

ZUR GEOLOGIE DES ARGOLISCHEN BERGLANDES WESTLICH DER METHANA - HALBINSEL (PELOPONNES, GRIECHENLAND)*

VON

W. KALKREUTH¹ - P. WALLNER¹ - V. JACOBSHAGEN² UND H. RISCH²

EINLEITUNG

Im Bergland der Argolis-Halbinsel hatte C. RENZ seit Beginn dieses Jahrhunderts durch stratigraphische Untersuchungen eine fazielle Differenzierung von Trias und Jura erkannt, die ihn bewog, dort zwei Decken Stockwerke (Olonos-Pindos-Decke und Parnass-Giona-Decke) zu unterscheiden (C. RENZ 1940). H. BENDER et al. (1960) konnten allerdings feststellen, dass sich in der Umgebung des Theaters von Epidauros Trias-Ablagerungen in den Fazies der Hallstätter Kalke, des Dachsteinkalkes und der Hornstein-Plattenkalke lateral und vertikal mit einander verzahnen und dass Deckenüberschiebungen dort fehlen. SÜSSKOCH (1967) und BANNERT & BENDER (1968) kamen in anderen Bereichen des argolischen Berglandes, RÖMERMANN (1968, 1969) auf Hydra zu dem gleichen Ergebnis. Sie entwarfen das Bild eines einfachen, um W-E streichenden Faltenbaus mit gleichlaufenden nord- oder südgerichteten Überschiebungen (z. B. Nordrand des Dhidhimi-Massivs bzw. Überschiebung von Hydra). Ausserdem sollten einzelne Sattelstrukturen bei einer späteren West-Bewegung zusätzlich in diese Richtung überfaltet oder überschoben worden sein.

Um die Vorstellung zu überprüfen, dass die Gebirge der Argolis-Halbinsel einem einzigen tektonischen Stockwerk angehören, wurden die Bergmassive des Mali Bari und des Ortholithi, auf der Ostseite der Argolis-Halbinsel, gegenüber von Methana gelegen, im Masstab 1:33.000

* W. KALKREUTH - P. WALLNER - V. JACOBSHAGEN και Η. RISCH, **Περὶ τῆς Γεωλογίας τῆς Ἀργολίδος δυτικῶς τῆς χερσονήσου τῶν Μεθάνων**. Ἀνεκοινώθη κατὰ τὴν Ἐπιστημονικὴν συνεδρίαν τῆς 26ης Νοεμβρίου 1976.

1. Abt. f. angew. Lagerstätten - Lehre der TU Aachen.
2. Institut für Geologie der FU Berlin.

geologisch neu kartiert (Abb. 1 und 2) und auf ihren Baustil untersucht (KALKREUTH 1973, WALLNER 1973). Beide bestehen im wesentlichen aus dem triadisch-liassischen Pantokrator-Kalk und überragen orographisch bei weitem ein Areal aus Flysch und Diabas-Hornstein-Tuffit-Serie, das sie nahezu allseitig umschliesst.

Weitere Ziele der Untersuchung waren die Transgression, das Alter und die Abfolge des argolischen Flyschs sowie die Systeme jünger Bruchstörungen.

D a n k s a g u n g : Vom National Institute of Geological and Mining Research in Athen wurden die Untersuchungen in liebenswürdiger Weise

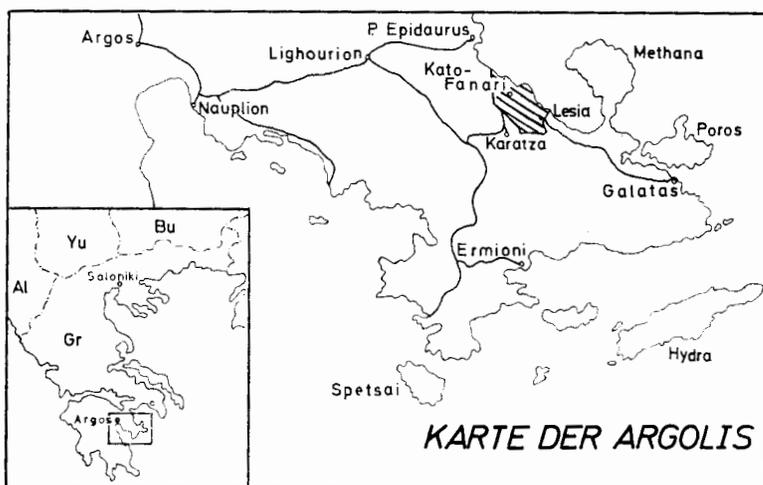


Abb.1 Lage des Arbeitsgebietes 

Abb. 1. Lage des Arbeitgebietes.

unterstützt, wofür wir dessen Leitung, insbesondere den Herren G. A. Apostolidis und Dr. J. Bornovas sehr zu Dank verbunden sind. Prof. Dr. R. Fischer (Marburg) übernahm freundlicherweise die Bestimmung der Jura-Ammoniten, Prof. Dr. W. Büsch (Berlin) beriet die petrographischen Untersuchungen der Serpentinite. Ihnen danken wir herzlich, ebenso Dr. D. Bannert (Hannover) und Doz. Dr. I. Mariolakos (Athen) für wertvolle Diskussionen, Fräulein W. Jung (Berlin) für die Zeichnung einiger Abbildungen und Frau R. Cousiño (Berlin) für die Herstellung des Manuskripts.

Die Untersuchungen wären nicht möglich gewesen ohne die grosszügige finanzielle Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft; dafür sei auch an dieser Stelle unser Dank ausgesprochen.

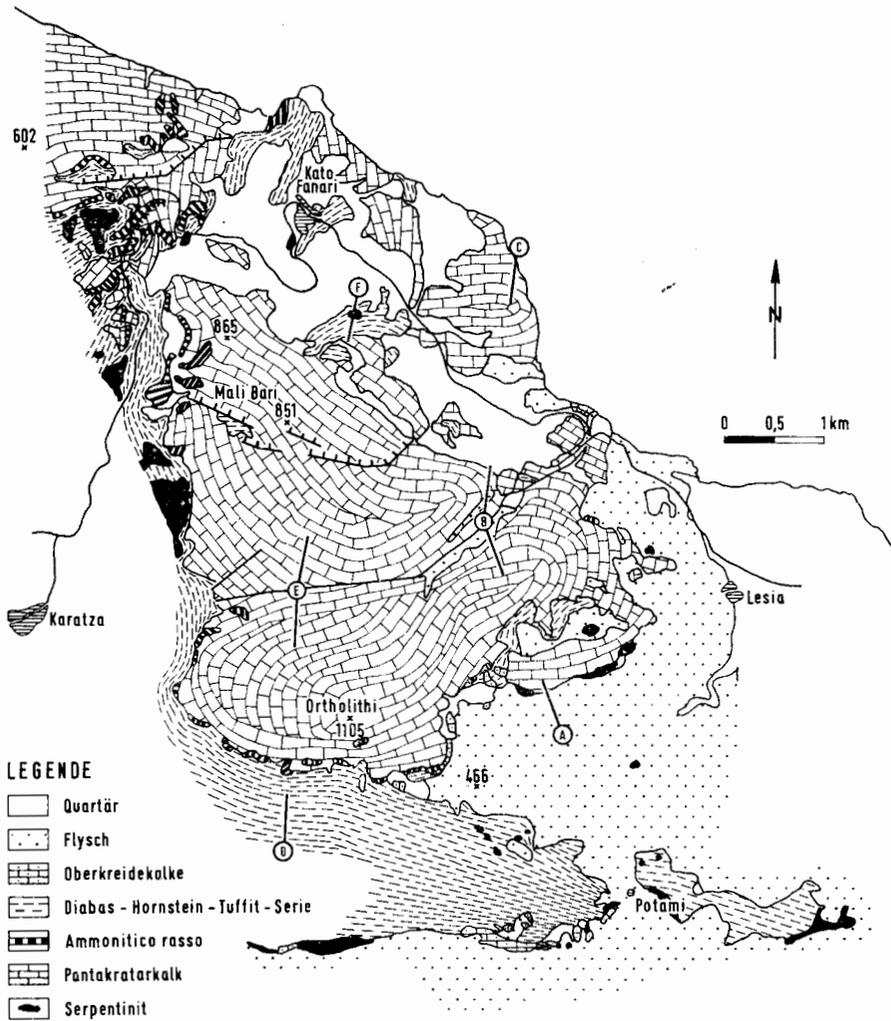


Abb. 2. Geologische Karte des argolischen Berglands westlich Methana.

STRATIGRAPHIE

Schichtenfolge und Fazies des Mesozoikums und des Paläogens im argolischen Bergland wurden von BANNERT & BENDER (1968) beschrieben. Ihre stratigraphische Gliederung konnte im Arbeitsgebiet angewandt werden und ist in Tab. 1 zusammengefasst. Einige Abweichungen oder Präzisierungen werden nachstehend notiert.

Unter- und mitteltriadische Gesteine, wie man sie aus der Umgebung von Epidauros oder von Hydra kennt, sind im Arbeitsgebiet nicht

	Geol. Abteilungen	Schichtenfolge	Lithologische Charakteristik	F a u n a
Quartär		Hangbrekzien Kalkkrusten Rotlehm	Hangbrekzien zum Teil geschichtet, bisweilen mit kalkigem Bindemittel verfestigt	
Tertiär	Paleozän	Flysch	Wechsellagerung von Sandsteinen und Mergeln mit vereinzelt Konglomerat-Einschaltungen, graded u. parallel bedding	<i>Chilogümbelina crinita</i> (GLAESSNER) <i>Truncorotalia aff. angulata</i> (WHITE) <i>Globigerina</i> sp., <i>Globorotalia</i> sp.
		Mergelserie	rote und grüne Mergel	
Kreide	Maastricht	Oberkreide-Kalke 2-40 m	rote, gut gebankte Flaser-Kalke	<i>Globotruncana</i> div. sp. Bryozoen Korallen, Rudisten
	Santon Turon		schichtparallele Hornstein-Knauer an der Basis in Wechsellagerung mit Breccien u. Aufarbeitungslagen	
	Cenoman			
	Unterkreide			
	Jura	Malm	Diabas-Hornstein-Tuffit-Serie 1000 m	rote oder grüne Hornsteine, Tuffite, grobkörnige Pillow-Diabase, eingeschaltet fossil-leere Kalk-Linsen
Dogger		Ammonitico rosso 20 m	linsenförmig auftretend flaseriger Knollen-Kalk Zunahme des Tongehalts zum Hangenden	<i>Hildoceras (Hildaites) acutum</i> (TATE) <i>Hildoceras (Hildaites) prosperentinum</i> (BUCKMAN) <i>Phymatoceras rheumatisans</i> (DUMORTIER) <i>Calliphyloceras nilssoni</i> (HEBERT) <i>Harpoceras falcifer subexaratum</i> (BONARELLI)
Lias		Pantokrator-Kalk 900 m	schlecht gebankter, stark zerküfteter pelitischer Kalk, im höheren Teil Hornsteinbänder u. -knauern	Dasycladaceen, Milioliden, Echinodermata, Megalodonten
Trias		Obere Trias		

aufgeschlossen, hier beginnt die Schichtfolge erst mit dem Pantokrator-Kalk.

Wesentlich ist in dieser Abfolge und abweichend von den Vorstellungen von BANNERT & BENDER (1968), dass zwischen der mitteljurassisch-tiefkretazischen Diabas-Hornstein-Tuffit-Serie (DHT-Serie) und den überlagernden Rotkalken der Oberkreide überall eine Schichtlücke besteht. Doch handelt es sich dabei um aufgearbeitete DHT-Gesteine, was auch durch andere Profile entlang des Dhidhimi-Nordrandes bestätigt wird (vgl. AUBOUIN et al. 1970, S. 301). Im Profil südwestlich Potami spechen Graukalk-Gerölle (Pantokratorkalk?) im Verzahnungsbereich zwischen aufgearbeiteten DHT-Gesteinen und Rotkalken — oberhalb der ersten Rotkalklagen — zusätzlich für diese Annahme.

Nach oben werden die Rotkalke am Südrand des Arbeitsgebiets bei Potami von Rotmergeln (Maastricht bis tieferes Paleozän) abgelöst, die zum Hangenden in kompakte Flysch-Sandsteine übergehen.

Die Flyschsandstein-Serie setzt ein höheren Paleozän ein, was auch TATARIS & KALLERGIS (1965) bei Ligourion festgestellt haben. Sie transgrediert im mittleren Teil des Arbeitsgebiets auf der DHT-Serie, im Südost-Bereich der Mali Bari-Antikline sogar auf dem Pantokrator-Kalk. Dort kommt eine braune Aufarbeitungsbreccie mit Hornstein-Komponenten im Liegenden des Flyschs vor, deren hellbraune bis ockerfarbene Calcit-Matrix tief in ein Kleinrelief des Pantokrator-Kalks eingedrungen ist und als auffällige Tapete dessen Oberflächen an vielen Stellen noch überzieht, wo die Klastika des Flysch bereits abgetragen sind.

Flysch-Transgressionen über eine im Eozän kräftig erodierte Land-Oberfläche sind jüngst aus dem Bereich der Gavrovo-Tripolitsa-Schwelle des Epirus und des Peloponnes beschrieben worden (RICHTER & MARIOLAKOS 1972, 1973, RICHTER 1974). Eine oberkretazische Reliefbildung wie im Arbeitsgebiet ging nach den gleichen Autoren der Transgression der paleozänen Rotmergel-Serie in der Parnass-Zone Mittelgriechenlands voraus (Giona-Massiv und Umgebung von Levadhia, RICHTER & MARIOLAKOS 1974 a, b). Anknüpfend an die Ergebnisse von DERCOURT (1964) schliessen wir aus der Reliefbildung vor Ablagerung des Paleozän-Flysches (z. B. Strassen-Aufschluss nordwestlich Lesia) ebenfalls auf eine oberkretazische Heraushebung der Parnass-Schwelle.

Demgegenüber wurde in Südbereich bei Potami die Sedimentation nach der Transgression der roten Oberkreide-Kalke zumindest nicht mehr für längere Zeit unterbrochen.

Abschliessend sei bemerkt, dass sich im Arbeitsgebiet nirgends Hinweise auf eine allmähliche Flysch-Transgression von S nach N ergeben haben, wie sie von BANNERT & BENDER (1968) gefordert worden war. Hier setzt der Flysch durchweg im höheren Paleozän ein.

Insgesamt weist das argolische Mesozoikum weitgehende Übereinstimmung mit der Abfolge der Subpelagonischen Zone Nord- und Mittelgriechenlands auf. BERNOULLI et al. (1974) verglichen damit auch die Schichtfolge der Lykischen Decken im westlichen Taurus.

Serpentinite

Diskordante Serpentin-Körpern finden sich im Arbeitsgebiet sowohl innerhalb der DHT-Serie als auch im Flysch. Ihre Randbereiche sind häufig brekziös und besonders im Flysch von Karbonaten aus den umgebenden Gesteinen infiltriert (Ophicalcit). Meist sind sie stark verwittert.

Sowohl südlich des Ortholithi bei Potami als auch am NE-Hang des Mali Bari stehen die Serpentine stellenweise in Verbindung mit Pyroxeniten (überwiegend Enstatit-Fels). Im Maschen-Serpentin sind vereinzelt Pyroxen- und Olivinreste, Mineralien der Chlorit-Gruppe sowie hohe Anteile an Chromit und Maghemit zu beobachten.

Der Enstatit-Fels lässt sich makroskopisch leicht an den zahlreichen gross auskristallisierten, glänzenden Pyroxenen erkennen. Im Dünnschliff zeigt sich eine schwache Serpentinisierung dieses nur wenig Olivin-führenden Gesteins. Die grossen, teils idiomorphen Pyroxen-Kristalle, welche zum Teil chromhaltig sind, schwimmen in hellen Schichtglimmern. Sie sind teilweise uralitisiert; dabei entstand farblose Hornblende durch Autohydratation der Pyroxene.

An einigen Stellen, vornehmlich am NE-Hang des Mali Bari, findet man Reste von Kalken (vermutlich Pantokrator-Kalk) die als kleine, isolierte Schollen im Serpentin schwimmen. Im Randbereich dieser Schollen lässt sich eine Mylonitierung des Kalkes beobachten; der stark durchbewegte Serpentin drang in die Klüfte und Haarrisse des mitgeführten Gesteins ein, wobei es teilweise zu Verdrängungserscheinungen kam, die sich an den Rändern in Form von Reaktionssäumen bemerkbar machen. Diese Verdrängungen können ihre Ursachen in Reaktionen der Kalke mit den in Serpentin zirkulierenden CO_2 -armen Wässern haben. Thermische Veränderungen an Serpentin-Kontakten wurden an keiner Stelle beobachtet. Ähnliche Befunde wurden auch von BANNERT & BENDER (1968) mitgeteilt.

Die Gelände-Beobachtungen sprechen dafür, dass die Serpentine an tektonischen Schwächezonen aufgedrungen sind. Der grösste Teil von ihnen gehört der DHT-Serie primär an. Einzelne Serpentin-Körper innerhalb des Flyschs könnten primär in diese Position aufgedrungen sein.

Alpidische Orogenstruktur

Die tektonischen Strukturen des Arbeitsgebietes streichen ganz überwiegend um E-W, ähnlich wie in den benachbarten Gebieten des Dhidhimi und des Adheres im Süden (SÜSSKOCH 1967) oder im zentralen Bereich um Ligourion (BANNERT & BENDER 1968).

Beherrschende Bau-Elemente im Arbeitsgebiet sind die beiden Antiklinen des Mali Bari und des Ortholithi (Abb. 2-3), die durch eine

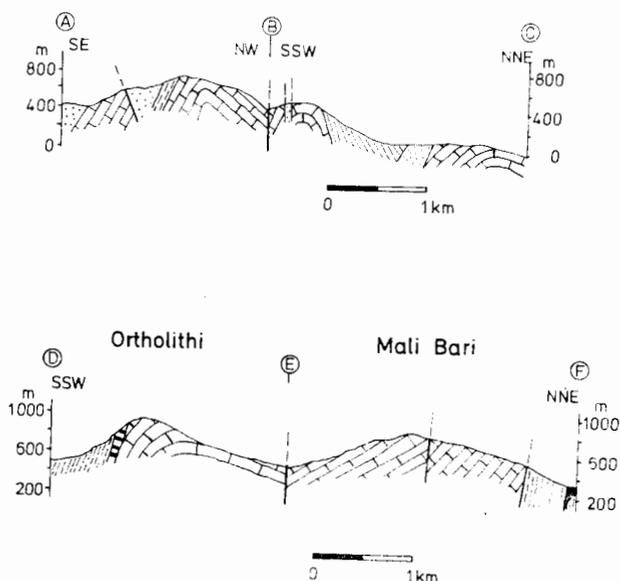


Abb. 3. Querprofile durch die Massive des Mali Bari und des Ortholithi (Signaturen wie in Abb. 2).

schmale E-W-streichende Störungszone getrennt werden. Den Kern dieser Gewölbe bildet der grobgebankte, stark klüftige Pantokrator-Kalk.

Die Mali Bari-Antikline wird durch eine weitere Störungszone (ca. 300 m südlich des 851 m-Gipfels) in einen Süd- und einen Nordabschnitt geteilt. Während im Südteil eine vollständige, E-W-streichende Sattelstruktur erhalten blieb, ist im Nordteil nur der Süd-Schenkel der Antikline erkennbar, der Nordschenkel dagegen — im Bereich des NE-Abhanges des Berges — von jungen Brüchen gestört und mit mächtigen z. T. verfestigten Handguschutt bedeckt. Die Sattelachse im Südteil des Mali Bari-Massivs biegt allmählich von E-W auf NW-SE-Richtung um und

behält diese Streichrichtung im gesamten Nordteil bei. Die Sattelachse des Ortholithi dreht dagegen im östlichen Bereich nur sanft von 85° auf 95° . Beide Gewölbe-Achsen tauchen mit $5 - 15^\circ$ nach E ab (Abb. 4-5).

Beide Antiklinen bilden zusammen einen Vergenz-Fächer. Der Sattel des Mali Bari ist schwach nordvergent, das Ortholithi-Gewölbe etwas nach S überkippt.

Nach der Prägung der E-W-streichenden Strukturen hat eine Einengung etwa senkrecht dazu stattgefunden; diese führte u. a. zu einer sigmoidalen Verbiegung der Gewölbe-Achse des Ortholithi derart, dass

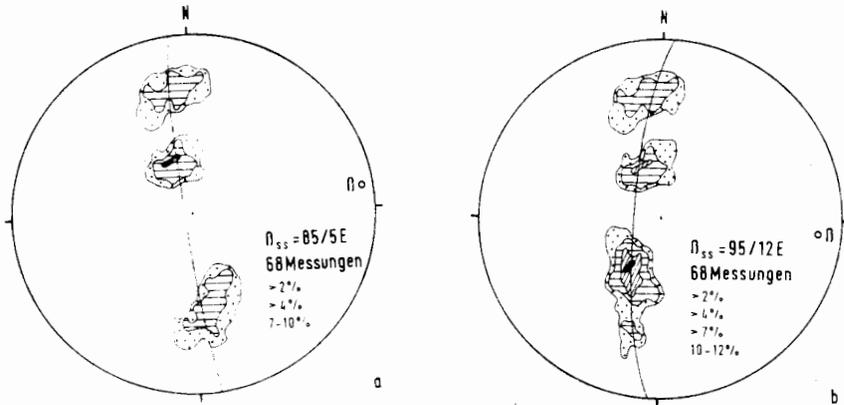


Abb. 4. Verlauf der Gewölbe-Achse des Ortholithi. a: westlicher und mittlerer Bereich, b: östlicher Bereich.

das Westende der Pantokrator-Kalk-Kernes mit dem auflagernden Ammonitico rosso schwach über die DHT-Serie überfaltet wurde. Ähnliches gilt für das Westende des Mali-Bari-Sattels. Westgerichtete Bewegungen haben auch BANNERT & BENDER (1968) aus den Regionen nordöstlich des Dhidimi und östlich von Navplion erwähnt.

Somit stellen auch die Massive des Mali Bari und des Ortholithi keine Deckschollen auf Flysch und DHT-Serie dar. Dieser Befund wird durch die oben beschriebene Flysch-Transgression auf Pantokrator-Kalk nordwestlich I.ësia (= Kalloni) erhärtet.

Das Alter der Faltungen ist nicht scharf zu fassen. Da sie den im oberen Paleozän einsetzenden und sehr mächtigen argolischen Flysch noch verformt haben, dürften sie in einen jüngeren Abschnitt des Alttertiärs (Oligozän?) zu stellen sein.

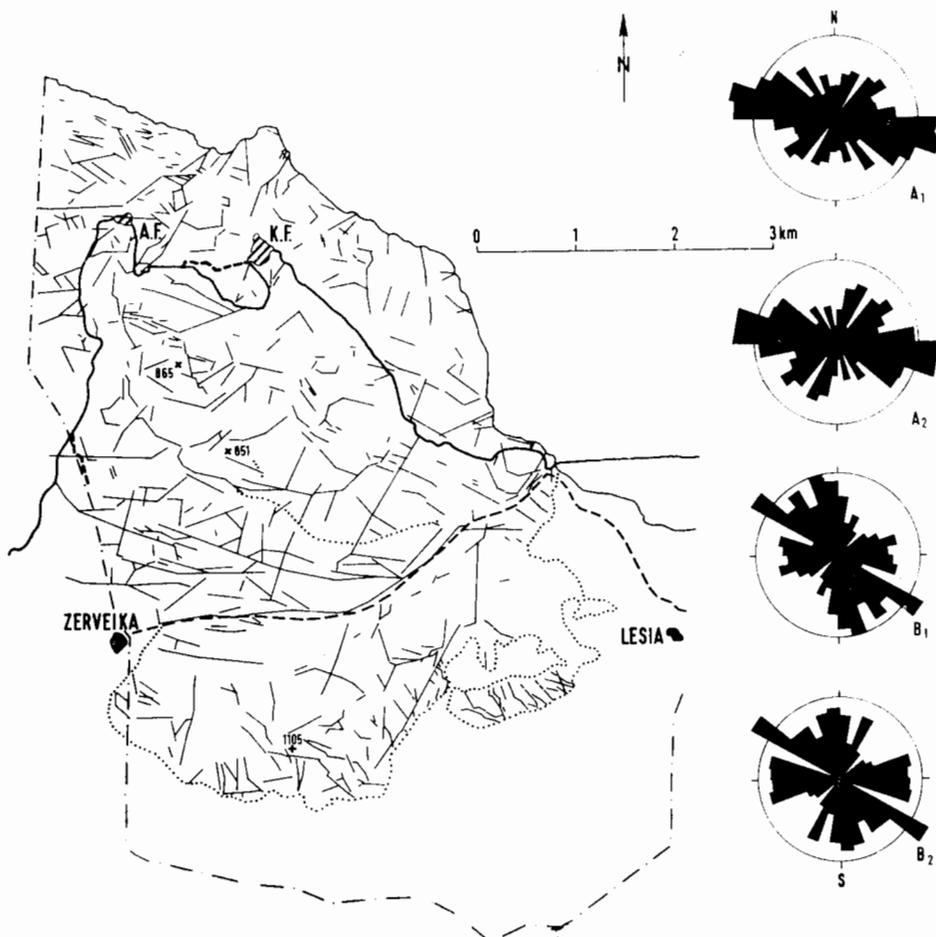


Abb. 5. Photogeologische Karte des Kluft- und Störungsnetzes im Arbeitsgebiet. In den Richtungsrosen A₁ und B₁ ist die Anzahl von Messwerten, in den Diagrammen A₂ und B₂ wurden die Längen der gemessenen Photolineationen ausgewertet.

Die Diagramme A₁ und A₂ gelten für die nördliche, B₁ und B₂ für die südliche Hälfte des Gebietes.

Der Radius des Diagramm - Kreise entspricht 10 ‰.

Den Diagrammen A_{1,2} liegen 427 Messwerte zugrunde, für B_{1,2} wurden 180 Werte gemessen.

JUNGE BRUCHMUSTER

Die gefalteten Serien des Arbeitsgebietes wurden seit dem Neogen einer bis heute andauernden Bruchtektonik unterworfen. Um diese zu erfassen, wurde eine photogeologische Auswertung des Kluff- und Störungsnetzes vorgenommen. Bei der Auswertung der Luftbilder (Massstab 1:33000) am Zeiss-Stereotop wurden alle im Luftbild sichtbare Lineare, die als geradlinige Einkerbungen im anstehenden Gestein erschienen, in die photogeologische Karte eingetragen. Zur Darstellung der Klufftosen in Abb. 5 wurden jeweils zwei Methoden der Auswertung gewählt:

- A_1, B_1 Anzahl der Messungen in 10° -Intervallen in Beziehung zur Gesamtzahl der Messungen
- A_2, B_2 Längenprozente der eingemessenen Lineare in 10° -Intervallen, bezogen auf die Gesamtlänge der Lineare.

Dabei ergab sich jeweils eine gute Übereinstimmung der Streichrichtungsmaxima. Die hauptsächlichen Störungsrichtungen im Pantokrator-Kalk der Mali Bari-Antikline liegen bei 95° , 110° und 125° ; geringere Häufungen bei 30° , 50° und 150° (Abb. 5, $A_1 - A_2$).

Das Störungssystem der südlich angrenzenden Ortholithi-Antikline weist identische Maxima auf. Neben der am stärksten ausgeprägten Störungsrichtung von $120^\circ - 130^\circ$ liegen deutliche Häufungen in E-W und NE-SW-Richtung. Im Gegensatz zu dem Störungssystem des Mali Bari ist hier auch ein deutliches N-S-Maximum vorhanden (Abb. 5, $B_1 - B_2$).

Die Hauptstörungsrichtungen, die im Bereich des Mali Bari zwischen E-W und NW-SE, im Bereich des Ortholithi in E-W, NE-SW und N-S-Richtung liegen, lassen sich gut mit dem Faltenbau korrelieren. Ein Teil des Kluff- und Störungsnetzes könnte demnach schon früh angelegt und während der bis heute andauernden Vertikalbewegungen neu mobilisiert worden sein. Dieses vorausgesetzt, wären die Maxima zwischen 90° und 125° als Längsklüfte, die Häufungen bei 0° , 20° und 30° als a-c- (Quer-) Klüfte und die restlichen als Diagonalklüfte zu deuten.

Sicherlich ist grosser Teil der Störungen und Klüfte erst im Verlauf der jungen Vertikalbewegungen entstanden, welche im Quartär zum Einbruch der Ägäis führten. Hierfür sprechen vor allem die parallel zu einer Hauptstörungsrichtung verlaufende Küstenlinie und die parallel hierzu ausgebildeten Staffelbrüche, ferner die vielfach morphologisch hervorstehenden Ränder der Bruchschollen, die zumeist sehr steil einfallen, einige auf die Sedimente des Flyschs abgeglittene Schollen des Pantokrator-Kalkes und schliesslich die oft beobachteten Ausfüllungen der Klüfte mit quartärer Kalkkruste.

Ausgeprägte Störungssysteme, die in tektogenetischem Zusammenhang mit dem Einbruch der Ägäis stehen, sind von einigen Autoren im Bereich der ägäischen Inseln beschrieben worden (u. a. TIETZE 1969). Derzeit sind in weiten Teilen Griechenlands photogeologische Untersuchungen der jungen Bruchtektonik im Gange, so dass auf eine weitergehende Interpretation der Photolineamente unseres kleinen Arbeitsgebietes vorerst verzichtet werden soll.

S U M M A R Y

To examine the tectonic structure and the flysch transgression of the Argolis peninsula, the limestone massifs of Ortholithi and Mali Bari opposite to Methana have been mapped in detail. The stratigraphical column (Tab. 1) is similar to the sequence published by BANNERT & BENDER (1968). It includes two major gaps: The first one between the Jurassic—Deep Cretaceous diabase-chert-tuffite (DHT) series and the Upper Cretaceous red limestones and the second one beneath the Upper Paleocene flysch in the central and northern parts of the region in question: There, the flysch is sedimentated on the diabase-chert-tuffite series or even on the Triassic-Liassic Pantokrator Limestone filling up an Upper Cretaceous relief.

Both are due to the same event: the uplift of the southernmost Parnassos ridge. Small bordering areas of this ridge submerged during the Upper Cretaceous whereas the transgression of its central parts happened during the Paleocene.

The main tectonical features are large folds with axes striking about W - E. The anticline of Mali Bari is dissected by fractures of the same direction, one of them marking the boundary to the Ortholithi anticline. The latter is flanked to the south by the northern margin of the South Argolian flysch region (Potami-Lesia). Caused by a following compressional event in W - E direction the axes of the anticline have been folded and the Pantokrator Limestone of their interior is thrown onto Jurassic sediments of the neighbouring regions in the west. Thus, both limestone massifs are not klippen structures swimming on the Argolian flysch but fold structures which are overlain by this flysch.

The age of the compressional movements is assumed to be late Paleogene as the flysch has been deformed, too.

Neogene to recent fracturing has been investigated by photolineament analysis, the main directions being E - W, NW - SE and NE - SW. These fractures correspond to the major joint systems of the Alpine fold structures, though at least most of them should have originated later. The pattern of fractures is in good coincidence with other Aegean regions.

L I T E R A T U R

- AUBOUIN, J. - BONNEAU, M. et al., 1970.— Contribution à la géologie des Hellénides: Le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne. *Ann. Soc. géol. du Nord*, **90**, p. 277 - 306.
- BANNERT, D. und BENDER, H., 1968.— Zur Geologie der Argolis - Halbinsel (Peloponnes, Griechenland). *Geologica et Palaeontologica*, **2**, p. 151 - 162.
- BENDER, H. et al., 1960.— Zur Geologie der Olonos - Pindos - und der Parnass - Kionazone im Tal des Asklepieion (Argolis). *Ann. géol. Pays helléniques*, **11**, p. 201 - 213.
- BERNOULLI, D. - GRACIANSKI, R. D. DE, und MONOD, O., 1974.— The extension of the Lycian Nappes (SW Turkey) into the southeastern Aegean Islands. *Ecologe geol. Helv.*, **67**, p. 39 - 90.
- DERCOURT, J., 1964.— Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. *Ann. géol. Pays helléniques*, **15**, p. 1 - 418.
- KALKREUTH W., 1973.— Geologische Untersuchungen im Gebiet des Ortholithi in der Argolis (Peloponnes / Griechenland). Unpubl. Diplom - Arbeit Freie Univ. Berlin.
- RENZ, C., 1940.— Die Tektonik der griechischen Gebirge. *Pragm. Akad. Athenon*, **8**, p. 1 - 171.
- RICHTER, D., 1974.— Die paläogeographische und geotektonische Bedeutung der Gavrovo - Tripolis - Zone auf dem Peloponnes (Griechenland). *N. Jb. Geol. Paläont.*, Abh. **145**, p. 96 - 128.
- RICHTER, C. und MARIOLAKOS, I., 1972.— Paläomorphologie und eozäne Verkarstung der Gavrovo - Tripolis - Zone auf dem Peloponnes (Griechenland). *Bull. geol. Soc. Greece*, **9** (2), p. 206 - 228.
- , 1973.— Die Beziehungen zwischen Tirpolitza-Kalk und Flysch in der Gavrovo - Tripolis - Zone im Gebiet nördlich Argos (Peloponnes). *Ann. géol. Pays helléniques*, **25**, p. 1 - 12.
- , 1974a.— Der Flysch und seine Unterlage im Gebiet westlich Galaxidion. *Bull. geol. Soc. Greece*, **10**, (2), p. 413 - 424.
- , 1974b.— Neue Erkenntnisse über die Paläogeographie des Gebietes südwestlich Levadhia vor Beginn der Flysch-Sedimentation. *Praktika Akad. Athenon*, **48**, p. 407 - 426.
- RÖMERMANN, H., 1968.— Geologie von Hydra (Griechenland). *Geologica et Palaeontologica*, **2**, p. 163 - 171.
- , 1969.— Geologie der Insel Hydra (Griechenland). Diss. Univ. Marburg.
- SÜSSKOCH, H. 1967.— Die Geologie der südöstlichen Argolis (Peloponnes, Griechenland). Diss. Univ. Marburg.
- TATARIS, A. und KALLERGIS, G., 1965.— (Geological investigation in Eastern Argolis — Hermionis and Agh. Theodori — Perachora area). *Bull. geol. Soc. Greece*, **6**, p. 215 - 231. (in Greek).
- TIETZE, K. W., 1969.— Geologie von Mittel-Chios (Ägäis). Diss. Univ. Marburg.
- WALLNER, P., 1973.— Geologische Untersuchungen im Gebiet von Fanari in der Argolis (Peloponnes / Griechenland). Unpubl. Diplom - Arbeit Freie Univ. Berlin.