

# JUNGE TEKTONIK IM SÜDWEST - PELOPONNES \*

V O N

G. KOWALCZYK, J. WINTER und K. - P. WINTER

(Frankfurt am Main) mit einer Vorbemerkung von H. MURAWSKI \*\*

## Vorbemerkung.

Wenn im Rahmen eines geodynamischen Forschungsunternehmens Untersuchungen an Gesteinsverbänden unternommen werden, bedeutet das — aus geologischer Sicht — einen Versuch in Richtung einer kinematischen Ausdeutung. Dieser Versuch kann nur dann erfolgreich sein, wenn es gelingt, tektonische Bewegungen in ihrem Zeitablauf abzuschätzen. Die Genauigkeit solcher Aussagen hängt sehr wesentlich von einer guten stratigraphischen Grundlage ab. Je besser die feinstratigraphischen oder -morphologischen Untersuchungen geologische Zeiträume aufzuspalten erlauben, desto sicherer werden die Aussagen über Zeitablauf und Zeitstetigkeit bzw. Zeitunstetigkeit tektonischer Bewegungen, selbstverständlich einschliesslich solcher epirogener Art.

Unter solchen Grundvoraussetzungen sind die Untersuchungen der Arbeitsgruppe Frankfurt im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms «Geodynamik des Mediterranen Raumes» an jungen Gesteinsverbänden (Neogen und Quartär) des Peloponnes begonnen worden.

Insbesondere wurde hierbei auch die Höhenlage sowie die Höhendifferenz der einzelnen marinen Strandterrassen zueinander kontrolliert, um auch die jüngsten Bewegungen erfassen zu können.

Die regionale Verteilung von Neogen und Quartär in Südgriechenland ist keineswegs einheitlich. Im Peloponnes und auf der Landbrücke Korinth-Athen sind diese jungen Sedimente in viel stärkerem Umfang vertreten als im Südtteil des eigentlichen Festlandes. Das wird noch deutlicher, wenn man nur die marinen Serien heranzieht und sie noch nach verschiedenem Alter (z. B. Miozän, Pliozän, Pleistozän, Holozän oder noch kürzeren Zeitabschnitten) differenziert. Es lässt sich dann unschwer erkennen, dass Hebung und Senkung nördlich und südlich des Golfes von Korinth verschieden abgelaufen sein müssen. Ausserdem deutet die

---

\* G. KOWALCZYK, J. WINTER u. K. - P. WINTER.— Νέα τεκτονική εις την Ν. Δ. Πελοπόννησον.

\*\* Anschrift der Verfasser: Dr G. Kowalczyk, Prof. Dr. H. Murawski, Prof. Dr. J. Winter u. Dr. K. - P. Winter, alle Geologisch-Paläontologisches Institut der Johann - Wolfgang - Goethe - Universität, Frankfurt, 6000 Frankfurt (Main), Senckenberganlage 32 - 34.

unterschiedliche Höhenlage gleich alter bzw. etwa gleich alter Sedimente des Peloponnes an, dass auch im kleineren regionalen Bereich recht bedeutende Unterschiede im Ausmass der tektonischen Vorstellungen auftreten können. Man kann generell sagen, dass im nördlichen Teil des

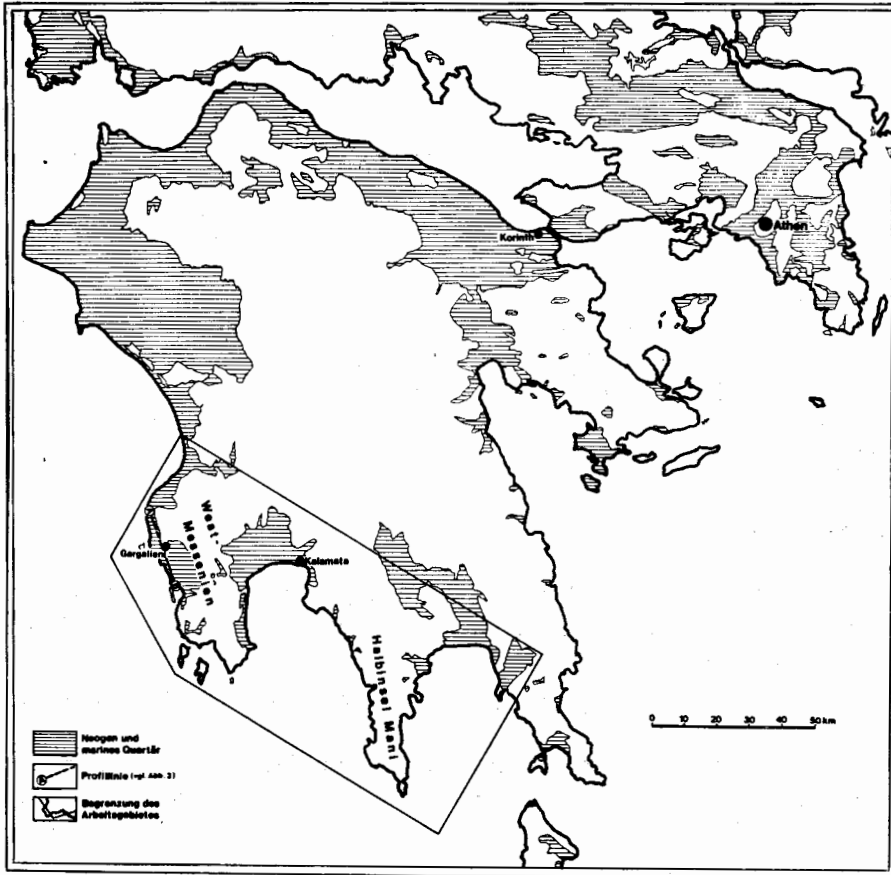


Abb. 1. Verbreitung von Neogen und marinem Quartär auf dem Peloponnes nach C. RENZ, N. LIATSIKAS & I. L. PARASKEVAIDIS (1954).

Peloponnes die Hebung im Abschnitt Neogen/Quartär stärker gewesen sein muss als im südlichen. Andererseits ergibt sich für die «Landbrücke» von Korinth eine besondere tektonische Situation, da sich hier für die jungen Sedimente südlich der «Brücke» Höhenlagen entsprechend den Verhältnissen auf dem Nordost-Peloponnes, nördlich der «Brücke» (am eigentlichen Festlandskomplex) grössere Höhenlagen und auf der «Landbrücke» selbst starke Absenkungen beobachten lassen. Hier kann auf

Arbeiten B. von FREYBERG's und Mitarbeiter verwiesen werden. Ausserdem beschäftigt sich eine Arbeitsgruppe aus Bochum unter Leitung von B. SCHROEDER in diesem Raum mit stratigraphischen und tektonischen Fragen (Tertiär und Quartär). Noch verwirrender wird das Bild, wenn einzelne grössere Verwerfungen nach dem Zeitablauf ihrer Bewegungen oder bezüglich des Verhältnisses ihrer Bewegungsintensitäten untereinander verglichen werden. — Das gleiche gilt für die Untersuchungen der Höhenlagen von Strandterrassen, deren quantitative Aussage in geodynamischer Sicht durch tektonische Verstellungen an Brüchen, Hebungen und Senkungen örtlicher und regionaler Art bis hin zu Salzstockbewegungen verfälscht werden kann. Hier ist es, wenn möglich, sehr wichtig, auch die Verknüpfung von Fluss- und Strandterrassen zu kontrollieren.

Die regionalen Schwerpunkte der im Rahmen des Forschungsprogramms «Geodynamik des Mittelmeerraumes» in den Jahren 1972 und 1973 im SW-Peloponnes durchgeführten Untersuchungen, deren Ergebnisse im folgenden kurz skizziert werden, bildeten Messenien und die Halbinsel Mani (vgl. Abb. 1).

### **Die Schichtenfolge.**

Die neogene Schichtenfolge ist in West-Messenien und der Halbinsel Mani nur unvollständig entwickelt. Aus der zwischen beiden Gebieten liegenden Pamosis-Senke, wo mit einer vollständigeren Ausbildung des Neogens gerechnet werden kann, liegen keine publizierten Bohrungen vor.

Miozän fehlt bis auf ein fragliches dunkler Tone, Schluffe und aufgearbeiteter Flysch-Konglomerate, die bei Marathoupolis vom Oberpliozän diskordant überlagert werden, völlig.

Auch vom Pliozän scheint vorwiegend nur das Oberpliozän zu sein. Es liegt durchweg in küstennaher Flachwasser-Fazies vor, und zwar als gelbgraue Tone, Schluffe und Sande; daneben treten Konglomerate, Mergel und Kalke (z. T. mit Korallenriffen) auf. Die marine Abfolge wird stellenweise von brackischen oder auch limnischen Einschaltungen unterbrochen (z. B. Braunkohlen, zwischen Koroni und Rhizomyli). Sedimentologisch scheint das Oberpliozän rhythmisch gegliedert, wobei die typische Abfolge folgenden Aufbau zeigt: Über geringmächtigen Ligniten oder sehr pflanzenreichen Schluffen lagern dunkelgraue Tone mit reicher Gastropodenführung. Darauf folgt häufig eine Bank mit *Cardium*-Schill, entweder in toniger Matrix oder kalkig gebunden (Poros). Es schliessen sich daran gelbe und graue Schluffe und Feinsande

an, basal häufig mit einer *Ostrea*-Bank und Kieslagen. Die vollmarinen Verhältnisse werden dann durch weit durchhaltende Lagen mit massenweisem von *Terebratula* gekennzeichnet. Die Mächtigkeit einer solchen Einheit beträgt 10 - 15 m.

Das Pliozän wird im Westen bei flachen, küstenwärtigen Einfallen der Diskordanzfläche gegen das Präneogen nur wenige 10 m mächtig. Die grössten Mächtigkeiten werden bei Kalamata erreicht. Oft täuscht jedoch «schleifende Anlagerung» an das Präneogen grössere Mächtigkeiten vor.

Grossdimensionale Vorschüttungen und Anlagerungsgefüge können ausserdem zu Verwechslungen mit Winkeldiskordanzen führen (vgl. auch ALEXOULIS - LIVADITIS, 1971).

Der Küstenverlauf im Oberpliozän ähnelt dem heutigen schon weitgehend. Nur in der Pamisos-Senke und nordöstlich Pylos liegen grössere Verbreitungsgebiete von marinem Pliozän. Ausserdem bestand im Oberpliozän zwischen Pylos und dem heutigen Messene eine Meeresstrasse. Die pliozäne Küstenlinie ist dabei häufig durch Anlagerungsgefüge an das Präneogen mit Strandkonglomeraten, durch Bohrlöcher in präneogenen Kalken oder auch durch Brandungshohlkehlen fassbar.

Die oberflächennahen Schichten des Pliozäns sind lokal kalzifiziert; merkwürdigerweise konnten jedoch Rotlehme auf primär schluffigem Substrat nirgends und auf kalkigem nur sehr selten festgestellt werden.

Die stratigraphische Einstufung des bemerkenswert fossilreichen Pliozäns von Messenien wurde mit Hilfe der Makrofauna, der Foraminiferen und des Nannoplanktons vorgenommen. Hier konnten Untersuchungsergebnisse von BIGNOT; DERCOURT & LE CALVEZ (1963), CHRISTODOULOU (1961), CHRISTODOULOU & HARALAMBOUS (1961), FYTROLAKIS (1968, 1971) und SYMEONIDIS & ANAPLIOTIS (1969) mitverwendet werden; die Untersuchungen des Nannoplankton wurden von C. MÜLLER, Frankfurt am Main, durchgeführt.

Die Festlegung der Plio-Pleistozängrenze ist jedoch auch in Messenien weder über die Faunenführung noch sedimentologisch sicher möglich. Da die Foraminiferenführung keine brauchbaren Ergebnisse lieferte, wurde versucht, die Grenze mit Hilfe der Nannoplanktonstratigraphie festzulegen. Deren Einstufung weicht jedoch stellenweise von der Einstufung, die mit Hilfe von Makrofossilien gewonnen wurde, ab. Die Makrofauna zeigt häufig noch ein oberpliozänes Bild, wenn nach der Nannoplanktonführung bereits Quartär vorliegt.

Das «Ältest-Pleistozän», also der geringmächtige Bereich, der stratigraphisch nicht völlig widerspruchlos einzustufen ist, ähnelt dem Oberpliozän sedimentologisch weitgehend. Zwischen beiden Einheiten besteht ein lückenloser Übergang und nur sehr selten ist eine Anlagerung

des Ältestpleistozäns an das Oberpliozän ausgebildet. Die Paläogeographie entspricht dabei weitgehend dem Oberpliozän.

Das marine Altpleistozän ist demgegenüber durch Strandterrassen gekennzeichnet, die erosions- oder winkeldiskordant das Pliozän oder Präneogen überlagern. Ausreichend oft ist in Messenien die Anlagerung des Altpleistozäns an ältere Schichten aufgeschlossen, wodurch dessen Identifikation als marine Strandterrassen erleichtert und eine sonst mögliche Verwechslung mit küstenparallelen Bruchschollen ausgeschlossen wird.

Gerade die altpleistozänen Terrassen über + 200 m NN sind auffällig gut erhalten und bilden, besonders in West-Messenien, weite Verebnungen. Die Sedimente sind gegenüber dem nicht ganz so küstennahen Oberpliozän naturgemäss grobkörniger. Besonders in Westmessenien herrschen Grobsande und Kiese vor. In den Terrassen lässt sich — wie auch bei den jüngeren Strandterrassen — keine einheitliche und überall gleichartig ausgebildete Abfolge erkennen, jedoch ist folgender Aufbau am häufigsten anzutreffen: basaler Grobkies, oft mit dickschaligen Mollusken (*Ostrea*), geht in Sand und Schluff über, der von Karbonatgesteinen mit Geröllführung überlagert wird. Die Kalzifizierung ist dabei stellenweise sekundär.

Diese hochgelegenen Strandterrassen konnten in Messenien biostratigraphisch nicht eingestuft werden, eine Datierung war nur über die morphologische Situation und die Beziehungen zu den übrigen Terrassen möglich. Das gelang allerdings nur dort, wo eine vollständigere Terrassenabfolge ausgebildet ist (nördlicher Teil der west-messenischen Halbinsel und der Halbinsel Mani).

Die nächst jüngeren Terrassen — etwa zwischen + 200 m und + 60 m NN gelegen — sind sehr häufig auffallend lückenhaft entwickelt. Ihre flächenhafte Ausdehnung ist weit geringer als bei den altpleistozänen Formen, dagegen sind Erosionsterrassen ohne Sedimente häufig anzutreffen. Eine Erklärung dieser Lückenhaftigkeit ist einmal darin zu sehen, dass Terrassen primär nicht angelegt wurden, andererseits, dass gerade unterhalb des Steilabfalls der weitflächigen, hochgelegenen altpleistozänen Terrassen fluviatile Erosion besonders stark wirksam gewesen ist. Die Dauer der Erosionsvorgänge reichte offensichtlich nur für die Zerstörung des mittleren Teils der Terrassentreppe aus, während die jüngsten Terrassen weit vollständiger erhalten sind.

Die jüngsten, in Analogie zu benachbarten Gebieten und über die Fauna datierbar, sind demgegenüber gut erhalten und weitflächig zu verfolgen; besonders die Terrasse auf + 60 m NN bildet in West-Messenien ausgedehnte Verebnungen.

Diese jüngsten Terrassen liegen zwischen + 4 m und + 60 m NN

und repräsentieren den Zeitraum des Jungpleistozäns («Tyrren») und des Holozäns. Sie sind durch das Auftreten von *Strombus bubonius* (Halbinsel Mani) und das häufige Vorkommen grosswüchsiger Exemplare von *Spondylus gaederopus* gekennzeichnet.

Klastische Sedimente treten bei diesen Terrassen zugunsten karbonatisch gebundener zurück. Nur die 60 m — Terrasse ist gelegentlich noch

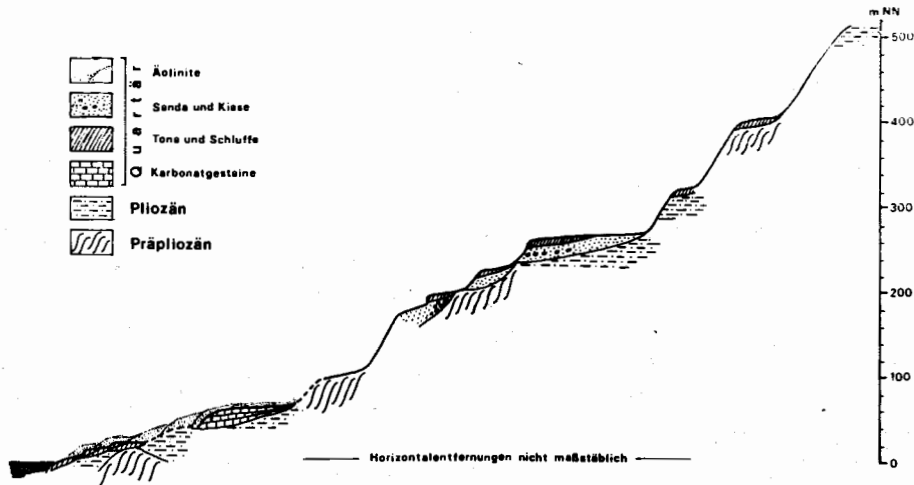


Abb. 2. Kompilierte Darstellung der sicher identifizierbarer marinen Strandterrassen in West-Messenien.

feinsandig entwickelt. Besonders die oberflächennahen Schichten sind stets karbonatisch gebunden, wobei die Kalzifizierung sekundär sein mag. Nur die jüngste Terrasse auf + 4 m NN besteht ausschliesslich aus beach-rock-artigen Sedimenten.

In Messenien ist somit die aus dem übrigen östlichen Mittelmeer bekannte Terrassenabfolge entwickelt. Abb. 2 zeigt die Höhenlagen gut identifizierbarer und weiträumig durchhaltender maniner Strandterrassen in West-Messenien; allerdings wird damit nur die Mindestanzahl der Terrassen angegeben.

Neben den Sedimenten der Strandterrassen, die auch nach den Befunden aus Messenien als Meereshochstandsbildungen angesehen werden müssen, gibt es auf dem Festland zudem Indikatoren für Meerestiefstände. Es handelt sich um verfestigte Küstendünen (Äolinite), die stellenweise heute noch bis unter die Mittelwasserlinie reichen. Ihr Gefüge belegt landwärtigen Transport. Da diese Äolinite lokal auch noch den — faunistisch belegten — jüngsten Terrassen auflagern, können sie nur bei einem

Meeresstand sedimentiert worden sein, der erheblich unter dem heutigen lag.

Das terrestrische Quartär dieses Raumes ist ausserdem durch fluviatile Terrassen mit stellenweise erheblichen Schottermächtigkeiten gekennzeichnet. Für diese Schotter bestehen anscheinend Gliederungsmöglichkeiten durch autochthone und colluviale Rotlehme.

Eine Verknüpfung fluviatiler Terrassen mit marinen scheiterte allerdings bisher. Es zeigte sich ausserdem, dass das Erosions- und Akkumulationsverhalten kurzläufiger Torrenten, die in Messenien überwiegen, mit dem der perennierenden Wasserläufe (z. B. dem Pamisos) nicht übereinstimmt.

### **T e k t o n i k .**

Im Südwest-Peloponnes haben, wie auch im übrigen Teil der Halbinsel, zwei verschiedenartige tektonische Bewegungen stattgefunden. Es handelt sich einmal um grossräumige Vertikalbewegungen, die die einzelnen Grossschollen Messeniens erfasst haben und andererseits um lokal mehr oder minder begrenzte bruchtektonische Verstellungen. Die Auswirkungen beider Prozesse können sich ergänzen oder überlagern; Bruchtektonik und en-bloc-Bewegungen können zeitgleich verlaufen sein.

Die Rekonstruktion der tektonischen Ereignisse stösst im Neogen und Quartär des Peloponnes allerdings auf grosse Schwierigkeiten. Einmal wegen der nicht völlig geklärten und zu wenig detaillierten Stratigraphie und andererseits wegen des bisher unbefriedigenden Kenntnisstandes über das genaue Ausmass der eustatischen Meeresspiegelschwankungen. Durch die Untersuchung der Lage und Ausbildung der marinen Strandterrassen und des Pliozäns wurde versucht, Ausmass und Ablauf der jungen Bruchtektonik sowie der grossregionalen Hebungen und Senkungen zu erfassen und quantitativ abzuschätzen. Dabei dienten als Messmarken für die Vertikalbewegungen die Höhenlage und Verkipfung mariner Strandterrassen sowie die Konstanz oder Varianz der vertikalen Abstände der Terrassen untereinander (Abb. 3).

Dabei zeigte sich, dass auch im Südwest-Peloponnes noch die jüngsten Strandterrassen (Jungpleistozän und Holozän) bruchtektonisch verstellt sind. Die Versatzbeträge der Terrassen auf +4 m, +10 m, +20 m und z. T. auch +60 m NN liegen allerdings nur im Ein-Meter-Bereich und damit deutlich unter den Beträgen, die im Jungquartär des Nord-Peloponnes erreicht werden. Sie sind daher meist auch nur in Aufschlüssen oder mit Hilfe photogeologischer Methoden fassbar. Auch diese Terrassen weisen ein richtungskonstantes Klufnetz auf; ihre Lage zum heutigen Meeresspiegel bleibt mit geringen Schwankungen konstant.

Fortlaufend mit steigendem Alter werden die Versatzbeträge in den bruchtektonisch verstellten Terrassen grösser, und sie erreichen bei den Terrassen in einer Höhenlage um + 200 m NN in West-Messenien ca. 30 m, auf der Halbinsel Mani ca. 100 m.

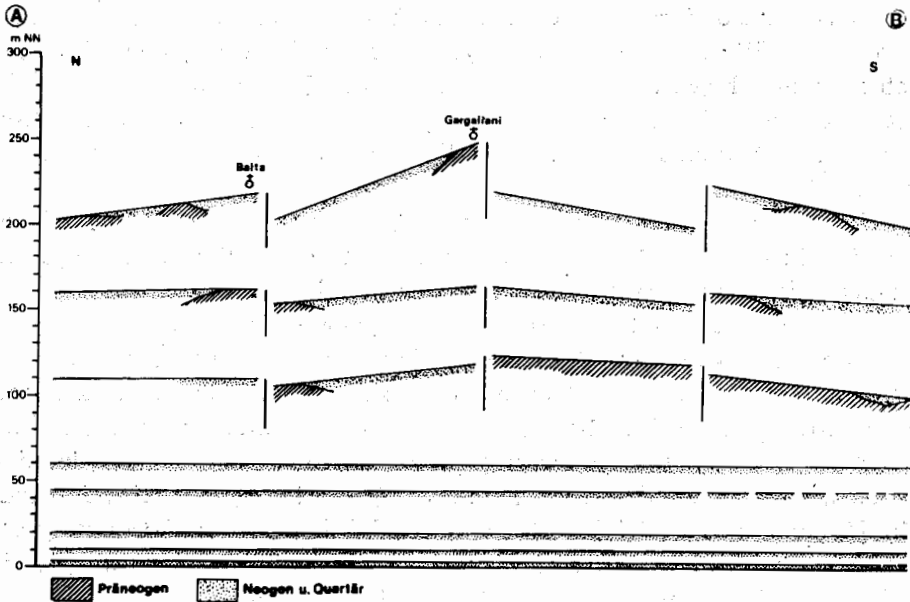


Abb. 3. Schematische Darstellung der Lagebeziehungen mariner Strandterrassen in West-Messenien. Horizontale Entfernungen und Mächtigkeiten nicht massstäblich; Profillage siehe Abb. 1.

Innerhalb des Pliozäns lassen sich die Versatzbeträge mangels geeigneter Leithorizonte nicht genau ermitteln; die Maximalbeträge dürften 200 m jedoch nicht übersteigen (bei Kalamata).

Die Abnahme der Versatzbeträge vom Pliozän bis hin zum Pleistozän lässt auf einen bruchtektonischen Bewegungsablauf schliessen, der im Pliozän (oder früher) begann und das gesamte Quartär hindurch anhielt. Es ist ausserdem mit einem relativ kontinuierlichen Ablauf zu rechnen, denn Zeiten besonderer bruchtektonischer Aktivität lassen sich im Quartär Messeniens nicht feststellen.

Die Hauptstreichrichtungen der plio-pleistozänen Störungen verlaufen im Gegensatz zur präneogenen Gebirge E - W (bzw. ENE - WSW) und N-S (bzw. NNW - SSE). Die E-streichenden Störungen haben dabei an der nach Süden gerichteten treppenformigen Absenkung der Halbinseln des Süd-Peloponnes mitgewirkt. Besonders ausgeprägte Störungen dieser Richtung verlaufen auf der Halbinsel Mani bei Oitylon und südlich



Kardhamili, in West-Messenien besonders deutlich im Bereich des Kreide-Horstes von Gargaliani, der Insel Proti und auf der Höhe von Pylos.

Jedoch auch die N-streichenden Brüche sind bis in die jüngste Zeit aktiv gewesen. Sie haben sich ausserdem im Bereich der West-Seiten der Messenischen Halbinseln stark auf Küstenmorphologie und Küstenverlauf ausgewirkt. Besonders deutlich z. B. im Süd-Teil der Halbinsel Mani bei Gerolimi, in West-Messenien bei Pylos (Insel Sphakteria) und schwächer auch zwischen Marathoupolis und Romanos. Eine weit durchhaltende, N-streichende Störung mit grosser Sprunghöhe ist ausserdem nördlich Kalamata zu beobachten (nördliche Verlängerung des westlichen Mani-Abbruchs).

Das Ausmass der grossräumigen Vertikalbewegungen der durch weit durchhaltende Störungen begrenzten Grosschollen übersteigt die Versatzbeträge der Bruchtektonik jedoch erheblich.

Die gewonnenen Daten erlauben folgende Aussagen :

Die Hebungsgebiete Messeniens (west-messenische Halbinsel und Halbinsel Mani - getrennt durch die Pamisos-Senke) zeigen, trotz unterschiedlicher und lokal modifizierter Bewegungsabläufe, tendenziell einen ähnlichen tektonischen Bewegungsplan. Grossräumig gesehen handelt es sich in beiden Gebieten um generelle Einkippungen nach Südosten ; d. h. Hebung der nördlichen Teile der Halbinseln bei Absenkung der südlichen Teile, meist längs E-W-verlaufender Störungen, unter gleichzeitigem Absinken der Ost-Seiten beider Halbinseln<sup>1</sup>.

Entsprechend diesen tektonischen Vorstellungen finden sich in beiden Gebieten die orographisch höchsten Vorkommen von marinem Pliozän und Quartär im Nordwesten der Halbinseln ; in West-Messenien auf etwa + 450 m und in der Mani ca. + 600 m NN. Nimmt man den Maximalbetrag der durch eustatische Meeresspiegelschwankungen bedingten Terrassenhöhenlagen für diesen Raum mit etwa 150 m an, so erreichen die stärksten Hebungen in West-Messenien immer noch mindestens den Betrag von 200 - 300 m, auf der Halbinsel Mani etwa 400 m.

Besonders gut lassen sich die Bewegungsvorgänge auf der Halbinsel Mani ablesen. Im Nord-Teil der Mani ist neben den höchsten Vorkommen von Pliozän auch eine recht vollständige Terrassentreppe ausgebildet, deren jüngste Terrassen durch das Auftreten von *Strobus bubonius* in das «Tyrrhen» eingestuft werden können (IMPERATORI, 1966). Die Sedimente der höhergelegenen, älteren Terrassen lassen sich bisher nicht sicher stratigraphisch einstufen, doch ist durch die Datierung der jüngsten

---

1. Zu dieser Vorstellung passt zwar die Einstufung der Strandterrasse auf + 12 bis + 18 m NN bei Koroni durch KERAUDREN (1967) in das Calabrien gut, dennoch scheint uns diese Einstufung noch nicht gesichert.

Terrassen für die Flächenbildung der älteren ein pleistozänes Alter weitgehend gesichert.

Fortlaufend nach Süden hin wird die Terrassentreppe lückenhafter, wobei der mittlere Teil der Terrassentreppe ausfällt, und zwar bei gleichzeitiger Erhaltung der hochgelegenen Terrassen (bzw. Verebnungen), ebenso der jüngsten. Die oberste Verebnung liegt bei Kardhamili auf + 550 m NN, bei Gerolimi auf + 90 m NN. Ob dieser Ausfall des mittleren Teils der Terrassentreppe primär bedingt ist oder durch die Überlagerung von Absenkung und Meeresspiegelschwankungen eine «Terrassenkondensation» vorliegt, oder, ob diese Terrassen unter der heutigen Wasserlinie zu suchen sind, konnte indes noch nicht geklärt werden.

Auf der Ost-Seite der Halbinsel Mani südlich Githion fehlen sowohl pliozäne wie quartäre marine Sedimente, ebenso Felsterrassen oder sonstige höhergelegene marine Erosionsformen. Die Ursache dafür ist in der Kippung dieses Küstenteils nach Osten zu suchen.

Der geschilderte Sachverhalt weist auf die genannte generelle Kippung der Halbinsel nach Südosten. Die Kippbewegungen, die in der Mani besonders stark durch E-streichende Brüche modifiziert wurden, sind demnach im gesamten Pleistozän wirksam gewesen; nach bekannten archäologischen Daten (FLEMING, 1968) haben sie sich auch noch im Holozän fortgesetzt.

## ZUSAMMENFASSUNG

In Messenien ist das Oberpliozän nur gering mächtig und in küstennaher Flachwasser-Fazies entwickelt, unterbrochen von limnischen Schichten; das Ältest-Pliozän liegt in gleicher Fazies vor. Das nachfolgende marine Pleistozän und Holozän sind demgegenüber stets als Strandterrassen ausgebildet, die stellenweise eine relativ vollständige Terrassentreppe bilden und deren jüngste Terrassen paläontologisch datierbar sind.

Der tektonische Beanspruchungsplan ist einmal durch grossräumige Hebungen und Senkungen, zum anderen durch lokal begrenzte bruchtektonische Verstellungen gekennzeichnet. Beide Bewegungsarten können sich ergänzen oder überlagern.

Die Gesamthebung ist nicht einheitlich verlaufen, sondern im Norden Messeniens am stärksten. Messenien hat also Teil an der grossräumigen Kippung des Gesamt-Peloponnes nach Süden bzw. Südosten. Die Hebung erreicht in Messenien seit dem Oberpliozän Beträge bis zu ca. 400 m.

Die grossräumigen Hebungs- und Senkungsvorgänge werden durch

N-S- und E-W- verlaufende Störungen modifiziert, die besonders auf der Halbinsel Mani zur Ausbildung einer nach Süden hin absteigenden Schollen-Treppe geführt haben.

Die Versatzbeträge der Störungen liegen beträchtlich unter denen der grossräumigen Hebungen. Seit dem Altquartär wurden maximal 100 m (Mani) bzw. 30 m (West-Messenien) erreicht.

Sowohl die grossräumigen Hebungen wie auch die junge Bruchtektonik haben das gesamte Quartär hindurch angehalten.

Ausmass und Ablauf beider Bewegungen wurden durch die Untersuchung der Lage und Ausbildung der marinen Strandterrassen und des Pliozäns zu erfassen und quantitativ abzuschätzen versucht. Dabei dienten als Messmarken für die Vertikalbewegungen die Höhenlage und Verkippung mariner Strandterrassen sowie die Konstanz oder Varianz der vertikalen Abstände der Terrassen untereinander.

## Π Ε Ρ Ι Λ Η Ψ Ι Σ

Εἰς τὴν Μεσσηνίαν ἐμφανίζεται τὸ Ἀνώτερον Πλειοκαινικὸν μόνον εἰς μικρὸν πάχος καὶ εἰς παρὰκτιον φάσιν, διακοπτόμενον ὑπὸ λιμναίων ἀποθέσεων. Τὸ παλαιότατον Πλειστοκαινικὸν εὐρίσκεται εἰς τὴν ἰδίαν φάσιν. Τὸ ἐπόμενον θαλάσσιον Πλειστοκαινικὸν καὶ Ὀλοκαινικὸν εἶναι ἀντιθέτως, πάντοτε, ὡς ἀναβαθμίδια διεμορφωμένον, αἱ ὁποῖαι σχηματίζουν κατὰ τόπους μίαν σχετικῶς πλήρη κλιμακωτὴν ἀναβαθμίδια καὶ τῶν ὁποίων αἱ νεώτεραι εἶναι παλαιοντολογικῶς χρονολογήσιμοι.

Τὸ τεκτονικὸν παραμορφωτικὸν σχῆμα χαρακτηρίζεται ἀπ' ἑνὸς μὲν ἐξ ἀνυψώσεων καὶ καταβυθίσεων εἰς ἐκτεταμένας περιοχάς, ἀπ' ἑτέρου δὲ ἐκ τοπικῶς περιοριζομένων ρηξιγενῶν τεκτονικῶν μετατοπίσεων. Ἀμφότεραι αἱ κινήσεις δύνανται νὰ συμπληρώνουν ἢ νὰ διαδέχωνται ἀλλήλας.

Αἱ κινήσεις εἰς τὸ σύνολόν των δὲν ἐξελίχθησαν ὁμοιομόρφως ἀλλὰ ἰσχυρότερον εἰς τὴν Βόρειον Μεσσηνίαν. Ἡ Μεσσηνία λοιπὸν ἔλαβε μέρος εἰς τὴν πρὸς Νότον καὶ μερικῶς πρὸς ΝΑ μεγάλης ἐκτάσεως κλίσειν ὀλοκλήρου τῆς Πελοποννήσου. Ἡ ἐκ τοῦ Ἀνωτέρου Πλειοκαινικοῦ ἀνύψωσις εἰς Μεσσηνίαν ἀνέρχεται εἰς 400 μ.

Αἱ εἰς μεγάλην ἔκτασιν ἀνοδικαὶ καὶ καθοδικαὶ κινήσεις ἐτροποποιήθησαν διὰ Β-Ν καὶ Α-Δ διευθυνομένων ρηγμάτων, τὰ ὁποῖα εἰς τὴν Χερσόνησον τῆς Μάνης ὠδήγησαν εἰς τὴν διαμόρφωσιν ἑνὸς Νοτίως κατερχομένου Schollentreppe.

Αἱ μετατοπίσεις τῶν ρηγμάτων αὐτῶν εἶναι σημαντικῶς μικρότεροι τῶν εἰς μεγάλην ἔκτασιν ἀνυψώσεων. Ἐκ τοῦ Παλαιότεταρτογενοῦς ἐπετεύχθησαν 100 μ. (Μάνη) μερικῶς 30 μ. (Δυτικὴ Μεσσηνία).

Τόσον αἱ εἰς μεγάλην ἔκτασιν ἀνυψώσεις ὅσον καὶ ἡ νέα ρηξιγενὴς τεκτονικὴ ἔλαβον χώραν καθ' ὅλην τὴν διάρκειαν τοῦ Τεταρτογενοῦς.

Κατεβλήθη ἡ προσπάθεια νὰ κατανοηθῆ καὶ νὰ ὑπολογισθῆ ποσοτικῶς ἡ ἔκτασις καὶ ἡ διεξαγωγή ἀμφοτέρων τῶν κινήσεων διὰ τῆς ἐρεῦνης καὶ διαμορφώσεως τῶν ἀμμωδῶν ἀναβαθμίδων καὶ τοῦ Πλειοκαίνου. Πρὸς τούτοις ἐχρησιμοποιήθησαν ὡς μέσα μετρήσεων τῶν καθέτων κινήσεων τὸ ὕψος τῶν θέσεων καὶ ἡ κλίσις τῶν θαλασσίων ὀμβρωδῶν ἀναβαθμίδων καθὼς καὶ ἡ σταθερότης ἢ ἡ ποικιλία τῶν καθέτων ἀποστάσεων τῶν ἀναβαθμίδων μεταξύ των.

## LITERATURVERZEICHNIS

- ALEXOULIS - LIVADITIS, A.— Contribution à la connaissance du Néogène de la région de Kalamata. *Bull. geol. Soc. Greece*, **8**, 102 - 116, Athens 1971.
- BIGNOT, G. - DERCOURT, J. & LE CALVEZ, Y.— Contribution à l'étude de niveaux pliocènes du Péloponnèse et des marnes supra-oligocènes de Zante (Grèce). *Bull. Soc. géol. de France*, (7), **V**, 1093 - 1099, Paris 1963.
- CHRISTODOULOU, G.— Die pliozänen Foraminiferen von Kalamata (Peloponnes). *Bull. geol. Soc. Greece*, **4**, 85 - 97, Athens 1961.
- CHRISTODOULOU, G. & HARALAMBOUS, D.— Über das Alter des Neogens von Pylos (Navarino, SW - Peloponnes) *Bull. geol. Soc. Greece*, **4**, 69 - 80, Athens 1961.
- FLEMING, N. C.— Holocene earth movements and eustatic sea level change in the Peloponnese. *Nature*, **217**, no 5133, 1031 - 1032, London 1968.
- FYTROLAKIS, N.— Geologische Bemerkungen im Gebiet von Pylias (Messenien). *Ann. géol. des pays Hellén.*, **21**, 114 - 120, Athènes 1968.
- FYTROLAKIS, N.— Geologische Untersuchungen in Provinz von Pylias (Messenien - Peloponnes). *Ann. géol. des pays Hellén.*, **23**, 57 - 122, Athènes 1971.
- IMPERATORI, L.— Le gisement tyrrhénien de Portarakia dans le Péloponnèse méridional. *Praktika de l'Acad. d'Athènes*, **40**, 315 - 328, Athènes 1966.
- KERAUDREN, B.— Le Calabrien à faune typique en Grèce. *Ann. géol. des pays Hellén.*, **18**, 506 - 511, Athènes 1967.
- RENZ, C. - LIATSIKAS, N. & PARASKEVAIDIS, I. L.— Geologic Map of Greece ; 1 : 500 000. Athens 1954.
- SYMEONIDIS, N. K. & ANAPLIOTIS, K. A.— Das Pliozän im Gebiet von Pidasos und Rypena (Provinz Pylias im südwestlichen Peloponnes). *Ann. géol. des pays Hellén.*, **21**, 494 - 500, Athènes 1968.