N. Jb. Geol. Paläont. Abh.	163	3	301—330	Stuttgart, Mai 1982

Biofaziesanalyse randmariner Ablagerungsbereiche im Oberen Jura Portugals
II. Paläogeographie und Faziesverteilung in der Serra da Arrábida

Biofacies analysis of Upper Jurassic marginally marine environments of Portugal
II. Paleogeography and facies distribution of the Serra da Arrábida region

Von

Jörg Felber, München, **Ralf Hoffmann,** Rotterdam, **Reinhold Leinfelder,** Mainz, und **Wolfgang Oschmann,** München,
unter Mitarbeit von **Reinhard Ziegler,** München

Mit 13 Abbildungen im Text

FELBER, J., HOFFMANN, R., LEINFELDER, R. & OSCHMANN, W. (1982) unter Mitarb. v. ZIEGLER, R.: Biofaziesanalyse randmariner Ablagerungsbereiche im Oberen Jura Portugals II. Paläogeographie und Faziesverteilung in der Serra da Arrábida. [Biofacies analysis of Upper Jurassic marginally marine environments of Portugal. II. Paleogeography and facies distribution of the Serra da Arrábida region.] N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **163**: 301—330; Stuttgart.

Abstract: The Upper Jurassic sediments of the Serra da Arrábida (Estrematura, Portugal) are classified lithologically and eleven facies types are distinguished. The distribution in space and time is reconstructed. The facies types range from terrestrial clasts, caliche crusts, brackish lagoons to tidal deposits and shallow marine biomicrites, nodular limestones, coral biostromes, intraclastic limestones and oolites.

The spatial and temporal facies pattern indicates transgressions and regressions, which can be linked to the opening of the northern Atlantic.

Palaegeographically the uplift of the eastern hinterland and the Sesimbra diapir are of particular importance.

0077-7749/82/0163-0301 $ 7.50

Key words: Upper Jurassic, suite of facies, terrestrial environment, calcrete, clastic rock, brackish-water environment, intertidal environment, shallow-water environment, biochemical sedimentation, limestone, micrite, biostrome, oolith, nodule, uplift, diapir, regression, seafloor spreading, transgression, paleogeography; Portugal (Serra da Arrábida).

Zusammenfassung: Die oberjurassischen Sedimente der Serra da Arrábida (Estrematura, Portugal) werden an Hand aufgenommener Profile in elf Faziestypen gegliedert, deren laterale und zeitliche Verzahnung dargestellt wird. Die Variationsbreite der Faziestypen reicht von terrestrischen Klastika und Caliche-Krusten, über Brackwassertümpel-Ablagerungen und Sedimenten des Gezeitenbereiches (Fensterkalke) bis zu flachmarinen Serien, die aus Biomikriten, Knollenkalken, Korallenbiostromen, Intraklastkalken und Oolithen bestehen.

Lateraler und zeitlicher Wechsel der Faziestypen lassen Transgressions- und Regressionsphasen erkennen, die mit der Öffnung des Nordatlantiks im Zusammenhang stehen, und ermöglichen paläogeographische Rekonstruktionen. Hierbei sind die Hinterlandshebung und die Aufstiegsphasen des Diapirs von Sesimbra von besonderer Bedeutung.

Einleitung

Die Serra da Arrábida (s. l.) befindet sich ca. 25 km südlich von Lissabon. Das untersuchte Gebiet bildet einen schmalen Streifen, der sich in Ost-West-Richtung von Cabo Espichel über Sesimbra, bis zum Sanatorio de Outão, ca. 5 km westl. von Setubal, erstreckt.

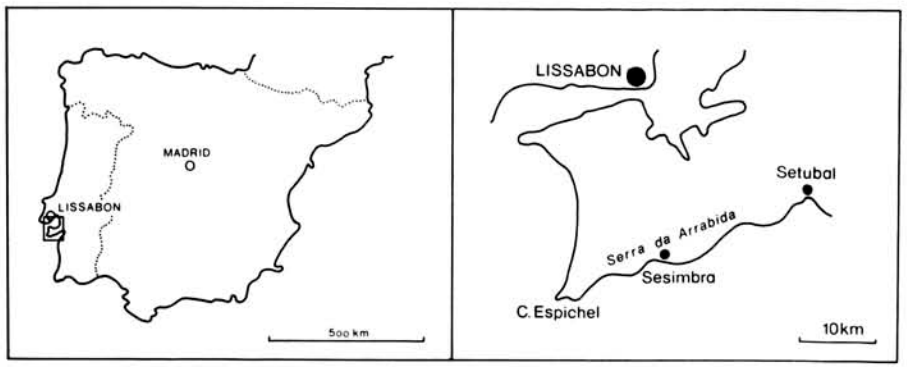

Fig. 1. Locality map.
Abb. 1. Lageskizze des Arbeitsgebietes.

Vorarbeiten, auf die z. T. zurückgegriffen werden konnte, stammen von CHOFFAT (1908), SEIFERT (1963), ZBYSZEWSKI et al. (1965), TINTANT (1967), RAMALHO (1971) sowie FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER (1980). Die letztgenannte Arbeit ist der Teil I zu dieser. Beide Teile sind zum besseren Verständnis im Zusammenhang zu sehen.

Während des Meso- und Känozoikum war die Serra da Arrábida Teil des sog. „Lusitanischen Beckens", das im Zusammenhang mit der Atlantik-

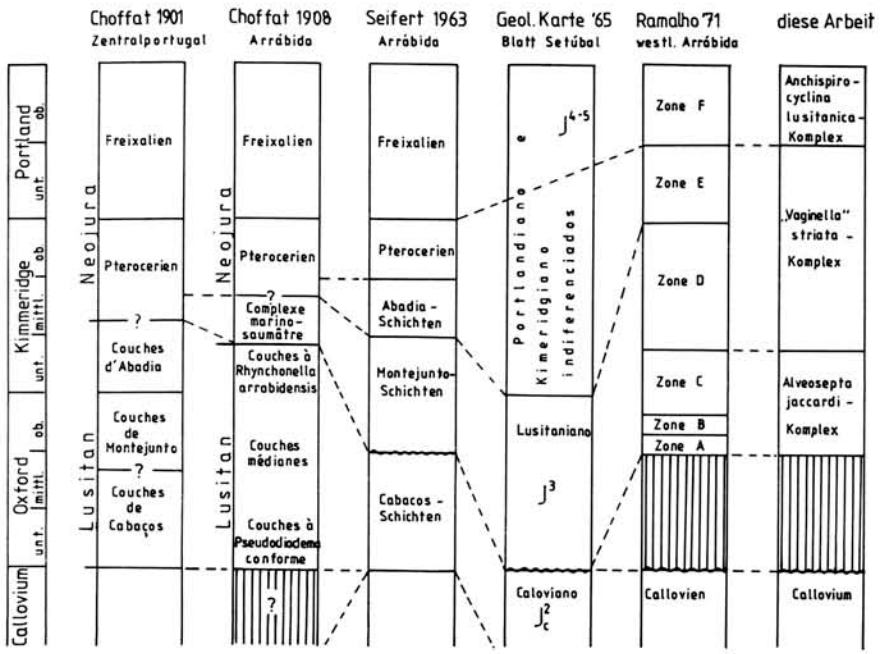

Fig. 2. Earlier classifications of Upper Jurassic Sediments of the Serra da Arrábida region and their correlation with this paper.
Abb. 2. Frühere Gliederungen des Oberjuras der Serra da Arrábida und ihre Korrelation mit dieser Arbeit.

öffnung gebildet wurde (MOUTERDE et al. 1972, WILSON 1975, FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER 1980). Diese Gegebenheit wird durch die Sedimentationsabfolge unzweifelhaft bestätigt. Die erste transgressive Phase dieser Atlantiköffnung reichte von der Obertrias bis ins Callovium (BALDY et al. 1977): So folgen im Lusitanischen Trog auf basaltführende terrigene Keuperklastika (RAMALHO 1971, MOUTERDE et al. 1972) rote Evaporitmergel (oberste Trias und unterer Lias) und Plattformkarbonate (Lias und Dogger).

Mit dem oberen Callovium beginnt eine regressive Phase. Sie bewirkt für die Zeit des Unteroxford eine Schichtlücke im ganzen Becken.

Eine zweite Phase der Atlantiköffnung erstreckte sich vom Oberjura bis ins Paleogen (BALDY et al. 1977) und wurde anfänglich von epirogenetisch bedingten Meeresspiegelschwankungen begleitet. Das Meer transgredierte im Oberoxford und Kimmeridge (Karbonate und Mergel), zog sich aber schon bald wieder aus den randlichen Bereichen des Ablagerungsraumes zurück (terrigene Klastika).

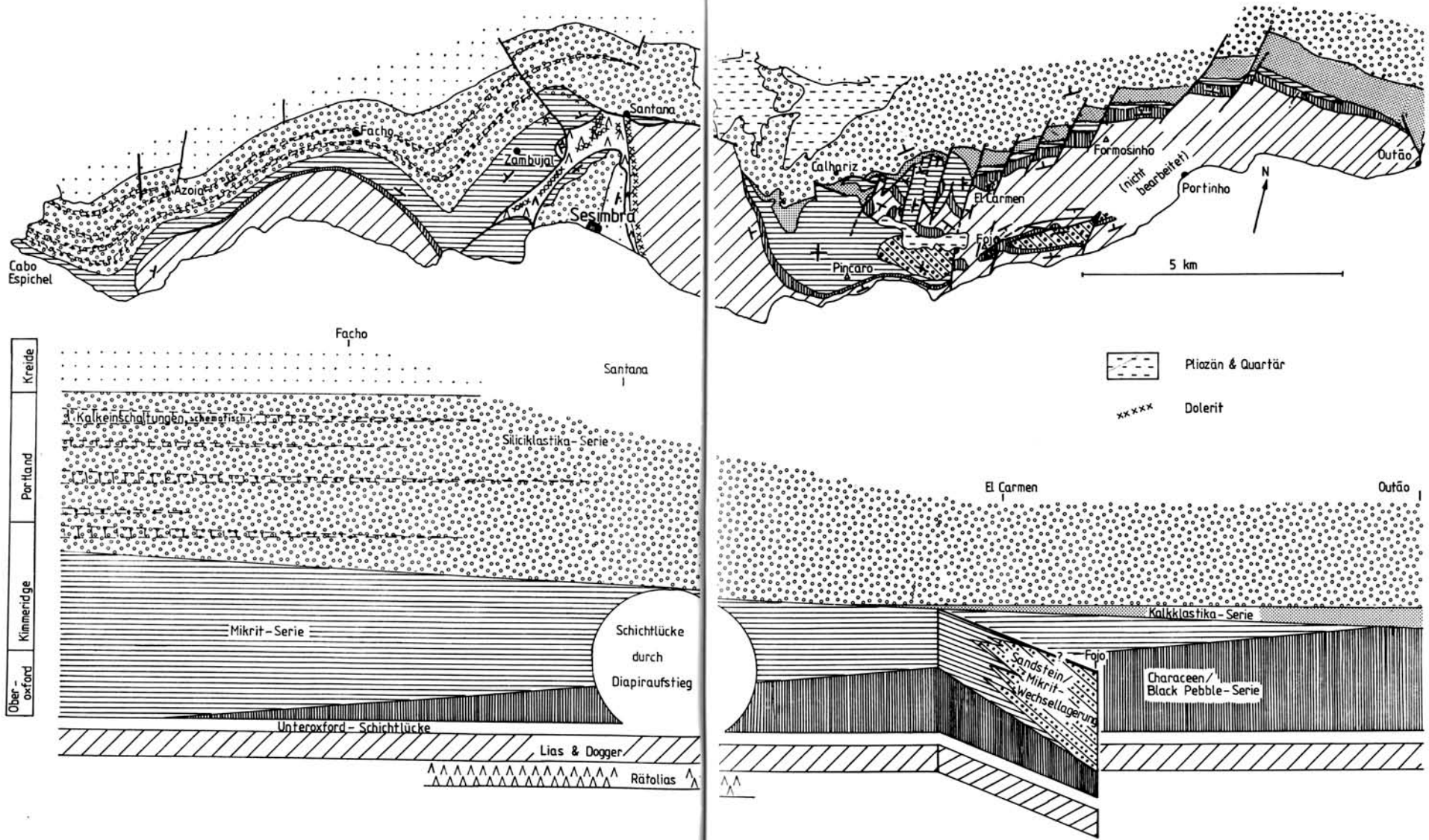

Fig. 3. Geological map and schematic cross section of the Serra da Arrábida. For discussion see text.

Abb. 3. Geologische Kartenskizze und schematischer Profilschnitt der Serra da Arrábida. Nähere Beschreibung im Text.

Während der Unterkreide, mit dem Beginn des Sea-Floor-Spreadings vor der Iberischen Halbinsel (DEWEY et al. 1973), stieß dann das Meer erneut vor.

Eine der hier geschilderten Entwicklung sehr ähnliche Abfolge findet sich am heutigen Westrand des Atlantiks und dem vorgelagerten Schelf (DEWEY et al. 1973, SHERIDAN 1974, BIJU-DUVAL 1976).

Während die Ostgrenze des Lusitanischen Beckens im Oberjura gut zu definieren ist (fluviatile Sandsteine, Küstenenvironments in Zentralportugal (WILSON 1975) sowie im Arbeitsgebiet), war eine echte Westküste, so wie sie SEIFERT (1963) annahm, wohl nie vorhanden. Marine Jurasedimente wurden auch seewärts, vor der heutigen Küste, erbohrt (MONTADERT et al. 1974, BALDY et al. 1977). Es existierten jedoch, zumindest im Oberjura, Schwellen in Form von damals aktiven Salzdiapiren (WILSON 1975) und kristalline Hochschollen (lokale Schüttungen von Westen, SEIFERT 1963), so daß sich das Lusitanische Becken zur Zeit des Oberjura als ein lagunenartiger Bereich präsentiert (FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER 1980).

Diese Arbeit befaßt sich mit der Faziesverteilung und paläogeographischen Entwicklung der Serra da Arrábida im Oberjura. Die Auswertung erfolgte an Hand von Dünnschliffen, Folienabzügen (peels), Anschliffen und Mergelproben. Als Grundlagen dienten die Diplomarbeiten und -kartierungen der fünf Verfasser. Bezüglich detaillierter Fazies- und Profilbeschreibungen, neuer Kartierergebnisse und Tektonik sei ebenfalls auf diese Arbeiten verwiesen.

Lithologische Einheiten im Oberjura der Serra da Arrábida (siehe Abb. 3):

Siliciklastika-Serie mit Kalkeinschaltungen im Westen:	Rote Konglomerate, Sandsteine, Silte, Tone und Mergel. Einschaltungen: Fenster-Kalke, Bioklastkalke, Knollenkalke, Korallenbiostrome.
Kalkklastika-Serie:	Bunte Arenite und Kalkkonglomerate, im Westen Mikrite mit hohem Lithoklastanteil, häufig Caliche.
Mikrit-Serie:	Im Westen überwiegend komponentenarme Bioklast- und Intraklastkalke, im Osten auch höherenergetische Subtidalkalke, rings um den Diapir viele Fenster-Kalke sowie auch lokal auftretende Characeen- und Black-Pebbles-Kalke.
Sandstein/Mikrit-Wechsellagerungs-Serie:	Quarzkonglomerate und Sandsteine, mit Fenster-Kalken und Characeenkalken wechsellagernd; nur lokal im Fojogebiet ausgebildet.
Characeen/Black-Pebbles-Serie:	Im Westen überwiegend Characeen- und Black-Pebbles-Kalke; im Osten meist Characeen-Mergel mit Einschaltungen von bunten Kalkkonglomeraten sowie Caliche.

Faziestypen

1. Knollenkalke

Vorkommen: Innerhalb der Siliciklastika-Serie mit Kalkeinschaltungen, vom Cabo Espichel bis Santana; wenige geringmächtige Horizonte in der Mikrit-Serie östlich des Diapirs von Sesimbra.

Beschreibung: Stark knollige, cm bis dm mächtige Kalkbänke, die im Verband nie 15 bis 20 m überschreiten, charakterisieren diesen Faziestyp. Das knollige Erscheinungsbild wird durch die Grabtätigkeit von decapoden Crustaceen *(Thalassinoides)* hervorgerufen (FÜRSICH 1973). Teilweise ist die Durchwühlung so intensiv, daß die ursprünglichen Grabgänge selbst nicht mehr sichtbar sind. Mikrofaziell stellen die Knollenkalke mergelige, teilweise schwach sandige Biowackestones dar. An Komponenten treten hauptsächlich Bioklasten, wie Dasycladaceenreste, agglutinierende Foraminiferen, Muschel- und Schneckenfragmente, Echinodermenbruchstücke und Ostrakoden neben Rindenkörnern, Peloiden und Aggregatkörnern auf (s. auch FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER 1980). Die Makrofauna ist, bedingt durch die intensive Bioturbation, nur in Form von Bruchstücken erhalten. Sie wird beinahe ausschließlich durch Muscheln *(Myophorella, Protocardia, Isognomon,* Austern) und Gastropoden (meist *Ampullina*) repräsentiert.

Diskussion: Die Biowackestones indizieren einen ruhigen Ablagerungsraum (mikritische Matrix, offenes Gefüge). Auf Grund des Gehaltes an Tontrübe, Silt und Feinsand kann ein relativ nahe gelegenes Hinterland postuliert werden. Die Bioturbation erlaubt Rückschlüsse auf ein weiches, nahrungsreiches Substrat. Warmes, normalmarines Flachwasser von max. 20 m Tiefe wird durch die häufigen, meist autochthonen Dasycladaceen angezeigt. Insgesamt müssen die Knollenkalke nach diesen Befunden einem landnahen, geschützten Bereich, vermutlich einer Lagune, zugeordnet werden.

2. Biomikrite und Bioklastkalke

Vorkommen: Siliciklastika-Serie mit Kalkeinschaltungen vom Cabo Espichel bis etwa Santana; Mikrit-Serie; Sandstein/Mikrit-Wechsellagerungs-Serie; Characeen/Black-Pebbles-Serie.

Beschreibung: Zwei Haupttypen sind unterscheidbar:

a) Mud- und Wackestones mit einer mikritischen oder neomorph sparitischen Matrix. Als Komponenten sind Aggregatkörner und Rindenkörner (randlich mikritisierte Bioklasten) sehr häufig. Des weiteren treten sehr viele Lituoliden und andere Foraminiferen auf, wie z. B. *Pseudocyclammina* sp., *Anchispirocyclina lusitanica, Everticyclammina virguliana, Nautiloculina oolithica, Kurnubia palastiniensis.* Auch *„Vaginella" striata* und Dasycladaceen *(Cylindroporella* cf. *arabica, Salpingoporella annulata,*

Heteroporella lusitanica, Clypeina jurassica, Zergatella sp., *Terquemella* sp.) kommen vor. Eine große Anzahl an Makrofossilien ist zu erkennen. Die häufigsten sind: *Eomiodon, Protocardia, Myophorella, Trichites, Arcomytilus, Isognomon, Pteroperna, Lithophaga, Exogyra, Ampullina, Harpagodes, Aplocus, Aptyxiella* und *Conoplocus*. Als Variationen kommen im Osten des Gebietes auch reine Lituoliden- *(Alveosepta jaccardi)* und Ostrakodenmikrite vor.

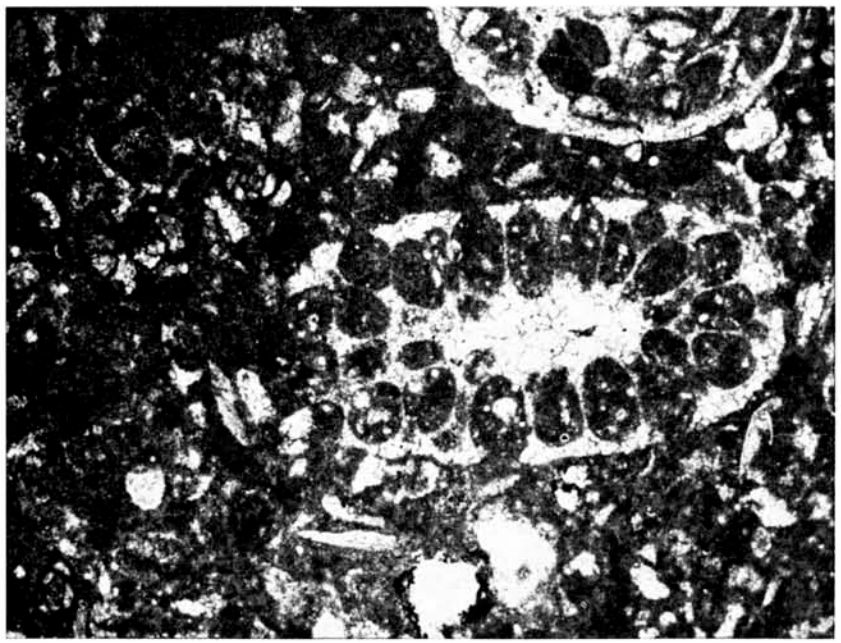

Fig. 4. Bioclastic wackestone with *Cylindroporella* cf. *arabica* and Miliolids. Characean black pebbles Series, east of El Carmen. Thin-section x 45.
Abb. 4. Bioklastischer Wackestone mit *Cylindroporella* cf. *arabica* und Milioliden. Characeen/Black-Pebbles-Serie, östlich El Carmen. Dünnschliff x 45.

b) Pack- und Grainstones mit abstützendem Gefüge. Zwischen den Komponenten können Mikrit, neomorpher Sparit oder, bei teilweise ausgewaschenen Typen, auch Sparit die Matrix bilden. Als Komponenten liegen Rindenkörner, Silt und Feinsandpartikel sowie z. T. massenhaft Lituoliden vor. Die Makrofauna stimmt in etwa mit derjenigen der Mud- und Wackestones überein. Abweichende Varianten können als Nerineen-, Austern- und Ostrakodenpackstones ausgebildet sein. Horizonte mit dichtstehenden *Diplocraterion*-Grabgängen und stark sandige *Eomiodon*-Packstones erweitern dieses Spektrum noch.

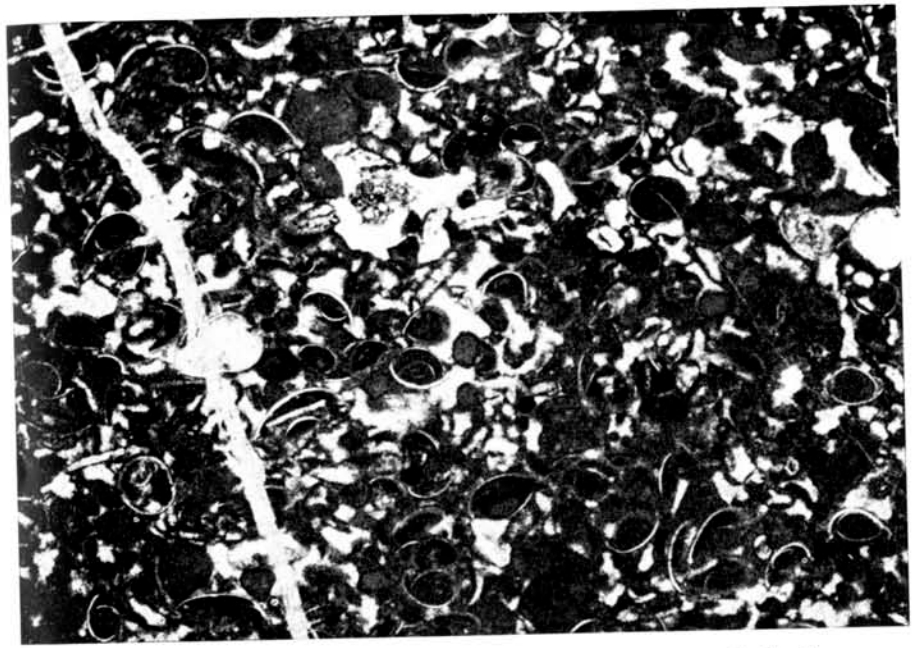

Fig. 5. Ostracod packstone with Lituolids. Micrit Series, west of El Carmen. Thin-section x 30.

Abb. 5. Ostrakoden-Packstone mit Lituoliden. Mikrit-Serie, westlich El Carmen. Dünnschliff x 30.

Diskussion: Obwohl die Ausbildung der Gesteine eine große Variationsbreite zeigt, lassen sie sich lediglich auf zwei unterschiedliche Ablagerungsbereiche zurückführen.

Zum einen liegen Sedimente des vollmarinen Flachwasserbereiches vor. Diese sind durch hohe Organismendiversität mit vielen Mollusken und u. a. stenohalinen Dasycladaceen gekennzeichnet. Der erheblich schwankende Anteil an Bioklasten weist dabei, neben Silt und Feinsandpartikeln, auf wechselnde Wasserbewegung und unterschiedliche Landnähe hin. Geringe Schwankungen der Ablagerungstiefe können auch aus der variierenden Dichte der Komponenten abgeleitet werden. Der Sedimentationsbereich bewegte sich aber immer innerhalb des flachen Subtidals.

Im anderen Fall handelt es sich um Gesteine mit monotypischen Faunen, wie die bereits erwähnten Lituoliden- oder Ostrakodenmikrite. Die geringe Diversität einerseits, sowie andererseits die Anpassungsfähigkeit dieser Organismen an eingeschränkt marine Verhältnisse, lassen den Schluß auf einen im allgemeinen durch Süßwasser beeinflußten Ablagerungsbereich zu (z. T. auch Wechsellagerung mit brackischen Characeenkalken und fluvia-

aufgeführten Kriterien für das Erkennen autochthoner Ooide zutrifft. Aus diesen Gründen erscheint eine Barre als hochenergetischer Entstehungsbereich sehr unwahrscheinlich. Es dürfte sich somit um Stillwasserooide handeln, für deren Genese eine flache, geschützte Lagune als Bildungsort postuliert wird.

5. Intraklastkalke

Vorkommen: Intraklastkalke treten in unterschiedlichsten Niveaus mit sehr variabler lateraler Ausdehnung in der Serra da Arrábida auf. Meist handelt es sich um wohlgebankte Komplexe mit Mächtigkeiten im Meterbereich.

Beschreibung: Die Kalke zeigen teilweise abgestützte Komponentengefüge. Die Matrix ist je nach Grad der Auswaschung mikritisch und/oder sparitisch. Während im Westen die Intraklastkalke überwiegend in Mud- und Wackestone-Fazies vorliegen, trifft man im Osten vorwiegend Pack- und Grainstones an. Die Komponenten zeigen häufig eine gute Rundung, die Sortierung jedoch kann sehr unterschiedlich sein. Folgende Komponenten können unterschieden werden.

- 0,2 bis mehrere mm große mikritische Intraklasten, die bisweilen eine etwas dunklere, nach innen unscharf begrenzte Mikritrinde erkennen lassen (Rindenkörner). Intraklasten stellen den dominierenden und somit auch namengebenden Komponententypus dar.
- An Biogenen treten stark fragmentierte Molluskenreste, die häufig randlich angebohrt und mikritisiert sind, auf. Daneben können Foraminiferen (Lituoliden, Milioliden, Verneuiliniden), Ostrakoden und Algenreste, seltener Brachiopoden- und Echinodermenreste unterschieden werden. In einigen Fällen treten innerhalb der Intraklastkalke Anhäufungen eingeregelter Nerineen auf.
- Peloide, die sich von den Intraklasten nur durch ihre geringe Größe ($<$ 0,2 mm) unterscheiden, sind häufig.
- Gelegentlich zeigen Bio- oder Intraklasten einen randlichen Algenbewuchs und sind somit als Onkoide zu bezeichnen. Neben konzentrischem Aufwuchs tritt ein solcher auch partiell, fleckig ausgebildet auf. In den Fällen, in denen keine diskreten Kerne zu beobachten sind, liegen diffuse Algenknäuel vor. Dieser Komponententyp ist besonders in den als Mud- und Wackestones vorliegenden Intraklastkalken anzutreffen.

Diskussion: Die teilweise oder vollständige Auswaschung der Pack- und Grainstones weist auf ein höherenergetisches Niveau hin (PLUMLEY et al. 1962). Aufarbeitung eines nur partiell verfestigten Kalkschlammes ist die Ursache für die Intraklast- und Peloidbildung. Je nach dem Grad der Sortierung können sporadische Turbulenzen oder eher kontinuierliche Strömungen als gefügebildende Kräfte angenommen werden. Onkoide

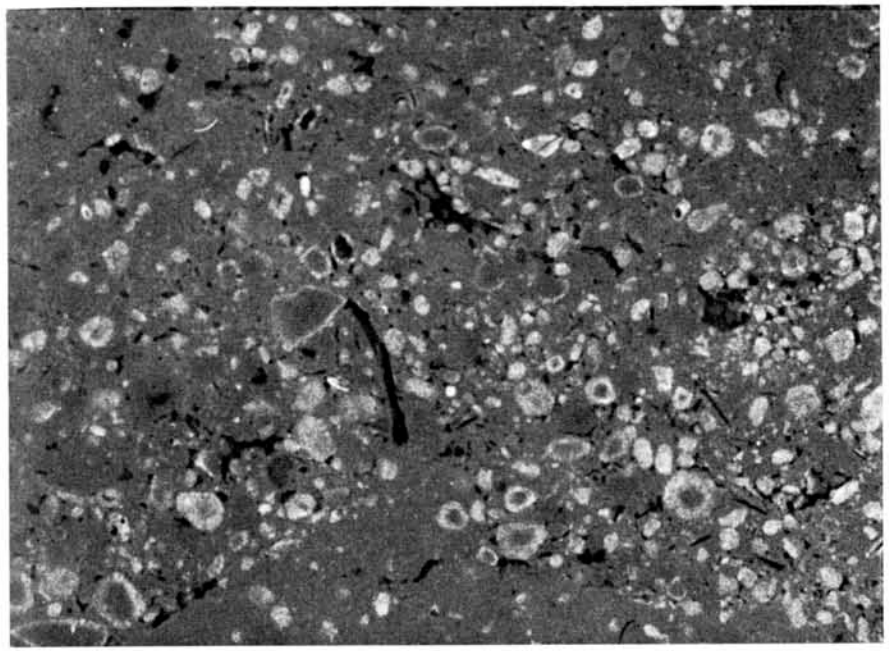

Fig. 7. Intraclastic wackestone with coated grains. Micrite Series, east of Facho. Polished-section x 4.
Abb. 7. Intraklasten-Rindenkörner-Wackestone. Mikrit-Serie, östlich Facho. Anschliff x 4.

sowie Rindenkörner (Einschränkung bei FRIEDMANN et al. 1971) weisen auf geringe Wassertiefe hin. Die Seltenheit stenohaliner Organismen (Brachiopoden, Korallen, Echinodermen) in Verbindung mit der allgemein geringen Diversität und auch Densität der Organismen machen Salinitätsschwankungen wahrscheinlich. Als Entstehungsbereich dieser Fazies kommt ein flaches Subtidal, möglicherweise innerhalb einer Lagune, in Frage. Die dicht gepackten Intraklastkalke repräsentieren wahrscheinlich einzelne Kalksandbarren, die teilweise durch Strömungen oder Sturmereignisse mobilisiert wurden. Die in überwiegender Zahl in Wackestone-Fazies vorliegenden, sehr fossilarmen Intraklastkalke deuten auf einen geschützten Ablagerungsbereich mit nur episodischen Turbulenzen hin.

6. Fenster-Kalke

Vorkommen: Fenster-Kalke treten im Arbeitsgebiet in zwei unterschiedlichen Niveaus auf: Im Westen erscheinen sie vom Cabo Espichel bis etwa Facho in der Siliciklastika-Serie, im Bereich um den Diapir von Sesimbra

tilen Sandsteinen). Die teilweise offenen, teils aber auch geschlossenen Gefüge weisen wiederum auf wechselnde Wasserbewegung hin, bedingt durch Veränderung der Ablagerungstiefe und verschiedene Entfernungen zum Festland.

3. Korallenbiostrome

Vorkommen: Innerhalb der Siliciklastika-Serie mit Kalkeinschaltungen, vom Cabo Espichel bis Santana. Im Liegenden und Hangenden gehen sie meist in Knollenkalke über.

Beschreibung: Dicht nebeneinander stehende Korallenstöcke von *Actinastrea mathey* (Koby), cf. *Ovalastrea*, *Ovalastrea* cf. *michelini* (Milne-Edwards & Haime) und *Conectastrea gregorii* (Koby) mit max. 20 cm Durchmesser bilden einen Rasen, dessen Zwischenräume mit mergeligem Biomikrit und Begleitfauna vollgefüllt sind. Die Stockkorallen befinden sich häufig in Lebensstellung und sind von Bryozoen, Austern und Serpeln bewachsen. Anbohrung durch *Lithophaga* ist keine Seltenheit. Untergeordnet treten neben den Stockkorallen auch solitäre und ästige Formen auf. Die reichlich vertretene Begleitfauna zeigt die höchste Organismendiversität aller Faziestypen. Diese setzt sich aus seltenen Funden des Spurenfossils *Thalassinoides suevicus*, vielen flachgrabenden, filtrierenden Muscheln wie *Unicardium verioti*, *Protocardia* und *Myophorella* sowie ebenfalls flachgrabenden Gastropoden, wie *Harpagodes icannensis* und *Ampullina* zusammen. Die Semiinfauna und Epifauna wird durch filtrierende Bivalven gekennzeichnet (*Trichites*, *Isogonomon*, *Arcomtylus morrisi*, clusterbildende Austern und Pectiniden). Massenhaft vorliegende Stacheln von *Pseudocidaris* zeigen das vagile Benthos an. Das mikritische Füllsediment enthält Bivalven-, Gastropoden- und Echinodermenbruchstücke neben untergeordneten Dasycladaceenfragmenten, Lituoliden und Ostrakoden. Neben den Bioklasten sind auch Lithoklasten im Silt- und Feinsandbereich vorhanden. Dünne Tonhäutchen und Siltschichten finden sich gelegentlich als Überzüge oder Zwischenlagen auf und in den Korallenstöcken. Dabei bedecken sie genau ein bestimmtes Wachstumsstadium derselben.

Diskussion: Diese mergeligen Biomikrite mit ihrem hohen Anteil an Infauna indizieren ein weiches Substrat. Warmes, gut durchlüftetes, normalmarines Flachwasser muß auf Grund der Anwesenheit der Korallen und der Begleitfauna gefordert werden. Siltiges und feinsandiges Material wurden durch eine geringe, aber kontinuierliche Wasserbewegung vom nahen Hinterland angeliefert. Durch diese feinklastischen Partikel wurden die Korallen mit einer dünnen Sedimentschicht überzogen, von der sie sich nicht immer befreien konnten. Dieses anfallende klastische Material ist somit neben dem weichen Substrat der limitierende Faktor für das Korallenwachstum und für die Ausbildung und Verbreitung dieses Faziestyps.

4. Oolithe

Vorkommen: Mikrit-Serie und Siliciklastika-Serie mit Kalkeinschaltungen im Westteil des Gebietes; Characeen/Black-Pebbles-Serie im Ostteil.

Beschreibung: Der Typ des „echten" Ooliths, der aus sich abstützenden Ooiden aufgebaut ist, kommt selten vor. Wesentlich häufiger sind geschlossene Gefüge aus Molluskenschalen. In die verbleibenden Zwischenräume sind kleine Komponenten, meist Ooide, untergeordnet aber auch Rindenkörner, Aggregatkörner, Quarzkörner und Biogene bzw. Bioklasten eingelagert. Als Matrix treten sowohl Mikrit als auch Sparit auf. Die Ooide liegen in der Form radialfasriger Einfachooide mit großen Kernen und dünner Schale vor. Sie sind gut sortiert und ihr Durchmesser beträgt weniger als 1 mm.

Diskussion: Loreau & Purser (1973) untersuchten am Persischen Golf (westlich Abu Dhabi) rezente radialfasrige Einfachooide des flachen Subtidals und Intertidals. Wegen der Ähnlichkeit der Befunde dürfte im vorliegenden Arbeitsgebiet ebenfalls ein niedrigenergetischer, durch Landzungen geschützter, sehr flacher Ablagerungsbereich vorliegen. Die Oolithe werden als in situ-Bildungen angesehen, da die Mehrzahl der bei Flügel (1978)

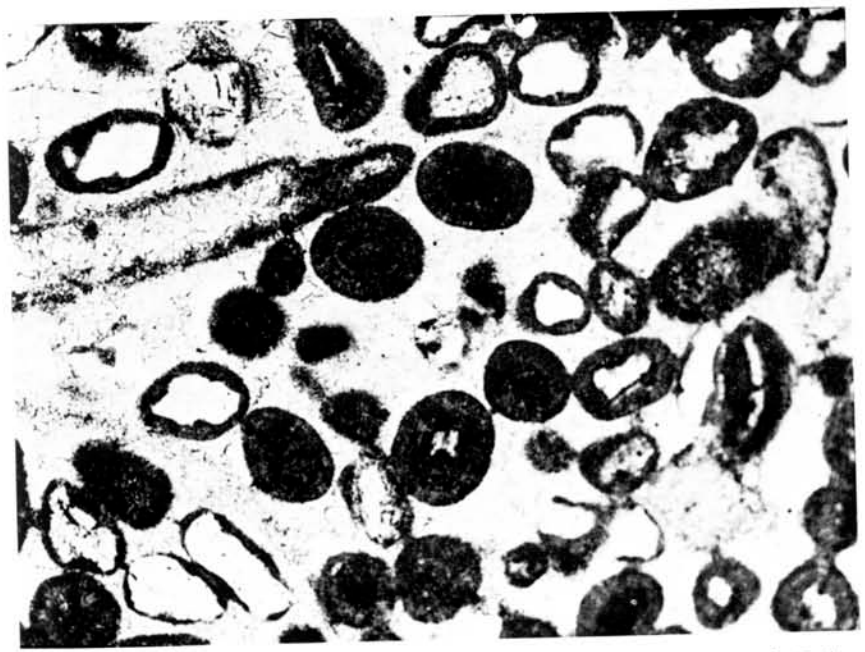

Fig. 6. Oolitic grainstone with coated grains. Siliclastic Series, east of Facho. Thin-section x 215.
Abb. 6. Oolithischer Grainstone mit Rindenkörnern. Siliziklastika-Serie, östlich Facho. Dünnschliff x 215.

in der Mikrit-Serie und im Fojo-Gebiet innerhalb der Sandstein-Mikrit-Wechsellagerung.

Beschreibung: Die auftretenden Typen sind aus dem Portland des Cabo Espichel bereits von FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER (1980) beschrieben. Da die Proben des tieferen Niveaus (Mikrit-Serie) sehr ähnlich sind, soll hier nur eine kurze Zusammenfassung gegeben werden:

1. Algenlaminite: Sie erscheinen ausschließlich im Portland. Die auf Grund von Texturunterschieden eben bis leicht wellig laminierten, mikritischen bis pelmikritischen, kaum bioturbierten Kalke zeigen neben seltenen Algenfilamenten feine horizontale und vertikale Schrumpfrisse. Dabei können jedoch auf Schichtoberflächen auch großdimensionierte polygonale Mudcracks auftreten.

2. Loferite: Als erster Typ finden sich mikritische Gesteine mit einem durch feine „sheet cracks" deutlich laminoidem Gefüge. Lokal sind die „sheet cracks" aufgeweitet. Weiter kommen cm lange, vertikale Grabgänge vor. Basal führen sie manchmal „faecal pellets".

Als zweiter Typ existiert ein intrapelsparitischer Loferit mit oft nur sehr undeutlich laminoiden Fenstergefügen aus Schrumpfporen. Subzirkulare Birdseyes sind wohl häufig auf Grabgänge zurückzuführen. Nicht selten sind Hohlräume mit mehreren Generationen von z. T. rotem Internsediment verfüllt oder mit Tapeten- und Dripstonezement ausgekleidet.

3. Bioturbierte Birdseye-Kalke: Die mikritischen Gesteine sind von ca. 1 mm ϕ großen, runden Birdseyes und Grabgängen im cm-Bereich durchsetzt. Bei letzteren kommen z. T. *Enteropneusta-* (KAZMIERCZAK & PSZCOLKOWSKI 1969) und *Thalassinoides*bauten vor.

Alle soeben kurz vorgestellten Typen führen extrem wenig Fossilien (z. T. Molluskenschutt, Ostrakoden, Cayeuxia). Die einzelnen Typen können kontinuierlich ineinander übergehen.

Diskussion: Gesteine dieser Art sind an rezenten und fossilen Beispielen häufig beschrieben worden (e. g. SHINN et al. 1969, BERNOULLI & WAGNER 1971, FISCHER 1964, 1975, READ 1975, WOODS & BROWN 1975). Oberjurassische Fensterkalke aus Portugal beschrieben WILSON (1975) und FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER (1980). Fensterkalke entstehen in geschützten Gezeitenbereichen vom flachsten Sub- bis Supratidalbereich. Algenlaminite und gut laminierte Loferite bilden sich unter ebenen Algenmatten („smooth mats" HOFFMANN 1976) überwiegend im Intertidalbereich (READ 1975, WOODS & BROWN 1975). Bei den Intraklastloferiten müssen zwei verschiedene Bildungsbereiche angenommen werden. So dürften Proben mit relativ hohem Fossilanteil im etwas höherenergetischen Bereich des obersten Subtidal gebildet worden sein, während die Bildung der völlig fossilfreien Typen mit vadosen Zementen und Einschwemmungen von roten Bodenbildungen wahrscheinlich unter „pustular mats" im Supratidal stattfand (vgl. MONTY 1976, FISCHER 1975). Nicht laminierte bioturbierte Birdseye-Kalke

mit *Thalassinoides-* und *Enteropneusta*gängen entstanden in restrikten Bereichen des flachen Subtidals, wohingegen Typen ohne diese Grabgänge und mit deutlichen Mudcracks höher exponiert einzuordnen sind.

7. Characeengesteine

Vorkommen: Characeen/Black-Pebbles-Serie; Sandstein/Mikrit-Wechsellagerungsserie; höherer Teil der Mikrit-Serie nahe am Diapir von Sesimbra.

Beschreibung: Bei den hierzu gehörigen Gesteinen handelt es sich um relativ dunkle, häufig inhomogene Kalke und Mergel. Die Kalke treten hauptsächlich in der Umgebung des Diapirs von Sesimbra und westlich davon auf, während im Osten, besonders im Steinbruch von Outão, die Mergel dominieren. Die Kalke sind als Wacke- und Packstones mit mikritischer Matrix ausgebildet und bestehen aus locker wie auch aus dichtge-

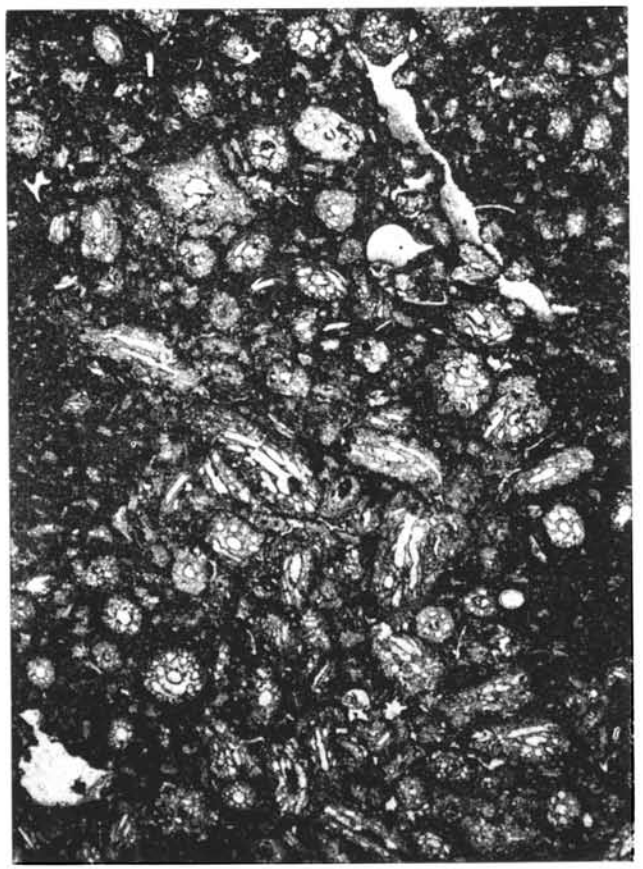

Fig. 8. Characean wacke-packstone. Characean black pebbles Series, west of Pincaro. Thin-section x 6,5.
Abb. 8. Characeen-Wacke-Packstone. Characeen/Black-Pebbles-Serie westlich Pincaro. Dünnschliff x 6,5.

packten Characeenstielen und -oogonien (Abb. 8). Andere Biogene, wie Ostrakoden, kleinwüchsige Gastropoden, Lituoliden und *Cayeuxia*, sind nur in einzelnen Proben untergeordnet vertreten. Häufig stellen Peloide einen großen Anteil der Komponenten. Auffällig sind die oft vorhandenen Black Pebbles sowie Lignitstückchen. Die Organismenzusammensetzung der Mergel ist ähnlich, jedoch sind Characeenstiele viel seltener als Oogonien. Die Ursache hierfür könnte die mechanische Beanspruchung während des Schlämmvorganges sein, der die zerbrechlichen Stiele oftmals nicht standhalten. Teilweise ist eine onkoidische Umkrustung der Stiele durch Cyanophyceen (u. a. *Cayeuxia*) zu beobachten.

Diskussion: Rezente Characeen leben im Brack- und Süßwasser auf weichem, schlammigem Substrat. Sie sind sehr flachen Stillwasserbereichen in der Umgebung von Flußmündungen und ausgesüßten Lagunen angepaßt (CORRILLON 1972). Eine ähnliche Lebensweise ist auch hier naheliegend. Ein weiter Transport der fragilen Characeenstiele kann wegen der guten Erhaltung ausgeschlossen werden. Die Änderung des Sedimentes in W-E-Richtung, von mikritischen Kalken zu Mergeln, dürfte durch die vom flachen östlichen Hinterland gelieferte Tontrübe bedingt sein, die in küstennahen Bereichen zu einer Verdünnung des Karbonats führt. Weiter im Westen, vor allem westlich des Diapirs, der nur eine flache Aufwölbung bildete und selbst kein Sediment lieferte (s. Abschnitt Paläogeographie), wurden folglich ziemlich reine Karbonate sedimentiert. Die auftretenden Characeenstielkalke mit den Cyanophyceenumkrustungen können als Hinweise für Salinitätsschwankungen und/oder Erhöhung der Wasserenergie angesehen werden.

8. Black-Pebbles-Gesteine

Vorkommen: Characeen/Black-Pebbles-Serie; Mikrit-Serie (in Diapirnähe); Sandstein/Mikrit-Wechsellagerungsserie.

Beschreibung: Die im typischen Fall als Wacke- bis Packstones vorliegenden, meist grauen, bituminösen, nach H_2S riechenden Gesteine bestehen aus Lithoklasten in teils mikritischer, teils sparitischer bis siltiger Matrix. Der Tonanteil ist mitunter sehr hoch, so daß Kalkmergel und Mergel auftreten. Die Lithoklasten setzen sich überwiegend aus 1—2 mm großen, gerundeten sowie -cm großen, eckigen Intraklasten zusammen. Die mit max. 15 % vertretenen Extraklasten sind fast immer schwarz, meist länglich und eckig, oft von fransigem Aussehen und mit entfärbtem Rand. Helle Extraklasten kommen jedoch ebenfalls vor (Abb. 9).

An weiteren Komponenten treten vor allem Lignit, daneben Grapestones, allochthone Stillwasserooide, Characeenoogonien, Ostrakoden und kleine (1—2 mm) plan- wie trochospirale Gastropoden auf.

Das Gestein wird häufig von Schrumpfrissen durchzogen. Mit Tapetenzement und vadosem Silt verfüllte Fenster sind keine Seltenheit.

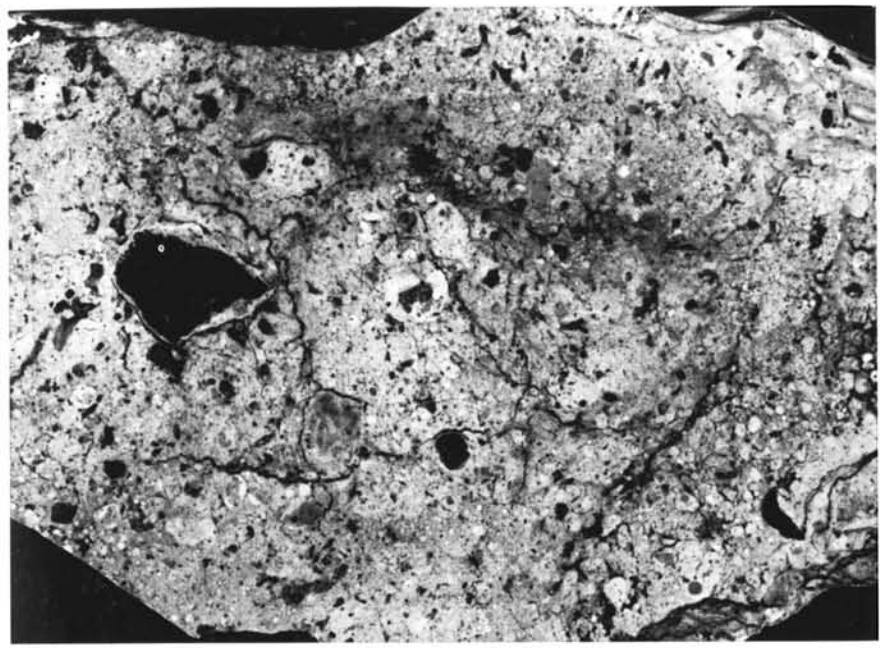

Fig. 9. Lithoclastic limestone with black pebbles. Characean black pebbles Series, east of Santana. Polished-section x 2.
Abb. 9. Black-Pebbles-führender Lithoklastenkalk. Characeen/Black-Pebbles-Serie, östlich Santana. Anschliff x 2.

Diskussion: HÄFELI (1966) führt „black pebbles" bzw. „cailloux noirs" als Indikator für limnische, brackische oder landnahe flachstmarine Bereiche an. Rezentbeobachtungen von BARTHEL (1974) und Untersuchungen von BECHSTÄDT (1975) bestätigen diese Interpretation. Im vorliegenden Fall dürfte die Infiltration von organischer Substanz und Pyrit durch Mangrove-ähnliche Pflanzen in stagnierenden lagunären Tümpeln im Gezeitenbereich erfolgt sein. Durch Sturmfluten wurden die z. T. trockengefallenen Tümpel aufgearbeitet und Klasten in andere lagunäre Tümpel mit ähnlich stagnierenden Bedingungen transportiert. Auch in diesen Tümpeln erfolgte Aufarbeitung des Untergrundes in Form von Plastiklasten. Bei weiterer Erosion (Flüsse, Stürme) konnten Black Pebbles auch in subtidale Bereiche gelangen.

9. Subaerische Kalkkrusten — Caliche s. l.

Vorkommen: Nur lokal im Ostteil des Gebietes, am häufigsten direkt östlich von Calhariz in der Black-Pebbles-Serie (ganz an der Basis); Mikrit-Serie (untergeordnet); Kalkklastika-Serie.

Beschreibung und Diskussion: A. Coniatolith-Krusten: Die mittelgrauen, 2—10 cm mächtigen Krusten sind fein laminiert, was durch Unterschiede

in der Färbung (bituminös, limonitimprägniert) oder in der Textur (Lagen aus Mikrit, Mikrosparit oder krümeligem Pelmikrit; z. T. brekziierte und poröse Lagen) bewirkt wird. Daneben kommen Alveolarstrukturen und Lösungshohlräume mit vadosen Zementen und vadosem Silt (DUNHAM 1969a) vor. Diese Merkmale sind diagnostisch für subaerische Kalkkrusten (vgl. MULTER & HOFFMEISTER 1968, BERNOULLI & WAGNER 1971, JAMES 1972, ESTEBAN 1973, READ 1976, HARRISON & STEINEN 1978). Verwechslungen mit Algenmatten sind wegen des Fehlens von Schrumpfrissen und Verdickungen der Krusten über Depressionen auszuschließen. Charakteristisch für Coniatolithen, also anorganische Krusten des Supratidalbereichs (PURSER & LOREAU 1973), sind scharfer Kontakt zur Unterlage, Gipspseudomorphosen und durch das Gipswachstum verursachte Tepee-artige Aufwölbungen im cm-Bereich.

B. Caliche s. str.: Der Name Caliche sollte für terrigene, in den höheren Bodenhorizonten verkalkte Bodenbildungen mit ehemaligem Bodenbewuchs (e. g. BATHURST 1979) vorbehalten bleiben. Charakteristisch für Bodenbildungsprozesse sind das rote oder ockerfarbene Aussehen (Bodenrubefizierung, GANNSEN 1965) sowie der brekziöse Charakter (subsoil rubble, DUNHAM 1969b) des mikritischen Gesteins. Feinlaminierte Krusten sind nur untergeordnet vorhanden. Hingegen erscheint eine Vielzahl von lagigen, intra-, circumgranularen und gravitativen Lösungshohlräumen, welche häufig mit Tapeten- oder Dripstonezement ausgekleidet und mit vadosem Silt verfüllt sind. Oft treten auch fadenförmige, schräg bis vertikal verlaufende, von Wurzeln herrührende Hohlräume auf. Wohl ebenfalls auf Wurzeln zurückzuführen sind bis 20 cm lange, 3 cm dicke zapfenförmige Konkretionen mit zentralem (sparitisiertem) Hohlraum, welche lokal häufig aus mürben Areniten herauswittern (Abb. 10).

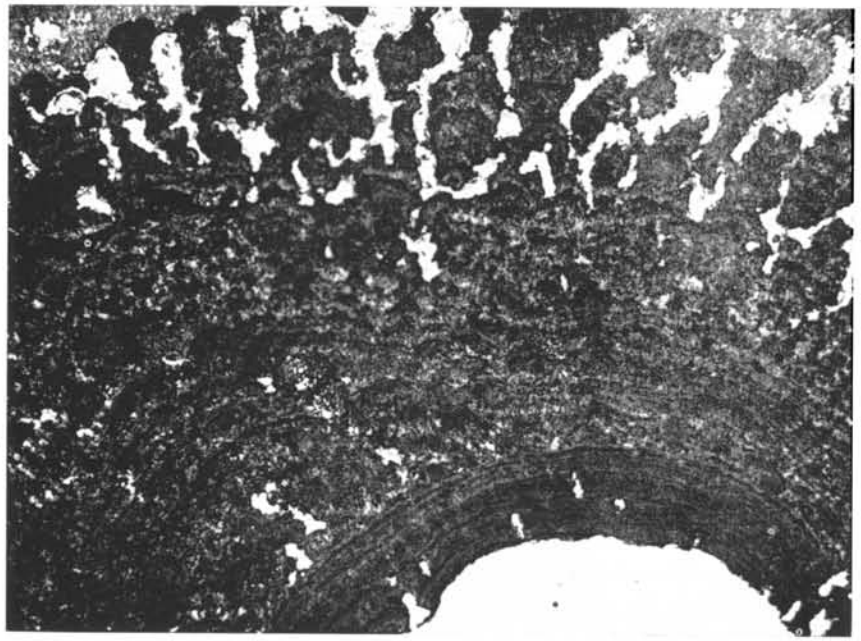

Fig. 10. Cross-section through a cone-sharped caliche-concretion. Limestone clasts Series, east of El Carmen. Thin-section x 7.
Abb. 10. Querschnitt durch eine zapfenförmige Caliche-Konkretion. Kalkklastika-Serie, östlich El Carmen. Dünnschliff x 7.

C. Vadose Pisolithe: In oben beschriebener Caliche können vereinzelt eisenschüssige Pisoide auftreten, welche sich zuweilen zu einem Pisolith aus ockerfarbenen, daneben roten und blauen, häufig zerbrochenen Pisoiden von 1 mm bis 5 cm Größe verdichten. Neben den kalkigen Pisoiden finden sich blaugraue, bohnerzartige Eisenooide. Die Zwickel der extrem schlecht sortierten und ungeschichteten Pisoide sind vollständig mit tonigem Mikrit verfüllt. Lösungshohlräume, wie oben beschrieben, sind sehr häufig.

DUNHAM (1969b), BERNOULLI & WAGNER (1971) u. a. beschrieben analoge vadose Pisolithe. Typisch sind Lösungsstrukturen, Brekziierung, Fehlen von marinen Kernen, Zementtypen und Übergänge zu lagiger Caliche. Die Pisoide bilden sich konkretionär in Böden der heißen, wechselfeuchten Zone. Große Ähnlichkeiten bestehen zu Bildungen in lateritischen Böden.

10. Terrigene Kalkklastika

Vorkommen: Das Vorkommen dieser Gesteine beschränkt sich auf das Gebiet östlich von Santana. Hier treten sie in der Kalkklastika-Serie und als einzelne cm- bis dm-mächtige Einschaltungen in den obersten Partien der Mikrit-Serie auf. Ebenso sind sie an der Basis und innerhalb der Characeen/Black-Pebbles-Serie um El Carmen und den Fojo zu finden.

Beschreibung: Überwiegend handelt es sich um einen bunten, hellen Detrituskalk mit sparitischer Matrix und durchschnittlichen Korngrößen zwischen 0,63 und 2 mm (Arenite). Daneben treten bunte Konglomerate, häufig mit roter Matrix und Einzelkomponenten bis hin zu 30 cm ϕ auf. Die Rundung und Sortierung der Arenite ist meist gut, wohingegen Konglomerate, vor allem an der Basis der Characeen/Black-Pebbles-Serie, oft sehr schlecht gerundet und sortiert sind. Der Rundungsgrad kann jedoch bereichsweise durch Drucksuturen verschleiert sein. Diese basalen Konglomerate schneiden sich teilweise rinnenförmig in ihre Unterlage (Dogger) ein. Das Farbspektrum der Klasten reicht von ockergelb und braun über grau und schwarz bis hin zu rot. Bis auf unterschiedliche Färbungen (z. B. schwarze, bituminöse Characeenkalke) entsprechen die Mikrofaziestypen der Klasten meist solchen, die aus Dogger und Malm des Gebietes bekannt sind. Biogene außerhalb von Klasten kommen nur in Areniten vor (Characeen/Black-Pebbles-Serie, Basis der Kalkklastika-Serie, nach oben abnehmend). Möglicherweise sind sie jedoch auch dort aus den Komponenten her-

ausgearbeitet worden. Mengenmäßig machen sie immer weniger als 10 % aus und werden von Lituoliden, Gastropoden, Bivalvenschutt und Echinodermenresten vertreten.

Diskussion: Die bunte Färbung der meisten Komponenten entstand sekundär in Landphasen durch Rubefizierung der Gesteine im oxidierenden (vgl. Caliche-Kapitel) und durch Dunkelfärbung im reduzierenden Milieu (vgl. Kap. über Black Pebbles). Die vorhandenen Kalkkonglomerate stellen fluviatile Ablagerungen dar, wobei bei den Konglomeraten des Fojo-Gebietes an Alluvionenfächerablagerungen gedacht werden darf (extreme Komponentengrößen, mäßige Rundung, sehr schlechte Sortierung, ungleichförmige Matrix, rinnenförmiges Einschneiden, fächerförmige Verteilung. Vgl. BULL 1972, REINECK & SINGH 1975).

Nicht fossilführende Arenite wurden ebenfalls fluviatil abgelagert, wobei in einer weiträumigen Flußlandschaft auf Grund unterschiedlichster Energiebedingungen feine Klastika und gleichzeitig Konglomerate abgelagert werden können. Fossilführende Arenite (häufig mit grauer Matrix) stellen die submarine Fortsetzung fluviatiler Rinnen dar. Gut sortierte, sparitische Arenite mit marinen Fossilien wurden wohl zu küstennahen Schwellen oder Küstenbarren zusammengespült.

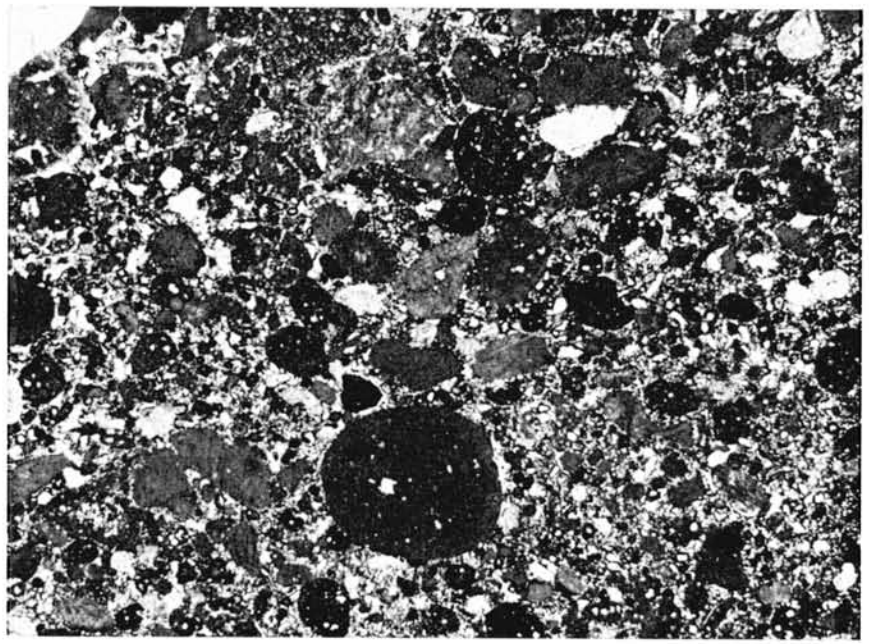

Fig. 11. Limestone arenite. Characean black pebbles Series west of Outão. Thin-section x 8.
Abb. 11. Kalkarenit. Characeen/Black-Pebbles-Serie, westlich Outão. Dünnschliff x 8.

11. Siliciklastika

Vorkommen: Dieser Faziestyp umfaßt den gesamten Bereich der Siliciklastika-Serie. Westlich des Diapirs von Sesimbra treten in dieser Einheit noch karbonatische Einschaltungen auf, die im Osten fehlen. Daneben sind Siliciklastika in der Mikrit/Sandstein-Wechsellagerungsserie beim Fojo zu finden.

Beschreibung: Die Siliciklastika — Mergel, Tone, Silte, Sandsteine und Quarzkonglomerate — entwickeln sich kontinuierlich aus den unterlagernden Faziestypen durch stetige Zunahme silikatischer Komponenten. Grobkörnige Varianten werden nach Osten hin immer dominanter, während im Westen noch fossilführende Mergel, Tone und Silte auftreten. Vergesellschaftungen von Dasycladaceen und Lituoliden oder Characeenoogonien und Ostrakoden können unterschieden werden. Mit zunehmender Kornvergröberung nimmt der Gehalt an Biogenen ab. In mäßig bis schlecht sortierten, horizontal laminierten oder kleinmaßstäblich schräggeschichteten, fein bis mittelkörnigen Sandsteinen sind z. T. noch Lignit und Muschelbruchstücke zu finden. Horizontal geschichtete oder ungeschichtete Grobsandsteine und Quarzkonglomerate sind fossilleer. Häufig treten „fining upward sequences" auf, die mit einer konglomeratischen Lage beginnen und im Verlaufe weniger Meter bezüglich der Korngröße bis hin zu Silten und Tonen abnehmen. Bezeichnend, insbesondere in den östlichen Teilen der Serra, sind die roten Gesteinsfarben dieser Abfolge.

Diskussion: Die rotgefärbten fossilleeren Quarzklastika werden als terrigene Bildungen fluviatilen Ursprungs gedeutet. Folgende Gefüge sind typisch (vgl. REINECK & SINGH 1975, 238 ff.):

- grobkörnige, ungeschichtete Sandsteine und Konglomerate;
- schräggeschichtete Sandsteine;
- fining upward sequences;
- feinlaminierte Silte und Tone.

Als Transportmedien kommen, insbesondere im Osten, für die sehr grobkörnigen Quarzklastika „braided rivers" in Frage, wobei zu Trockenzeiten oder auch in Nebenarmen feinerkörnige Sandsteine und Silte zur Ablagerung kamen.

Die fossilführenden Varianten sind als Schüttungen in randmarine Bereiche (Delta-, Prodeltabereich) aufzufassen.

Stratigraphie

Die altersmäßige Einstufung der oberjurassischen Gesteine in der Serra da Arrábida bereitete wegen des Fehlens stratigraphisch verwertbarer Organismen schon immer große Schwierigkeiten (Abb. 2).

In dieser Arbeit wird, soweit als möglich, die Oberjuragliederung von RAMALHO (1971) übernommen. Er stellte im Westen der Serra da Arrábida

eine Gliederung an Hand von Mikroorganismen auf. Dabei konnte er sechs Zonen und etliche Subzonen unterscheiden. Neben echt biostratigraphisch definierten Zonen mußte er jedoch auch auf Fazieskorrelierungen zurückgreifen, welche aber, soweit sie überhaupt nach Osten zu verfolgen waren, dort einen stark diachronen Charakter zeigten (so erstreckt sich z. B. das im Westen von RAMALHO als Oberoxford A definierte, überwiegend brackische Paket im Osten (Outão) sicher bis ins Kimmeridge).

Als im ganzen Gebiet unterscheidbare biostratigraphische Komplexe verbleiben somit:

A l v e o s e p t a - j a c c a r d i - K o m p l e x (Oberoxford bis tieferes Kimmeridge; entspricht RAMALHO's Zonen A, B und C).

„ V a g i n e l l a " - s t r i a t a - K o m p l e x (höheres Kimmeridge bis tieferes Portland; RAMALHO's Zonen D und E).

A n c h i s p i r o c y c l i n a - l u s i t a n i c a - K o m p l e x (höheres Portland; RAMALHO's Zone F).

Die charakteristischen Leitformen treten jedoch nur in einigen Niveaus innerhalb geeigneter Faziestypen auf, so daß die exakte Lage der einzelnen Komplexgrenzen nicht immer bestimmbar ist. Der *Alveosepta-jaccardi*-Komplex ist durch das Auftreten der Lituolide *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT) definiert, welche vom Oberoxford bis ins tiefere Kimmeridge vorkommt (HOTTINGER 1971; RAMALHO 1971). Ihr Vorkommen auch in restrikt marinen Faziestypen ist günstig, da sie auch noch in einigen Niveaus der überwiegend brackischen Profile im Osten anzutreffen ist. Somit ist auch die lokale Sandstein/Mikrit-Wechsellagerung im Fojo-Gebiet durch sie in den begrenzten Zeitraum einzuordnen.

Wie schon RAMALHO (1971) bemerkt, ist die exakte Oxford/Kimmeridge-Grenze mit Mikrofossilien biostratigraphisch nicht faßbar. Als Arbeitshypothese soll für diese Grenze das Einsetzen von *Cylindroporella* cf. *arabica* ELLIOT (innerhalb vollmariner Profilabschnitte) dienen. Diese Dasycladacee kommt nach RAMALHO (1971) im Arbeitsgebiet erst ab höherem Portland vor, erscheint aber tatsächlich bereits eindeutig früher (gemeinsam mit *Alveosepta jaccardi).* Auch BASSOULET (1978) meldet die tiefsten Vorkommen schon aus dem Kimmeridge.

Durch das Erstauftreten von *„Vaginella" striata* (CAROZZI) wird die Untergrenze des „Vaginella"-striata-Komplexes definiert. Dieses Mikroproblematikum (bzw. Dasycladacee nach BERNIER 1974) erscheint in Portugal ab dem höheren Kimmeridge (RAMALHO 1971). Sie kommt in vollmarinen Kalken, meist gemeinsam mit *Clypeina jurassica* FAVRE vor. Ihr Einsetzen ergibt eine deutliche biostratigraphische Grenze vom Cabo Espichel bis etwa Zambujal. Östlich davon erscheint sie, auch in geeigneten Faziestypen am Top der Mikrit-Serie nicht mehr, was zusammen mit dem dortigen Auftreten von *Alveosepta jaccardi* den deutlich diachronen Verlauf der von Osten einsetzenden klastischen Schüttungen belegt. Die exakte

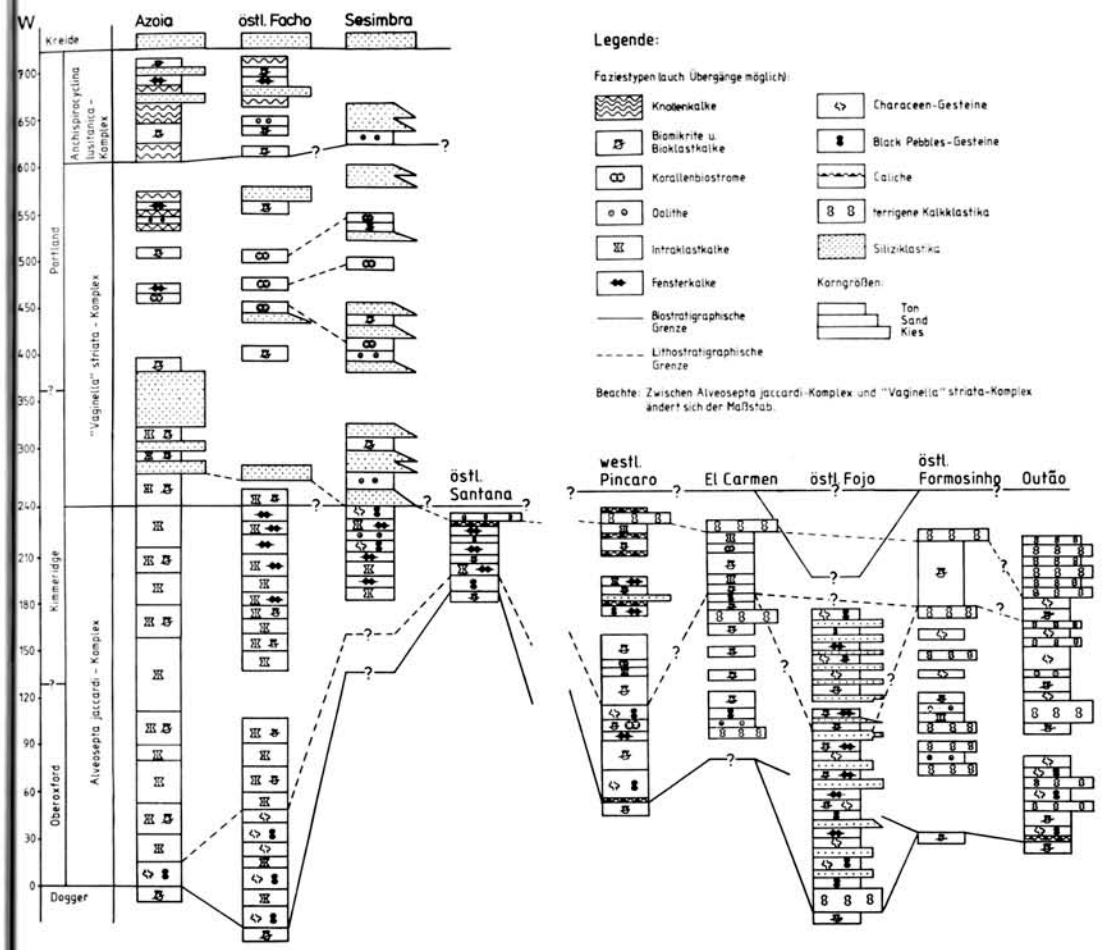

Fig. 12. Profils of Upper Jurassic sediments from Azoia to Outão and their lithostratigraphic and biostratigraphic correlations. The scale on the left side of the figure indicates the length of the profiles in meters.

Abb. 12. Darstellung der Profile von Azoia bis Outão mit lateralem und zeitlichem Wechsel der Faziestypen sowie ihrer lithostratigraphischen und biostratigraphischen Korrelation im oberen Jura. Die Skala am linken Bildrand gibt die Profillänge in Metern an.

Kimmeridge/Portland-Grenze ist wiederum biostratigraphisch nicht belegbar.

Darüber folgt der Anchispirocyclina-lusitanica-Komplex, definiert durch das Einsetzen gleichnamiger Lituolide. *„Vaginella" striata* kann weiterhin vorkommen.

Alle weiteren Korrelierungen sind rein lithostratigraphischer (diachroner) Natur und durch Fazieswechsel auf Grund von Meeresfluktuationen bedingt.

Zu korrelieren sind im wesentlichen das basale, überwiegend brackische Niveau (Characeen/Black-Pebbles-Serie), von Osten geschüttete rote Klastika sowie einige Korallenbiostrome im Westen.

Paläogeographie und Faziesverteilung

Nachdem sich das Meer im Verlaufe des Calloviums zurückgezogen hatte, lag die Serra da Arrábida im unteren Oxford trocken. Die Doggerkalke wurden teilweise verkarstet und sowohl Rubefizierung der Gesteine als auch Caliche- und Black-Pebbles-Bildung fanden statt. Im Oberoxford begann eine erneute Meerestransgression, jedoch von unterschiedlicher Intensität. So lagerten sich infolge kräftiger Hinterlandhebung im Südosten, vor allem im Fojo-Gebiet, mächtige Kalkkonglomerate und z. T. Calichekrusten ab. Später erschienen dort aus S bzw SE geschüttete fluviatile Quarzkonglomerate, welche mit randmarinen Kalken (Loferite, Characeen-Biomikrite, Onkolithe, Intraklastkalke, Bioklastkalke mit restrikter Fauna) wechsellagerten. Diese Entwicklung hält auch im Kimmeridge an. Das Fojo-Gebiet ist somit der einzige Bereich des untersuchten Teils der Serra da Arrábida, in dem bereits im Oberoxford/Unterkimmeridge Quarzklastika zur Ablagerung kamen (Abb. 13).

Auch im Gebiet um den Sesimbra-Diapir dominieren während Oberoxford und tieferem Kimmeridge durchwegs litorale Ablagerungen. So bildeten sich in einem weiten Saum um den Diapir zunächst in lagunären, z. T. brackischen Tümpeln Black Pebbles und Characeenkalke, später überwiegend Loferite. Die Profilabfolgen um den Diapir sind bedeutend geringmächtiger als die Normalprofile (Abb. 12) und keilen im Bereich Oberoxford/tieferes Kimmeridge ganz aus, während in gewisser Entfernung besonders hohe Mächtigkeiten auftreten (Randsenken). Dies dokumentiert einen synsedimentären Diapiraufstieg zu dieser Zeit. Die zeitlich gleichalten, restriktmarinen Abfolgen im Westen des Gebietes dürften in einer Lagune entstanden sein, die ihre Existenz ebenfalls schützenden Diapirgirlanden verdankt. Black Pebbles und Characeenkalke treten auch im restlichen Gebiet auf. Während im Westen nur ein dünnes Band an der Basis des Oberoxford vorhanden ist, sind sie im Osten besonders mächtig, wobei

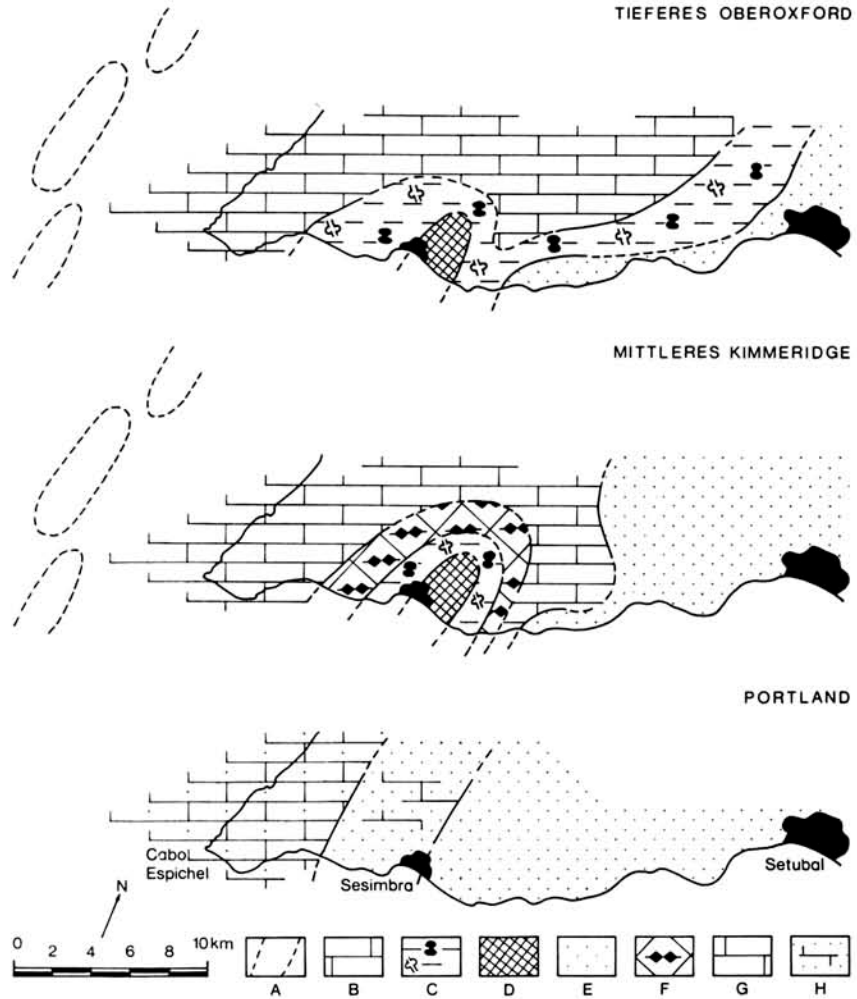

Fig. 13. Sketches of the palaeogeography during early late Oxfordian, Middle Kimmeridgian and Portlandian times.
A) Diapir shoals postulated by FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER (1980); B) bioclastic and intraclastic limestones with low faunal diversity; C) marginal marine brackish and fresh water areas; D) active diapir, non sedimentation area; E) fluvial sediments (position of shoreline variable); F) tidal flat sediments; G) nodular limestones and bioclastic limestones (fully marine, with low amount of terrigeneous sediments), by a mistake the dots in the legend are missing; H) fluvial sediments and marginal marine clastic sediments, with only few marine limestones (fenestral limestones, nodular limestones, coral biostromes, biomicrites).
Abb. 13. Paläogeographische Skizzen des tieferen Oberoxford, des mittleren Kimmeridge und des Portland.
A) Postulierte Diapirbarren (FÜRSICH & SCHMIDT-KITTLER 1980); B) niedrig diverse Bioklast- und Intraklastkalke; C) randmarine Brack- und Süßwasserbereiche (Characeen, Black Pebbles); aktiver Diapir, auskeilende Schichtfolge; E) fluviatile Klastika (Küstenlinie stark schwankend); F) Fensterkalke des Tidalbereiches; G) vollmarine Knollenkalke und Bioklastkalke, untergeordnet terrigene Siliziklastika, in der Legende fehlt leider die Punktsignatur. H) fluviatile bis randmarine Siliziklastika, untergeordnet marine Kalkausscheidungen (Fensterkalke, Knollenkalke, Korallenbiostrome, Bioklastkalke).

gleichzeitig der Tongehalt in dieser Richtung zunimmt. Ganz im Osten, bei Outão, reicht das lagunäre Characeenmergel-Profil bis ins Kimmeridge. Im westlich anschließenden Bereich (bis Sesimbra) machen sich im Oxford/Unterkimmeridge Meeresfluktuationen bemerkbar. Neben überwiegend restriktmarinen Bioklastkalken existieren dort einerseits zwei Komplexe mit Brachiopoden, Korallen oder Dasycladaceen, andererseits ziehen von Osten einige Bänder mit Oolithen, Intraspariten, litoralen Fossilzusammenschwemmungen und randmarinen bis fluviatilen Kalkareniten bis westlich El Carmen.

Westlich des Diapirs finden sich über dem Characeenband durchwegs subtidale Faziestypen (meist komponentenarme Intraklast- und Bioklastkalke).

Im mittleren Kimmeridge beginnt, diachron von Ost nach West verlaufend, die Verlandung des Ostteils der Serra da Arrábida (Abb. 13). Als letzte marine Sedimente finden sich östlich von Sesimbra hochenergetische, dasycladaceenführende Intrasparite, die von fluviatilen Areniten und Kalkkonglomeraten abgelöst werden. Coniatolith- und Calichebildung ist lokal häufig.

Ungefähr gleichzeitig mit dem Beginn der Regression liefert der Diapir erneut viele Black Pebbles in seine Umgebung, die vorwiegend mit Characeenkalken des Süß- und Brackwasserbereichs und mit Karbonaten der Gezeitenzone (Loferite, Mud- und Sheetcracks) vergesellschaftet sind. Da der Diapir während seiner, seit Beginn des Malm anhaltenden Aufstiegsphase keine klastischen Sedimente in seine Umgebung schüttete, kann man davon ausgehen, daß er lediglich eine flache, den Meeresspiegel nur wenig überragende Aufwölbung bildete.

Die Kalkklastika, die nur östlich des Diapirs geschüttet wurden, werden von fluviatilen, im Westen z. T. randmarinen Quarzklastika abgelöst. Der Beginn der Regression fällt bei Sesimbra mit dem Erstauftreten von „*Vaginella*" *striata* zusammen, während ganz im Westen noch etliche 10er Meter Kalke mit „*Vaginella*" ausgebildet sind (Abb. 12).

Weitere Meeresüberflutungen vermögen im Oberkimmeridge/Portland die Sandsteinfazies immer wieder nach Osten, jedoch max. bis Sesimbra zurückzudrängen.

Gleichzeitig mit der Regression endet der Einfluß des Sesimbra-Diapirs (keine Mächtigkeitsreduktion). Ähnliches ist für die postulierte Diapirgirlande weiter im Westen anzunehmen, da die marinen Einschaltungen des höheren Kimmeridge und Portland aus vollmarin gebildeten Knollenkalken, Bioklastkalken, Oolithen und Korallenbiostromen bestehen. Zum Hangenden und Liegenden gehen sie in restriktmarine Mergel, Silte, Quarzsandsteine und schließlich in terrigen gebildete Quarzkonglomerate über, die den größten Teil des höheren Kimmeridge und Portland ausmachen. Häufigkeit und Mächtigkeit der marinen Kalkeinschaltungen

nimmt vom Cabo Espichel nach Osten hin ab, bis dann bei Santana die letzten Kalke ausklingen (Abb. 13).

Im oberen Portland liegen keine Korallenbiostrome mehr vor. Dafür sind lateral lang aushaltende Algenlaminite (Cabo Espichel bis Facho) anzutreffen. Sie werden als inter- und supratidale Bildungen interpretiert.

An der Wende Jura/Kreide kommt es zu einer vollständigen Regression des Meeres und zur Ablagerung fluviatiler Unterkreide-Konglomerate.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Prof. Dr. N. Schmidt-Kittler. Dafür sowie für wertvolle Hinweise im Gelände sei ihm herzlich gedankt. Dr. F. T. Fürsich und Dr. H. Mayr sahen freundlicherweise das Manuskript durch. Servicos geologicos de Portugal, insbesondere Herr Dr. M. M. Ramalho, waren bei der Organisation behilflich. Herr F. Höck fertigte die Photographien an und Herr K. Dossow war bei den Zeichnungen behilflich.

Literaturverzeichnis

Baldy, P., Boillot, G., Dupeuple, P.-A., Malod, J., Moita, I. & Mougenot, D. (1977): Carte géologique du plateau sud-portugais et sud-espagnol (Golfe de Cadiz). — Bull. Soc. géol. France, **19** (4): 703—724, 16 Abb., 3 Taf.; Paris.

Barthel, K. W. (1974): Black pebbles, fossil and recent, on and near coral islands. — Proc. Soc. Intern. Coral Reef Symp., **2**: 395—399, 5 Abb.; Brisbane.

Bassoulet, J. P., Bernier, P., Conrad, M. A., Deloffre, R. & Jaffrezo, M. (1978): Les algues dasycladales du Jurassique et du Crétacé. — Geobios Mém. Spéc., **2**: 1—330, 2 Abb., 40 Taf.; Lyon.

Bathurst, R. G. C. (1979): Diagenesis in Carbonate Sediments: A Review. — Geol. Rdsch., **68** (3): 848—855; Stuttgart.

Bechstädt, T. (1975): Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **149** (1): 73—95, 8 Abb.; Stuttgart.

Bernier, P. (1974): *Campbelliella striata* (Carozzi): Algue dasycladacée? Une nouvelle interpretation de l'« organisme C » Favre & Richard, 1927. — Geobios, **7** (2): 155—175, 6 Abb., 3 Taf.; Lyon.

Bernoulli, D. & Wagner, C. W. (1971): Subaerial diagenesis and fossil caliche deposits in the Calcare Massiccio Formation (Lower Jurassic, Central Apennines, Italy). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **138** (2): 135—149, 8 Abb.; Stuttgart.

Biju-Duval, B., Bercourt, J. & Le Pichon, X. (1977): From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine System. — In: Biju-Duval, B. & Montadert, L. (eds.): International symposium on the structural history of the Mediterranean Basin, Split 1976. — 143—164, 4 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Paris (Editions Technique).

Bull, W. B. (1972): Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record — In: Rigby, J. K. & Hamblin, W. K. (eds.): Recognition of An-

cient Sedimentary Environments. — Soc. Econ. Pal. Mineral. Spec. Publ., **16**: 63—83, 16 Abb.; Tulsa.

CHOFFAT, P. (1908): Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrábida. — Mem. Comis. Serv. Geol. Portugal: 1—89, 10 Taf.; Lisbonne.

CORILLION, P. (1972): Les Charophycées de France et d'Europe Occidentale. — 499 S., 33 Taf., 64 Kt.; Königstein (Koeltz).

DEWEY, J. F., PITMAN III, W. C., RYAN, W. B. F. & BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. — Geol. Soc. Amer. Bull., **84** (4): 3137—3180, 19 Abb., 1 Tab.; Boulder.

DUNHAM, R. J. (1969a): Early vadose silt in Townsend Mound (Reef), New Mexico. — In: FRIEDMAN, G. M. (ed.): Depositional Environments in Carbonate Rocks. — Soc. Econ. Pal. Mineral. Sp. Publ., **14**: 139—181, 22 Abb.; Tulsa.

— (1969b): Vadose Pisolites in the Capitan Reef (Permian). — In: FRIEDMAN, G. M. (ed.): Depositional Environments in Carbonate Rocks. — Soc. Econ. Pal. Mineral. Sp. Publ., **14**: 182—191, 22 Abb.; Tulsa.

ESTEBAN, M. C. (1973): Caliche Textures and "Microcodium". — Boll. Soc. Geol. Ital., **92**: 105—125, 13 Abb.; Perugia.

FELBER, J. (1981): Mikrofazielle Untersuchungen im Oberen Jura der Serra da Arrábida (Estremadura, Portugal). Casais bis Picoto. — Diplomarbeit, 101 S.; München.

FISCHER, A. G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. — In: MERRIAM, D F. (ed.): Symposium on cyclic sedimentation. — Kansas Geol. Serv. Bull., **169**: 107—149, 38 Abb., 1 Tab.; Lawrence.

— (1975): Tidal Deposits, Dachstein Limestone of the North-Alpine Triassic. — In: GINSBURG, R. N. (ed.): Tidal Deposits. — 235—242, 3 Abb.; Berlin/Heidelberg/New York (Springer).

FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. — 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf.; Berlin/Heidelberg/New York (Springer).

FRIEDMAN, G. M., GEBELEIN, C. D. & SANDERS, J. E. (1971): Micritic envelopes of carbonate grains are not exclusively of photosynthetic algal origin. — Sedimentology, **16**: 89—96; Amsterdam.

FÜRSICH, F. T. (1973): *Thalassinoides* and the origin of nodular limestone in the Corallian Beds (Upper Jurassic) of Southern England. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1973**, 136—156, 8 Abb.; Stuttgart.

FÜRSICH, F. T. & SCHMIDT-KITTLER, N. (1980): With a contribution by RAMALHO, M. (microfauna): Biofacies analysis of Upper Jurassic marginally marine environments of Portugal, I. The carbonate-dominated facies at Cabo Espichel, Estremadura. — Geol. Rdsch., **69** (3): 943—981, 12 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.

GANNSEN, R. (1965): Grundsätze der Bodenbildung. — 135 S., 19 Abb., 1 Taf.; Mannheim (Bibliographisches Institut).

HÄFELI, C. (1966): Die Jura/Kreide-Grenzschichten im Bielersee-Gebiet (Kt. Bern). — Eclog. geol. Helvet., **59** (2): 565—695, 40 Abb., 17 Tab., 2 Taf.; Basel.

HARRISON, R. S. & STEINEN, R. P. (1978): Subaerial crusts, caliche profiles and breccia horizons: Comparison of some Holocene and Mississippian exposure surfaces, Barbados and Kentucky. — Geol. Soc. Amer. Bull., **89**: 385—396, 9 Abb.; Boulder.

HOFFMAN, P. (1976): Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, Western Australia. — In: WALTER, M. R. (ed.): Stromatolites. — Dev. Sediment., **20**: 261—271, 7 Abb.; Amsterdam.

HOFFMANN, R. (1981): Mikrofazielle Untersuchungen im Oberen Jura der Serra da Arrábida (Estremadura, Portugal). Vom Picoto bis Praia da Rasca. — Diplomarbeit, 97 S.; München.

HOTTINGER, L. (1971): Larger Foraminifera of the Mediterranean Jurassic and their stratigraphic use. — Ann. Inst. Geol. pub. Hung., **54** (2): 497—504, 1 Taf.; Budapest.

JAMES, N. P. (1972): Holocene and pleistocene calcareous crust (Caliche) profiles: Criteria for subaerial exposure. — J. Sed. Petrol., **42** (4): 817—836, 12 Abb., 1 Tab.; Tulsa.

KAZMIERCZAK, J. & PSZCLKOWSKI, A. (1969): Burrows of Enteropneusta in Muschelkalk (Middle Triassic) of the Holy Cross Mountains, Poland. — Acta Paläont. Polon., **14** (2): 299—318, 9 Abb., 5 Taf.; Warszawa.

LEINFELDER, R. (1980): Mikrofazielle und stratigraphische Untersuchungen im Malm der Serra da Arrábida (Estremaura, Portugal). — Sesimbra bis Casais da Serra. — Diplomarbeit, **129** + **XXIX** S.; München.

LOREAU, J. P. & PURSER, B. H. (1973): Distribution and Ultrastructure of Holocene Ooids in the Persian Gulf. — In: PURSER, B. H. (ed.): The Persian Gulf. — 279—328, 20 Abb., 5 Taf.; Berlin/Heidelberg/New York (Springer).

MONTADERT, L., WINNOCK, F., DELTIEL, J. R. & GRAU, G. (1974): Continental Margins of Galicia-Portugal and Bay of Biscay. — In: BURK, C. A. & DRAKE, C. L. (eds.): The geology of Continental Margins. — 323—342, 13 Abb.; Berlin/Heidelberg/New York (Springer).

MONTY, C. L. V. (1976): The origin and development of cryptalgal fabrics. — In: WALTER, M. R. (ed.): Stromatolites. — Dev. Sediment., **20**: 193—250, 36 Abb.; Amsterdam.

MOUTERDE, R., RAMALHO, M., ROCHA, R. B., RUGET, C. & TINTANT, H. (1972): Le Jurassique du Portugal — Esquisse stratigraphique et zonale. — Bull. Soc. Geol. Portugal, **18** (1): 73—104, 3 Tab.; Lisbonne.

MULTER, H. G. & HOFFMEISTER, J. G. (1968): Subaerial laminated crusts of the Florida Keys. — Geol. Soc. Amer. Bull., **79** (1): 183—192, 4 Abb., 3 Taf.; Boulder.

OSCHMANN, W. (1981): Mikrofazielle Untersuchungen im Malm der Serra da Arrábida, in der Umgebung von Sesimbra, Portugal. — Diplomarbeit, 111 S.; München.

PLUMLEY, W. J., RISLEY, G. A., GRAVES, R. W. & KALEY, M. E. (1962): Energyindex for limestone interpretation and classification. — Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., **1**: 85—107, 5 Abb., 4 Taf.; Tulsa.

PURSER, B. H. & LOREAU, J.-P. (1973): Aragonitic, Supratidal Encrustations on the Trucial Coast, Persian Gulf. — In: PURSER, B. H. (ed.): The Persian Gulf. — 343—376, 20 Abb., 1 Tab.; Berlin/Heidelberg/New York (Springer).

RAMALHO, M. M. (1971): Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). — Mém. Serv. Geol. Portugal, N.S. **19**: 212 S., 16 Abb., 39 Taf.; Lisbonne.

READ, J. F. (1975): Tidal-Flat Facies in Carbonate Cycles, Pillara Formation (Devonian), Canning Basin, Western Australia. — In: GINSBURG, R. N. (ed.): Tidal Deposits. — 251—256, 3 Abb.; Berlin/Heidelberg/New York (Springer).

— (1976): Calcretes and their distinction from Stromatolites. — In: WALTER, M. R. (ed.): Stromatolites. — Dev. Sediment., **20**: 55—71, 1 Abb., 3 Taf.; Amsterdam.

REINECK, H.-E. & SINGH, J. B. (1975): Depositional Sedimentary Environments. — 439 S., 579 Abb.; Berlin/Heidelberg/New York (Springer).

SEIFERT, H. (1963): Beiträge zur Geologie der Serra da Arrábida in Portugal. — Geol. Jb., **81**: 277—344, 9 Abb.; Hannover.

SHERIDAN, R. E. (1974): Atlantic Continental Margin of North America. — In:

BURK, C. A. & DRAKE, C. L. (eds.): The Geology of Continental Margins. — 391—407, 13 Abb.; Berlin/Heidelberg/New York (Springer).

SHINN, E. A., LLOYD, R. M. & GINSBURG, R. N. (1969): Anatomy of a modern carbonate tidal-flat, Andros Island, Bahamas. — J. Sed. Petrol., 39 (3): 1202—1228, 37 Abb.; Tulsa.

TINTANT, H. (1967): Remarques sur la Jurassique de l'Arrábida. — Com. Serv. Geol. Portugal, 51: 5—19; Lisboa.

WILSON, R. C. L. (1975): Some examples of shoaling deposits from the Upper Jurassic of Portugal. — In: GINSBURG, R. N. (ed.): Tidal Deposits. — 363—371, 6 Abb.; Berlin/Heidelberg/New York (Springer).

WOODS, P. J. & BROWN, R. G. (1975): Carbonate Sedimentation in an Arid Zone Tidal Flat, Nilemah Embayment, Shark Bay, Western Australia. — In: GINSBURG, R. N. (ed.): Tidal Deposits. — 223—232, 3 Abb.; Berlin/Heidelberg/New York (Springer).

ZBYSZEWSKI, G., VEIGA FERREIRA, O., MANUPELLA, G. & TORRE DE ASSUNCAO, C. (1965): Noticia explicativa da folha 38-B Setúbal, Carta geologica de Portugal 1:50 000. — 134 S.; Lisboa.

ZIEGLER, R. (1980): Mikrofazielle und stratigraphische Untersuchungen im Malm der Serra da Arrábida (Portugal). Cabo Espichel bis Facho. — Diplomarbeit, 93 S.; München.

Bei der Münchener Redaktion eingegangen am 1. Dezember 1981.

Anschriften der Verfasser:

JÖRG FELBER, WOLFGANG OSCHMANN, REINHARD ZIEGLER, Institut für Paläontologie und Historische Geologie, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.
RALF HOFFMANN, Kralingse Plaslaan 56A, Rotterdam/Niederlande.
REINHOLD LEINFELDER, Institut für Geowissenschaften der Johann-Gutenberg-Universität, Saarstraße 21, 6500 Mainz.