zur Phyllit-Decke ist in einer vergleichbaren tektonischen Prägung sowie im Vorhandensein einer Hochdruck/Niedrigtemperatur-Metamorphose begründet, angezeigt durch Vorkommen von Lawsonit und Cloritoid (SEIDEL 1978; DORNSIEPEN 1988).

CREUTZBURG & SEIDEL (1975) haben in ihrer Übersicht über das Präneogen Kretas die Trypali-

Einheit eingeführt. Sie bezeichnen damit eine Folge von massigen Karbonaten, die in Mittel- und West-Kreta zwischen Plattenkalk-Serie und Phyllit-Decke liegt.

KOPP & OTT (1977) fanden in West-Kreta in dieser Einheit eine Kalkalge, die auf Rhätolias hinweist. KRAHL et al. (1983) konnten zeigen, daß in diesen Schichten auch Karn und Nor vorkommen. Nördlich von Kandalos sind neben massigen Marmoren auch Dolomite und Rauhacken vereinzelt auch Gipse in der Trypali-Einheit vorhanden. Dies deutet an, daß die Trypali-Einheit zumindest in diesem Gebiet eine massige Fazies der Kalamos-Folge und der Gipse und Rauhacken sein könnte. Auch CREUZBURG & SEIDEL (1975) wiesen schon auf die engen Beziehungen zwischen Trypali-Einheit und Gips-Rauhacken-Formation hin.

Für Mittel-Kreta ist dies nicht richtig. Nach DALLWIG & KUSS (1982) sind massige Kalke südlich Rethymnon, die von CREUZBURG & SEIDEL (1975) als Trypali-Einheit bezeichnet wurden, wahrscheinlich kretazische Anteile der Plattenkalk-Serie. Da diese Fragen noch offen sind, sollte man auf die Bezeichnung Trypali-Einheit verzichten. In dieser Arbeit werden die Teile der bisher sogenannten Trypali-Einheit, die ein eindeutig obertriassisches Alter haben, der Gips-Rauhacken-Formation zugeschlagen, da sie eine vergleichbare Lithologie besitzen und vor allem die gleiche tektonische Position einnehmen.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Formation ist in West-Kreta in einem Streifen zu finden, der von Stomion an der Westküste über Voutas, Kalamos, Rodovani bis an die südlichen Ausläufer der Lefka Ori reicht. In Ost-Kreta ist sie in der Umrandung des Ornon Oros anzutreffen (POMONI-PAPAIOANNOU & DORNSIEPEN 1987). Nach den bisherigen Kenntnissen bildet sie stets die tektonisch untersten Teile der Phyllit-Decke.

Durch die oben erwähnten Fossilfunde sowie durch die Arbeiten von KRAHL et al. (1983, 1986) ist die stratigraphische Reichweite gut bekannt. Die Dolomite und Kalke haben eine reichhaltige Muschel-, Ostracoden- und Foraminiferenfauna geliefert, die eine Einstufung vom Karn bis an die Grenze Trias/Jura ermöglicht.

Insgesamt betrachtet umfaßt die Gips-Rauhacken-Formation einschließlich der Kalamos-Folge und der Trypali-Einheit Ablagerungen eines reich gegliederten Flachwasserbereichs wechselhafter Salinität mit möglichen Riffen (massige Trypali-Marmore), Lagunen (Gipse und Rauhacken) und flachen Becken (Kalamos-Folge).

Für die Korrelation von Kreta zum Peloponnes ergibt sich ein ähnliches Problem wie für die Tyros-Schichten. Die Gips-Rauhacken-Formation ist bisher nur auf Kreta definiert und beschrieben worden. Auf dem Peloponnes müßte sie in der gleichen Position, nämlich an der Basis der Phyllit-Decke über der Plattenkalk-Serie, sowie mit gleicher Stratigraphie und Fazies auftreten. Die Plattenkalk-Serie kommt auf dem Peloponnes in den Kernen der Deckensättel des Taygetos und des Parnon, ferner in kleineren Aufbrüchen in Süd-Lakonien nördlich Gythion vor (JACOBSSHAGEN 1986). In der Umrandung der Plattenkalk-Aufbrüche des Taygetos sind an der Basis der Phyllit-Decke bisher keine Gesteine beschrieben worden, die man mit der Gips-Rauhacken-Formation vergleichen könnte.

Im nördlichen Parnon dagegen treten bei Doliana unter der Phyllit-Decke Marmore auf, die von LEKAS (1980) als Teile der Plattenkalk-Serie interpretiert wurden. Es handelt sich um reine, helle, massige Marmore, die sehr den massigen Marmoren der Gips-Rauhacken-Formation (Trypali-Marmor) in West-Kreta nördlich der Ortschaft Kandalos ähneln, so daß man diese Doliana-Marmore als Äquivalente der westkretischen massigen Marmore der Gips-Rauhacken-Formation betrachten kann.

Zwischen den Plattenkalk-Aufbrüchen und der Phyllit-Decke nördlich Gythion treten nach bisherigen Kenntnissen nur an einer Stelle mögliche Äquivalente der Gips-Rauhacken-Formation auf, nämlich nordwestlich der Ortschaft Lagion im Tal des Ardeli in Form eines kleinen Gipsvorkommens (DOERT et al. 1985). Leider ist sowohl das Liegende als auch das Hangende der Gipse durch quartären Schutt überdeckt, so daß eine eindeutige Zuordnung nicht möglich ist.

Ein weiteres Äquivalent der Gips-Rauhacken-Formation kommt nach unserer Meinung auf der Halbinsel Xyli südöstlich Gythion am Ostufer des Lakonischen Golfes vor. Die Geologie der Halbinsel ist bei DOERT et al. (1985) und BRAUER (1983) ausführlich dargestellt. Die tiefste Einheit der Halbinsel besteht aus einer Wechsellagerung von Schieferen mit dünnbankigen Dolomiten und wenigen Quarzitlagen. DOERT et al. (1985) ordnen diese Gesteine aufgrund des Faltenstils und der Metamorphose der Phyllit-Quarzit-Serie zu. Sie konnten in den Dolomiten Ostracoden der Gattungen *Bisulcocypis* und *Si-meonella* nachweisen, die gemeinsam in dem Zeitraum von Mitteltrias bis Unterjura vorkommen. Die Bearbeiter halten ein Obertrias-Alter für wahrscheinlich. Ferner konnten sie in Dünnschliffen weitere Ostracoden sowie Mollusken und Foraminiferen erkennen, deren Gattungen und Arten nicht bestimmt werden konnten. Aufgrund von mikrofaziellen

Merkmale schließen sie auf ein hypersalines Milieu. Diese Beobachtungen sind nicht mit einer Zuordnung zur Phyllit-Quarzit-Serie in der hier vorgenommenen Definition in Einklang zu bringen. Die Fauna und Fazies der Phyllit-Quarzit-Serie Kretas zeigt ein euhalines, pelagisches Milieu und der Ablagerungszeitraum konnte bisher nur bis zur Untertrias nachgewiesen werden. Fauna, Fazies und Alter der basalen Serien der Halbinsel Xyli stimmen aber hervorragend mit der sog. Kalamos-Folge West-Kretas überein, die zur Gips-Rauhacken-Formation gehört.

In dem Abschnitt über die Obertrias-Stratigraphie der Tyros-Schichten haben wir dargelegt, daß die von THIELBAULT & KOZUR (1979) beschriebenen Vorkommen von Tyros-Schichten karnischen Alters am Kloster Sotiros nördlich Molaoi nicht in der sonst für die Tyros-Schichten karnischen Alters typischen Fazies auftreten. Die von DOERT et al. (1985) und DANAMOS (1991) datierten karnischen Abfolgen der Tyros-Schichten sind durch Vorkommen von grobklastischen Sedimenten und eine euhaline Faunengemeinschaft mit vorherrschend Foraminiferen und Conodonten charakterisiert. Die Schichtfolge bei dem Kloster Sotiros ist dagegen durch eine Wechselagerung von dünnbankigen Kalken und Dolomiten mit Schiefern sowie durch eine Ostracoden-Fauna gekennzeichnet, die schwankende Salinitätsbedingungen anzeigt und große Ähnlichkeit mit der Fauna der Gips-Rauhacken-Formation aufweist. Dies deutet eine größere Gemeinsamkeit mit der Gips-Rauhacken-Formation an als mit dem Karn der Tyros-Schichten.

Auch westlich dieses Vorkommens in den Bergen von Molaoi wurde von BRAUER (1983) eine Einheit beschrieben, deren unterer Abschnitt der Gips-Rauhacken-Formation ähnelt. Sie enthält helle, massige Karbonate (Kourkoula-Marmor), den man als Äquivalent des massigen Trypali-Marmors interpretieren könnte. Darüber folgt eine klastische Einheit, die faziell und faunistisch gut in den Rahmen der Tyros-Schichten paßt. Deshalb betrachtete er den gesamten Komplex als Schuppen der Tyros-Schichten. In diesem Fall wäre der Kourkoula-Marmor ein Äquivalent des Vassilikon-Marmors Mittel-Kretas, der auch von klastischen Serien der Tyros-Schichten eingerahmt wird (KRAHL et al. 1988). Diese weisen allerdings ein untertriassisches und nicht wie bei Molaoi ein obertriassisches Alter auf. Die oben geschilderten Faziesverhältnisse sprächen demnach eher für eine Zuordnung des Kourkoula-Marmors und der Kalk-Schiefer-Wechselfolge im Gebiet von Molaoi zur Gips-Rauhacken-Formation.

Das Gebiet ist nach BRAUER (1983) durch einen komplizierten Schuppenbau mit steilstehenden

Schichten und steilstehenden Auf- und Abschiebungen gekennzeichnet. Leider erlaubt diese komplizierte Tektonik des Gebietes aufgrund der gestörten Verbandsverhältnisse keine zweifelsfreie Interpretation. Wenn diese Vorkommen zu den Tyros-Schichten gehören, dann sind sie Teile der gipsführenden Karbonatfazies. Dies würde ähnliche Faziesverhältnisse in Teilen der obertriassischen Tyros-Schichten und in der Gips-Rauhacken-Formation bedeuten.

Diskussion

In der Phyllit-Decke Kretas und des Peloponnes kommen Sedimente von Oberkarbon bis Skyth/Unteranis sowie von Oberladin bis Rhätolias vor. Ablagerungen von Oberanis bis Unterladin konnten bisher in der hier definierten Phyllit-Quarzit-Serie und den Tyros-Schichten sowohl des Peloponnes als auch Kretas nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. In West-Kreta liegen die jüngeren Schichtglieder der Phyllit-Quarzit-Serie unter den älteren. Darunter liegt die Gips-Rauhacken-Formation, eine obertriassische Abfolge, die durch Flachwasserablagerungen (Dolomite, Gipse) gekennzeichnet ist. In Ost-Kreta findet man ebenfalls eine ähnliche Abfolge unter den permoskythischen Schichten. Nur liegt hier die Phyllit-Quarzit-Serie offensichtlich normal, da die vermutlich von Oberperm bis Skyth reichenden Kalkphyllite über den unter- bis mittelpermischen roten Phylliten lagern. Dies zeigt einen tektonischen Kontakt von unterpermischen roten Phylliten zu den obertriassischen Flachwasserablagerungen an.

Die Lithologie der Phyllit-Quarzit-Serie, vor allem aber die Conodonten- und Radiolarien-Fauna der oberkarbonischen und permo-skythischen Ablagerungen zeigen hochmarine Tiefwasserbedingungen. Eine Conodonten-Fauna, wie sie in der Phyllit-Quarzit-Serie Kretas vorkommt, ist im südost-europäischen Raum ungewöhnlich. Vergleichbare Formen treten östlich des Kaukasus im Bereich der hochmarinen, permischen Tethys, in Iran, Pamir, Nepal, Südchina und Japan auf (KRAHL et al. 1986). CATALANO et al. (1991) beschrieben ähnliche Vorkommen von Sizilien.

Auf dem Peloponnes und auf Kythira läßt sich aufgrund von lithologischen und strukturellen Merkmalen ebenfalls eine Phyllit-Quarzit-Serie, bestehend aus Phylliten, Glimmerschiefern und Quarziten, ausgliedern. Aus diesen Schichten gibt es bisher vom Peloponnes keine Fossilfunde. Es treten aber in diesen Schichten auch basaltische Gesteine (SKARPELIS 1982; THIELBAULT 1982; BASSIAS 1984) auf, die denen Kretas ähnlich sind (SEIDEL 1978). Man hat somit gute Gründe, die Phyllit-Quarzit-Serie des Peloponnes mit der

oberkarbonisch-permoskythischen Phyllit-Quarzit-Serie Kretas gleichzusetzen. Innerhalb der Phyllit-Decke lassen sich dann vier Teileinheiten unterscheiden:

1) Als unterste Einheit die Gips-Rauhacken-Formation, die aus obertriassischen Flachwasserablagerungen besteht. Zu dieser Einheit werden die Gipse und Rauhacken an der Basis der Phyllit-Decke (CAYEUX 1902), die Kalamos-Folge (SEIDEL 1978) und Teile der Trypali-Einheit (CREUTZBURG & SEIDEL 1975), soweit letztere ein obertriassisches Alter besitzen, gezählt. Die Doliana-Marmore im Parnon (LEKKAS 1980), die Gipse bei Lagion sowie die unteren Teile der Abfolge auf der Halbinsel Xili (DOERT et al. 1985) werden als ihre Äquivalente auf dem Peloponnes betrachtet. (Zur Problematik der Vorkommen bei Molaoi siehe den entsprechenden Abschnitt).

2) Darüber die Phyllit-Quarzit-Serie, bestehend aus einer oberkarbonischen bis untertriassischen Abfolge mit Phylliten, Quarziten, Meta-Konglomeraten, dünnbankigen Marmoren und eingeschalteten Basalten. Diese Abfolge weist eine hochmarine Conodonten- und Radiolarien-Fauna mit engen Beziehungen zur Tethys-Fauna auf (KRAHL et al. 1983, 1986; KOZUR & KRAHL 1987).

3) Amphibolitfazielle Metamorphite vom Barrow-Typ (Amphibolite, Glimmerschiefer, Quarzite, Marmore), die aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen ein varistisches Metamorphosealter anzeigen (SEIDEL 1978).

4) Als oberste Einheit die Tyros-Schichten, eine oberpermische bis obertriassische Abfolge aus Schiefern/Phylliten, (Meta)Konglomeraten, Kalken/Marmoren, Dolomiten und andesitischen (Meta)Vulkaniten; die gesamte Abfolge ist in mehr oder weniger flachem Wasser unter marinen Bedingungen entstanden. Diese Einheit war vom Peloponnes bekannt. Auf Kreta wurden bisher nur einzelne Vorkommen (Ravducha, Asimatos, Neapolis) als Äquivalente der Tyros-Schichten betrachtet. In dieser Arbeit werden die oberen Teile der Phyllit-Decke in Ost-, Mittel- und West-Kreta, die eine entsprechende Lithologie (besonders andesitische Vulkanite) besitzen, als Tyros-Schichten angesehen. Auf entsprechende Beziehungen wiesen schon THIEBAULT (1982), DOERT et al. (1985) und DORNSIEPEN (1988) hin.

Die Phyllit-Decke ist nicht immer vollständig mit allen Teileinheiten entwickelt. Besonders die Gips-Rauhacken-Formation und die varistischen Metamorphite sind häufig tektonisch unterdrückt. Aber auch die Phyllit-Quarzit-Serie (z. B. Süden des Ornon Oros, Ost-Kreta) und die Tyros-Schichten können in dem Deckenpaket fehlen (z. B. auf Xyli, Südost-Lakonien).

Es fällt auf, daß bisher keine jüngeren Schichten als Rhäto-Lias nachgewiesen wurden. Ebenso sind bisher Teile der mittleren Trias nicht gefunden worden. Möglicherweise ist innerhalb der Einheiten der Phyllit-Decke eine Schichtlücke in der Mitteltrias vorhanden, wie sie auch in der Plattenkalk-Serie Mittel-Kretas bekannt ist (EPTING et al. 1972).

Ein Problem stellt die Zuordnung der faziell unterschiedlichen Anteile untereinander und zu der überlagernden Tripolitza-Serie dar. Im einzelnen sind folgende Fragen offen:

- a) Gehören Gips-Rauhacken-Formation und Phyllit-Quarzit-Serie zusammen?
- b) Bildet das Varistikum die Basis der Phyllit-Quarzit-Serie oder der Tyros-Schichten?
- c) Sind die Tyros-Schichten die Basis der Tripolitza-Serie?

zu a) In Ost-Kreta sind die Verhältnisse klar. Aufgrund der paläontologischen Daten ist ein tektonischer Kontakt zwischen beiden Einheiten zu fordern. Auf die obertriassischen Flachwasserablagerungen folgen pelagische Sedimente des Perms, die zum Hangenden jünger werden. Auch das Kartenbild zeigt, daß die Gipse und Dolomite keine zusammenhängende Schicht bilden, sondern in isolierten, tektonischen Schuppen auftreten.

In West-Kreta sind die Verhältnisse etwas komplizierter. Dort liegt, bis auf eine mögliche Schichtlücke in der Mitteltrias, eine offensichtlich ungestörte, überkippte Schichtfolge von Unterperm bis Obertrias vor. Nach den Beschreibungen von WURM (1950) und SEIDEL (1978) gehen die Phyllite und Quarzite kontinuierlich nach unten in die plattigen Kalke und Phyllite über, welche sich ihrerseits in die Dolomite und Gipse fortsetzen. Die Trypali-Einheit dagegen, die nach Meinung der Autoren mit der Gips-Rauhacken-Formation gleichzusetzen ist, wird von GREILING (1982) und von SEIDEL (1978) als eine tektonische Einheit betrachtet. Entsprechen sich tatsächlich beide Einheiten, so erscheint es sinnvoll, die Gips-Rauhacken-Formation als eine zumindest tektonisch eigenständige Einheit anzusehen. Dies schließt nicht die Möglichkeit aus, daß sich die pelagische Sedimentation der Phyllit-Quarzit-Serie nach einer möglichen Schichtlücke in der Mitteltrias in der Flachwasserfazies der Gips-Rauhacken-Formation in der Obertrias fortsetzt. Wenn dies der Fall wäre, läge eine Inversions-Struktur vor.

Zu b) Die varistischen Metamorphite wurden von der gleichen Hochdruck/Niedrigtemperatur-Metamorphose überprägt wie die überlagernden und angrenzenden Schichten. SEIDEL (1978) nahm deshalb an, daß diese Gesteine in die Phyllit-Quarzit-Serie

(sensu CREUTZBURG & SEIDEL 1975) gehören. Er trennte auf Kreta diese Serie von den Ravducha-Schichten, den Äquivalenten der Tyros-Schichten des Peloponnes. Folgt man der oben begründeten Ansicht, daß die über dem Varistikum liegenden, höheren Teile der Phyllit-Decke in Ost-Kreta Tyros-Schichten sind, dann besteht die Möglichkeit, daß das Varistikum die Basis der Tyros-Schichten bildet. Es gibt mehrere für diese Interpretation sprechende Argumente.

— Die varistischen Metamorphite treten nur an der Basis jener Schichten auf, die wegen des Vorkommens von andesitischen Vulkaniten Tyros-Schichten sein müßten.

— Die radiometrischen Altersdaten zeigen mit 291–312 Ma das oberste Karbon (Stefan, oberstes Westfal) an, während in der Phyllit-Quarzit-Serie noch der Grenzbereich Namur/Westfal nachzuweisen ist. Wenn das Varistikum die Basis der Phyllit-Quarzit-Serie wäre, hieße dies, daß die Metamorphose des Basements jünger wäre als die Sedimentation der darüberliegenden Schichten. Selbst wenn man annimmt, daß die Daten wahrscheinlich Abkühlungsalter darstellen, bleibt sehr wenig Zeit zwischen dem tektonometamorphen Ereignis und der Bildung eines Beckens mit hochmarinen Tiefwasserablagerungen. Weiterhin ist die Abkühlung von Metamorphiten eher mit Hebung und Herausbildung eines morphologischen Gebirges als mit der Absenkung zu einem Tiefenwasserbecken verknüpft.

— Das Oberperm-Alter der bisher bekannten ältesten Ablagerungen der Tyros-Schichten ist dagegen sehr gut vereinbar mit den radiometrischen Altersdaten. Hier liegt ein genügend großer Zeitraum zwischen Orogenese und mariner Transgression vor, vergleichbar mit den Verhältnissen im mitteleuropäischen Varistikum, wo nach der oberkarbonen Falten die marine Transgression ebenfalls erst im höheren Perm (Zechstein) stattfand.

Diese hier nur kurz skizzierten Gegebenheiten sprechen somit stärker dafür, daß die varistischen Metamorphite innerhalb der Phyllit-Decke das Basement der Tyros-Schichten bilden und nicht dem Untergrund der Phyllit-Quarzit-Serie entstammen.

zu c) Die Tyros-Schichten sind von KTENAS (1924) als das normale, sedimentäre Liegende der Tripolitza-Kalke angesehen worden. Dieser Interpretation sind bisher die meisten nachfolgenden Bearbeiter gefolgt. Untersuchungen zur Metamorphose der Tyros-Schichten im Fenster von Feneos (Nord-Peloponnes) durch BALTATZIS & KATAGAS (1984) und DORNSIEPEN et al. (1986) haben Ergebnisse geliefert, die zu Zweifeln an dieser Auffassung berechtigen. Die

Metamorphosebedingungen betrugen dort bis zu 4–6 kbar und 360 °C. Die Mächtigkeit des darüber liegenden Deckenstapels reicht nicht aus, diesen lithostatischen Druck zu erzeugen. Auch sind die Kontakte zwischen Tyros-Schichten und Tripolitza-Kalken an den Stellen, an denen sie gut aufgeschlossen sind, tektonischer Natur. Lediglich einige Teile der Tyros-Schichten mit einer Anchimetamorphose oder Diagenese unter Bedingungen von weniger als 2 kbar und 200–250 °C könnten einen normalen Kontakt zu den Tripolitza-Kalken haben (z. B. bei Ravducha, West-Kreta, SANNEMANN & SEIDEL 1977, oder im Süd-Peloponnes bei Krokee, THIEBAULT 1982, bei Gythion, DOERT et al. 1985, oder bei Skala, MANUTSOGLU et al. 1993). Aber selbst bei diesen Vorkommen ist der Kontakt, soweit er zu beobachten ist, tektonischer Natur.

Zusammenfassend kann man feststellen, daß zumindest die meisten Teile der Tyros-Schichten einen tektonischen Kontakt zu den überlagernden Tripolitza-Kalken haben. Somit ist die paläogeographische Position dieser Schichtglieder nicht eindeutig zu bestimmen, sondern bleibt spekulativ. Dennoch erscheint es sinnvoll, sowohl die nicht metamorphen Tyros-Schichten, die eine stratigraphische Kontinuität zum Tripolitza-Kalk zeigen (MANUTSOGLU et al. 1993) als auch die offensichtlich abgescherten, höher metamorphen Teile der Tyros-Schichten als das ursprüngliche Substrat der Tripolitza-Kalke anzusehen. Ihre Position zwischen Phyllit-Quarzit-Serie und den Tripolitza-Kalken sowie die einheitliche Lithologie der unterschiedlich metamorphen Teile der Tyros-Schichten spricht sehr für diese Interpretation.

Als Phyllit-Decke (Untere Westhellenische Decke nach JACOBSHAGEN et al. 1978a) werden nach unserer Auffassung vier Teileinheiten aufgrund ähnlicher tektonometamorpher Prägnungsfolge zusammengefaßt. Wenn man von paläogeographischen Gesichtspunkten ausgeht, dann muß die Phyllit-Decke in zwei Teildecken, nämlich eine untere aus Phyllit-Quarzit-Serie und Gips-Rauhacken-Formation und eine obere aus Varistikum und Tyros-Schichten, gegliedert werden.

Paläogeographische Konsequenzen

Paläogeographisch betrachtet, müssen die Phyllit-Quarzit-Serie und die Tyros-Schichten zwei unterschiedlichen Krustensegmenten entstammen. Die Tyros-Schichten wurden auf einem im Oberkarbon im Zuge der varistischen Orogenese geprägten Kristallin-Sockel abgelagert. Fazies und Fauna weisen sie als Flachwasser-Abfolge eines kontinentalen Schelfmeeres aus, welches Zugang zu einem offenen Meer, der permo-triassischen Tethys, hatte. Als paläo-

geographische Position kommt hierfür der südöstliche Schelfrand des varistisch geformten europäischen Kontinents in Frage (Abb. 7).

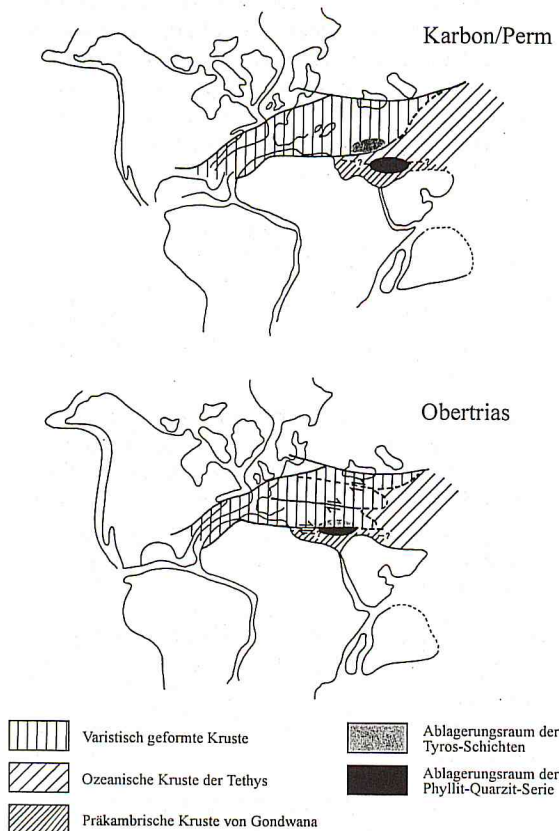


Abb. 7: Paläogeographische Position der Tyros-Schichten und der Phyllit-Quarzit-Serie in Oberkarbon und Obertrias (modifiziert nach LIVERMORE et al. 1986 und ZIEGLER 1990).

Fig. 7: Paleogeographic position of the Tyros-Beds and the Phyllite-Quartzite-Series in the Upper Carboniferous and Upper Triassic (modified after LIVERMORE et al. 1986 and ZIEGLER 1990).

Die Phyllit-Quarzit-Serie ist durch eine hochmarine Sedimentation von Oberkarbon bis Untertrias gekennzeichnet mit einer typischen pelagischen Conodonten- und Radiolarien-Fauna der Tethys. Daraus läßt sich ableiten, daß im Untergrund der Phyllit-Quarzit-Serie kein varistisches Kristallin vorhanden ist. Die fazielle Ausbildung der Serie in West-Kreta mit Quarziten, Konglomeraten, Schiefern und dünnen Kalklagen, aber mit einer hochmarinen Conodontenfauna zeigt enge litho- und biofazielle Beziehungen zu permischen Ablagerungen von Sizilien,

die Olisthostrome und Turbidite enthalten (CATALANO et al. 1991). Die Fazies und Fauna der Phyllit-Quarzit-Serie Ost-Kretas, vor allem die unter- bis mitelpermischen roten, radiolarienführenden Schiefer, sind ebenfalls mit den mittel- bis oberpermischen roten Peliten Siziliens zu vergleichen. Diese sind nach CATALANO et al. (1991) typische Tiefseesedimente der südlichen Tethys. Die paläogeographische Position der Phyllit-Quarzit-Serie ist mit großer Wahrscheinlichkeit am nicht varistisch geformten nordöstlichen Kontinentalabhang des afro-arabischen Kontinents am Übergang zum südwestlichen Tiefseebereich der Tethys zu suchen (Abb. 7).

Diese beiden Teildecken könnten somit "displaced terranes" innerhalb der Externen Helleniden darstellen. Diese zwei Einheiten müssen entweder durch Schließung der Tethys durch Subduktion oder großräumige Seitenverschiebungen zusammengebracht worden sein. Es bleibt zu fragen, ob derartige Prozesse in der Permtrias oder alpidisch während des Tertiärs abgelaufen sein könnten. Die Hochdruckmetamorphose der Phyllit-Decke ist auf eine Subduktion zurückzuführen. Diese fand nach radiometrischen Datierungen im Tertiär statt (SEIDEL et al. 1982). Die Phyllit-Decke enthält als bisher jüngste Ablagerung obertriassische Meta-Sedimente. In den paläogeographischen Karten von ZIEGLER (1990) existiert ein von der Trias bis ins Tertiär durchgehendes schmales Ozeanbecken zwischen Europa und Afrika, das als Herkunftsgebiet der Phyllit-Quarzit-Serie aber nicht in Frage kommt. Die Phyllit-Quarzit-Serie setzt sich zum Hangenden sehr wahrscheinlich in der Gips-Rauhacken-Formation fort. Deren Flachwasserbedingungen sind typisch für die Obertrias im gesamten Bereich der Externen Helleniden. Es existieren keinerlei Anzeichen für eine Ozeanisierung in post-triassischer Zeit in diesem Gebiet, so daß die tertiäre Subduktion ein intrakontinentaler Vorgang sein muß und nicht mit der Verschluckung und Schließung eines Ozeans zusammenhängt (DORNSIEPEN 1988). Für großräumige Seitenverschiebungen zwischen Tyros-Schichten und Phyllit-Quarzit-Serie in tertiärer Zeit existieren keine kinematischen Hinweise.

Man sollte deshalb von triassischen geotektonischen Vorgängen (Subduktion oder Seitenverschiebung) ausgehen. Die Tyros-Schichten enthalten, wie oben dargelegt, Kalk-Alkali-Vulkanite, die typisch sind für Subduktionszonen. Dennoch sind Subduktionsprozesse in den Externen Helleniden zur Trias-Zeit sehr umstritten und werden von vielen Autoren abgelehnt (z. B. ZIEGLER 1990). Neue Untersuchungen zur Geochemie der Vulkanite der Tyros-Schichten zeigen, daß diese keine orogenen Andesite sondern kontinentale Niedrig-Ti-Trappbasalte darstellen (DORNSIEPEN et al., in Vorb.). So bleibt als

geotektonischer Vorgang eine großräumige Seitenverschiebung von mindestens 400 km. Auf dieser Länge kommen die Tyros-Schichten und die Phyllit-Quarzit-Serie heute zusammen vor.

In den paläogeographischen Karten von IRVING (1977) und SMITH et al. (1981) ist zu sehen, daß Afrika gegenüber Europa im Karbon/Perm eine weiter östlich gelegene Position einnahm als in der Obertrias. Dies ist durch eine gegen den Uhrzeigersinn gerichtete Rotation Afrikas während der Trias zu erklären (vgl. KRAHL et al. 1983, 1988). Das Ausmaß dieser dextralen Seitenverschiebung ist umstritten (LIVERMORE et al. 1986). Nach den Darstellungen von IRVING (1977) und SMITH et al. (1981) wäre mit einem Verschiebungsbetrag von mehreren tausend Kilometern zu rechnen. Dies ist schwer mit der Korrelation der varistischen Orogenteile Afrikas mit denen Amerikas und Europas zu vereinbaren (MATTE 1986; ZIEGLER 1990).

Außerdem bedeutet eine Verschiebung von mehreren tausend Kilometern während der Mitteltrias eine Geschwindigkeit der Plattenbewegung, die die bekannten, rezenten Bewegungsraten übersteigt. Dennoch können Verschiebungsbeträge von 700–900 km in Erwägung gezogen werden (LIVERMORE et al. 1986). Ein Teil dieser Bewegung fand im Perm statt (MATTE 1986), wo etwa 300–400 Kilometer für den Zusammenschub der Alleghenischen Orogenphase in den Appalachen benötigt werden (ZIEGLER 1990). Für die Trias ergibt sich ein dextraler Seitenverschiebungsbetrag von ca. 400–500 Kilometer. Durch diese Rotation wurden die Tethysgebiete der Phyllit-Quarzit-Serie vom Nordost-Rand Gondwanas gegen den kontinentalen, europäischen Schelfrand der Tyros-Schichten versetzt (Abb. 7). Dieses Modell erklärt die Vorkommen von marinen, permischen Ablagerungen in Sizilien ohne einen weit nach Westen vorstoßenden, ozeanischen Arm der Tethys (z. B. CATALANO et al. 1991). Außerdem ließe sich damit der Fazieswechsel vom pelagischen Milieu der Sedimente der Phyllit-Quarzit-Serie zum Flachwasserbereich der Ablagerungen der Gips-Rauhwacken-Formation als Inversionsstruktur deuten, die mit einer Seitenverschiebung in Verbindung steht. Weiterhin lassen sich durch diese Bewegungen die Konglomerat- und Turbidit-sedimentation während Perm und Untertrias und die wahrscheinlich vorhandene Schichtlücke in der Mitteltrias erklären.

Danksagung

Für kritische Kommentare zu dieser Arbeit danken wir Prof. Dr. V. JACOBSHAGEN (Berlin). Diskussionen mit Prof. Dr. G. KOWALCZYK (Frankfurt)

und Prof. Dr. O. ONCKEN (Potsdam) und ihre Anregungen sowie die kritischen Anmerkungen eines unbekannten Gutachters haben sehr zur Verbesserung des Manuskripts beigetragen, was wir dankend anerkennen. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft möchten wir unseren Dank für finanzielle Unterstützung aussprechen, sowie dem Institute of Geology and Mining Exploration (I.G.M.E.), Athen, für die sehr effektive Förderung unserer Arbeit.

Schriftenverzeichnis

- BALTATZIS, E. G. & KATAGAS, C. G. (1984): The pumpellyite-actinolite and contiguous facies in part of the Phyllit-Quarzit-Series, central Northern Peloponnesus, Greece. — *J. metamorphic Geol.*, 2: 349–363; Oxford.
- BASSIAS, I. (1984): Etude géologique du domaine paronien (feuille d'Astros au 1/50.000, Péloponnèse oriental, Grèce). — *Mém. Sci. Terre Univ. Curie*, 84-14: 261 S.; Paris.
- BONARELLI, G. (1901): Appunti sulla costituzione geologica dell'isola di Creta — *Mem. Acad. Lincei*, 53: 518–548; Roma.
- BONNEAU, M. & KARAKITSIOS, V. (1979): Les niveaux inférieurs (Trias supérieur) de la nappe de Tripolitza en Crète moyenne (Grèce) et leurs relations avec la nappe des Phyllades. Problèmes stratigraphiques, tectoniques et métamorphisme. — *C. R. Acad. Sc. Paris (D)* 288: 15–18; Paris.
- BRAUER, R. (1983): Das Präneogen im Raum Molai-Talanta (SE-Lakonien, Peloponnes, Griechenland). — *Frankfurter geowiss. Arb.*, A3: 284 S.; Frankfurt/Main.
- , ITTNER, R. & KOWALCZYK, G. (1980): Ergebnisse aus der „Phyllit-Serie“ SE-Lakoniens (Peloponnes, Griechenland). — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1980: 129–144; Stuttgart.
- CATALANO, R., DI STEFANO, P. & KOZUR, H. (1991): Permian circumpacific deep-water faunas from the western Tethys (Sicily, Italy) — new evidence for the position of the Permian Tethys. — *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 87: 75–108; Amsterdam.
- CAYEUX, L. (1902): Sur la composition et l'âge des terrains métamorphiques de la Crète. — *C. R. Acad. Sc. Paris*, 134: 1117–1119; Paris.
- CREUTZBURG, N. & SEIDEL, E. (1975): Zum Stand der Geologie des Präneogens auf Kreta. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 149: 363–383; Stuttgart.
- DALLWIG, R. & KUSS, S. E. (1982): Was ist die „Tripalinität“ der Insel Kreta/GR stratigraphisch? — *Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, 71/72: 5–15; Freiburg.
- DANAMOS, G. D. (1991): The presence of the “Tyros beds” formation at Kythira island. — *Bull. geol. Soc. Greece*, XXV/1: 399–404; Athens.

- DERCOURT, J. & THIEBAULT, F. (1979): Creation and evolution of the northern margin of the Mesogean ocean between Africa and Apulia in the Peloponnesus (Greece). — *Proceed VI Colloq. Geol. Aegean Regions Athens 1977*, 3: 1313–1332; Athens.
- DOERT, U. (1981): Geologische Untersuchungen zum Deckenbau des mittleren und südlichen Peloponnes unter besonderer Berücksichtigung der kleintektonischen Analyse. — *Habil.-Schrift Univ. Erlangen*, 233 S.; Erlangen. — [Unveröff.].
- , KOWALCZYK, G. (1985): Die permischen Schichten südlich Kalamata (Messenien/Peloponnes). — *Geol. Bl. NO-Bayern*, 34/35: 675–698; Erlangen.
- , KOWALCZYK, G., KAUFFMANN, G. & KRAHL, J. (1985): Zur stratigraphischen Einstufung der „Phyllit-Serie“ von Krokee und der Halbinsel Xyli (Lakonien, Peloponnes). — *Erlanger geol. Abh.*, 112: 1–10; Erlangen.
- DORNSIEPEN, U. F. (1988): Zur Geologie der Phyllit-Decke Kretas und des Peloponnes. — *Habil.-Schrift FU Berlin*, 149 S.; Berlin. — [Unveröff.].
- , GEROLYMATOS, E. & JACOB SHAGEN, V. (1986): Die Phyllit-Quarzit-Serie im Fenster von Feneos (Nord-Peloponnes). — *Inst. Geol. Mineral. Res., Papastamatiou, J., memor. Issue*: 99–105; Athens.
- EPTING, H., KUDRASS, H. R., LEPPIG, U. & SCHÄFER, A. (1972): Geologie der Talea Ori/Kreta. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 141: 259–285; Stuttgart.
- FRANZ, L. (1992): Die polymetamorphe Entwicklung des Altkristallins auf Kreta und im Dodekanes (Griechenland). — 389 S.; Stuttgart (Enke).
- FYTROLAKIS, N. (1967): Über einen Fossilfund im Metamorphikum von Ostkreta. — *Bull. geol. Soc. Greece*, 7: 89–92; Athens.
- (1971): Die bis heute unbekannten paläozoischen Schichten südöstlich von Kalamai. — *Bull. geol. Soc. Greece*, 8: 70–81; Athens.
- GREILING, R. (1982): The metamorphic and structural evolution of the Phyllite-Quarzite nappe of Western Crete. — *J. Struct. Geol.*, 4: 291–297; Oxford.
- IRVING, E. (1977): Drift of the major continental blocks since the Devonian. — *Nature*, 270: 304–309; London.
- JACOB SHAGEN, V. (1986): Geologie von Griechenland. — 363 S.; Berlin — Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- , DÜRR, S., KOCKEL, F., KOPP, K. O. & KOWALCZYK, G. mit Beitr. von BERCKHEMER, H. & BÜTTNER D. (1978a): Structure and geodynamic evolution of the Aegean Region. — In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (eds.): *Alps, Apennines, Hellenides*. — *Inter. Union Comm. Geodynamics, Sci. Rep.*, 38: 537–564; Stuttgart (Schweizerbarth).
- , RICHTER, D. & MAKRI, J., mit Beitr. von BACHMANN, G. H., GIESE, D. & RISCH, H. (1978b): Alpidic development and structure of the Peloponnesus. — In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (eds.): *Alps, Apennines, Hellenides*, *Inter. Union Comm. Geodynamics, Sci. Rep.*, 38: 415–423; Stuttgart (Schweizerbarth).
- KAUFFMANN, G. (1976): Perm und Trias im östlichen Mittelgriechenland und auf einigen ägäischen Inseln. — *Z. dt. geol. Ges.*, 127: 387–398; Hannover.
- KOPP, K. O. & OTT, E. (197): Spezialkartierungen im Umkreis neuer Fossilfunde in Trypali- und Tripolitzakalen Westkretas. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1977: 228–253; Stuttgart.
- & WERNADO, G. (1983): Über eine intra-triadische Deckenbewegung auf Kreta. — *Geol. Rdsch.*, 72: 894–910; Stuttgart.
- KOWALCZYK, G. & DITTMAR, U. (1991): The metamorphics underlying the Plattenkalk carbonates in the Taygetos Mts. (Southern Peloponnes). — *Bull. geol. Soc. Greece*, XXV/1: 455–467; Athens.
- KOZUR, H. & KRAHL, J. (1987): Erster Nachweis von Radiolarien im tethyalen Perm Europas. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 174: 357–372; Stuttgart.
- KRAHL, J., KAUFFMANN, G., KOZUR, H., RICHTER, D., FÖRSTER, O. & HEINRITZ, F. (1983): Neue Daten zur Biostratigraphie und zur Lagerung der Phyllit-Gruppe und der Trypali-Gruppe auf der Insel Kreta (Griechenland). — *Geol. Rdsch.*, 72: 1147–1166; Stuttgart.
- , KAUFFMANN, G., KOZUR, H., MÖLLER, I., RICHTER, D., FÖRSTER, O., HEINRITZ, F. & DORNSIEPEN, U. F. (1986): Neue Fossilfunde in der Phyllit-Gruppe Ostkretas (Griechenland). — *Z. dt. geol. Ges.*, 137: 523–536; Hannover.
- , RICHTER, D., FÖRSTER, O., KOZUR, H. & HALL, R. (1988): Zur Stellung der Talea Ori im Bau des kretischen Deckenstapels (Griechenland). — *Z. dt. geol. Ges.*, 139: 191–227; Hannover.
- KTENAS, K. A. (1924): Formations primaires semimétamorphique au Péloponnèse central. — *C. R. somm. Soc. géol. France*, 24: 61–63; Paris.
- (1926): Sur le développement du Primaire au Péloponnèse central. — *Prakt. Akad. Athin.*, 1: 53–59; Athenes.
- LALLEMANT, S. (1984): La transversale Nord-Maniote. Etude géologique et aeromagnetique d'une structure transverse à l'arc égéen externe. — *Mem. Sc. Terre, Université Curie, Paris*, 84–28: 1–164; Paris.
- LEKKAS, S. (1980): Les phyllades du Péloponnèse: un metaflysch ionien chevauché par la série de Garvrovo-Tripolizza (Grèce). — *C. R. Acad. Sc. Paris, (D)* 291: 21–24; Paris.
- & PAPANIKOLAOU, D. (1978): On the phyllite-problem in Peloponnesus. — *Ann. géol. Pays hellén.*, 29: 395–410; Athens.
- LIVERMORE, R. A., SMITH, A. G. & VINE, F. J. (1986): Late Paleozoic to early Mesozoic evolution of Pangaea. — *Nature*, 322: 162–165; London.
- MANUTSOGLU, E. (1990): Tektonik und Metamorphose der Plattenkalk-Serie im Taygetos (Peloponnes, Griechenland). — *Berliner geowiss. Abh.*, A129: 1–82; Berlin.

- MANUTSOGLU, E., MERTMANN, D. & JACOBSHAGEN, V. (1993): Zur faziellen Entwicklung triassischer Gesteinsfolgen der Tripolitza-Plattform in Süd-Lakonien, (Peloponnes/Griechenland). — *Z. dt. geol. Ges.*, **144**: 396–405; Hannover.
- MATTE, P. (1986): Tectonics and plate Tectonics model for the Variscan belt of Europe. — *Tectonophysics*, **126**: 329–374; Amsterdam.
- MÖLLER, I. (1985): Untersuchungen zur Metamorphose und Tektonik in der Umgebung von Mesa Moulana (Ost-Kreta). — Diplom-Arbeit FU Berlin, 106 S.; Berlin. — [Unveröff.].
- PANAGOS, K. H., PE, G. G., PIPER, D. J. W. & KOTOPOULI, C. N. (1979): Age and stratigraphic subdivision of the Phyllite Series, Krokee region, Peloponnesus, Greece. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1979**: 181–190; Stuttgart.
- PAPASTAMATIOU, J. & REICHEL, M. (1956): Sur l'âge des Phyllades de l'île de Crète. — *Eclogae geol. Helv.*, **49**: 147–149; Basel.
- PARASKEVOPOULOS, G. (1950): Les houilles du district de Malvoisie. — *Ann. géol. Pays hellén.*, **3**: 32–51; Athenes.
- (1964): Die alpine Dislokationsmetamorphose im zentral-peloponnesisch-kretischen metamorphen System. — *N. Jb. Miner. Abh.*, **101**: 195–209; Stuttgart.
- PHILIPPSON, A. (1892): Der Peloponnes. — 643 S.; Berlin (Friedländer).
- POMONI-PAPAIANOANNOU, F. & DORNSIEPEN, U. F. (1987): Post-Pliocene Calichified Solution-Collapse Breccia from Eastern Crete, Greece. — *Facies*, **18**: 169–180 Erlangen.
- PSONIS, K. T. H. (1981): Presence of Permo- (?) Lower Triassic beds at the base of the Plattenkalk Series in Taygetos. Description of a continuous section. — *Ann. géol. Pays hellén.*, **30**: 578–587; Athens. — (in griechisch).
- RAULIN, Y. (1861): Description physique de l'île de Crète. — *Actes. Soc. Linn. Bordeaux*, **23**: 1–157, 321–444; Bordeaux.
- SANNEMANN, W. & SEIDEL, E. (1976): Die Triassschichten von Rawdoucha/NW-Kreta. Ihre Stellung im kretischen Deckenbau. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1976**: 221–228; Stuttgart.
- SEIDEL, E. (1968): Die Tripolitza- und Pindos-Serie im Raum von Paläochora (SW-Kreta, Griechenland). — *Diss. Universität Würzburg*, 102 S.; Würzburg.
- (1978): Zur Petrologie der Phyllit-Quarzit-Serie Kretas. — *Habil.-Schrift, TU Braunschweig*, 145 S.; Braunschweig.
- SEIDEL, E., KREUZER, H. & HARRE, W. (1982): A Late Oligocene/Early Miocene high pressure belt in the External Hellenides. — *Geol. Jb.*, **23**: 165–206; Hannover.
- SKARPELIS, N. S. (1982): Metallogeny of massive sulfides and petrology of the external metamorphic belt of the Hellenides (SE Peloponnesus). — *Diss. Univer. Athen*, 149 S.; Athens. — [griech. m. engl. Zusammenfassung].
- SMITH, A. G., HURLEY, A. M. & BRIDEN, J. C. (1981): Phanerozoic paleocontinental world maps. — Cambridge University Press.
- SPRATT, T. A. B. (1865): Travels and Researches in Crete. — **I**: 387 S.; **II**: 435 S.; London.
- THEYE, TH. (1988): Aufsteigende Hochdruckmetamorphose in Sedimenten der Phyllit-Quarzit-Einheit Kretas und des Peloponnes. — *Diss. TU Braunschweig*, 224 S.; Braunschweig.
- THIEBAULT, F. (1982): Evolution géodynamique des Hellenides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). — *Soc. géol. Nord Publ.*, **6**: 1–574; Villeneuve d'Ascq.
- & KOZUR, H. (1979): Précision sur l'âge de la formation de Tyros (Paléozoïque supérieur — Carnien) et de la base de la série de Gavrovo-Tripolitza (Carnien) (Péloponnèse méridional, Grèce). — *C. R. Acad. Sc. Paris*, **(D) 288**: 23–26; Paris.
- THORBECKE, G. (1974): Zur Deckennatur des permotriadischen Phyllits von Kreta. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1974**: 246–256; Stuttgart.
- WACHENDORF, H., BEST, G. & GWOSDZ, W. (1975): Geodynamische Interpretation Ostkretas. — *Geol. Rdsch.*, **64**: 728–750; Stuttgart.
- , GRALLA, P., KOLL, J. & SCHULZE, I. (1980): Geodynamik des mittellkretischen Deckenstapels (nördliches Dikti-Gebirge). — *Geotekt. Forsch.*, **59**: 1–72; Stuttgart.
- WURM, A. (1950): Zur Kenntnis des Metamorphikums der Insel Kreta. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1950**: 206–239; Stuttgart.
- WYES, K. (1981): Kartierung im Raum Salsalos/West-Kreta. — *Diplom-Kartierung FU Berlin*, 93 S.; Berlin. — [Unveröff.].
- ZIEGLER, P. A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. — *Shell International Petroleum Maatschappij B. V.*, London.
- (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. *Shell International Petroleum Mij. and Geological Society*, London.

Manuskript-Eingang: 18. 6. 1993
 Überarbeitete Fassung: 12. 4. 1994
 Annahme zum Druck: 15. 5. 1994